

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
Кольский научный центр
Учреждение Российской Академии наук Геологический институт
Кольского научного центра РАН (ГИ КНЦ РАН)

На правах рукописи

А.О. Калашников

**СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННАЯ УПОРЯДОЧЕННОСТЬ
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ КАК ПОИСКОВЫЙ КРИТЕРИЙ
ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-
минералогических наук по специальности 25.00.11: Геология, поиск и разведка
твердых полезных ископаемых, минерагения

Научный руководитель д.г.-м.н., проф. П.М.Горяинов

Апатиты
2009

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.....	1
Глава 1. Два типа геологических структур и определяемые ими возможности рекон- струирования и прогноза.....	9
1.1. Признаки прогрессивной эволюции геологической систем.....	10
1.1.1. Фрактальное строение – от микроуровня до регионального и глобального.....	12
1.1.2. Структурирование геологических объектов по типу перколяционного кластера.....	15
1.1.3. Геологические СОК-системы.....	20
1.2. Ограничения, накладываемые открытостью геологических систем на возможности реконструирования.....	22
Глава 2. Универсальность мотивов организации принципиально разных рудоносных комплексов: Хибинского массива и Приимандровской железорудной структуры.....	26
2.1. Хибинский массив.....	27
2.1.1. Геологическая характеристика.....	27
2.1.2. Зональность Хибинского массива.....	38
2.1.3. Особенности строения апатитовых месторождений Хибинского массива.....	48
2.1.4. Взаимосвязь рельефообразования и вещественного состава Хибинского массива.....	50
2.2. Приимандровская железорудная структура.....	56
2.2.1. Геологическая характеристика.....	56
2.2.2. Особенности строения месторождений Приимандровской железоруд- ной структуры.....	61
2.3. Сравнение организации Хибинского массива и Приимандровской структуры	67
2.4. Прогнозно-поисковые следствия самоорганизующейся природы геологических систем.....	71
Глава 3. Структурно-вещественная упорядоченность как поисковый признак.....	72
3.1. Критерии относительной упорядоченности (КОУ) в физике открытых систем	72
3.2. Способы измерения КОУ для геосистем. Ограничения определения КОУ в геологии.....	76
Глава 4. Описание прогнозно-поисковых методов, основанных на принципах теории самоорганизации.....	78
4.1. Метод многомерных фазовых траекторий.....	79
4.2. Метод, основанный на анализе степени дифференцированности геологическо- го объекта.....	82
4.2.1. Изучение структурной неоднородности разреза по модулю дискретности.....	82
4.2.2. Степень дифференцированности геохимического поля как поисковый признак.....	84

4.3. Метод, основанный на фрактальном анализе геоморфологических особенностей (рельефа, фототона).....	84
Глава 5. Заверка и применение методов.....	87
5.1. Хибинский массив.....	87
5.1.1. Фрактальный анализ геоморфологических особенностей.....	87
5.1.2. Метод многомерных фазовых траекторий.....	92
5.1.3. Метод, основанный на анализе степени дифференцированности геохимического поля.....	93
5.2. Приимандровская железорудная структура.....	97
5.2.1. Фрактальный анализ геоморфологических особенностей.....	97
5.2.2. Анализ степени дифференцированности геохимического поля Оленегорского железорудного месторождения (Приимандровская структура).....	99
5.2.3. Выявление коренного благороднометалльного оруденения в пределах Оленегорского железорудного месторождения.....	105
5.3. Забайкальская золотоносная провинция.....	108
5.3.1. Описание участков детальны работ.....	110
5.3.2. Фрактальный анализ геоморфологических особенностей.....	115
5.3.3. Метод многомерных фазовых траекторий.....	117
5.4. Поиски минерализации элементов платиновой группы и золота на детальном участке в пределах Кольской платиноносной провинции.....	117
5.4.1. Выделение перспективных площадей с помощью разработанных методов.....	120
5.5. О преимуществах предлагаемой прогнозно-поисковой технологии.....	124
5.5.1. Условия и особенности применения предлагаемых методов.....	124
5.5.2. Сравнительная оценка эффективности разработанных и традиционных методов.....	129
Заключение.....	132
Список литературы.....	138
Приложение 1. Содержание акцессорных минералов в фойюитах Хибинского массива.....	150
Приложение 2. Содержание главных минералов в фойюитах.....	151
Приложение 3. Степень изотропности фойюитов.....	152
Приложение 4. Химический состав пород по хибинскому профилю.....	160
Приложение 5. Химический состав нефелина.....	166
Приложение 6. Химический и минеральный состав калиевого полевого шпата.....	168
Приложение 7. Химический и минеральный состав пироксенов.....	171
Приложение 8. Химический состав апатита.....	180
Приложение 9. Абсолютная высота отбора проб. Дифференцированность рельефа.....	185

ВВЕДЕНИЕ

Автор включился в плановые исследования коллектива лаборатории самоорганизации минеральных систем Геологического института Кольского НЦ РАН в 2005 году. Этот коллектив вот уже более пятнадцати лет исследует теоретические и методические проблемы приложения идей теории самоорганизации к решению задач традиционного геологического анализа. Основные результаты коллектива были обобщены в целом ряде публикаций, прежде всего, в монографии «Самоорганизация минеральных систем» [П.М.Горяинов, Г.Ю. Иванюк, 2001], в которой приведен детальный анализ особенностей самоорганизации минерального вещества от масштаба кристаллической решётки до глобального уровня..

Эти фундаментальные работы предопределили возможность успешного решения традиционных геологических задач методами теории самоорганизации и представили несколько вытекающих из неё сравнительно простых методов проведения прогнозно-поисковых работ: метод оценки степени неоднородности геологических разрезов посредством модуля дискретности [Николаев, Горяинов, 1990], метод выявления перспективных золоторудных участков при помощи фазовых траекторий [Мезенцева, 1997], методы оценки перспективности месторождений и качества руд на основе фрактальной размерности рудных тел, полосчатости, складок, межзерновых границ и др. [Базай, Иванюк, 1996; Иванюк, 1997; Goryainov et al., 1997; Горяинов и др., 1997; Горяинов, Иванюк, 2001 и др.], методы оценки месторождений по легко получаемым критериям, вытекающим из когерентности большинства текстурно-структурных и вещественных переменных в самоорганизованных системах [Егоров, Иванюк, 1994; Иванюк и др., 1996; Горяинов, Иванюк, 2001 и др.]. Однако все эти основанные на теории самоорганизации подходы и приёмы ещё требовали значительной доработки, чтобы перерасти в воспроизводимую и доступную для практической геологии прогнозно-поисковую технологию, создание которой весьма актуально по целому ряду причин.

Первая, и главная, причина состоит в том, что многие, если не все геологические системы являются открытыми, и их нельзя без потерь информации аппроксимировать «закрытой» моделью. Все геологические процессы, по сути, являются процессами обмена веществом и энергией с окружающим пространством, а формирование геологических структур обусловлено необходимостью наиболее эффективно диссипировать непрерывно поступающую в них эндогенную энергию. Это даёт основания предполагать, что методика прогноза и поиска месторождений полезных ископаемых, основанная на адекватной физике геологического структурирования, будет существенно эффективнее и дешевле традиционной.

Вторая причина, во многом предопределяемая первой – это малая эффективность попыток улучшить традиционные методы геологического прогнозирования и поисков месторождений путём проведения всё более детальных полевых работ, выполнения всё более сложных и дорогих анализов и получения всё более крупных массивов аналитических данных (термодинамических, изотопно-геохронологических, содержаний редких элементов и т.д.).

Третья причина – очевидный успех в исследовании сложных физических, химических, геологических, биологических и социальных систем, достигнутый в последние годы с использованием методов и подходов теории диссипативных структур [Николис, Пригожин,

1990; Хакен, 1991], самоорганизованной критичности [Bak, 1997] и фрактального анализа [Mandelbrot, 1983]. В геологии эти подходы эффективно используются при прогнозных работах на золото и другие редкие металлы [Blenkinsop, 1994; Хаиба, 2006], при оценке закономерностей размещения месторождений, эпицентров землетрясений и др. [Mandelbrot, 1989; Sahimi et al., 1994; Урицкий, Троян, 1998], при сейсмическом прогнозе [Robertson et al., 1995; Nanjo, 1998]; при анализе геометрии разломных сетей и жильных штокверков [Hirata, 1989; Turcotte, 1992; Korvin, 1995; Горяинов и др., 1998; Горяинов и др., 2007 и др.], а также используются в построении геолого-генетических моделей общего характера [Летников, 1992; Русинов, Жуков, 1994; Летников и др., 2000; Ivanov, 1994 и др.].

В соответствии с вышеизложенным, **целью работы** явилось создание методологии прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых, основанной на принципах теории самоорганизации. Отсюда вытекают **задачи исследования**:

1. Анализ принципов традиционных методов прогнозно-поисковых работ, выявление их физического базиса и эффективности процедур реконструкции.
2. Выявление основных универсальных мотивов самоорганизации рудоносных комплексов и вытекающих из них прогнозно-поисковых следствий.
3. Анализ возможностей применения аппарата физики открытых систем к задачам геологии и создание на его базе конкретных прогнозно-поисковых методов.
4. Апробация разработанных методов на объектах различного генезиса, возраста и масштаба.

Указанные задачи исследования определили **структуру работы**. В *первой главе* рассматриваются два способа организации геологических комплексов и определяемые этим возможности реконструирования и прогноза, анализируются причины недостаточной эффективности традиционных прогнозно-поисковых работ, отсутствия новых, «прорывных» научных разработок в этой области. В *разделе 1.1* показано, что многие геологические объекты сформировались в результате самоорганизации открытых систем, и, следовательно, реконструкция их эволюции, базирующаяся на физике закрытых систем (как и основанный на ней прогноз), применима и эффективна только в редких случаях, когда неравновесность системы можно аппроксимировать равновесными приближениями. Становится ясным, что, во-первых, необходимо перенести акцент исследований с выявления причин и реконструирования геологических процессов на изучение структуры непосредственно наблюдаемых геологических объектов и взаимоотношений различных свойств, во вторых, необходимо рассматривать и отдельные подсистемы Земли, и Землю в целом как открытые самоорганизующиеся системы. Задача облегчается тем, что процесс самоорганизации систем самой разной природы (физических, химических, геологических и даже биологических и социальных) происходит по одним и тем же макроскопическим законам, число которых ограничено. Этот факт предопределяет то, что в строении геологических объектов разного генезиса (скажем, метаморфогенных и магматогенных) сформировавшихся в результате самоорганизации, будут присутствовать общие черты, и мы можем использовать для их выявления некие универсальные методы.

Поскольку такие методы опираются на системные свойства распределенных

диссипативных структур и теоретически не зависят от конкретных механизмов формирования месторождений, для их апробации необходимо выбрать принципиально разные по своим генезису, возрасту и масштабу объекты. В качестве основных объектов исследования мы выбрали палеозойский Хибинский массив с его крупнейшими в мире апатитовыми месторождениями и архейскую Приимандровскую структуру с несколькими крупными месторождениями уникальных по качеству магнетита железистых кварцитов, детальной характеристике которых посвящена наиболее насыщенная фактическим материалом *глава 2*. Именно в ходе этих исследований был установлен главный принцип строения самоорганизованных рудных комплексов: рудная минерализация приурочена к их самым упорядоченным участкам, в которых наблюдается когерентное поведение наибольшего числа структурно-текстурных и вещественных переменных. Упорядоченность таких зон выражена поведением практически всех переменных – от характеристик геофизических полей и рельефа до состава и тонких кристаллохимических особенностей минералов. Этот вывод позволил сформулировать основное положение для разработки новой прогнозно-поисковой технологии: *месторождения являются наиболее упорядоченными участками земной коры*.

Соответственно, прогнозные и поисковые работы любого масштаба сводятся к анализу распределения критериев упорядоченности в пределах изучаемой территории, причём упорядоченность может быть оценена по самым различным аспектам геологических систем (см. *третью главу*). В физике открытых систем существует ряд способов измерения критерия относительной упорядоченности, которые были адаптированы нами в *главе 4* к данным геохимического опробования, геофизических, дистанционных и др. геологических исследований. Исходя из физического определения упорядоченности, природы геологических данных, а также имеющихся научных заделов, нами был разработан ряд методов анализа распределённых геохимических, геофизических, петрофизических и дистанционных данных (*глава 4*):

- метод многомерных фазовых траекторий, предназначенный для выявления участков когерентности как можно большего числа переменных, с помощью которого нам удалось выявить коренную золотосеребряную минерализацию в пределах Оленегорского железорудного месторождения Приимандровской структуры (Кольский полуостров);
- метод, основанный на анализе дифференцированности геохимического поля, предназначенный для выявления наиболее неоднородных, т.е. наиболее перспективных участков геологической структуры;
- фрактальный анализ рельефа (фототона, изолиний высот), предназначенный для выявления наиболее неоднородных, т.е. динамически активных участков территории в настоящем и прошлом.

Так как разработанные методы представляются как не зависящие от каких-либо априорных концепций генезиса, очевидно, что для их апробации необходимо было выбрать несколько принципиально разных объектов – и по генезису, и по возрасту, и по масштабу. Такими объектами стали, в первую очередь, подробно и системно изученные – Хибинский массив и Приимандровская железорудная структура. Другими объектами стали два участка детальных работ в пределах Забайкальской золотоносной провинции и участок детальных работ на элементы

платиновой группы и золото в пределах Кольской платиноносной провинции (*пятая глава*). На перечисленных объектах были точно установлены местоположение и масштаб основного оруденения и, кроме того, было выявлено положение сопутствующей благороднометальной минерализации в пределах Оленегорского железорудного месторождения.

По результатам исследований сделана рекомендация на проведение металлогенической (прогнозно-поисковой) ревизии территории России по возможно большему количеству имеющихся материалов с целью выявления новых рудных объектов без существенных затрат. Показано, что существует достаточно высокая вероятность (порядка 30 %) обнаружить новые рудные объекты с помощью такого сравнительно дешёвого доизучения территории.

Работа общим объемом 148 страниц включает 9 таблиц, 92 рисунка и список использованной литературы из 157 наименований.

В качестве защищаемых положений в работе представлены следующие тезисы:

1. Потенциально рудоносные эндогенные комплексы обладают сходством в системной организации, что позволяет использовать однотипные приемы для выявления рудных объемов.

2. Участки с когерентным поведением максимального числа структурно-вещественных переменных являются наиболее перспективными для выявления эндогенного оруденения. Количественная характеристика степени когерентности является поисковым критерием эндогенных рудных объектов различного генезиса.

3. Наиболее дифференцированные геологические, геохимические, геофизические, и геоморфологические структуры являются наиболее перспективными для постановки поисковых работ. Количественная характеристика степени дифференцированности геологического объекта является поисковым критерием эндогенных рудных объектов различного генезиса.

Научная новизна. Впервые проведено комплексное изучение структурно-вещественной зональности Хибинского массива по комплексному профилю от ж/д станции Хибины, через Малую дугу фойдолитов и фенитизированных вулканогенно-осадочных пород, Главное фойдолитовое кольцо, включая апатитовое рудопроявление пика Марченко и крупнейшее в мире месторождение Коашва, к краю массива у подножья г. Китчапах:

- проведено изучение химического и минерального состава хибинских пород с шагом 40–500 м (95 образцов), показавшее наличие строгой зональности массива, симметричной относительно Главного кольца;
- проведено микрозондовое изучение состава всех установленных минералов (более 11100 элементопределений), позволившее выявить симметричное относительно Главного кольца изменение их состава;
- проведена ревизия имеющихся и вновь полученных данных с целью оценки минерального разнообразия в породах и жилах Хибинского массива по указанному профилю, показавшая резкое уменьшение числа породообразующих минералов в нефелиновых сиенитах при приближении к фойдолитам Главного кольца, сопровождающееся еще более резким увеличением числа редких минералов, концентрирующихся в жилах и метасоматитах;
- проведена количественная оценка трахитоидности нефелиновых сиенитов в 79 полированных штуфах, выявившая изотропизацию этих пород вблизи Главного

фоидолитового кольца;

- проведено определение фазового состава калиевого полевого шпата (107 образцов), показавшее, что изотропизация пород вблизи Главного кольца сопровождается переходом микроклиндоминантных нефелиновых сиенитов в ортоклаздоминантные;
- изучена дифференцированность рельефа Хибинского массива по данным GPS-навигации и анализа топографических карт и космоснимков. Установлена корреляция степени дифференцированности рельефа с различными структурными (текстурные особенности нефелиновых сиенитов, особенности кристаллической решетки калиевого полевого шпата) и вещественными (химический и минеральный состав пород, химический состав сквозных минералов) переменными, что позволяет использовать геоморфологические данные в прогнозных целях.

Проведена оценка фрактальной размерности полосчатости и складок в апатито-нефелиновых породах Хибинского массива; изучено фрактальное распределение размера обломков в брекчиевых рудах, показавшее их принципиальное сходство с аналогичными текстурами железистых кварцитов.

Посредством метода многомерных фазовых траекторий проведён анализ аутигенной зональности Оленегорского месторождения железистых кварцитов и предсказано положение связанного с ними коренного золотосеребряного оруденения. Выполнено изучение образцов железистых скарноидов, отобранных из перспективных зон, которое выявило широкое развитие здесь акантита, аурикуприда, волинскита, гессита, кервеллеита, павонита, петцита, серебра и электрума, ассоциирующих с теллуридами висмута, свинца и меди.

Впервые проведено сравнение мотивов организации различных объектов – Хибинского массива и Приимандровской железорудной структуры и выявлено сходство основных черт их структурно-вещественной организации, что позволило предложить универсальный поисковый признак эндогенных рудных объектов как участков с наивысшей структурно-вещественной упорядоченностью. На этой основе разработана прогнозно-поисковая технология, апробация которой на объектах различного генезиса, возраста и масштаба показала её высокую эффективность.

Выявлена связь упорядоченности рельефа и структурно-вещественных свойств геологических объектов.

Фактический материал. В работе использованы материалы полевых исследований 2005–2006 гг. автора, выполненных в составе коллектива Лаборатории самоорганизации минеральных систем ГИ КНЦ РАН, а также коллекции образцов пород Хибинского массива и Приимандровской железорудной структуры, собранные в предыдущие годы сотрудниками ГИ КНЦ РАН А.В.Базай, П.М.Горяиновым, Г.Ю.Иванюком, Ю.А.Корчак, Я.А.Пахомовским, В.Н.Яковенчуком и Н.Г.Коноплёвой (ООО «Минералы Лапландии»). При изучении дистанционных данных были использованы космоснимки из различных источников. Конечная база данных по профилю через Хибинский массив включала результаты 2185 химических и более 11100 микрозондовых элементопределений, 107 результатов рентгенофазового анализа и результаты определения дисперсии ориентировки кристаллов полевого шпата в 79 образцах. В ходе изучения коренного золотосеребряного оруденения Оленегорского месторождения

выполнено исследование морфологии и состава всех обнаруженных минералов в 23 образцах (более 80 изображений полированных шлифов в обратно-рассеянных электронах и 620 микрозондовых элементоопределений).

База данных по Забайкальской золотосной провинции, любезно предоставленная директором МЦГК «Геокарт» проф. Н. В. Межеловским, включала данные о содержании тридцати восьми элементов в 308 пробах коренных пород, полученные в рамках работ по проекту «РтутOMETрические литохимические исследования по оценке перспектив геохимических аномалий прошлых лет на золото и другие металлы по участкам листов О-50-122, О-49-133, О-50-51, О-50-110, а также обобщение ртутOMETрической площадной съемки по листу М-50-III, Бaley» [Фурсов, 2007]. Геохимические данные (содержание девятнадцати элементов в 6206 пробах) по одному из перспективных на элементы платиновой группы участков в пределах Кольской платиноносной провинции предоставлены к.г.-м.н. А.А. Калинин (ООО «Кольская горно-геологическая компания») в рамках экспериментального внедрения и апробации разработанной технологии.

Личный вклад.

- Отобраны образцы по хибинскому профилю на отрезке, проходящем через месторождение Коашва (10 образцов), и подготовлены к химическому и микрозондовому анализам. Поставлено техническое задание для проведения этих анализов.

- Проведена статистическая обработка результатов различных типов анализов по хибинскому профилю: получение базовых статистических характеристик, корреляционный, факторный, кластерный анализы, изучение характера распределения и др.

- Разработана методика определения текстурных свойств хибинских пород, в соответствии с которой проведена количественная оценка трахитоидности нефелиновых сиенитов в 79 полированных штуфах.

- Поставлена задача по исследованию зональности Хибинского массива в отношении особенностей кристаллической решетки КППШ (разбраковка микроклина и ортоклаза). Подготовлены образцы для проведения рентгеноструктурных исследований (107 образцов).

- Предложена процедура изучения дифференцированности рельефа. Изучено пространственное распределение дифференцированности рельефа Хибинского массива по данным GPS-навигации и топографических карт вдоль хибинского профиля. Проведена статистическая обработка полученных данных. Изучены корреляции данной величины с другими структурно-вещественными переменными.

- Проведена оценка фрактальной размерности полосчатости и складок в апатито-нефелиновых породах Хибинского массива.

- В составе научного коллектива лаборатории проведено сравнение мотивов организации различных объектов: Хибинского массива и Приимандровской железорудной структуры.

- Проведена обработка графических материалов: космоснимков, топографических карт, разрезов, изображений полированных штуфов.

- Выдвинуто предположение, что месторождения являются наиболее упорядоченными участками (объемами) земной коры; на основе этого предположения разработаны новые методы прогноза и поиска, и применены к нескольким различным объектам (что и составляет

содержательную часть второго и третьего защищаемых положений).

- Проанализированы результаты применения предлагаемых прогнозно-поисковых методов и проведено сравнение разработанной технологии с традиционными методами.

Методы исследований.

При обработке первичных геологических материалов использовались следующие методы получения и обработки данных:

- отбор образцов по профилям вкрест зональности объекта;
- химический анализ горных пород по стандартным методикам в лаборатории ГИ КНЦ РАН;
- изучение изображений полированных шлифов под электронным микроскопом LEO-1450 в Лаборатории физических методов исследования пород, руд и минералов ГИ КНЦ РАН;
- анализ состава минералов посредством волно-дисперсионного электронно-зондового микроанализатора MS-46 «Cameca» и энергодисперсионной приставки Röntec к сканирующему электронному микроскопу LEO-1450 в Лаборатории физических методов исследования пород, руд и минералов ГИ КНЦ РАН;
- рентгеноструктурный анализы минералов на приборах УРС-1 и ДРОН-2 в Лаборатории физических методов исследования пород, руд и минералов ГИ КНЦ РАН;
- оценка трахитоидности нефелиновых сиенитов по дисперсии положения осей b таблитчатых кристаллов калиевого полевого шпата;
- стандартные методы статистической обработки, пространственной интерполяции и визуального представления геохимических и дистанционных данных;
- методы фрактальной геометрии, обработки сигналов и теории фрагментации (определение фрактальной размерности черно-белых множеств методом Минковского, определение функции распределения размера месторождений, обломков в рудных брекчиях и др.);
- оригинальные методы анализа геологических и геохимических данных (определение модуля дискретности, метод многомерных фазовых траекторий и др.);
- методы компьютерной обработки графических материалов.

Практическая значимость работы. Разработанная в ходе работы над диссертацией прогнозно-поисковая технология является более эффективной по сравнению с традиционными методиками (см. главу 5), так как учитывает прогрессивный характер эволюции геосистем. На основе созданных разработок рекомендуется проведение ревизии имеющихся данных по геологии России с целью выявления новых рудных объектов без существенных затрат. Предложенными методами уже выявлено коренное золотосеребряное оруденение в пределах Оленегорского месторождений железистых кварцитов. В настоящее время проводится опытное внедрение разработанной технологии в рамках поисковых работ на благородные металлы (элементы платиновой группы, золото) в пределах Кольской платиноносной провинции (Центральнокольская ГРЭ, Кольская горно-геологическая компания).

Публикации и доклады, отражающие основные результаты работы. Результаты настоящего исследования докладывались на III и V Ферсмановских научных сессиях Кольского отделения РМО, научно-практической конференции «MINEX FORUM Северо-Запад» (Петрозаводск, 2007), международной конференции «Месторождения природного

и техногенного минерального сырья: геология, геохимия, геохимические и геофизические методы поисков, экологическая геология» (Воронеж, 2008), II Всероссийской конференции по прикладной геохимии «Поисковые геолого-геохимические модели рудных месторождений» (Воронеж, 2009). Проект прогнозно-поисковой технологии, предлагаемой в данной работе, включен в 3 каталога инновационных разработок. По вопросам, затрагиваемым в диссертации, опубликованы 1 статья в иностранном журнале, 2 статьи в отечественном реферируемом журнале, рекомендованном ВАК для публикации результатов докторских диссертаций, и 7 статей в сборниках трудов и материалах конференций. Проект предлагаемой в диссертации прогнозно-поисковой технологии вышел в финал VII Конкурса русских инноваций (Москва, 2008).

Исследования в различных частях выполнялись в рамках темы 4-2007-4801 НИР ГИ КНЦ РАН «Структурно-вещественная организация рудоносных систем» лаборатории самоорганизации минеральных систем Геологического института Кольского НЦ РАН в тесном сотрудничестве с д.г.-м.н. П. М. Горяиновым, д.г.-м.н. Г. Ю. Иванюком, Н. Г. Коноплевой, к.г.-м.н. Ю. А. Корчак и к.г.-м.н. В. Н. Яковенчуком. Микрозондовые анализы минералов выполнены к.г.-м.н. Я. А. Пахомовским и к.г.-м.н. А. В. Базай (ГИ КНЦ РАН); ими же получены изображения полированных шлифов в обратно-рассеянных электронах. Рентгеноструктурные исследования проведены Е. А. Селивановой и М. И. Квятковской (ГИ КНЦ РАН). Полевые работы выполнялись при финансировании ООО «Минералы Лапландии» (г. Апатиты) и поддержке ОАО «Апатит» (г. Кировск) и ОАО «Мурманская ГРЭ». Работы по разработке прогнозно-поисковой технологии поддерживались МЦГК «Геокарт» (г. Москва).

Часть данных по Хибинскому массиву любезно предоставлена вышеперечисленными сотрудниками ГИ КНЦ РАН. При изучении Приимандровской структуры использовались материалы проф. П. М. Горяинова и д.г.-м.н. Г. Ю. Иванюка. Материалы по Забайкальской золоторудной провинции предоставлены проф. Н. В. Межеловским (МЦГК «Геокарт»).

Автор признателен за консультации и обсуждение результатов работ к.г.-м.н. В.Н. Яковенчуку, к.г.-м.н. Я.А. Пахомовскому, проф. Ю.Л. Войтеховскому (ГИ КНЦ РАН), Н.Г. Коноплевой (ООО «Минералы Лапландии»), проф. Н.В. Межеловскому (МЦГК «Геокарт»), к.г.-м.н. В.А. Килипко (ИМГРЭ), Д.В. Евстратовой (Воронежский госуниверситет). Особо хочу поблагодарить заведующего лабораторией самоорганизации минеральных систем ГИ КНЦ РАН д.г.-м.н. Г.Ю. Иванюка за ценные идеи, советы и консультации в ходе выполнения работы.

Отдельно хочу отметить своих университетских учителей профессоров А.Д. Савко и К.А. Савко (Воронежский госуниверситет), определивших направление моей научной деятельности.

Выражаю особую признательность моему научному руководителю профессору П.М. Горяинову, без чьих идей, советов и руководства эта работа не могла бы состояться.

ГЛАВА 1. ДВА ТИПА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР И ОПРЕДЕЛЯЕМЫЕ ИМИ ВОЗМОЖНОСТИ РЕКОНСТРУИРОВАНИЯ И ПРОГНОЗА

Генетические концепции в геологии являются базисом для построения различных реконструкций, которые, в свою очередь, являются сутью прогнозно-поисковых и разведочных работ. Понятно, что по этой причине выбор исследователем модельной версии эволюции конкретной геологической системы непосредственно влияет на экономическую эффективность поисковых и прогнозных работ. Как известно, типов эволюции всего два – прогрессивный и деградационный. При первом системы усложняются, упорядочиваются – это результат самоорганизации открытых систем. При втором типе эволюции – это разупорядочивание или упрощение, хаотизация закрытой системы согласно Второму началу термодинамики. В соответствии с этим можно выделить и два типа геологических объектов, и два подхода к формированию прогноза на основе палеореконструкции.

1) *Геологические объекты, возникшие в результате разрушения, накопления деформаций.* Этот тип обуславливает постановку прогнозно-поисковых работ как восстановление первоначального состояния изучаемого объекта, в котором он находился до разрушения. Ярким примером такого подхода являются методы, основанные на анализе ореолов рассеяния. Такое представление о геологических объектах доминирует в современной геологии.

2) *Геологические объекты, возникшие в результате упорядочивания, дифференциации (т.е. самоорганизации) изначально однородного, менее упорядоченного субстрата.*

Подавляющее большинство геолого-генетических моделей (в. т. ч. рудогенетические) подходит к геологическим системам как к объектам первого типа, к которым применимы принципы равновесной термодинамики и, в общем, физики закрытых систем. В практической работе геолога по умолчанию принимается, что в ходе геологической эволюции система (объект изучения) накапливает деформации и хаотизируется, все более отдаляясь от некоего теоретического эталона, в природе, как правило, не существующего. Специалисты любых геологических направлений, где используются генетические принципы анализа и непосредственно исследуются свойства геологических объектов самого разного масштаба, сами того не подозревая, формируют свои динамические модели и методические приемы на основе принципов равновесной термодинамики («системы со временем накапливают деформации, т. е. хаотизируются», т.е. их энтропия, как для равновесных закрытых систем, возрастает). Подобные реконструкции сводятся к восстановлению условий образования изучаемого объекта и сравнению восстановленных условий с аналогами, в которых оруденение уже известно (с так называемыми эталонами). Естественно, что подобные реконструкции вносят субъективные элементы.

Представление о геологических объектах как самоорганизованных в настоящее время не задействовано при постановке прогнозно-поисковых работ. Однако если верно, что подавляющее большинство геологических объектов возникло в результате прогрессивного типа эволюции, то это наложит принципиальные ограничения на возможности реконструирования и прогноза (об этом подробнее будет рассказано в [разделе 1.2](#)) и вынудит изменить исследова-

тельную тактику в поисках более эффективных технологических решений. Это прокомментировано в следующем разделе.

1.1. Признаки прогрессивной эволюции геологической систем

Признаки того, что структуры (объекты), возникшие в ходе прогрессивной эволюции, обуславливаются главными свойствами самоорганизующихся систем, а именно:

- открытость системы и обуславливаемые этим градиенты какой-либо энергии;
- существенная неравновесность;
- нелинейность;
- кооперативное поведение подсистем [Эбелинг, 1979].

Ясно, что нам доступны для наблюдения преимущественно следы, слепки древних рудогенетических процессов, а не сами процессы. Поэтому мы не можем непосредственно зафиксировать вышеперечисленные свойства, чтоб определить какую-либо геологическую структуру как самоорганизующуюся. Тем не менее, имеется ряд свойств, позволяющий утверждать, что данные геологические объекты являются продуктом самоорганизации:

1. Негауссовый (бимодальный, логнормальный, Q-нормальный и др.) характер кривых распределения переменной, свидетельствующий, что она может оказаться в когерентных отношениях с некоторыми другими переменными. При равновесии в идеальной системе флуктуации абсолютно не упорядочены и распределение вероятностей отвечает законам Пуассона или Гаусса. Большинство переменных состава и структуры интрузивных пород (включая тоналиты, окруженные породами полосчатой железорудной формации (ПЖФ), и фойяиты, слагающие большую часть Хибинского массива, см. главу 2) характеризуются нормальным распределением. Бимодальные распределения компонентов весьма типичны для различных месторождений штокверкового типа, в которых один из максимумов содержания компонента близок к составу безрудных объемов, а другой – к составу рудных прожилков.

2. Наличие низкосимметричных, порой весьма неординарных структурных узоров: ячеистых (например, базальтовые колоннады), чешуйчато-линзовых (большинство архейских структурно-вещественных комплексов), полосчатых, “паркетовидных”, вихреобразных и т. п. Примеры геологических полигональных структур весьма разнообразны и охватывают широчайший спектр масштабов от микроскопических до региональных или даже планетарных [Горяинов, Иванюк, 2001a]. Они формируются в результате самых разных процессов, от конвекции воды при оттаивании мерзлых грунтов, до ячеистого роста кристаллов и контракции. Понижение симметрии – это следствие приспособления систем к внешним энергопотокам путем усложнения, «усовершенствования» своей структуры для более эффективной диссипации поступающей энергии [Николис, Пригожин, 1990].

3. Переходы от простых к сложным типам узоров, сопровождающиеся не понижением, а увеличением упорядоченности состояния. Один из наиболее ярких примеров самоорганизации, сопровождающей переход от сравнительно простого типа текстурных узоров к сложному – самоорганизация железистых кварцитов при складкообразовании [Иванюк, 2003]. Переход от

прямополосчатых железистых кварцитов внешних зон рудных тел к пloyчатым железистым кварцитам осевой зоны сопровождается упорядочением состава, текстуры и микроструктуры железистых кварцитов, состава и свойств слагающих их минералов. В результате пloyчатые ядра рудных тел сложены самыми лучшими рудами (с самым высоким содержанием магнетита при ничтожном содержании сульфидов и апатита, с самым беспримесным и крупнозернистым магнетитом и т.д.).

4. Широко проявленная масштабная инвариантность, фрактальное строение объектов. Подробнее о понятии фрактала и фрактальных геологических объектах – в [разделе 1.1.1](#).

5. Когерентное поведение подсистем, в особенности тех из них, которые традиционно относятся к разновременным: “первичным” (скажем, состав и первичная зональность, слоистость и др.) и “вторичным” (складчатость, разрывная сеть и др.), т. е., применительно к данному случаю, к “осадочной” и “тектонической” подсистемам. Этот признак подробно описан на примере Хибинского массива и Приимандровской структуры в [главе 2](#).

6. Признаки “парадоксальной” тектоники и стратиграфии, например, консервативность (гомеостазис) во времени контуров тектонических ансамблей, отсутствие признаков значительного латерального транспорта при наличии явных элементов морфологических надвигов и признаков активной динамики на микроуровне, отсутствие каких либо признаков “перемешивания” слоев, зональности геологических тел на фоне очень сложного складчатого узора и обилия разрывных нарушений. Сюда же можно отнести и признаки длительного (“многоактного”) развития, наличия нескольких последовательно-дискретных эпизодов, ожидаемый интегральный эффект которых также не приводил к разупорядочению, деградации.

7. Принадлежность объекта к хаотически-детерминированным¹ системам, выявленная с помощью анализа пространственного (временного) распределения какой-либо переменной (состава породы, количества породных границ на единицу длины разреза и т.п.).

Если формирование геологических систем действительно происходило в термодинамически открытых системах, то ограниченность различных реконструкций и основанных на их основе прогнозно-поисковых моделях определяется, в первую очередь, описанным ниже эффектом бабочки Лоренца (см. [раздел 1.2](#)). Факты, свидетельствующие о самоорганизации (что подразумевает открытость, нелинейность и закрытые состояния среды их зарождения) минеральных систем самого разного масштаба – от кристаллов до планетарной регматической сети – в значительном количестве накоплены коллективом лаборатории самоорганизации минеральных систем Геологического института Кольского НЦ РАН [Горяинов, Иванюк, 2001 и др.].

В следующих подразделах пойдет речь о наиболее характерных свойствах геологических

¹ Детерминированный (динамический) хаос – явление, при котором поведение нелинейной системы выглядит случайным, несмотря на то, что оно определяется детерминистическими законами. Причиной появления детерминированного хаоса является неустойчивость по отношению к начальным условиям и параметрам: малое изменение начального условия со временем приводит к сколь угодно большим изменениям динамики системы. Как правило, такое состояние, несмотря на присутствие слова «хаос» в названии, является более упорядоченным по сравнению с состоянием той же системы до достижения хаотически-детерминированного состояния [Шустер, 1988].

объектов и примерах, демонстрирующих их в качестве продукта самоорганизации – фрактальное строение, структурирование по принципу перколяционного кластера и принадлежность к системам с самоорганизованной критичностью.

1.1.1. Фрактальное строение – от микроуровня до регионального и глобального.

В наиболее общем виде фракталом можно назвать объект, состоящий из частей, которые в каком-то смысле подобны целому – самоподобны, – причем это подобие может быть как геометрическим, так и статистическим [Mandelbrot, 1983]. Более строгое определение фрактала связано с понятием его дробной размерности, хотя получить таковую проще всего с помощью самоподобия [Кроновер, 2000].

Топологическая (евклидова) размерность фигуры определяется числом координат, требуемых для однозначного определения положения на ней любой ее точки. Соответственно, точка (или набор дискретных точек) является нульмерным объектом, линия (прямая, луч, отрезок, окружность и т. д.) – одномерным, поверхность (плоскость, полуплоскость, сфера и т. д.) – двумерным, объемная фигура (многогранник, шар и т. д.) – трехмерным объектом.

Если разделить единичный отрезок на любое число N равных частей, то каждую часть можно считать копией всего отрезка, уменьшенной в $1/r$ раз. Очевидно, что N и r связаны соотношением $Nr = 1$. Точно так же, если единичный квадрат разбить на N равных квадратиков с площадью, в $1/r^2$ раз меньшей площади исходного квадрата, N и r окажутся связаны соотношением $Nr^2 = 1$, а в случае такой операции с кубом – соотношением $Nr^3 = 1$. Таким образом, размерность D этих фигур равна степени при коэффициенте подобия r :

$$Nr^D = 1.$$

Отсюда,

$$D = \frac{\log N}{\log 1/r}$$

(логарифм берется по любому положительному основанию).

Вычисленная таким образом размерность называется размерностью подобия D_s . Существует обширный класс объектов, характеризующихся дробной величиной D_s , которая в этом случае выступает в качестве одной из разновидностей фрактальной размерности, а сами объекты называются *фракталами*. Таким образом, фрактал можно определить как геометрическое множество, размерность подобия которого является дробной величиной.

Фрактальное строение природных объектов интересно тем, что фракталы являются результатом нелинейной динамики. В нелинейной динамике фракталы возникают как странные

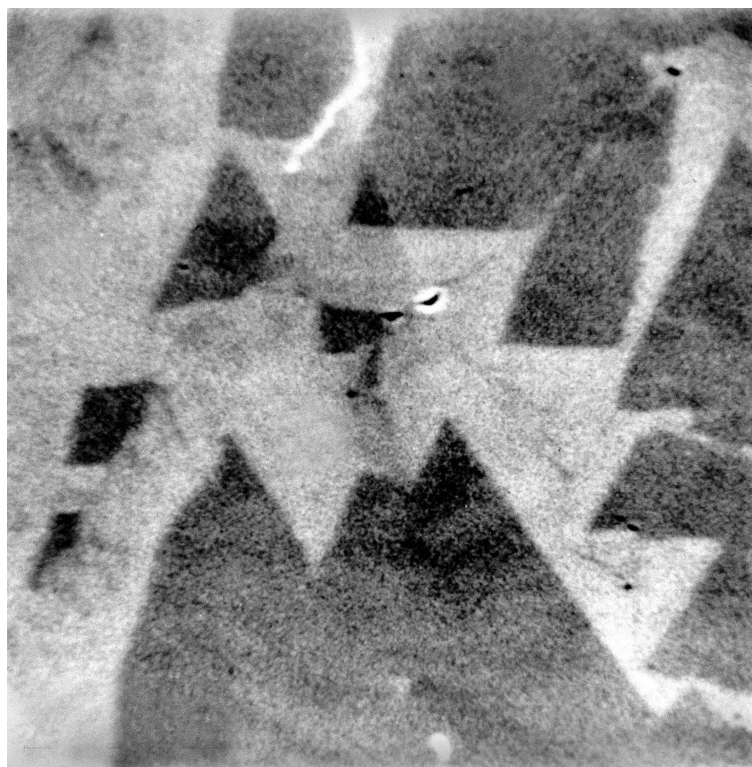


Рис. 1. Скелетный кристалл донейита (Y) в маккельвиите-(Y). РЭМ фото в отраженных электронах [Яковенчук и др., 1996].

аттракторы¹ у диссипативных систем. Другими, более наглядными примерами являются фракталы, возникающие в результате протекания (перколяции) энергии и/или вещества через пористую среду; и фракталы, возникающие в результате агрегации частиц. Все указанные типы фракталов являются объектами изучения теории самоорганизации. Поэтому фрактальное строение геологических и минералогических объектов является указанием на прогрессивный тип их эволюции.

Впервые идея о самоподобии геофизической среды была озвучена выдающимся российским геофизиком М. А. Садовским [1979]. В соответствии с этой идеей, он предлагал рассматривать литосферу как систему взаимодействующих неоднородностей, которая в процессе непрерывной подпитки эндогенной энергией самоорганизуется в единую структуру, имеющую самоподобный (иерархический) характер. В дальнейшем, с развитием математического аппарата, понятие самоподобия было формализовано с помощью теории фракталов.

Структура литосферы определяется ее стремлением максимально эффективно диссипировать непрерывно “подкачиваемую” в нее эндогенную энергию, а наиболее оптимальный путь для этого – создание фрактальных тектонических субструктур: регматической сети, зон трещиноватости, сети эпицентров землетрясений, складчатости, компактных брекчий, псевдотрахилитовых штокверков, карста, наконец, рельефа и т.д. По этой же причине формируются и менее глобальные фрактальные структуры: скелетные и

¹ Аттрактор – (англ. attract — привлекать, притягивать) — множество точек в фазовом пространстве динамической системы, к которым стремятся траектории системы. Странные аттракторы – такие аттракторы, хаусдорфова размерность которых отлична от топологической размерности (т.е. являются фракталами).

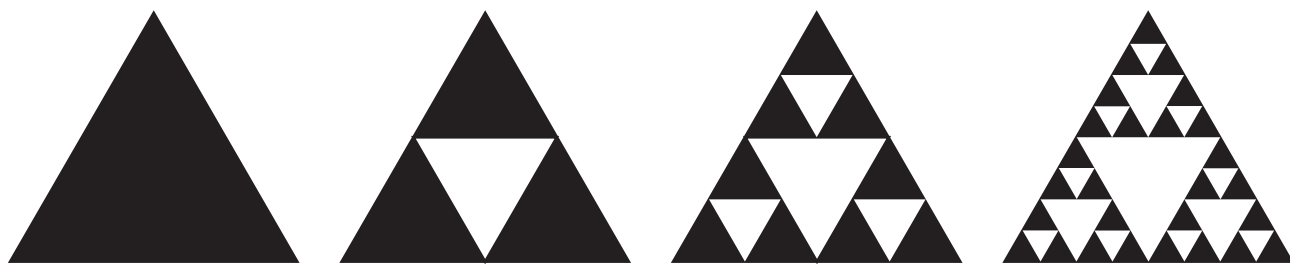


Рис. 2. Построение салфетки Серпинского.

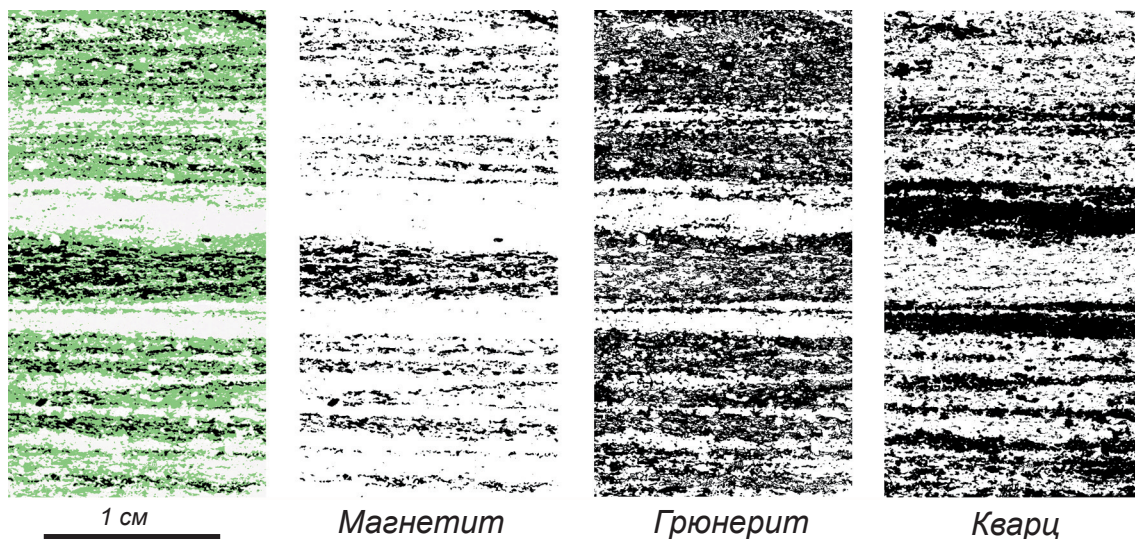


Рис. 3. Характер распределения минералов в грюнерито-магнетитовом кварците Печегубского месторождения [Базай, Иванюк, 1996].

дендритные кристаллы, сложно слоистые минеральные агрегаты, иззубренные границы минеральных зерен и др. [Иванюк, 1997; Горяинов, Иванюк, 2001a]. Ниже приводятся наиболее характерные примеры геологических фракталов для каждого уровня организации вещества.

1) *Уровень кристалла*. Скелетный кристалл доннейита-(Y) в маккельвиите-(Y) (рис. 1).



Рис. 4. Построение случайного множества Кантора размерности 1,63... [Базай, Иванюк, 1996].

Электронно-микроскопическое исследование параллельного третьей оси сечения кристалла маккельвиита-(Y) в отраженных электронах показало, что он несет в себе достаточно пористый каркас из «треугольников» доннейита. Этот каркас по своему строению очень похож на изображения предфракталов первых поколений салфетки Серпинского (рис. 2). Фрактальная размерность показанного на рис. доннейитовых «треугольников» $^2D_M = 1,71$. Фрактальная размерность салфетки Серпинского $D_S \approx 1,6$ [Яковенчук и др., 1996].

2) *Структурно-текстурный уровень*.

Общеизвестно, что слоистость железистых кварцитов является многопорядковой: макрослои, состоящие из микрослойков, в свою

очередь составляют ритмы; ритмы, объединяясь, дают пачки ритмов и т. д., вплоть до рудных горизонтов [Горяинов, 1976]. Поэтому не удивительно, что текстура железистых кварцитов является фракталом. В работе [Базай, Иванюк, 1996] показано, что полосчатость грюнеритом-магнетитового кварцита (рис. 3) Печегубского месторождения (Кольский полуостров), образуемая разными минералами (грюнеритом, магнетитом, кварцем), фрактальна, и по степени заполнения пространства схожа с рандомизированным множеством Кантора (рис. 4) с фрактальной размерностью $^2D = 1,63$. Фрактальная размерность магнетитовых слоев $^2D_{\text{Mgt}} = 1,25$, грюнеритовых $^2D_{\text{Gru}} = 1,44$ и кварцевых $^2D_{\text{Qtz}} = 1,44$.

3) *Уровень месторождения.* Примером фрактально устроенного месторождения является Кировогорское месторождение железистых кварцитов [Goryainov, Ivanyuk, 1998; Горяинов, Иванюк, 2001]. Его погоризонтные планы и фрактальная размерность узора, образуемого рудными телами, показаны на рис. 5.

4) *Локальный, региональный и глобальный уровни.* Карстовые пещеры, рельеф и разломные сети различного уровня (рис. 6 и 7) являются фракталами, причем по степени заполнения пространства соответствуют теоретическому перколяционному кластеру (рис. 8). На рис. 7 показаны графики, описывающие фрактальную размерность разломных (линеamentных) сетей, изображенных на рис. 6: она колеблется от 1,82 до 1,93. Фрактальная размерность теоретического перколяционного кластера $^2D = 1,89$ [Горяинов, Иванюк, 2001]. Это соответствие геологических структур перколяционному кластеру оказалось не случайным, а является одним из ведущих организационных мотивов литосферных ансамблей [Горяинов, Иванюк, 2001а, б]. Важно то, что остов перколяционного кластера нередко становится ареной процессов рудообразования в самых разных условиях. Об этом ниже.

1.1.2. Структурирование геологических объектов по типу перколяционного кластера

Основы теории перколяции (от англ. percolation – протекание) были заложены С. П. Хамерсли и С. Р. Бродбентом [Broadbent, Hamerslay, 1957] в связи с описанием процесса фильтрации жидкости или газа через пористую среду. Впоследствии оказалось, что их подход универсален и может быть использован для изучения связности решеток электрических сопротивлений, сетей распространения эпидемий, кластеров отвердевающих полимеров, систем трещин и т. д. [Де Жен, 1982; Caldarelli et al., 1994; Челидзе, 1987].

Универсальность перколяционной модели заключается в том, что кластер обязательно возникает при случайном расположении частиц (пор в горной породе, мономеров в реакциях полимеризации, микротрещин при разрушении твердого тела и т. п.) с достаточно высокой концентрацией. При этом, доля частиц, непосредственно вошедших в кластер и определяющих его структуру, будет сравнительно невелика [Зосимов, Лямшев, 1995]:

$$p_{\infty} \sim (p - p_c)^{\beta}, \quad (1)$$

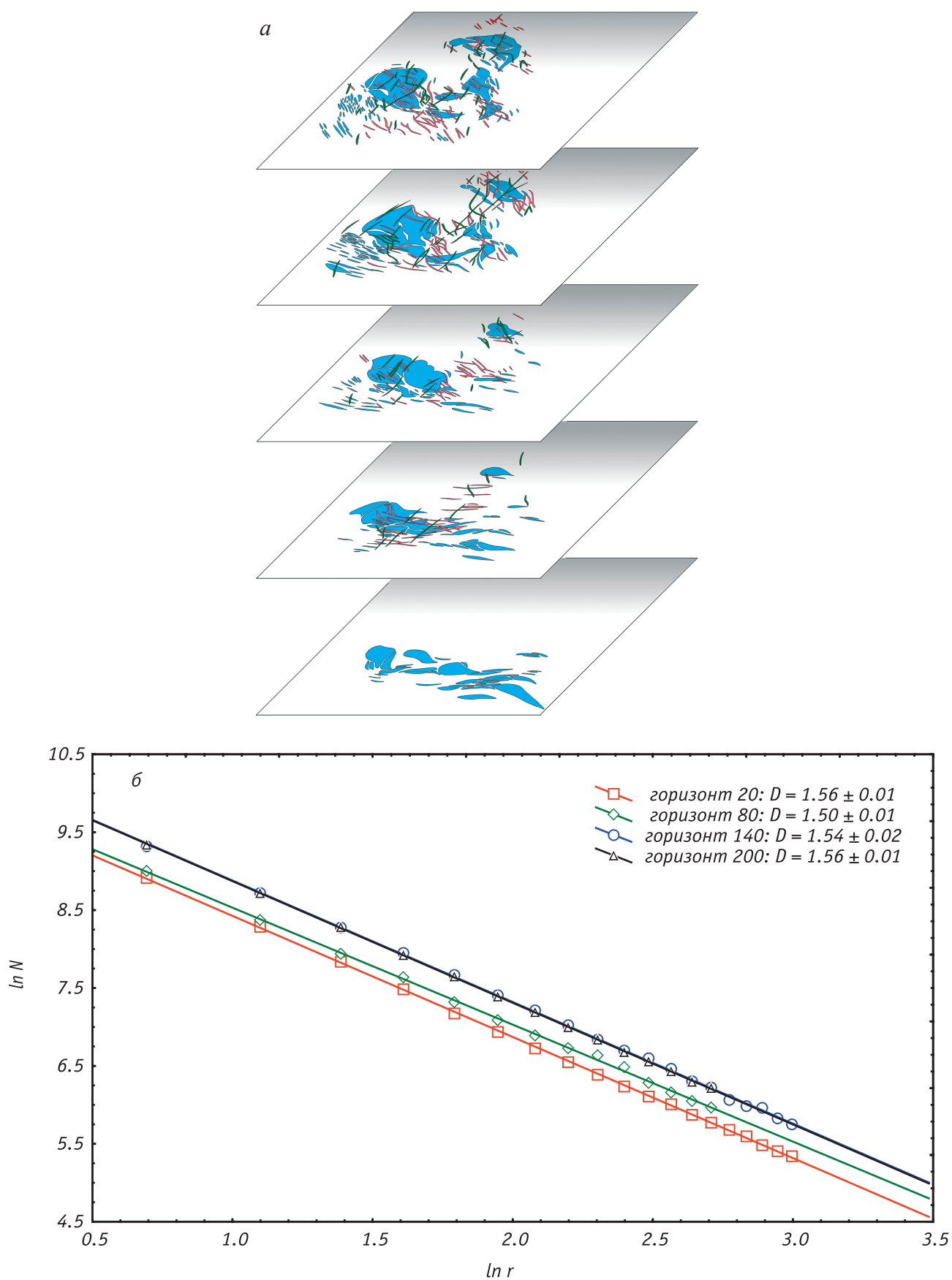


Рис. 5. Погоризонтные планы Кировогорского месторождения (а) и число N квадратных ячеек размера $r \times r$, потребовавшихся для полного покрытия слагающих его линз железистых кварцитов, как функция r (б). На планах железистые кварциты обозначены голубым цветом, долериты – зеленым, керамические пегматиты – красным [Goryainov, Ivanuyuk, 1998].

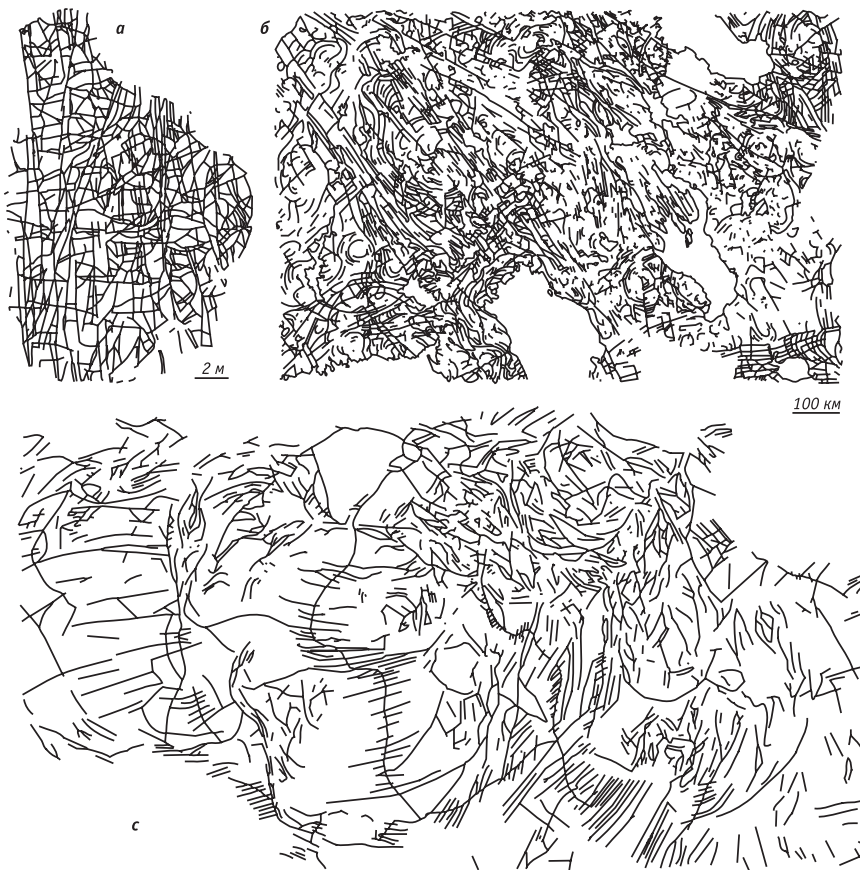


Рис. 6. Разномасштабные разломные (линеamentные) структуры: а – Yucca Mountain, Nevada [Turcott, 1992]; б – Карелия [Васильев и др, 1994]; в – вся Земля [Горяинов, Иванюк, 2001].

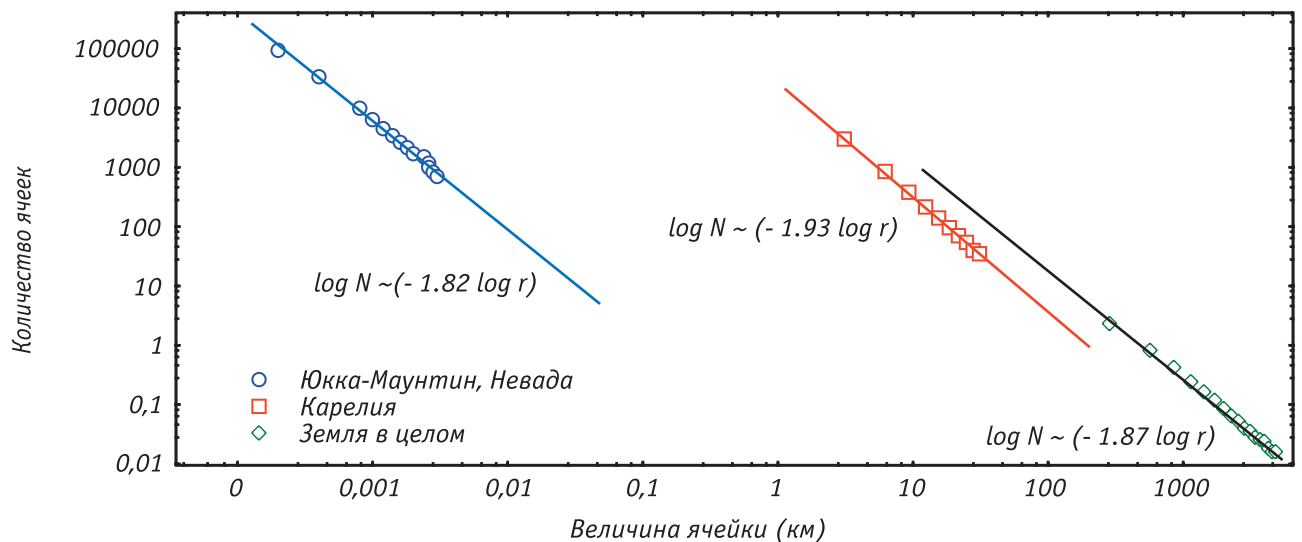


Рис. 7. Количество квадратных ячеек размера $r \times r$, потребовавшихся для полного покрытия линементных сетей на рис. 9, как функция r [Горяинов, Иванюк, 2001].

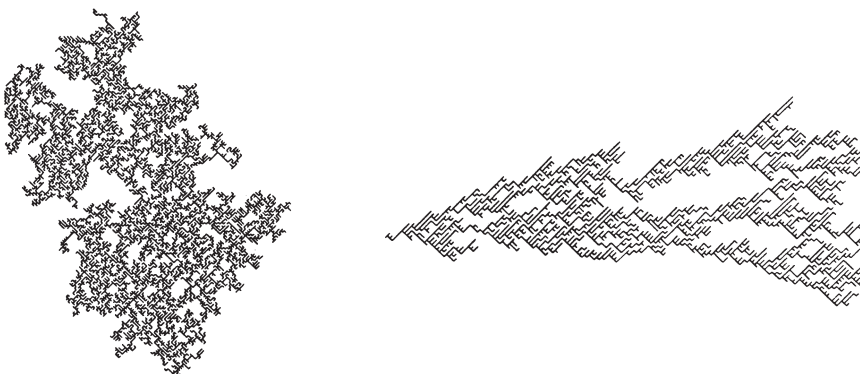


Рис. 8. Изотропный и анизотропный перколяционный кластеры. Численные модели [Frey et al., 1994].

где p_{∞} – доля узлов, принадлежащих кластеру; p – количество узлов в решетке, между которыми возможно протекание; p_c – порог протекания (критическое число неразорванных связей между узлами, при которых появляется возможность протекания от одного края решетки к другому), β – коэффициент, который зависит только от размерности решетки d : $\beta = 5/36$ для двумерных решеток и $\beta = 0.4$ для трехмерных. Вводя величину $\tau = (p - p_c)/p_c$, выражение (1) можно записать в виде $p_{\infty} \sim \tau \beta$.

Бесконечный перколяционный кластер выше порога протекания (появления связности) имеет фрактальную структуру на масштабах, превышающих некоторую предельную величину

$$\xi \sim |\tau|^{\nu},$$

причем показатель ν также зависит только от размерности решетки: $\nu = 4/3$ для двумерной решетки и $\nu = 0.88$ для трехмерной. Выражение, связывающее фрактальную размерность кластера D с универсальными показателями ν и β , имеет вид [Зосимов, Лямшев, 1995]:

$$D = d - \beta/\nu.$$

Соответственно, фрактальная размерность перколяционного кластера также полностью определяется размерностью решетки и равна 1.89 для двумерных и 2,54 для трехмерных решеток. Примеры компьютерных моделей изотропного и анизотропного 2-мерных перколяционных кластеров, взятые из работы [Freu et al., 1994], приведены на [рис. 8](#). Как и прочие фракталы, перколяционные кластеры самоподобны, т. е. их устройство особо не меняется при смене масштаба рассмотрения (например, в нем присутствуют целики всех возможных размеров). В результате мы всегда можем отыскать миллиметровый, сантиметровый, метровый и т. д. участки, неотличимые по структуре один от другого [Горяинов, Иванюк, 2001а].

Как было ранее показано [Горяинов, Иванюк, 2001а, б], многие геологические

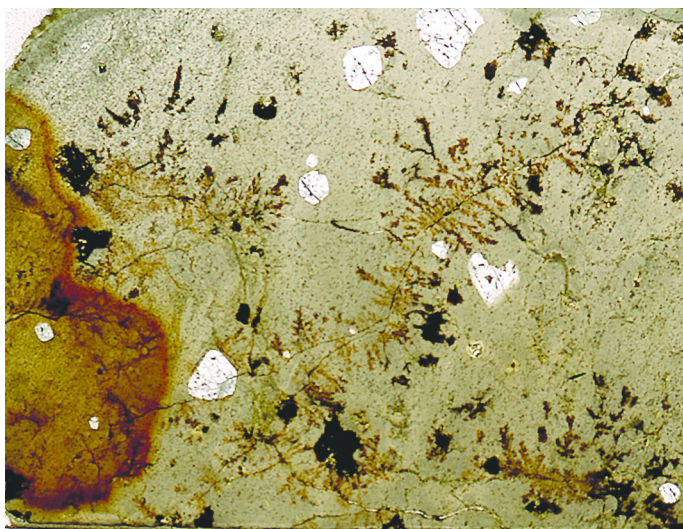


Рис. 9. Перколяционный кластер гëтита в метапесчанике Куолярвинской структуры (Кольский полуостров) [Иванюк, 1997].

системы организованы по принципу перколяционного кластера. Так, мы можем обнаружить этот мотив организации на всех масштабах – от образца до планетарной регматической сети (см. [п. 1.2](#)). Приведем несколько характерных примеров таких структур.

Перколяционный кластер гëтита в метапесчаниках Куолярвинской структуры на Кольском полуострове приведен на [рис. 9](#). В данном сечении его размерность 2D_M равна $1,42 \pm 0,05$ [Иванюк, 1997]. Полную фрактальную размерность этого кластера можно

приблизительно оценить по эмпирическому правилу Б.Мандельброта [Mandelbrot, 1983]: если множество ϕ является произведением двух независимых фрактальных множеств ϕ_1 и ϕ_2 , то фрактальная размерность ϕ равна сумме фрактальных размерностей множеств ϕ_1 и ϕ_2 . В данном случае кластер развивается в разные стороны от трещины, хорошо видимой на фотографии, так что в сечениях, параллельных рассматриваемому, его строение практически не меняется. Соответственно, полная фрактальная размерность кластера будет на единицу больше, т. е. ${}^3D \approx 2,4$, что достаточно близко к теоретическому значению для трехмерных перколяционных кластеров.

Понятно, что образование подобных кластеров связано с диффузией ионов (в данном случае, ионов железа) в межзерновом растворе, но форма образующегося кластера полностью определяется морфологией структуры протекания жидкости.

Еще один тип структур, встречающихся в метасоматических системах, связан с перколяцией в градиенте концентраций. В диффузионном фронте концентрация диффундирующего агента меняется от нуля вдали от источника до единицы вблизи него. В каком-то месте, где концентрация диффундирующего вещества оказывается равной пороговой концентрации протекания, и образуются фрактальные кластеры [Зосимов, Лямшев, 1995].

Картирование карстовых структур также обнаруживает существенное сходство последних с теоретическими перколяционными кластерами (рис. 10). Более того, эти структуры характеризуются аналогичными статистическими особенностями (в частности, в них всегда

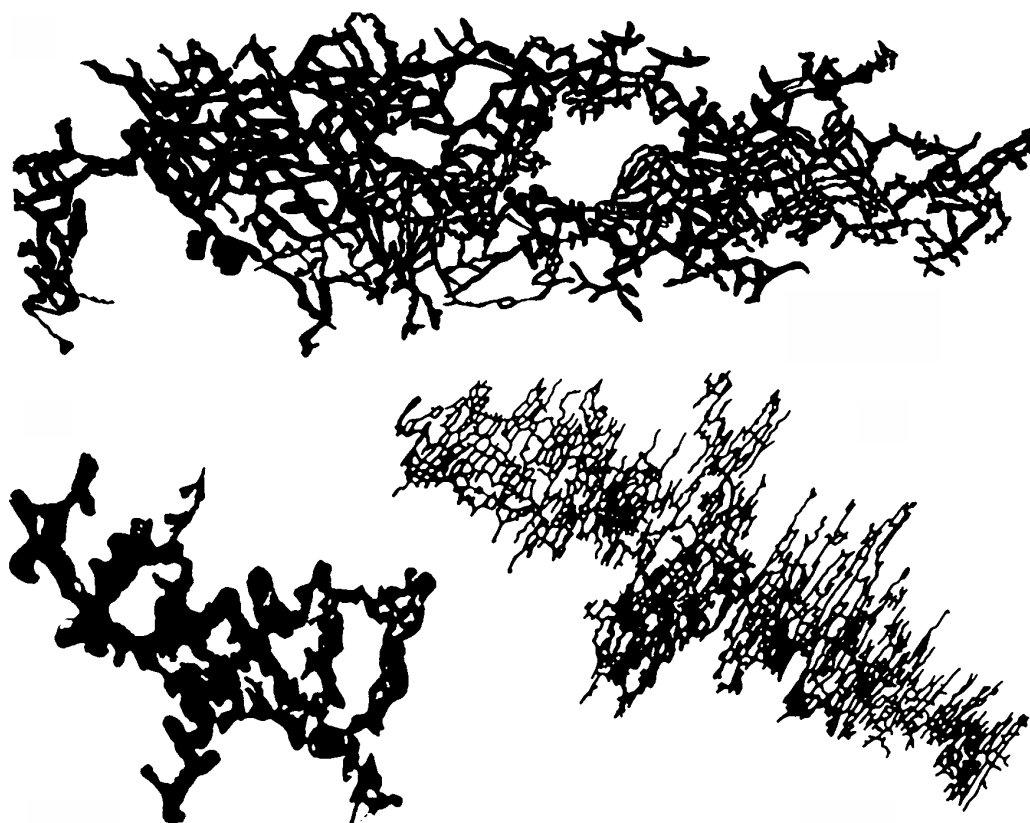


Рис. 10. Морфология карстовых пещер (Дублянский, Илюхин, 1982). Вверху – пещера Вертеба (Украина, Тернопольская обл.), внизу слева – Кунгурская Ледяная (Пермский край, Урал), внизу справа – Кристалльная (Украина, Тернопольская обл.) [Дублянский, Илюхин, 1982].

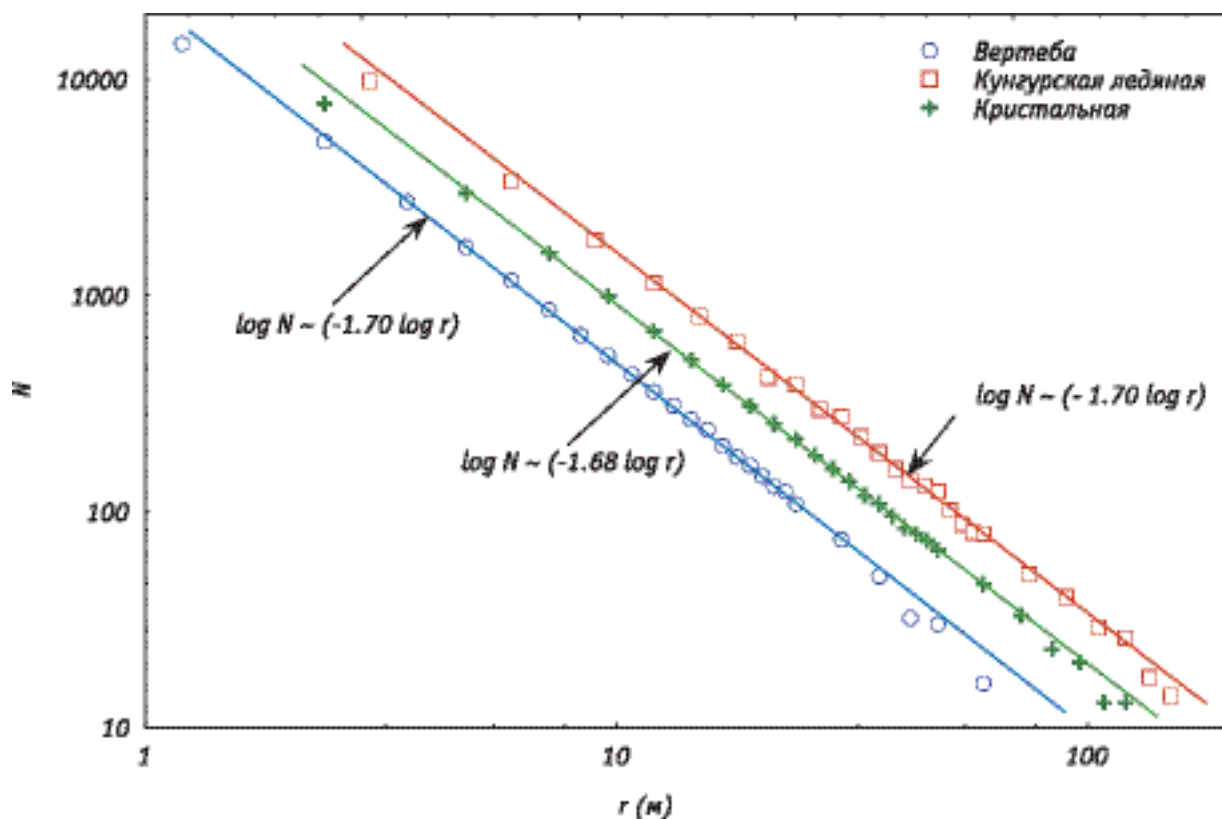


Рис. 11. Зависимость квадратных ячеек размера $r \times r$, потребовавшихся для полного покрытия изображенных на рис. 3.21 карстовых структур, от величины r [Горяинов, Иванюк, 2001].

присутствуют целики самого разного размера), а их сечения, независимо от географического положения и геологической обстановки, имеют близкие фрактальные размерности 2D_M порядка 1,7 (рис. 11). Полная фрактальная размерность данных структур, согласно упоминавшемуся правилу Мандельброта, определяется соотношением:

$${}^2D + 0.5({}^2D) < D < {}^2D + 1,$$

т. е. лежит в пределах от 2,55 (в случае изотропного строения) до 2,7 (в случае строения, напоминающего “рудные столбы”). В первом, наиболее распространенном случае, мы опять получаем размерность, соответствующую таковой теоретического трехмерного перколяционного кластера.

Учитывая, что структурирование различных геологических систем по принципу перколяционного кластера прослеживается вплоть до регионального и глобального уровня (см. рис. 6-7), можно предположить, что данный тип является одним из ведущих для литосферы. Об этом подробнее см. работы [Горяинов, Иванюк, 2001а-б].

1.1.3. Геологические СОК-системы.

Статистическим отражением самоорганизации является самоорганизованная критичность (СОК). Характерным признаком самоорганизации систем является соответствие

распределения различных переменных в геологических объектах и их функционирования в соответствии с моделью СОК («песчаной кучи»).

Самоорганизованная критичность (СОК) – это свойство динамических систем, которое заключается в том, что система в ходе своей естественной эволюции (т.е. без специфических внешних воздействий) приходит в критическое состояние. Наиболее наглядной моделью СОК-системы является модель песчаной кучи [Bak, 1997]: при однообразной, неспецифической «накачке энергии» в виде равномерного падения одинаковых песчинок в одну точку происходят события (лавины) разных масштабов. В итоге песчаная куча эволюционирует к некоторому устойчивому состоянию с определенным углом наклона ее склонов, и дальнейший приток песчинок не будет влиять на форму и структуру кучи. Поддержание создавшегося стационарного состояния происходит за счет сбрасывания (*диссипации*) «лишних» песчинок посредством лавин. При этом периодичность, масштаб и пространственное положение лавины плохо прогнозируемы. Одним из важнейших свойств подобных систем является то, что распределение во времени событий (объемов лавин в песчаной куче) подчиняется степенному закону с отрицательным показателем. Также надо отметить, что после достижения критического состояния геометрия образовавшейся поверхности песчаной кучи приобретает фрактальные свойства, поскольку лавины разных масштабов «гравитируют» на поверхности фрактальный узор [Bak, 1997].

Степенное распределение различных свойств характерно для многих геологических процессов и объектов: землетрясения [Chen et al., 1990], вулканизм [McClelland et al., 1989], оползнеобразование [Noever, 1993], формирование речных сетей [Rodriguez Iturbe and Rinaldo, 1997], распределение мощностей в ритмично слоистых толщах [Rothman et al., 1994] и др.

По такому же типу распределяются и размеры месторождений. Так, в работе [Горяинов, Иванюк, 2001] приводится график зависимости числа месторождений нефти и газа от их объема (рис. 12). Этот же характер распределения свойственен и железорудным месторождениям Приимандровской структуры, и апатитовым месторождениям Хибин (Кольский полуостров),

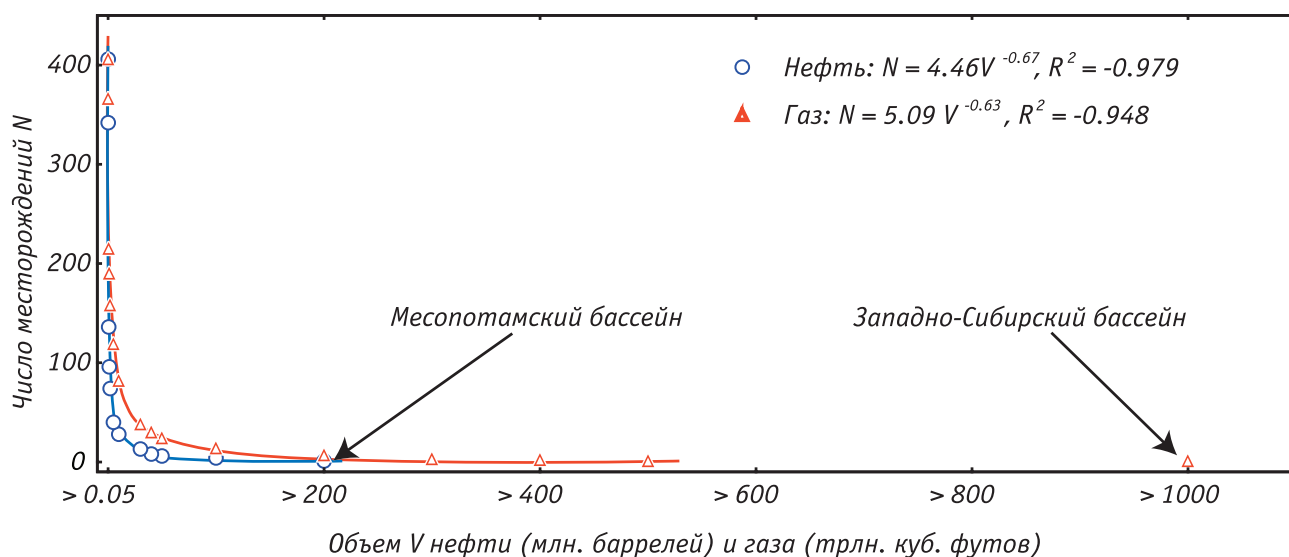


Рис. 12. Зависимость числа месторождений с запасами нефти и газа, большими V , от величины V (USGS Open-File Report 97-463) [Горяинов, Иванюк, 2001].

о чем сказано во второй **главе** при детальном описании соответствующих объектов.

1.2. Ограничения, накладываемые открытостью геологических систем на возможности реконструирования

Как показано выше, имеется множество свидетельств того, что большинство геологических объектов является результатом прогрессивной эволюции. Это имеет важное значение для постановки геологических исследований, в том числе и прогнозно-поисковых работ, так как имеется принципиальное ограничение для прогноза (а также реконструкции) эволюции самоорганизующихся систем. Это ограничение, называемое эффектом бабочки, заключается в существенной зависимости от начальных условий и утверждает, что точность прогноза экспоненциально уменьшается со временем. Рассмотрим подробнее этот принцип.

Э. Лоренц (Lorenz, 1963) занимался численными исследованиями метеосистем, в частности моделированием конвекционных потоков в атмосфере, аналогичных таковым в эксперименте Бенара. В приближении Буссинеска безразмерные уравнения, описывающие связанный перенос им пульса жидкости, имеют вид (Берже и др., 1991):

$$\begin{aligned} \text{Pr}^{-1} \left(\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla \mathbf{v} \right) &= -\nabla p + \theta \boldsymbol{\lambda} + \nabla^2 \mathbf{v} \text{ (уравнение Навье-Стокса),} \\ \nabla \cdot \mathbf{v} &= 0 \text{ (условие несжимаемости жидкости),} \\ \frac{\partial \theta}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla \theta &= \text{Ra} \boldsymbol{\lambda} \cdot \mathbf{v} + \nabla^2 \theta \text{ (уравнение распространения тепла),} \end{aligned} \quad (2)$$

где p – гидростатическое давление, $\boldsymbol{\lambda}$ – единичный вектор, направленный вдоль вертикальной оси (направления силы тяжести), Ra – число Рэлея, Pr – число Прандтля (безразмерная величина, равная отношению кинематической вязкости ν жидкости к ее температуропроводности):

$$\text{Pr} = \nu / D_T$$

Считая возникающие за порогом неустойчивости конвективные валы параллельными и пренебрегая силами поверхностного натяжения, систему (2) можно преобразовать в систему Лоренца:

$$\begin{aligned} \dot{X} &= \text{Pr}(Y - X), \\ \dot{Y} &= -XZ + rX - Y, \\ \dot{Z} &= XY - bZ. \end{aligned} \quad (3)$$

где $r = \text{Ra}/\text{Ra}_c$ – приведенное число Рэлея, b – эмпирический коэффициент. В общем случае система (3) не интегрируема и ее решения следует искать численными методами, зафиксировав параметры Pr , b и r . Сам Э. Лоренц использовал следующие значения: $\text{Pr} = 10$, $b = 8/3$, $r > 0$. Параметр r , непосредственно связанный с температурным градиентом, служит бифуркационным параметром.

Стационарные состояния в системе Лоренца соответствуют условиям:

$$\dot{X} = \dot{Y} = \dot{Z} = 0,$$

$$Y = X; Z = \frac{1}{2}X^2; X = \pm[b(r-1)]^{1/2}.$$

При $0 \leq r \leq 1$ существует единственное решение – чисто теплопроводное состояние при

$$X = Y = Z = 0.$$

При $r > 1$ это решение теряет устойчивость и в результате бифуркации типа “вилки” возникает два стационарных состояния (рис. 13):

$$X = Y = \pm[b(r-1)]^{1/2}, Z = r - 1.$$

Эти линейно независимые решения соответствуют переходу к конвекции, и каждое из них связано с одним из двух возможных направлений вращения конвективных валов. Конвективный характер движения теряет устойчивость при $r = 24,74$, и далее наблюдаются разного рода хаотические режимы со странными аттракторами размерности порядка 2,05 (рис. 14).

В ходе своего эксперимента Э. Лоренц вычислял значения решения системы (3) в течение длительного времени, а затем остановил счет, так как его заинтересовала некоторая особенность решения в середине этого интервала. Повторив вычисления с этого момента, слегка уменьшив число верных десятичных знаков, он увидел, что некоторое время вновь полученные решения хорошо согласовывались со старыми. Однако по мере счета расхождение

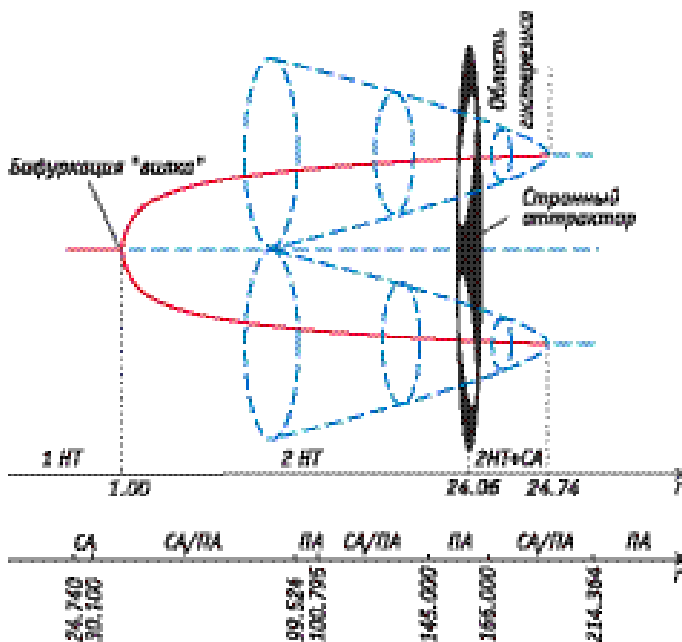


Рис. 13. Последовательность аттракторов в модели Лоренца ($Pr = 10$, $b = 8/3$). НТ – неподвижная точка, СА – странный аттрактор, ПА – периодический аттрактор; «+» – сосуществование, «/» – чередование аттракторов [Берже и др., 1991].

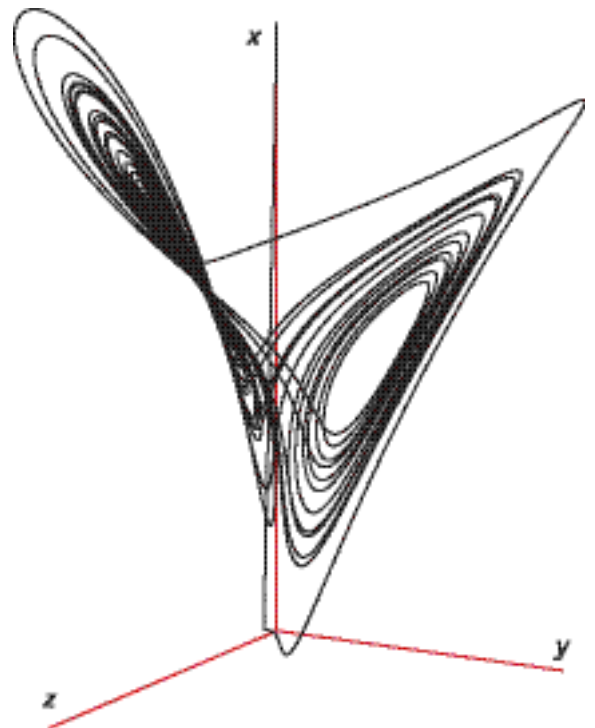


Рис. 14. Аттрактор Лоренца при $Pr = 10$, $b = 8/3$, $r = 28$.

возрастало, и постепенно стало ясно, что новое решение вовсе не напоминает старое (рис. 15). Вновь и вновь повторяя вычисления, Лоренц открыл явление, которое теперь называется существенной зависимостью от начальных условий – одну из основных черт хаотически-детерминированной динамики. Он изложил свои результаты в статье “Предсказуемость: может ли взмах крылышек бабочки в Бразилии привести к образованию торнадо в Техасе?”, так что это явление часто образно называют эффектом бабочки.

В точке $r = 24,74$ в системе (3) имеет место гистерезис (свойство систем, которые не сразу следуют приложенным силам, реакция этих систем зависит от сил, действовавших ранее, то есть системы зависят от собственной истории), так что в интервале $24,06 \leq r \leq 24,74$ сосуществуют три аттрактора: два стационарных и странный. При $24,74 \leq r \leq 30,1$ устойчив только странный аттрактор, а далее динамика системы становится чрезвычайно сложной, с чередованием хаотических и периодических режимов, – до тех пор, пока r не превысит величину 214,364 и окончательно не установится периодический режим (см. рис. 13).

Как видно на рис. 15, при почти одинаковых начальных параметрах, эволюция открытых систем может идти совершенно различными путями. Соответственно, реконструировать исходные условия, вернувшись точно в начальную точку исходя из нынешнего положения системы – задача с множеством решений.

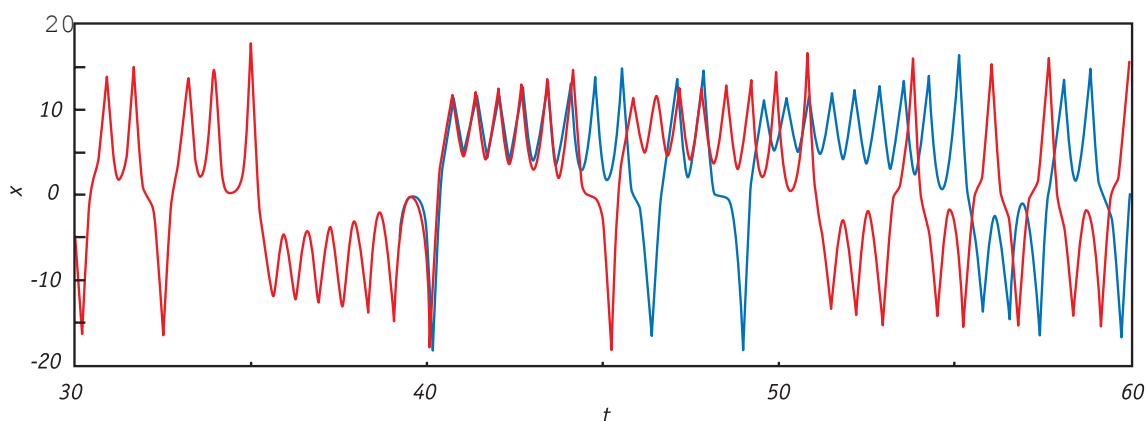


Рис. 15. Результаты численного эксперимента Лоренца. Красным цветом показана последовательность $x(t)$, полученная в ходе первого запуска, синим – в ходе повторного счета [Кроновер, 2000].

* * *

Наличие у геологических объектов и процессов самой разной природы и масштаба признаков самоорганизации позволяет утверждать, что для их изучения, и, в частности, для прогноза и поисков месторождений полезных ископаемых, применение подходов физики открытых систем и теории самоорганизации будет весьма эффективным. И наоборот, подходы, не учитывающие такие свойства геологических систем, как фрактальность, наличие дальнего порядка и т.д. – не могут дать достаточного описания подобных систем.

Исходя из предположения, что большинство геологических систем обладают прогрессивным типом эволюции (самоорганизация), становится понятным, что основная причина низкой эффективности традиционных прогностических моделей – это непреодолимое противоречие между нелинейностью минеральной природы, нелинейностью физической среды,

в которой зарождались, возникали и функционировали реальные геологические ансамбли, и существенно линейной методологией их изучения. Поведение системы становится нелинейным в ситуации, далекой от равновесия. Таковыми же являются практически все геологические обстановки.

Представляется, что преодоление такого критического положения геологической науки возможно при переносе акцента исследования с построения генетических моделей на выявление действительной структуры геологических объектов. Эту же мысль высказывал А.Н. Заварицкий еще в 1939 г., что прогнозирование должно базироваться «на фактах, а не на генетических гипотезах, ...которые менялись, меняются и будут меняться», и что неправильно «считать гипотезы конечной целью изучения» [Заварицкий, 1939]. Надо отдавать себе отчет, что при таком подходе может возникнуть «альтернатива: либо пренебречь некоторыми, хотя и согласованными между собой свойствами ради того, чтобы все остальное объединить в рамки общепринятых подходов, либо оставить все как есть, но отказаться от попыток «втиснуть» их... в детерминистские генетические конструкции» [Горяинов и др., 1990].

С другой стороны, признавая, что геология является наукой исторической, необходимо понять важность разработки альтернативного подхода к реконструкциям условий образования рудоносных систем, позволяющего учитывать возможность и восходящей эволюции как Земли в целом, так и ее отдельных подсистем. Как известно, прогрессивная эволюция возможна лишь в открытых системах, поэтому новый подход должен иметь в своем основании физику открытых систем.

Исходя из этого представления, было принято следующее направление исследовательских работ: детальное изучение на разных иерархических уровнях вещества двух принципиально разных объектов – Хибинского массива и Приимандровской железорудной структуры, без акцента на генезисе, представлениях об общей тектонической картине и эволюции Балтийского щита (глава 2); выявление на этих примерах неких универсальных принципов самоорганизации геологических систем и изучение возможности использования свойств самоорганизующихся систем для создания прогнозно-поисковой технологии (глава 3-4).

ГЛАВА 2. УНИВЕРСАЛЬНОСТЬ МОТИВОВ ОРГАНИЗАЦИИ ПРИНЦИПИАЛЬНО РАЗНЫХ РУДОНОСНЫХ КОМПЛЕКСОВ: ХИБИНСКОГО МАССИВА И ПРИИМАНДРОВСКОЙ ЖЕЛЕЗОРУДНОЙ СТРУКТУРЫ.

Чтобы разработать методологию, опирающуюся на реальные свойства объекта исследования, в том числе и ранее не учитывающиеся, а также для выявления инвариантных, универсальных мотивов организации геологических систем, было необходимо провести детальное, комплексное, охватывающее по возможности все стороны геологической действительности исследование различных объектов. В качестве таких объектов мы выбрали месторождения железистых кварцитов Кольского полуострова, – пожалуй, наиболее изученных представителей полосчатой железорудной формации в мире – и крупнейшие в мире апатито-нефелиновые месторождения Хибинского массива нефелиновых сиенитов и фойдолитов. Железорудная формация является базовым объектом для различного рода литологических, тектонических и геодинамических реконструкций докембрийских комплексов, в том числе, и в духе тектоники плит, тогда как Хибинский массив – общепринятый “стандарт” интрузий центрального типа (и не вполне общепринятый – купольно-горстовых структур и тектонических плюмов). Первый объект, таким образом, – это стереотип процессов латерального скупивания или, в общем виде, мобилистской динамики. Второй – эталон тектоники горячих точек, мантийных плюмов, в котором минимально проявлена анизотропия внешних силовых полей. Мы специально прибегаем к такому подходу для того, чтобы выявить принципы структурно-вещественной организации для объектов принципиально различной геодинамической природы.

Начнем с того, что в обоих примерах, привычно характеризующих резко различающуюся динамическую среду зарождения и функционирования рудных ансамблей, обнаруживается ряд общих черт, которые говорят о структурно-вещественной самоорганизации вещества литосферы по единым (макроскопическим) законам. А если общими являются макрозаконы динамической эволюции, то и прогнозно-поисковая технология должна обладать общими принципами.

Исходя из свойств структур, возникших в процессе самоорганизации, мы предположили, что макрозаконы возникновения этих структур могут совпадать, а следовательно – и организационные мотивы у этих разных комплексов могут обнаруживать сходство, независимо от представлений об их генезисе. Собственно говоря, воспроизводимость этих организационных мотивов является предпосылкой для создания универсальных подходов к решению вопроса о закономерностях распределения вещества в конкретных геологических объектах, в том числе и концентраций полезных элементов, что является задачей прогнозно-поисковой геологии.

В силу универсальности макрозаконов эволюции в природе формируется множество самых разных структур, тренды развития которых и, как следствие, морфология оказываются практически идентичными. Так, например, и железистые кварциты, и апатито-нефелиновые породы формируют фрактальные рудные штокверки с участками фрактальной пloidчатости, тектонического линзования и объемных брекчий с фрактальным распределением размера

фрагментов.

Ниже дано подробное описание этих уникальных объектов, выявленной зональности, проведено сравнение и описан параллелизм в мотивах их организации.

2.1. Хибинский массив

Главным, эталонным объектом изучения, нацеленного на выявление универсальных макрозаконов организации геологических систем, стал Хибинский массив – объект, уникальный во многих аспектах – в геологическом, геохимическом, минералогическом. Этот выбор был обусловлен несколькими причинами. Первая состоит в том, что это хорошо и детально изученный различными способами объект, с хорошей обнаженностью. Вторая заключается в том, что генезис Хибин, несмотря на относительно простое строение и хорошую изученность, до сих пор является спорным, и поэтому было бы интересно выявить закономерности строения массива без привязки к каким-либо заранее выбранным генетическим концепциям. Кроме того, Хибинский массив традиционно является эталонным объектом для реконструкции обстановок горячих точек, плюмовой геодинамики. Третья причина состоит в том, что Хибин – это уникальный рудный объект, в нем сосредоточены крупнейшие апатитовые месторождения мира. Это все в совокупности обусловило выбор Хибин в качестве базового объекта для выявления универсальных мотивов строения рудных комплексов.

2.1.1. Геологическая характеристика

Крупнейший в мире, Хибинский щелочной массив площадью около 1327 км² расположен на крайнем западе Кольского полуострова, на контакте пород зеленокаменного пояса Имандра-Варзуга с метаморфическими комплексами Кольско-Норвежского мегаблока (рис. 16). Хибин являются наиболее значительным горным массивом Кольского полуострова как по площади, так и по высоте. Топографическая карта Хибин приведена на рис. 17. Протяженность их с севера на юг около 45 км, с запада на восток около 47 км. Высшая точкой горного массива является г. Часначорр – 1200 м. С запад и востока Хибин ограничены наиболее крупными и глубокими озерами Кольского полуострова – Имандрой и Умбозером. Окружающие Хибин холмистые равнины представляют собой поверхность выравнивания, сформировавшуюся в течение длительного периода континентального развития [Арманд, 1960].

Хибинский горный массив обладает среднегорным структурно-денудационным рельефом со следами ледниковой экзарации [Геология СССР. Т. XXVII, 1958]. Многие орографические особенности Хибин определяются их геологическим строением: в первую очередь обращает на себя внимание совпадение границы Хибинских гор с контактом между щелочными породами и вмещающими метаморфическими. Контакт проходит преимущественно по подножию наружных склонов горного массива, имеющего в плане форму неправильного овала.

В Хибинах выделяется три яруса рельефа.

1) Верхний ярус – вершины гор, срезанные под один уровень на высотах 1000–1100 м, зачастую образующие плато. По этой причине на совмещенном профиле Хибин имеют вид столовых гор. Эта поверхность выравнивания расчленена системой трогов и эрозионных долин и каров на ряд лопастных массивов. Разница высот между вершинами и прилегающими долинами в некоторых местах достигает 800 м.

2) Средний ярус выражен наименее отчетливо. Он располагается в пределах высот от 500 до 800 м, преимущественно на высотах 600–700 м. Наиболее выражен в низкой восточной половине Хибин.

3) Нижний ярус (120–300 м) – это современная аккумулятивная поверхность, привязанная к уровню Умбозера и равнины.

Речные долины Хибин проявляют тенденцию располагаться по радиально-

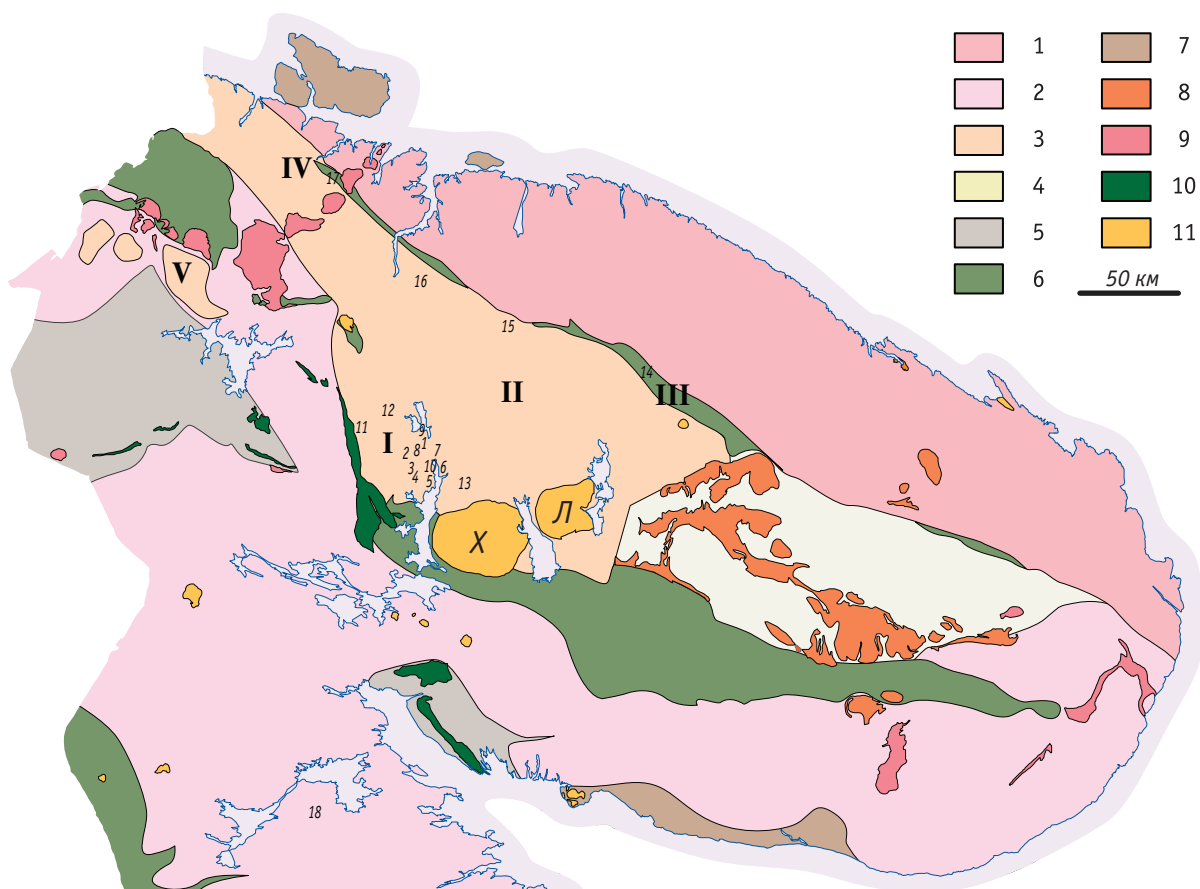


Рис. 16. Схема геологического строения Кольского полуострова (генерализована из Геологической карты Кольского полуострова под ред. Ф. П. Митрофанова). Метаморфические комплексы: 1 – гранито-гнейсы Мурманского блока (AR_2); 2 – амфиболито-гнейсовый комплекс Беломорского блока (AR_2); 3 – железорудно-амфиболито-гнейсовый комплекс Кольско-Норвежского мегаблока (AR_2); 4 – кварциты, гнейсы и глинозёмистые кристалло сланцы Кейвского блока (AR_2); 5 – гранулитовые комплексы (AR_2); 6 – вулканогенно-осадочные зеленокаменные пояса (AR_2-PR_1); 7 – метакварциты, метапесчаники, метаалевролиты (PR_1). Интрузивные комплексы: 8 – субщелочные граниты (AR_2); 9 – граниты, гранодиориты (PR_1); 10 – анортозиты, габбро-анортозиты (PR_2); 11 – щелочные массивы, щелочно-ультраосновные массивы с карбонатами (D). Районы развития пород ПЖФ: I – Приимандровский; II – Центрально-Кольский; III – Воронье-Тундровский; IV – Затуломский; V – Южно-Печенгский. Месторождения и рудопроявления железистых кварцитов: 1 – Оленегорское; 2 – Кировогорское; 3 – им. 15-летия Октября; 4 – им. проф. Баумана; 5 – Железная Варака; 6 – Печегубское; 7 – Комсомольское; 8 – Южно-Кахозёрское; 9 – Айварское; 10 – Безымянная Аномалия; 11 – Волчьетундровское; 12 – Свинцово-тундровское; 13 – Симбозёрское; 14 – Вороньи Тундры; 15 – Пинкельяр; 16 – Шолтъяр; 17 – Восточно-Большелицкое; 18 – Кичаны. X и Л – Хибинский и Ловозерский щелочные массивы, соответственно.

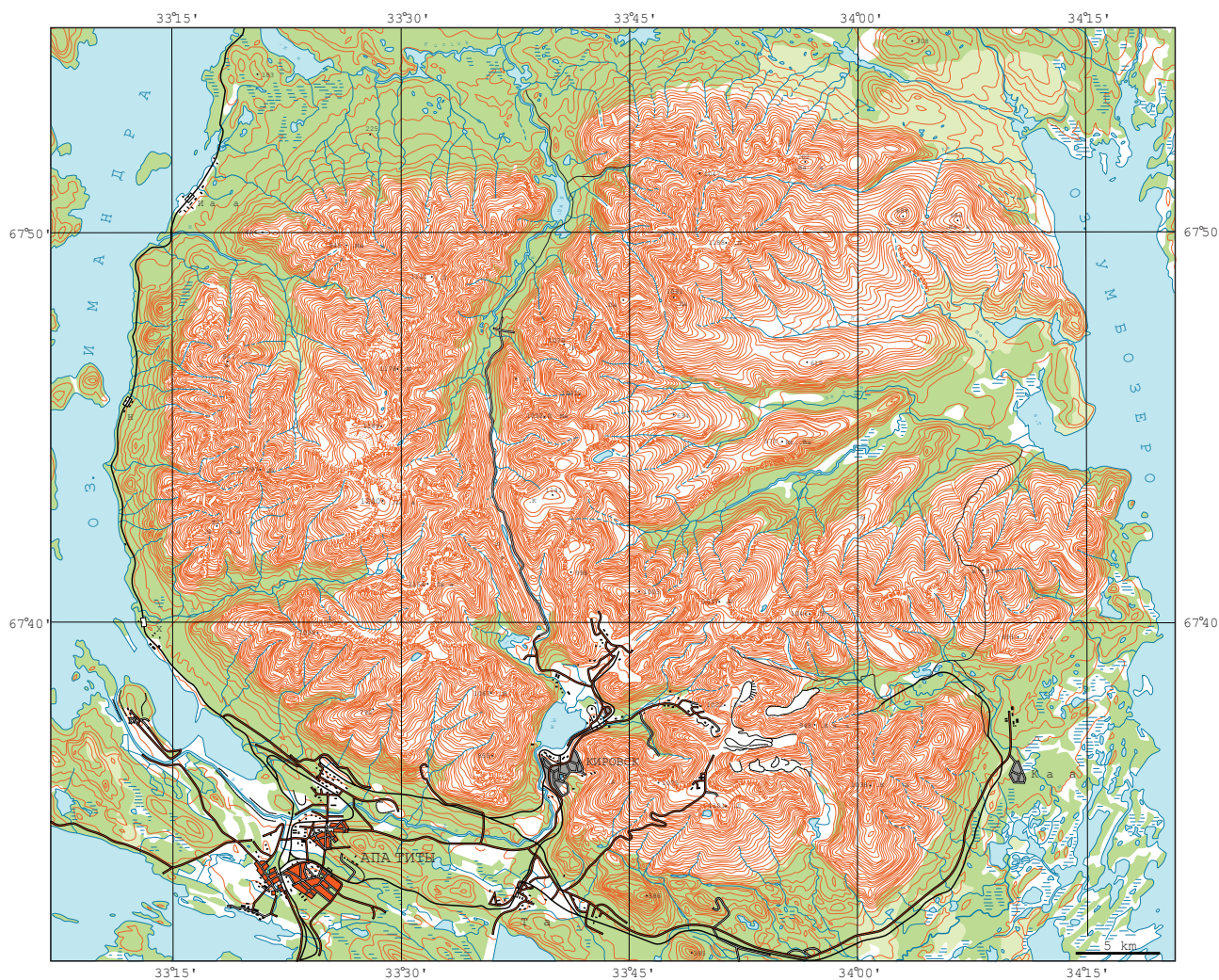


Рис. 17. Топографическая карта Хибинского массива

концентрической системе. Ее центр приблизительно совпадает с геологическим центром кольцевых интрузий. Отсюда расходятся реки бассейнов Тулийока и Майвальтайока. Этот район отделяется от внешнего кольца гор концентрическими долинами, в число которых входят Кунийок, Кукисьок, Вуонемйок, Юкспорйок и Калйок. Во внешней относительно концентрических ущелий части горного массива долины располагаются радиально – реки Расвумйок, Тахтарка, Лутнермайок.

Долины преимущественно имеют U-образную форму. Широко развиты каровые кресловины на склонах и цирки в верховьях долин. Многие цирки имеют глубину относительно плато 300–400 м.

В Хибинском массиве находятся крупнейшие в мире апатитовые месторождения (Коашва, Кукисвумчорр, Расвумчорр и др.). Время образования главных типов пород Хибинского массива по данным их Pb-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd датирования [Баянова и др., 2002; Арзамасцев и др., 2007] лежит в пределах от 380 до 360 млн. лет. Линейный вид графика билогарифмической зависимости числа щелочных и щелочно-ультраосновных массивов Балтийского щита от их размера (рис. 18) фиксирует их принадлежность к единой СОК-системе (см. раздел 1.1.3), т. е. один и тот же источник вещества и сходство процессов петрогенеза.

В плане Хибинский массив имеет форму овала с широтной осью длиной 45 км и меридиональной осью длиной 35 км (рис. 19). В рельефе щелочные породы Хибинского массива

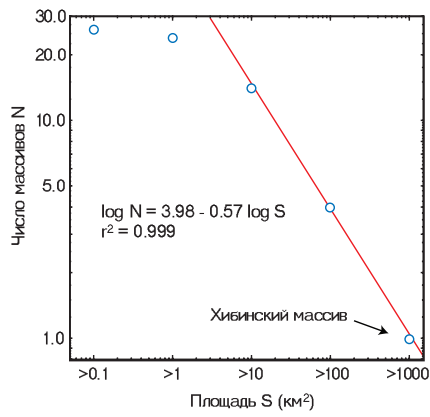


Рис. 18. Зависимость числа N щелочных и щелочно-ультраосновных массивов Балтийского щита, площадь которых превышает S, от величины S. Данные о размере массивов почерпнуты из работ [Кухаренко и др., 1965; Семенов и др., 1974; Пожиленко и др., 2002].

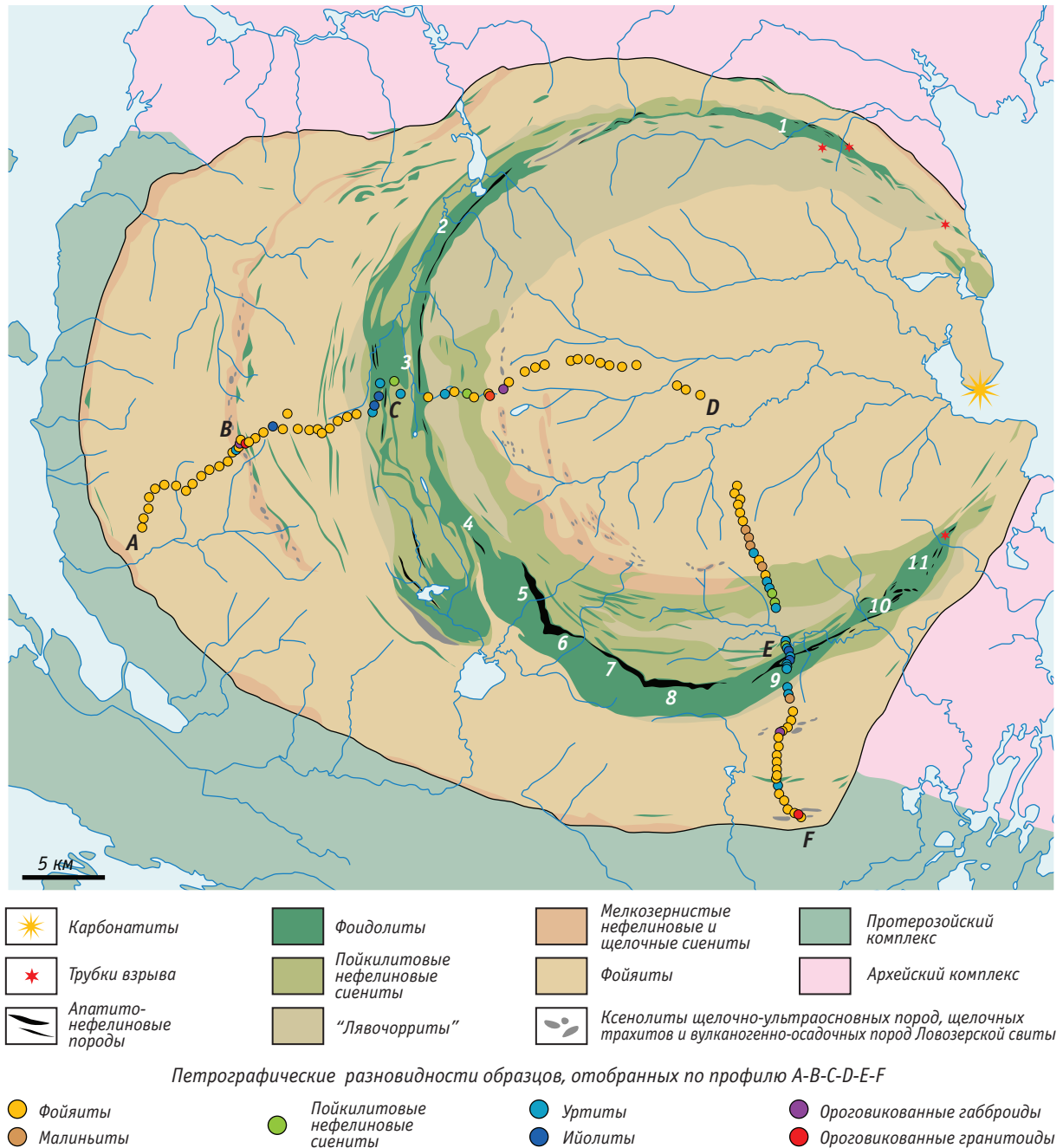


Рис. 19. Схема геологического строения Хибинского массива [Сняtkова, Михняк, 1983, с упрощениями]. Апатито-нефелиновые месторождения и рудопоявления: 1 – Валепакх; 2 – Партомчорр; 3 – Куэльпорр; 4 – Снежный Цирк; 5 – Куиксвумчорр; 6 – Юкспорр; 7 – Апатитовый Цирк; 8 – Плато Расвумчорр; 9 – Коашва; 10 – Ньоркпахк; 11 – Олений Ручей. A-B-C-D-E-F – профиль с точками отбора проб для изучения зональности массива.

резко контрастируют с вмещающими метаморфическими комплексами, воздымаясь в виде подковообразного плато на высоту порядка 1 км над окружающей болотистой низменностью. По данным сейсмо-, грави- и аэромагниторазведки [Шаблинский и др., 1963], субвертикальный вблизи поверхности контакт нефелиновых сиенитов с вмещающими породами с глубиной выполаживается (более сильно на юге и западе, менее значительно на севере и востоке). В результате, на глубине 10 км площадь массива составляет менее 50 % от его площади на дневной поверхности.

Геологическое строение Хибинского массива отражено в многочисленных работах, первые из которых относятся еще к концу XIX века [Ramsay, Hackman, 1894; Ферсман и др., 1928; Куплетский, 1928, 1937; Бонштедт и др., 1937; Елисеев и др., 1939; Ферсман, 1941; 1975; Тихоненков, 1963; Иванова Т.Н., 1963; Шаблинский, 1963; Руденко, 1964; Иванова Т.Н. и др., 1970; Зак и др., 1972; Галахов, 1975; Онохин, 1975; Каменев, 1987; Арзамасцев и др., 1987; 1998; Arzamastsev, 1994; Яковенчук и др., 1999, Yakovenchuk et al., 2005 и др.]. Около 70 % площади массива занимают монотонные по составу нефелиновые сиениты (фойяиты), которые в большинстве работ подразделяются на две равные по площади части: собственно фойяиты (в центре) и “хибиниты” (вокруг них), – отделенные друг от друга зональным комплексом пород Главного кольца. На большинстве геологических карт Хибинского массива, кроме того, выделены концентрические зоны массивных (по краю и в центре) и трахитоидных (по обе стороны от Главного кольца) фойяитов и хибинитов, хотя, как это будет показано ниже, наличие такой текстурной зональности никак нельзя считать доказанной.

В пределах Главного кольца определяющую роль играют фойидолиты (мельтейгиты – ийолиты – уртиты), высококалиевые (лейцит-нормативные) пойкилитовые (кальсилито)-нефелиновые сиениты (рисчорриты) и менее распространенные малиньиты, титанито-нефелиновые, титанито-апатитовые и апатито-нефелиновые породы. К этому же комплексу пород можно отнести и так называемые неравнозернистые нефелиновые сиениты (“лявчорриты”), переходные к рисчорритам по составу, текстурно-структурным признакам и геологической позиции (см. [рис. 19](#)).

Площадь, занимаемая породами комплекса Главного кольца на дневной поверхности, составляет 27 % от площади всего массива, причем, доля фойидолитов, рисчорритов и лявчорритов приблизительно равна (8, 9 и 10 %, соответственно). Фрактальная размерность показанного на [рис. 19](#) фойидолитового кластера ${}^3D_M \approx {}^2D_M + 1 = 2.5$ оказалась близка к теоретической размерности 2.54 трехмерного перколяционного кластера на интервале масштабов от 0.1 до 3 км ([рис. 20](#)). Апатито-нефелиновые и титанито-апатито-нефелиновые породы формируют линзовидные залежи в апикальных частях фойидолитовой толщи и связаны с ней постепенными переходами. Мощность этих залежей, оконтуренных исключительно по изолиниям содержания апатита, изменяется от 200 м в юго-западной части Главного кольца до первых метров в его северо-восточной части. Распределение месторождений по запасам характеризуется степенной зависимостью с показателем -0.67 ([рис. 21](#)), свидетельствующей о их принадлежности к одной и той же рудной СОК-системе с единым источником фосфора.

В целом, большая часть событий на заключительных – вплоть до современного – этапах формирования Хибинского массива происходила в зоне Главного кольца, которое так или иначе

контролирует (рис. 22):

- тела апатито-нефелиновых пород;
- зоны брекчирования и складчатости;
- трубки взрыва, дайки щелочных и щелочноультраосновных пород и фойдитов;
- участки альбитизации и эгиринизации нефелиновых сиенитов с эвдиалитовой, астрофиллитовой, лопаритовой, ринкитовой и пироксеновой минерализацией;
- пегматитовые и гидротермальные жилы [Yakovenchuk et al., 2005];
- зоны современного минералообразования [Горяинов и др., 1998];
- эпицентры землетрясений и горных ударов [Kremenetskaya et al., 1995].

Помимо Главного, Малого и ряда менее ярко выраженных конических тектонических структур, в массиве широко развиты более поздние субвертикальные радиальные разломы, расходящиеся (см. рис. 22) из крайней восточной точки массива (последняя фиксируется, помимо прочего, широким развитием карбонатитовых жил). Никаких существенных смещений по радиальным разломам не установлено, но именно с ними связаны зоны расщепления, дробления, шпреуштейнизации и химической дезинтеграции нефелиновых сиенитов и фойдитов.

Подобно большинству трещин растяжения, таковые в Хибинском массиве, и, в

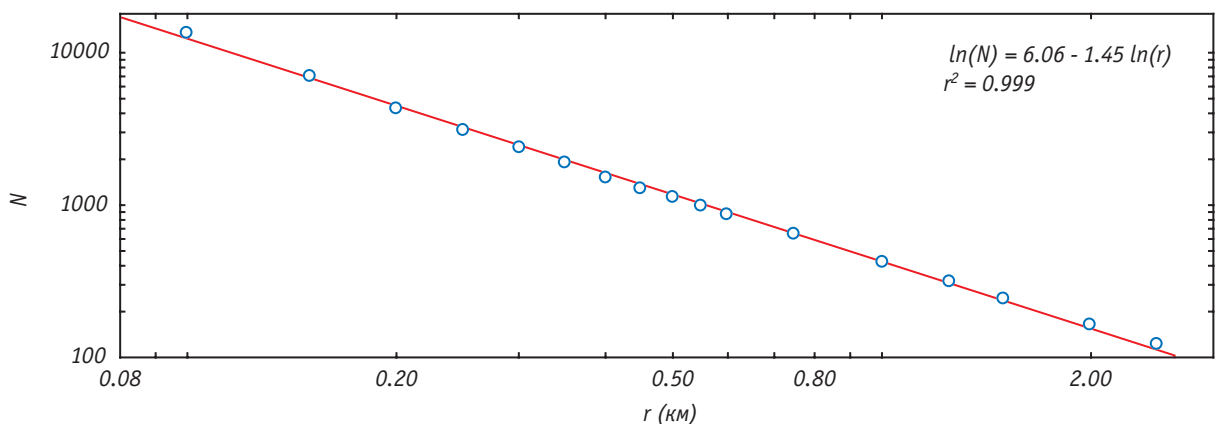


Рис. 20. Число N квадратных ячеек размера g , потребовавшихся для полного покрытия изображенного на рис. 3 фойдитового кластера, как функция g .

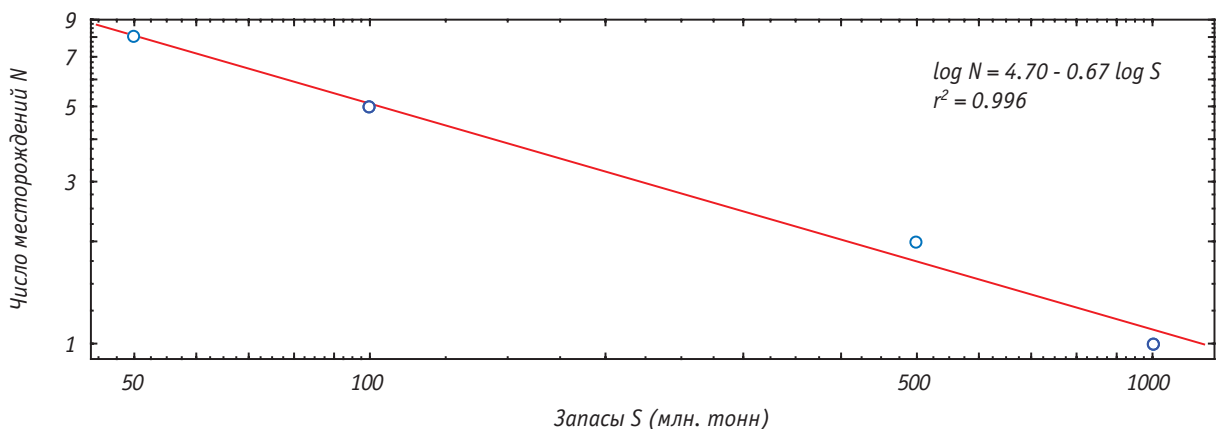


Рис. 21. Зависимость числа N месторождений апатито-нефелиновых пород Хибинского массива, запасы руды в которых превышают S млн. тонн, от величины S .

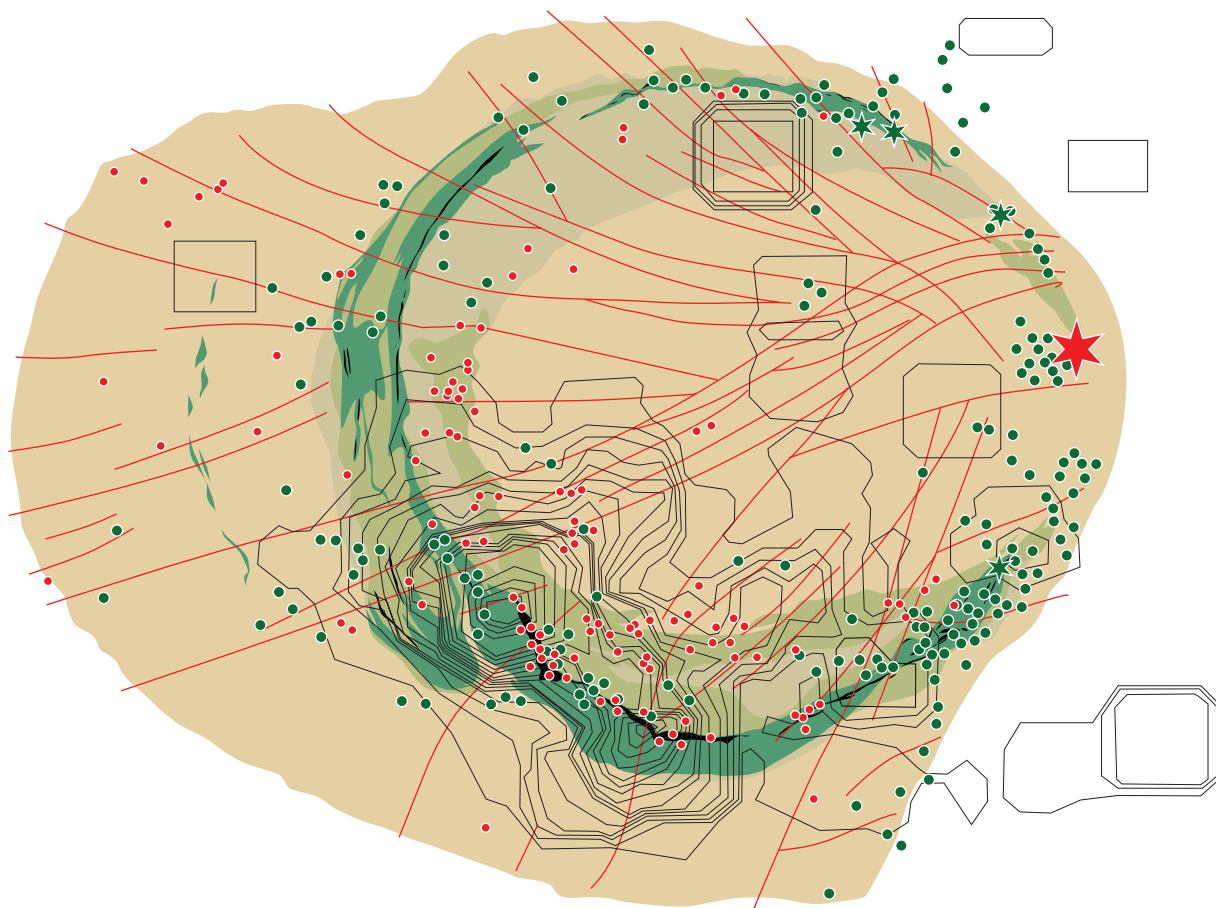


Рис. 22. Распределение даек щелочно-ультраосновных пород (зеленые точки, по А. А. Арзамасцеву и др., 1988), трубок взрыва с карбонатито-пикритовым цементом (зеленые звездочки), пегматитовых и гидротермальных жил (красные точки, по V. N. Yakovenchuk et al., 2005), карбонатитов (красная звездочка), а также сейсмической энергии, выделившейся в ходе землетрясений в 1991–1994 гг. (изолинии, по Е. О. Kremenetskaya et al., 1995), в пределах Хибинского массива. Красные линии – радиальные разломы (по Сняtkовой и др., 1983). Условные обозначения пород см. на [рис. 19](#).

первую очередь, в пределах Главного кольцевого разлома, имеют фрактальную морфологию перколяционных кластеров. Их формирование, очевидно, связано с приповерхностной дилатансией фойяитового массива на фоне его постоянного всплывания со скоростью 1–2 мм в год. Этот же процесс привел к проработке трещинной структуры эрозионными процессами и формированию фрактальной сети речных долин.

Несмотря на сравнительно простое строение Хибинского массива, не только генезис, но и возрастное соотношение указанных комплексов пород до сих пор вызывают оживленные дискуссии. Для объяснения концентрически-зональной структуры массива предложено множество генетических схем [Ферсман, 1931; Антонов, 1934; Гуткова, 1934; Влодавец, 1935; Куплетский, 1937; Елисеев, 1939; Зак и др., 1972; Галахов, 1975; Сняtkова и др., 1983; Перекрест, Смирнов, 1985; Арзамасцев и др., 1998].

Причиной такого разнообразия генетических схем, нередко противоречащих друг другу, является, во-первых, неоднозначность соотношений пород и, во-вторых, практическое отсутствие комплексных работ, призванных “увязать” результаты тектонических, петрографических, геохимических и минералогических исследований в рамках единой системы. Из-за этого исследователям приходилось волей-неволей игнорировать хорошо известные

факты, не вписывающиеся в разрабатываемые ими схемы, или “переинтерпретировать” их без должной проверки и оснований.

Во избежание повторения такой ошибки было проведено собственное системное изучение Хибинского массива, включающее переинтерпретацию структуры крупнейшего в Хибинах месторождения Коашва на основе всех имеющихся данных; изучение петрографической и геохимической зональности массива по профилю от его краевой зоны вблизи железнодорожной станции Хибины (точка *A* на **рис.** 19) к центру массива на г. Вантомнюк (точка *D*) и далее через месторождение Коашва (точка *E*) к контакту с вмещающими породами у подножья г. Китчапах (точка *F*); исследование зональности Хибинского массива в отношении состава и содержания углеводородов по указанному профилю; изучение минералогии Хибинского массива; анализ последовательности кристаллизации минералов в породах и жилах и закономерностей размещения минеральных видов и их ассоциаций в пространстве; изучение фрактальной геометрии апатито-нефелиновых пород, включая их плейчатые и брекчиевые разновидности; исследование особенностей современного минералообразования в напряженных участках массива и др. [Yakovenchuk et al., 2005; Коноплева и др., 2005; 2006; Горяинов и др., 2007; Иванюк и др., 2006б; Калашников и др., 2006; Корчак и др., 2006; Яковенчук и др., 2007]. На **рис.** 23 приведены фотографии образцов, отобранных по профилю *A–B–C–D–E–F*. По данному профилю проведено изучение минерального и химического состава пород, химического состава породообразующих и сквозных акцессорных минералов, текстурных особенностей фойяитов, структурных особенностей кристаллической решетки КПШ, дифференцированности рельефа (см. Приложения 1-7).

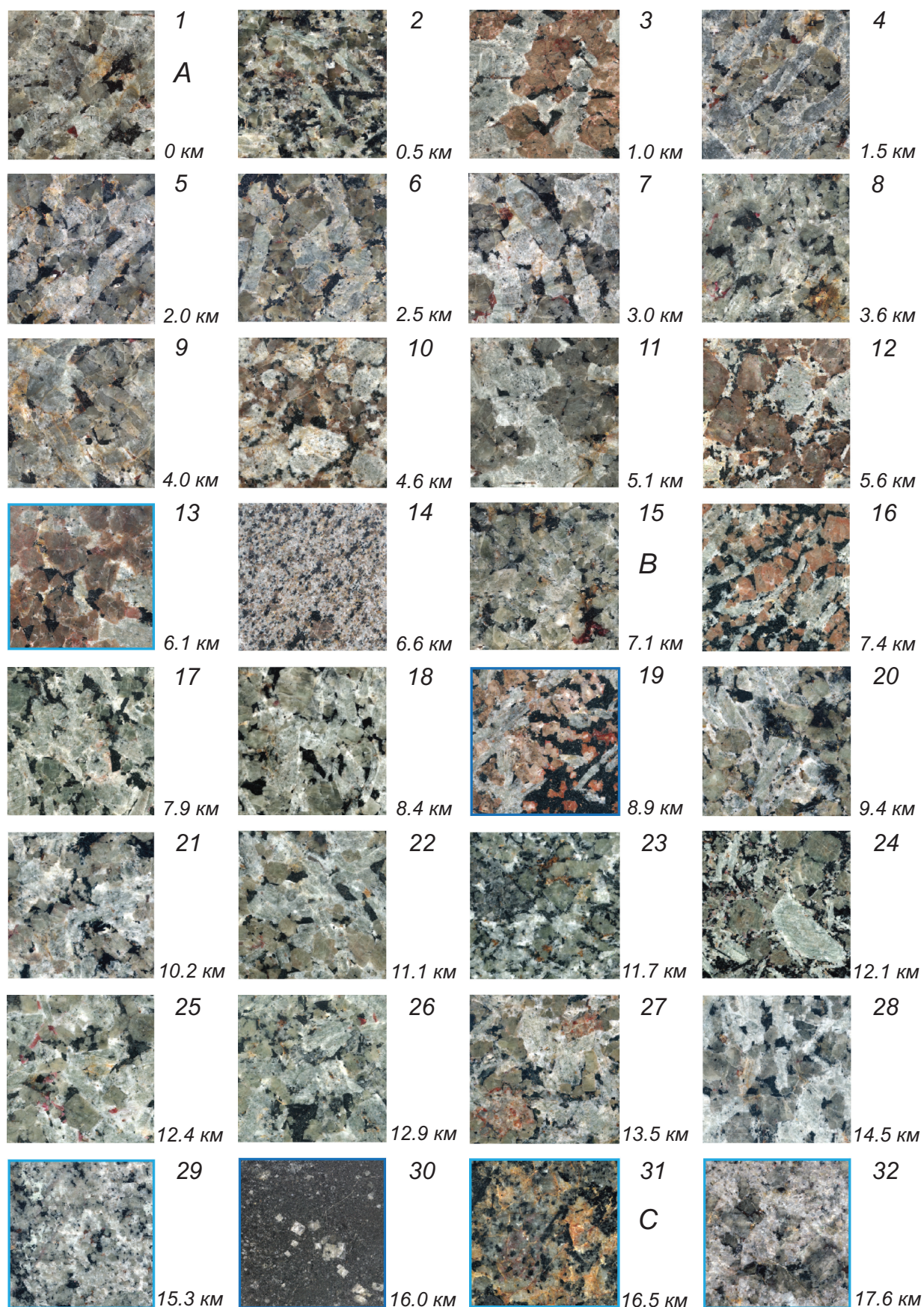


Рис. 23. Фотографии полированных штурфов нефелиновых сиенитов и фойдолитов, отобранных по профилю А–В–С–Д–Е–F (см. [рис. 19](#)). Размер каждого изображения составляет 5х5 см. Образцы рихсхорритов обведены зеленой линией, малиньитов – красной, ийолитов – синей, уртитов – голубой, титанито-нефелиновых и апатито-нефелиновых пород – черной, щелочных сиенитов – светло-коричневой. Все остальное – фойяиты. Расстояние отбора образцов указано по профилю от точки А.

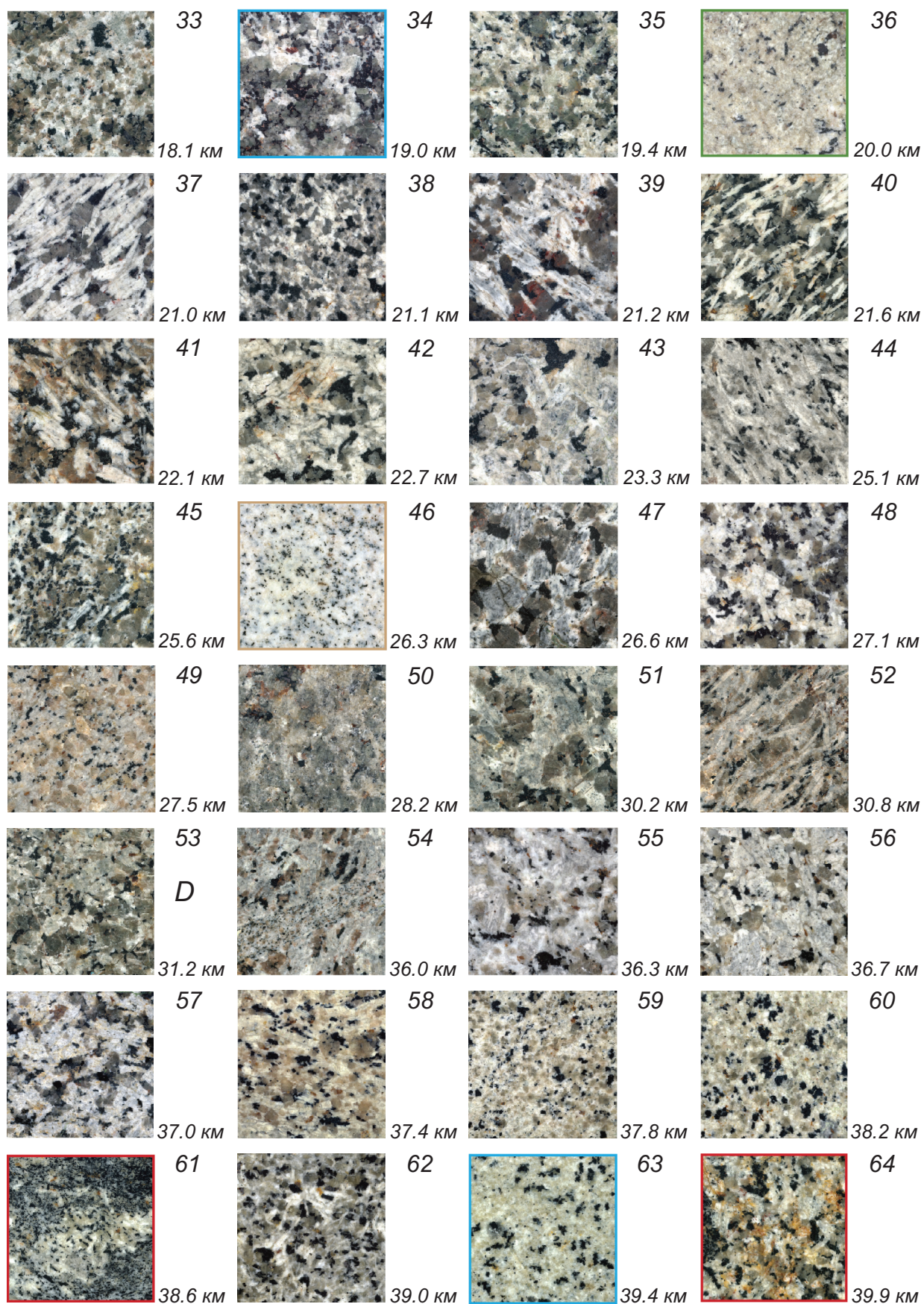


Рис. 23 (продолжение)

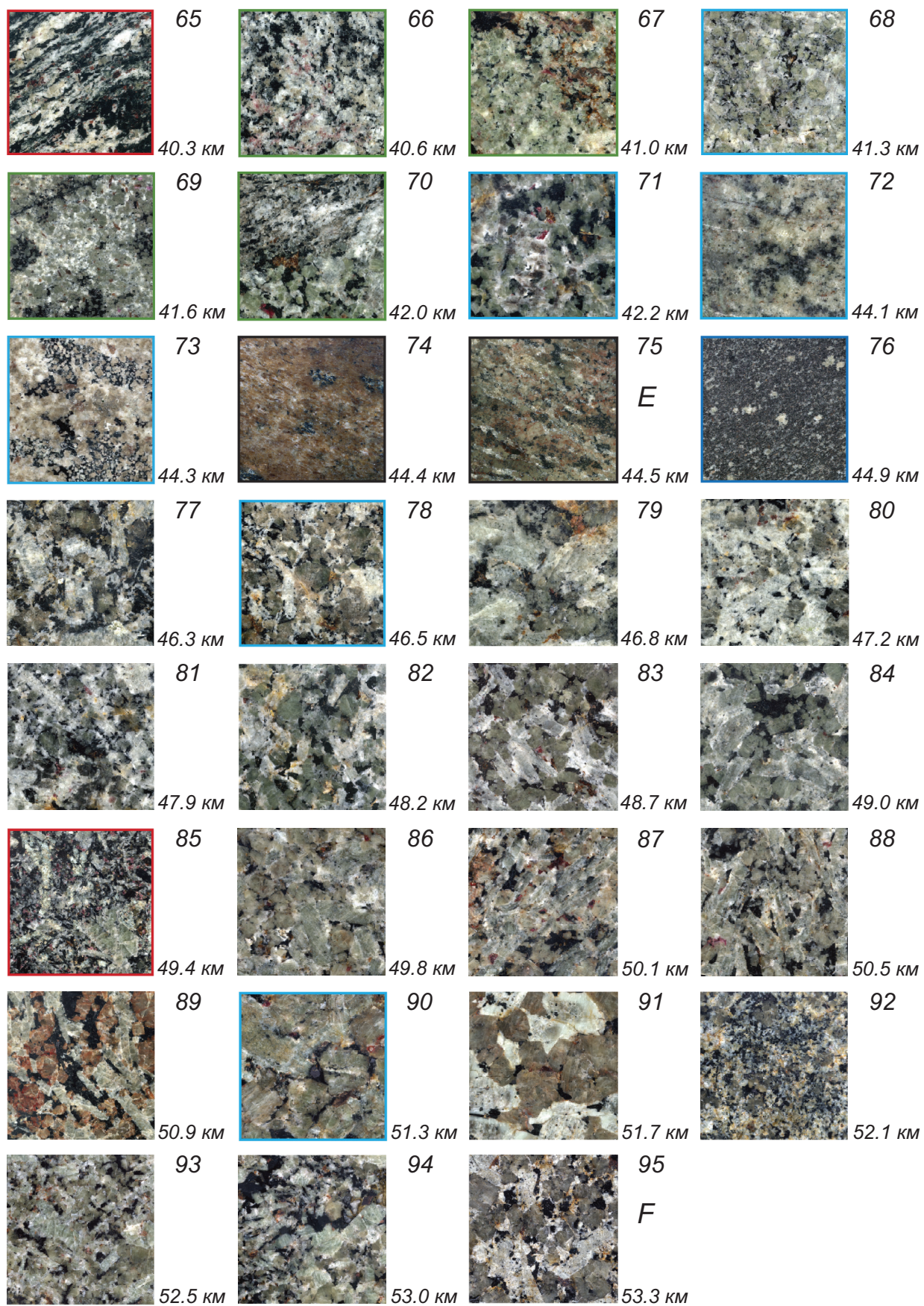


Рис. 23 (продолжение)

2.1.2. Зональность Хибинского массива

Зональность по минеральному составу фойяитов.

В целом, распределение аксессуарных минералов в фойяитах по профилю *A–B–C–D–E–F* предстает как крайне неравномерное. Однако практически все кривые встречаемости

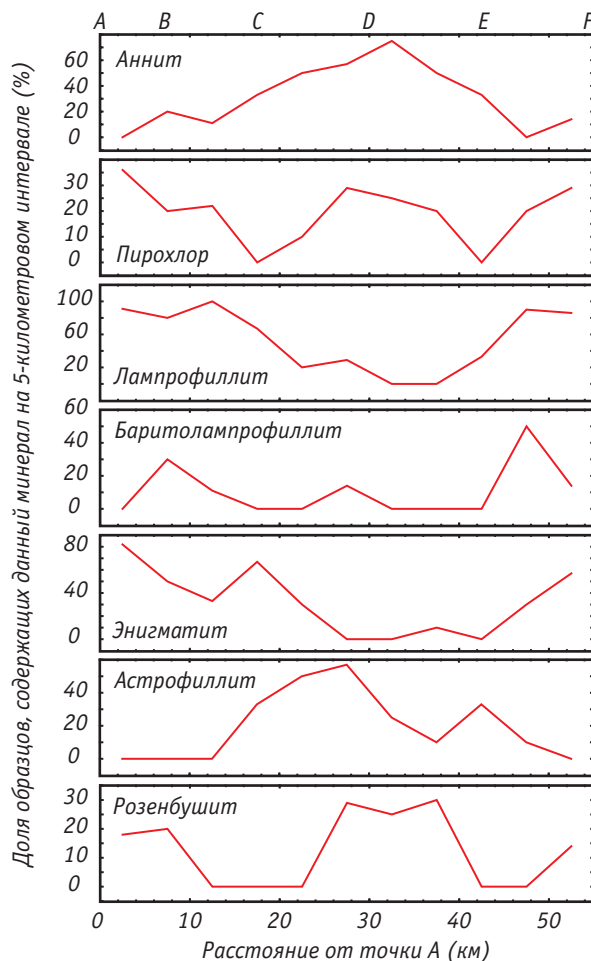


Рис. 24. Встречаемость фойяитов, содержащих указанные минералы, по разрезу *A–B–C–D–E–F*.

отдельных минеральных видов (рис. 24, Приложение 1) оказались симметричными относительно центра массива, – причем это касается как сравнительно распространенных минералов (биотит, содалит, ильменит, магнетит и др.), так и редких видов (банальсит, розенбушит, стронциоапатит и др.). Титанит и фторапатит являются сквозными минералами фойяитов, а лампрофиллит, биотит, энигматит, астрофиллит и лоренценит преимущественно концентрируются либо в центральной части массива (биотит, астрофиллит), либо в краевой части массива. Встречаемость большинства аксессуарных минералов (баритолампрофиллит, ринкит, розенбушит, пироклор, ильменит, магнетит, флюорит и др.) уменьшается при приближении к Главному кольцу, тогда как эвдиалит и содалит, наоборот, становятся здесь неотъемлемым атрибутом рассматриваемых пород.

Содержание главных минералов в фойяитах изменяется по разрезу *A–B–C–D–E–F* симметрично относительно Главного кольца (рис. 25, Приложение 2). Доля щелочных полевых

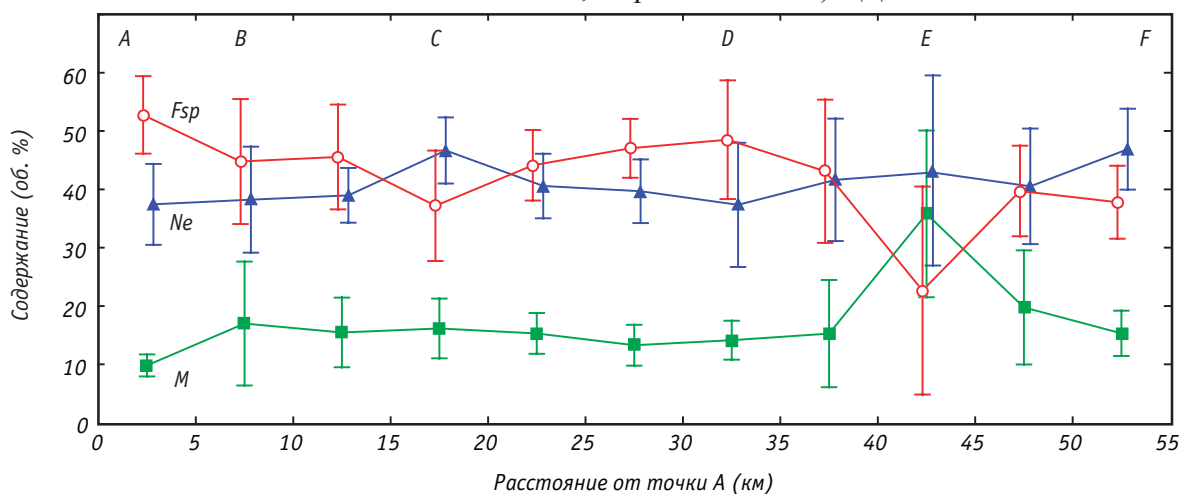


Рис. 25. Вариации содержания щелочных полевых шпатов (Fsp), нефелина и замещающих его содалита, натролита и анальцима (Ne), а также темнокветных минералов (M) в нефелиновых сиенитах по профилю *A–B–C–D–E–F* (средние значения по 5-километровым интервалам плюс-минус стандартное отклонение).

шпатов в составе породы уменьшается к контактам с фойдолитами пропорционально мощности последних в разрезе: менее интенсивно в районе Пика Марченко (точка *C*), более интенсивно в районе г. Коашва (точка *E*). Это изменение компенсируется возрастанием содержания прочих минералов: нефелина в точке *C* и темноцветных минералов в точке *E*. В первом случае это приводит к образованию переходных к ургитам лейкократовых фойяитов (или даже ургитов, по своей структуре еще соответствующих фойяитам), во втором – мезократовых нефелиновых сиенитов и малиньитов. Кроме того, последовательное увеличение содержания полевого шпата (за счет нефелина) к краевым частям массива и к его центру приводит к появлению здесь щелочных сиенитов, описанных в литературе [Ramsay, Hackman, 1894; Горстка 1971; Коробейников, Павлов, 1990] под названиями умптекитов (точка *A*) и пуласкитов (точка *D*).

Зональность по текстурным особенностям фойяитов

Текстура фойяитов, как это хорошо видно на **рис. 26**, может быть и массивной, и трахитоидной. Большинство исследователей указывают, что трахитоидные разновидности фойяитов приурочены к контактам с фойдолитами Малого и Главного колец, а также к южному и западному контактам массива [Влодавец, 1935; Елисеев и др., 1937; Тихоненков, 1963; Зак и др., 1972; Галахов, 1975 и др.]. Вместе с тем, замечено [Сняtkова, Михняк, 1983], что трахитоидные фойяиты часто перемежаются с массивными, так что речь, скорее, идет не об увеличении или уменьшении степени трахитоидности этих пород, а лишь о присутствии или отсутствии на данном участке их трахитоидных разновидностей. Для объективного изучения изменения текстурных особенностей фойяитов вдоль профиля нами была проведено количественное исследование степени трахитоидности фойяитов следующим образом.

Трахитоидность фойяитов обусловлена однотипной ориентировкой в пространстве

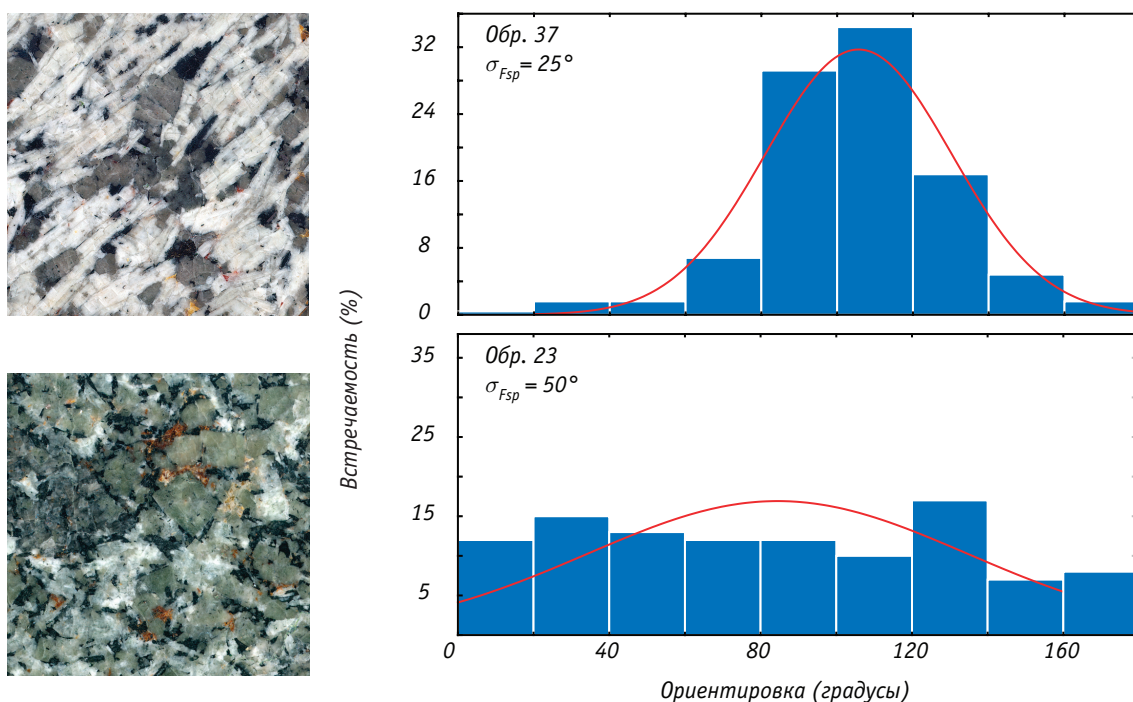


Рис. 26. Эмпирические распределения ориентировок таблитчатых кристаллов калиевого полевого шпата в трахитоидном (обр. 37) и массивном (обр. 23) фойяитах.

уплощенных по оси b кристаллов калиевого полевого шпата. Следовательно, измерив ориентировку осей b таких кристаллов, мы можем оценить степень трахитоидности породы. На практике нам пришлось ограничиться определением ориентировок проекций осей b кристаллов полевого шпата на поверхность образца и оценкой их разброса относительно среднего значения. Измерения проводились на цифровых изображениях полированных образцов при помощи программы ImageTool. Число измерений в отдельном образце лежало в пределах от 30 до 250.

Исследования показали [Калашников и др., 2006], что эмпирическое распределение ориентировок осей b кристаллов полевого шпата изменяется от сравнительно узкого нормального в трахитоидных фойяитах до широкого нормального и равномерного в массивных разновидностях этих пород (см. рис. 26). Стандартное отклонение σ_{Fsp} этих ориентировок от среднего значения варьирует от 22° в трахитоидных фойяитах до 50° в массивных и может быть использовано для оценки степени трахитоидности этих пород.

Всего было изучено 72 образца, в которых кристаллы калиевого полевого шпата имеют таблитчатый габитус. Значения ориентировок кристаллов КПШ приведены в Приложении 3. Как видно из графика изменения величины σ_{Fsp} (рис. 27), степень изотропности фойяитов увеличивается от края и центра массива к Главному кольцу, вблизи которого фойяиты переходят в изотропные рихсчорриты.

Геохимическая зональность

На рис. 28 представлены графики изменения усредненного по 5-километровым интервалам химического состава пород Хибинского массива по профилю $A-B-C-D-E-F$ (см. рис. 19, Приложение 4). В первом случае в выборку включались только данные о составе фойяитов, во втором – всех нефелиновых сиенитов (фойяиты, малиньиты, ляхчорриты и рихсчорриты), в третьем – еще и ийолит-уртитов. При сопоставлении соответствующих графиков сразу обращает на себя внимание тот факт, что Главное кольцо контролирует не только состав рихсчорритов, но и фойяитов, причем его влияние начинает сказываться уже на расстоянии 5–10 км.

Как видно, вблизи Главного кольца наблюдается существенное уменьшение количества Si, Sr и воды в составе фойяитов, что компенсируется возрастанием содержания других элементов, прежде всего Ti, Zr, Ca, Mn, Fe, Mg, F и Cl. Но имеются и заметные различия в

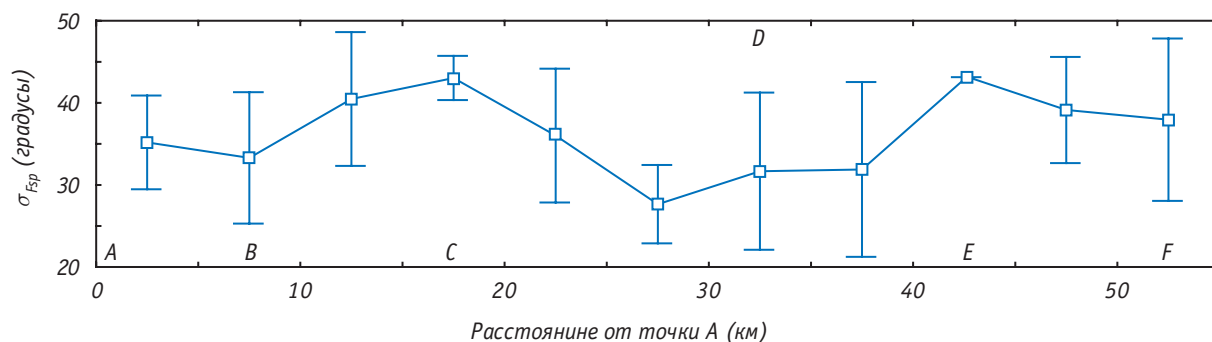


Рис. 27. Изменение величины σ_{Fsp} по профилю $A-B-C-D-E-F$ [Калашников и др., 2006].

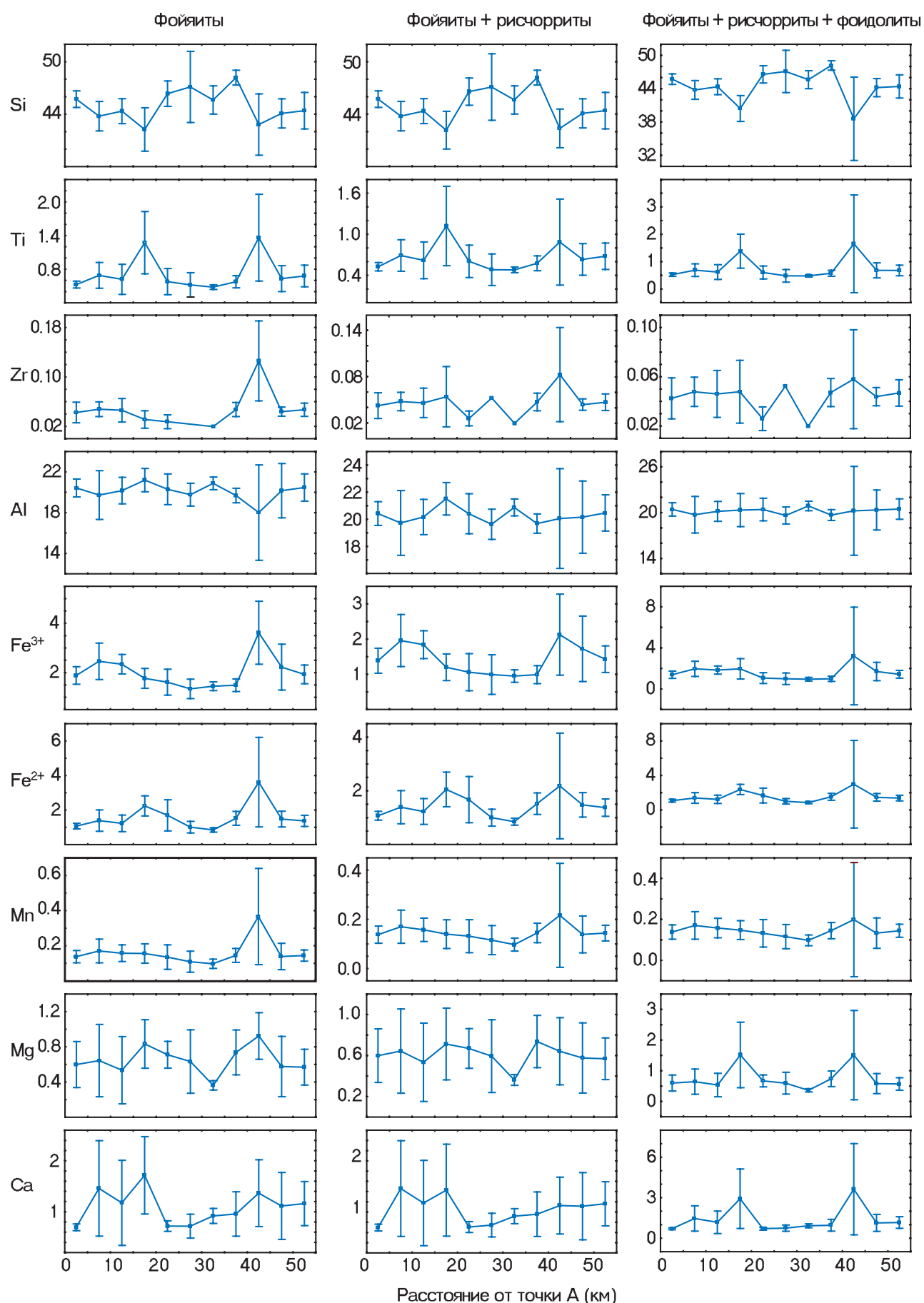


Рис. 28. Изменение химического состава пород Хибинского массива (в ат. % от бескислородной части) по профилю А–В–С–D–Е–F (см. рис. 13): А – край массива в районе ж/д станции “Хибины”, В – Малая дуга в районе г. Юмъечорр, С – Главное кольцо в районе пика Марченко; D – центр массива в районе г. Вантомнюк; Е – Главное кольцо, месторождение Коашва; F – край массива у подножья г. Китчепакх.

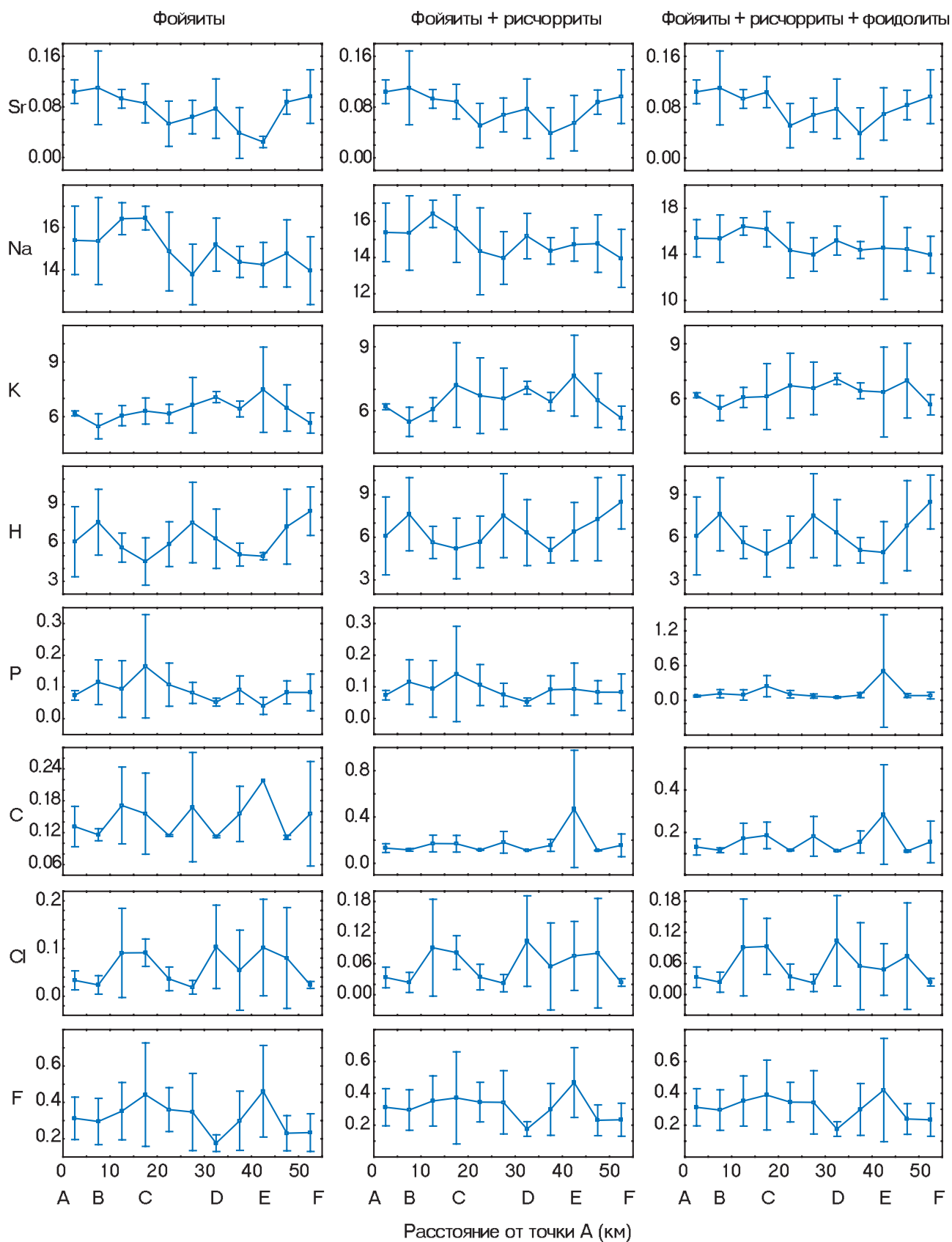


Рис. 28 (продолжение).

составе фойяитов в районе рудного (Коашва) и слабрудного (пик Марченко) участков Главного кольца. Эти отличия касаются, в первую очередь, фосфора и алюминия. Вблизи пика Марченко фойяиты существенно обогащены Al, Na P и Ca (т. е. нефелином и фторапатитом), а в районе Коашвинского месторождения они обеднены этими элементами за счет обогащения K, Fe,

Mn, Zr и С (т. е. биотитом, К-амфиболом, кальсилитом, ортоклазом, эвдиалитом и другими минералами). Однако если включить в выборку данные о составе сначала рисчорритов, а затем и ийолит-уртитов, эти различия практически исчезают и графики содержания химических элементов принимают симметричный относительно центра массива вид.

Важная особенность, на которую следует обратить внимание, состоит в том, что

Таблица 1. Результаты компонентного анализа данных о составе пород по профилю А–F

Переменные	Собственные векторы				
	F ₁	F ₂	F ₃	F ₄	F ₅
Si	-0.63	-0.01	-0.22	-0.50	-0.05
Ti	0.90	0.01	0.26	0.22	-0.03
Zr	0.26	0.04	-0.22	0.02	0.71
Al	-0.81	0.18	0.27	0.11	-0.04
Fe ³⁺	0.96	-0.05	0.04	0.11	0.06
Fe ²⁺	0.94	-0.05	0.09	-0.08	0.06
Mn	0.91	-0.12	-0.16	-0.12	0.22
Mg	0.59	-0.16	0.32	0.38	-0.15
Ca	0.60	-0.16	0.37	0.51	-0.10
Sr	-0.09	-0.29	-0.24	0.63	0.00
Zn	0.85	-0.06	-0.27	0.05	0.01
REE	0.60	-0.26	-0.20	0.00	0.12
Na	-0.63	-0.34	0.29	0.24	0.30
K	-0.41	0.81	0.10	-0.24	-0.05
Li	0.23	0.14	-0.72	0.01	0.09
Rb	-0.08	0.92	0.00	-0.17	0.05
Cs	-0.02	0.87	-0.19	0.19	0.07
H	-0.12	-0.06	-0.81	0.05	-0.09
P	0.91	-0.07	0.21	0.16	-0.09
C	0.10	0.06	0.00	0.68	0.09
Cl	-0.02	-0.12	0.32	-0.18	0.65
F	0.73	-0.00	-0.05	0.11	-0.02
S	0.09	-0.10	0.02	-0.23	-0.51
Собств. числа	8.38	2.69	2.14	1.92	1.42
Вклад в дисперсию	0.36	0.12	0.09	0.08	0.06

положение максимумов и минимумов на графиках зависимости содержания большинства элементов от расстояния не меняется существенно от добавления в выборку данных о составе рисчорритов и ийолит-уртитов – изменяется лишь их величина.

Согласованность изменения содержания большинства элементов в пространстве позволяет представить зональность Хибинского массива в виде графиков изменения главных компонент, полученных при факторном анализе данных о составе всех типов пород по профилю *A–B–C–D–E–F* (метод главных компонент, с нормализацией и варимаксным вращением). Первые пять компонент включают в себя 23 переменные с факторными нагрузками более 50% из 23 анализировавшихся и учитывают 71% изменчивости данных (табл. 1, рис. 29). Графики изменения факторных нагрузок по профилю А–F имеют симметричную относительно центра массива форму с более или менее ярко выраженными экстремумами в районе Главного кольца, соответствующими повышенному содержанию Ti, Fe, Mn, Mg, Ca, Zn, REE, P, F (F₁); K, Rb, Cs (F₂), Sr, C (F₄), Zr и Cl (F₅) в породах массива.

Дисперсия факторных нагрузок,

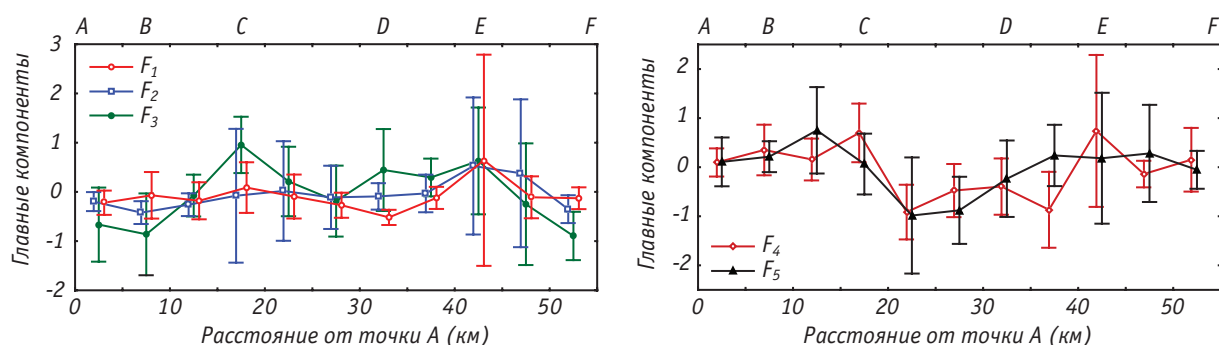


Рис. 29. Изменение состава пород Хибинского массива вдоль профиля А–В–С–D–E–F по данным компонентного анализа.

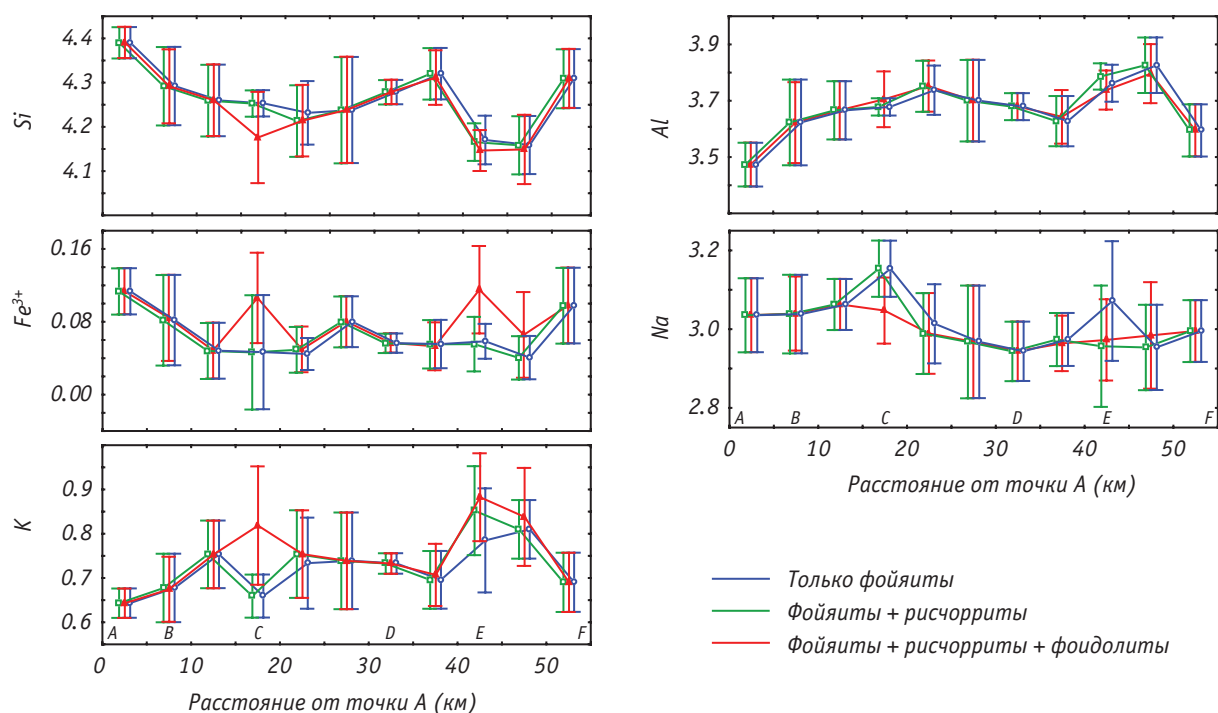


Рис. 30. Изменение состава нефелина (коэфф. в формуле) по профилю А–В–С–D–Е–F (см. рис. 3).

усредненных по 5-километровым профилям, максимальна в районе Главного кольца, что отражает увеличение здесь степени химического, минерального и структурно-текстурного разнообразия пород. Это наблюдение послужило базисом для разработки одного из методов прогноза и поисков, основанного на анализе степени дифференцированности геохимического поля (см. п. 4.3).

Зональность по химическому составу сквозных минералов

В составе *нефелина* обнаруживается последовательное уменьшение содержания Na, Si и Fe^{3+} за счет K и Al от краевой зоны массива к центру (рис. 30, Приложение 5). На этом фоне имеет место отчетливое возрастание содержания Na, Si и Fe^{3+} к зоне Центрального кольца.

Микроклин и/или *ортоклаз* – главные минералы пород Хибинского массива. В рисchorритах, фойдолитах, мелкозернистых нефелиновых сиенитах и роговиках преобладает ортоклаз (в последнем случае – наряду с анортоклазом), в пегматитовых жилах – микроклин, а в фойяитах обычно присутствуют обе эти модификации, но в разных соотношениях [Yakovenchuk et al., 2005; Калашников и др., 2006]. Данные о химическом и минеральном составе КПШ

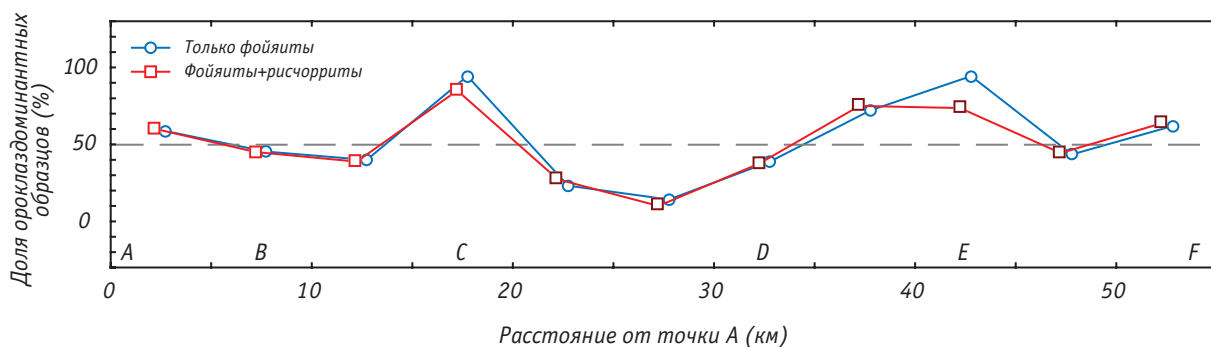


Рис. 31. Встречаемость ортоклаз- и микроклиндоминантных нефелиновых сиенитов по профилю А–F

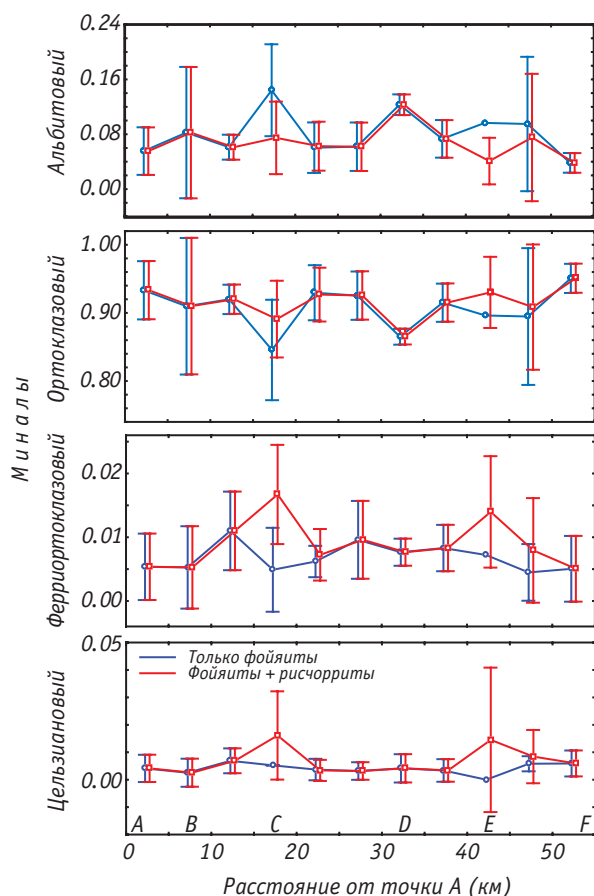
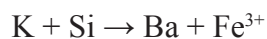


Рис. 32. Изменение минального состава калиевых полевых шпатов по профилю А–В–С–D–E–F

процесса происходили вследствие тектонической разгрузки приразломных участков массива и их переработки фойидолитовым расплавом (флюидом).

Ортоклазовые фойяиты преимущественно сосредоточены в 5-километровой краевой зоне массива, а также по периферии Главного кольца, где постепенно переходят в лавочорриты и рисчорриты.

На рис. 32 показано изменение состава калиевых полевых шпатов в образцах хибинских пород, отобранных по профилю *A-B-C-D-E-F* (см. рис. 19) [Калашников и др., 2006]. Наиболее «ортоклазовый» КПШ приурочен к краевым частям фойяитового комплекса, а в центре массива и в районе Главного кольца калиевый полевой шпат представлен своей переходной к анортклазу разновидностью. Ортоклаз рисчорритов по сравнению с ортоклазом фойяитов существенно обогащен ферриортоклазовой и цельзиановой компонентами:

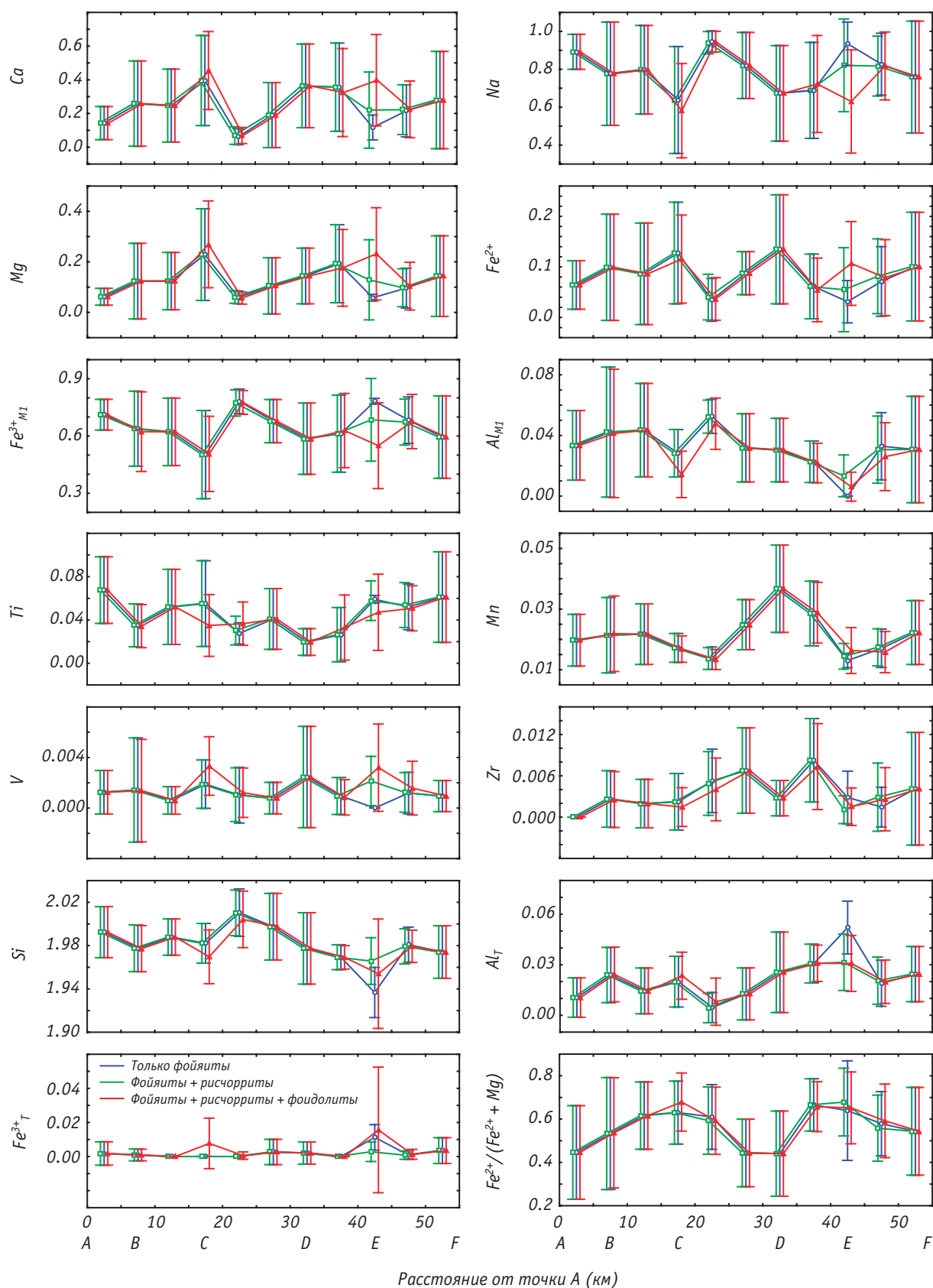


Клинопироксены Хибинского массива, являются главными минералами большинства его пород. Представлены диопсидом, геденбергитом, авгитом, эгирин-авгитом и эгирином. Данные о химическом составе пироксенов вдоль хибинского профиля приведены в Приложении 7.

На рис. 33 показаны графики, демонстрирующие изменение состава клинопироксенов вдоль профиля *A–F* (см. рис. 19). В первую очередь обращает на себя внимание различная

приведены в Приложении 6.

Рентгеноструктурный анализ калиевых полевых шпатов показал (рис. 31), что встречаемость ортоклаздоминантных фойяитов уменьшается от краевой части массива к его центру и на этом фоне проявлен резкий «ортоклазовый» максимум вблизи Главного кольца. Поскольку при прочих равных условиях ортоклаз является более высокотемпературной модификацией калиевого полевого шпата, чем микроклин [Боруцкий, 2005], то уменьшение роли ортоклаза от краевой части фойяитового комплекса к его центру позволяет предположить, что температура (пере)кристаллизации полевого шпата, в целом, последовательно уменьшалась в этом направлении по мере консолидации фойяитовой интрузии. Переход микроклиновых фойяитов в ортоклазовые фойяиты и, далее, в рисчорриты вблизи Главного кольца, сопровождается текстурной изотропизацией этих пород (см. п/п. «Зональность по текстурным особенностям фойяитов»). Вероятно, оба этих



степень дифференцированности пород Главного кольца в районе месторождения Коашва (точка E) и слабрудной части (пик Марченко, точка C). При приближении к Главному кольцу в районе пика Марченко в составе клинопироксенов наблюдается возрастание содержания Ca, Mg и Fe²⁺ (диопсид–геденбергитовой составляющей) за счет Na и Fe³⁺ (эгириновой

составляющей), которое продолжает увеличиваться при переходе к рисчорритам и достигает максимума в ийолит-уртитях. В районе месторождения Коашва клинопироксен фойяитов, напротив, представлен эгирином с минимальной примесью Ca, Mg и Fe^{2+} . Однако при переходе к рисчорритам и фойдолитам, содержание этих элементов начинает увеличиваться, и в ийолит-уртитях клинопироксен представлен преимущественно диопсид-геденберgitом. В результате графики изменения химического состава минерала оказываются симметричными относительно центра массива.

График изменения соотношения Mg и Fe^{2+} в составе клинопироксенов показывает последовательное возрастание геденбергитовой составляющей от краев массива к Главному кольцу, где все породы содержат клинопироксен с наибольшим содержанием Fe^{2+} , а затем резкое ее уменьшение к центру массива. Содержание марганца в составе клинопироксенов последовательно уменьшается от краев массива к Главному кольцу, а затем резко возрастает в центральной части. Локальные максимумы содержания Ti и V в составе клинопироксенов приурочены к породам Главного кольца, тогда как повышенное содержание Zr фиксирует положение кольца альбитизации, приуроченного к контакту между рисчорритами и неизменными фойяитами центральной части массива. Кроме того, в районе Главного кольца для клинопироксена из всех типов пород характерен недостаток кремния, компенсируемый алюминием и/или железом.

Фторапатит – сквозной акцессорный минерал всех пород Хибинского массива, который в апатито-нефелиновых породах переходит в разряд породообразующих. Содержание фторапатита в нефелиновых сиенитах составляет 0.2–1.0 об. %, в мельтейгит-уртитях – 1–7 об. %, а в апатито-нефелиновых породах может достигать 98 об. %. Изменение содержания фосфора, главным концентратором которого является фторапатит, в породах Хибинского массива по

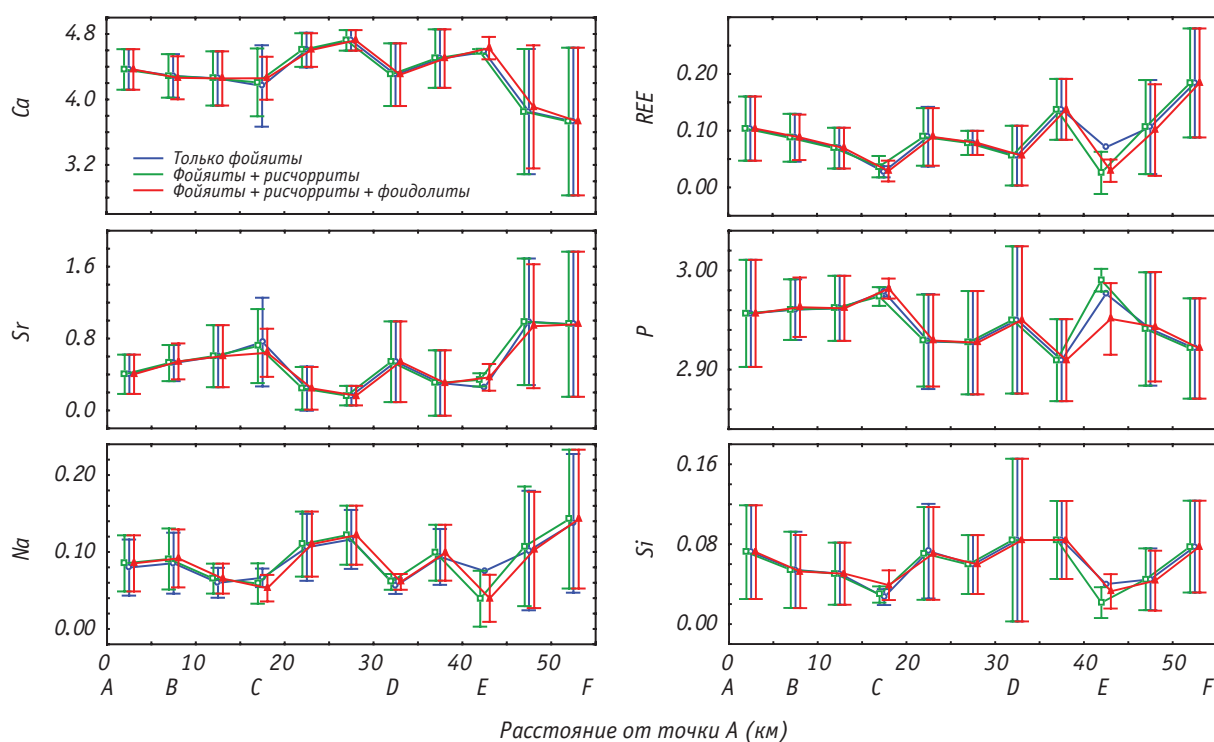
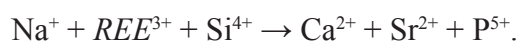


Рис. 34. Изменение состава фторапатита (коэфф. в формуле) по профилю А–В–С–D–Е–F.

профилю $A-B-C-D-E-F$ (см. **рис.** 19) свидетельствует о том, что в малопродуктивных частях Главного кольца рисчорриты и близлежащие участки фойяитов обогащены этим минералом. В районе апатитовых месторождений фосфор образует рудные штокверки, а в окружающих фойяитах формируются локальные минимумы содержания фосфора.

Изучение состава фторапатита по указанному профилю (**рис.** 34, Приложение 8) показало, что по мере приближения к фойидолитовому кольцу от краевой и центральной частей массива фторапатит освобождается от примесных Na, REE и Si в пользу Ca, Sr и P:



При этом на рудном участке Главного кольца (месторождение Коашва, точка E) проявлена кальциевая специализация, а на безрудном (точка C) – стронциевая.

2.1.3. Особенности строения апатитовых месторождений Хибинского массива

Для того чтобы проследить выявленные закономерности на более детальном масштабе рассмотрим особенности строения и мотивы организации месторождения Коашва. Месторождение Коашва открыто в 1960 г. геологами Хибиногорской ГРП под руководством Ф. В. Минакова и с 1978 г. разрабатывается карьерным способом. Месторождение входит в Юго-Восточное рудное поле Хибинского массива и расположено на восточных отрогах г. Коашва и в долине р. Вуоннемйок, в направлении к которой мощность перекрывающих рудную зону моренных отложений возрастает с 3–5 до 70 и более метров. Общее простирание рудной зоны северо-восточное 60° . Вблизи поверхности ее падение пологое ($20\text{--}30^\circ$), а на глубине 1,5–2 км оно становится более крутым ($40\text{--}50^\circ$). Вмещающими породами для апатитовых руд являются преимущественно ортоклазсодержащие уртиты, а также ийолиты.

Работы по анализу изменчивости морфологии, выполненные геологической службой ОАО “Апатит” в 1985–1990 гг., выявили настолько существенные расхождения в контурах продуктивных залежей по данным детальной и эксплуатационной разведок, что их уже нельзя было игнорировать. Для решения этой проблемы коллективом под руководством Н.Г. Коноплёвой и П.М. Горяинова была проведена работа по построению объемной модели Коашвинского месторождения на основе всех имеющихся на тот момент данных [Коноплёва и др., 2003, 2005, 2007; Горяинов и др., 2007]. Результат этой работы представлен на **рис.** 35. Синим цветом выделены апатит-нефелиновые породы с содержанием апатита 10 об. % и выше. Как видно, месторождение представляет собой достаточно пористый штокверк, сложенный рудными линзами. Указанными исследователями была измерена фрактальная размерность продольных и поперечных разрезов методом Минковского. Фрактальная размерность 2D_M сечений рудного тела изменяется в пределах от 1,63 до 1,69 (**рис.** 36), в среднем составляя 1,67. Поскольку с глубиной фрактальная размерность рассматриваемого штокверка существенно не меняется, мы можем приблизительно оценить его полную фрактальную размерность по эмпирическому

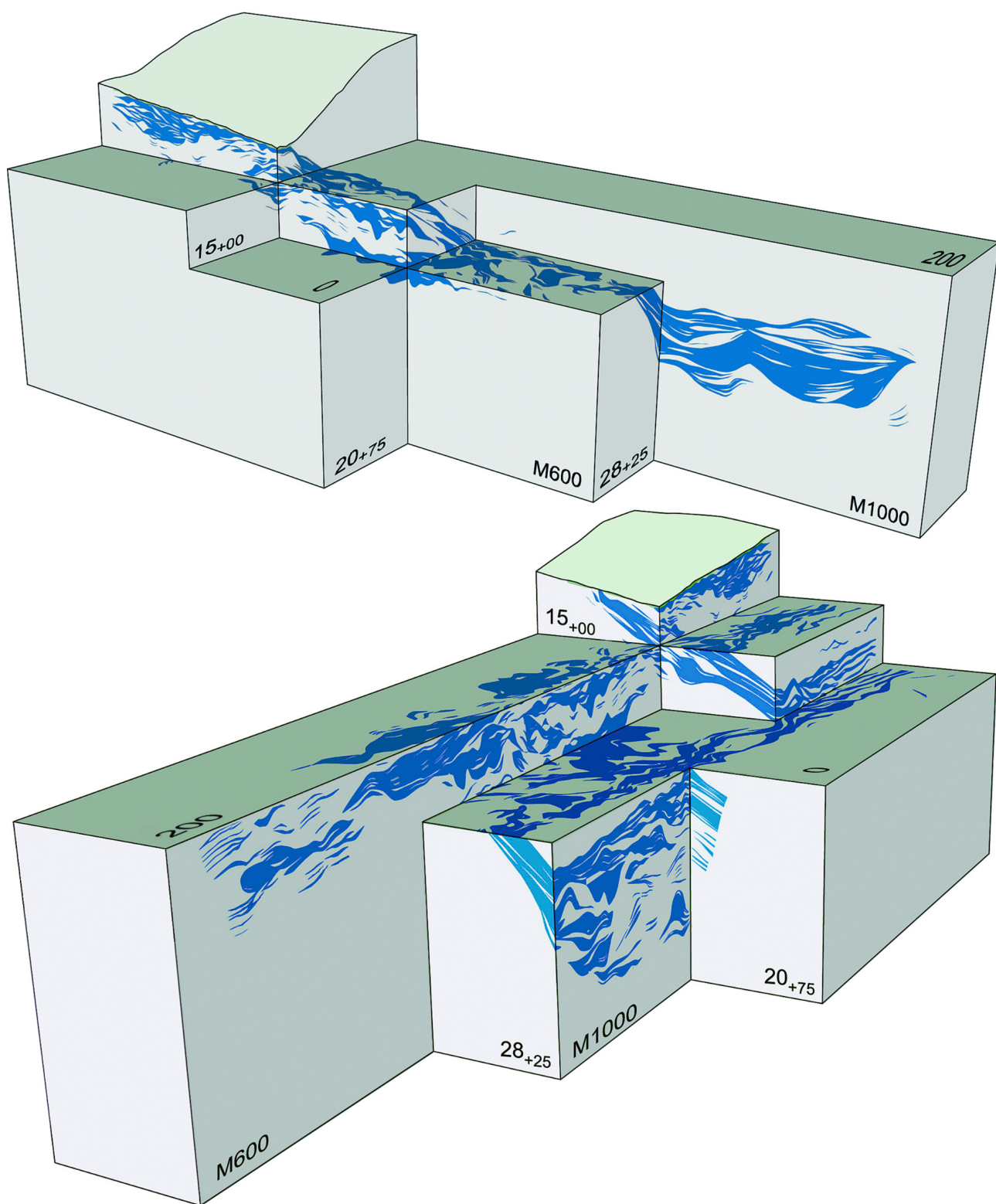


Рис. 35. Блок-диаграммы месторождения Коашва. Вид с юга (вверху) и с востока (внизу). Синим цветом выделены апатит-нефелиновые породы с содержанием апатита 10 об. % и выше [Горяинов и др., 2007].

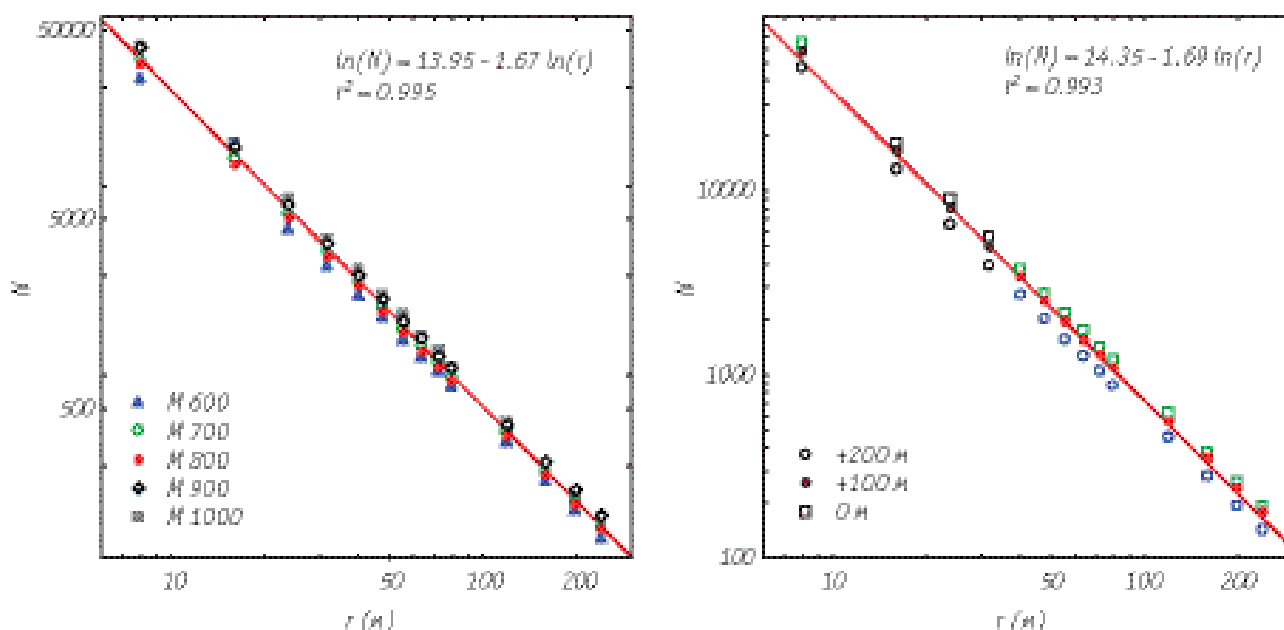


Рис. 36. Число N квадратных ячеек размера r r , потребовавшихся для полного покрытия сечений рудных тел на продольных разрезах (слева) и погоризонтных планах (справа) месторождения Коашва, как функция r .

правилу Мандельброта, просто прибавив единицу к размерности 2D_M . Оцененная таким способом полная фрактальная размерность $^3D = 2,67$ кластера апатито-нефелиновых пород оказалась близка к теоретической размерности трехмерного перколяционного кластера $^3D = 2,54$.

2.1.4. Взаимосвязь рельефообразования и вещественного состава Хибинского массива

Представление о связи форм рельефа с вещественным составом земной коры и с потоками эндогенной энергией – основа для всех существующих методик использования дистанционных материалов в решении геологических задач. Однако, не смотря на активное изучение структур, наблюдаемых на аэроснимках и топокартах, практически неостребованной для выявления связи поверхностных форм с распределением вещественных свойств оказалась одна из наиболее универсальных характеристик, описывающих структуру – фрактальная размерность. При этом отдельное изучение фрактальных свойств рельефа и других геоморфологических особенностей началось практически одновременно с открытием фракталов. И это не удивительно – ведь иерархическое устройство, например, речной сети является, пожалуй, наиболее ярким примером самоподобия в естественной природе. Обзоры работ, посвященных изучению фрактальной размерности речных сетей, были приведены уже в классическом труде Б. Мандельброта «Фрактальная геометрия природы» [Mandelbrot, 1983], а также в работах [Федер, 1991; Korvin, 1995].

Изолинии рельефа тоже являются классическим примером фрактальных объектов. Еще в 1939 году английский метеоролог Л.Ф.Ричардсон установил при попытке как можно точнее определить периметр Британии, что если измерять длину L береговой линии этого

острова циркулем с последовательно уменьшающимся раствором r , то она будет возрастать по степенному закону в соответствии с формулой:

$$L(r) \sim r^{-0.25}.$$

Впоследствии было показано [Mandelbrot, 1983; Федер, 1991; Korvin, 1995 и др.], что подобным образом ведут себя многие, если не все прочие контуры земного рельефа: изолинии высот вообще и береговые линии в частности, очертания пещер и еще многие другие. Все они являются объектами, промежуточными между линией ($D = 1$) и поверхностью ($D = 2$), хотя топологическая размерность этих контуров, как и любых линий вообще, равна единице.

Согласно формуле оценки фрактальной размерности различного рода кривых, основанной на зависимости их длины L от шага измерения r [Mandelbrot, 1983]:

$$L(r) = cr^{1-D},$$

или

$$\log L(r) = \log c + (1 - D) \log r,$$

побережье Британии имеет фрактальную размерность $D_L = 1,25$. Аналогичным образом было установлено, что размерность побережья Австралии равна 1,1, Южной Африки – 1,0 [Mandelbrot, 1983], Японии – 1,4 [Nakano, 1983], Норвегии – 1,5 [Федер, 1991], западного побережья Южной Америки – 1,4 и т. д.

Стоит обратить внимание, что фрактальная размерность в физике открытых систем используется в качестве критерия относительной упорядоченности [Климонтович, 1996; 2002]. Это позволяет думать о рельефе с большей фрактальной размерностью (сильнее отклоняющегося от топологической размерности) как о более упорядоченной структуре.

Для детального изучения корреляции рельефа Хибин с различными вещественными переменными было проведено исследование дифференцированности рельефа вдоль западной ветви комплексного Хибинского профиля (А–D на [рис. 19](#)) [Yakovenchuk et al., 2005; Коноплева и др., 2005; 2006; Иванюк и др., 2006; Калашников и др., 2006].

Изучение дифференцированности (расчлененности, контрастности) рельефа по профилю проводилось следующим образом. По разрезу строился топографический профиль, трасса всего профиля разбивалась на пятикилометровые участки усреднения. Для каждого участка усреднения находилось среднее значение высоты и стандартное отклонение от него. Величина стандартного отклонения и принималась за критерий дифференцированности рельефа на данном участке. Исследовалась только западная ветвь хибинского профиля, так как она обладает естественным рельефом, а южная ветвь (от центра массива через месторождение Коашва к г. Китчапахк) проходит по техногенно измененным ландшафтам (карьер месторождения, отвалы и т.д.). В результате был получен график изменения степени дифференцированности рельефа от западной к центральной частям Хибинского массива ([рис. 37](#)). В Приложении 9 приведены высоты точек, в которых проводился отбор проб профиля А–F, по данным GPS-навигации.

Западная ветвь профиля пересекается с рудоконтролирующей структурой массива

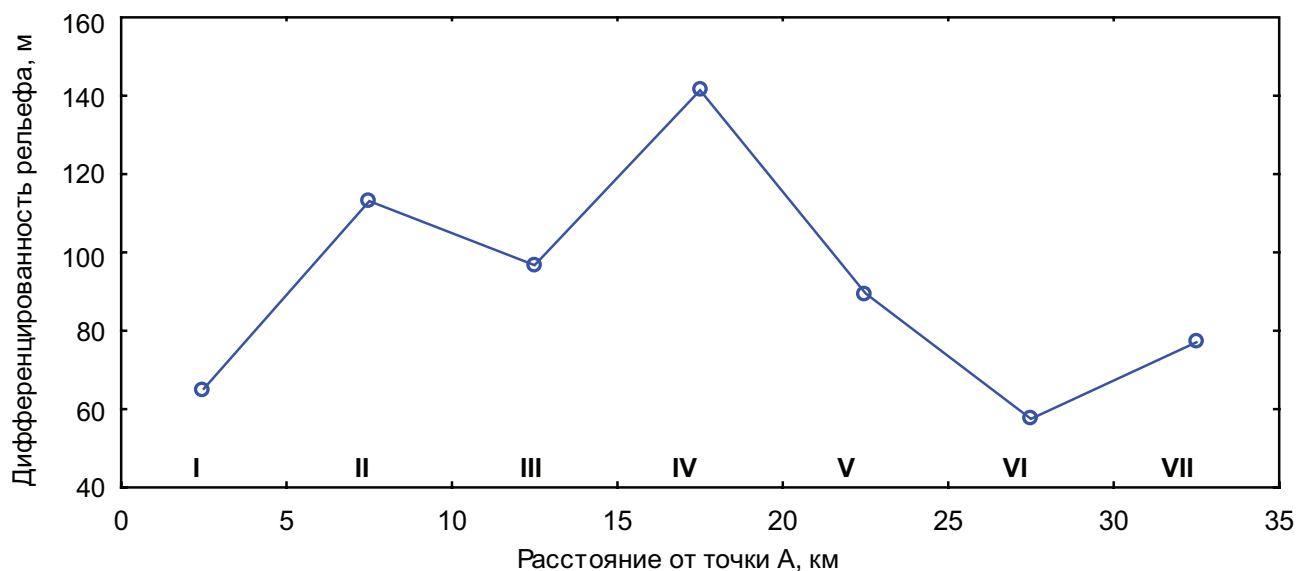


Рис. 37. Дифференцированность рельефа Хибинского массива по западной ветви профиля А–F.

– Главным кольцом, сложенного преимущественно фойдолитами – на отрезках IV и V. Отрезок II пересекается с Малой фойдолитовой дугой (недоразвитая рудоконтролирующая структура). Уже из этого графика можно увидеть связь вещественного состава и степени дифференцированности рельефа: абсолютный максимум дифференцированности рельефа приходится на участок, включающий в себя Главное кольцо. Локальный максимум (отрезок II) совпадает с Малой дугой.

Для более детального изучения этой связи была изучена корреляция степени дифференцированности рельефа с конкретными переменными на разных уровнях:

- 1) содержание порообразующих и характерных акцессорных минералов в породе;
- 2) текстурные особенности пород;
- 3) содержание того или иного элемента в породе в целом;
- 4) содержание того или иного элемента в порообразующих и характерных акцессорных минералах (КПШ, нефелине, пироксенах, амфиболах, титаните, апатите, эвдиалите);
- 5) особенности кристаллической структуры КПШ.

Эти переменные усреднялись по тем же пятикилометровым участкам, по которым рассчитывалась степень дифференцированности. После усреднения строились графики корреляции, где по оси абсцисс откладывалась степень дифференцированности рельефа, а по оси ординат – среднее значение переменной для данного участка усреднения. В результате были получены следующие графики и таблицы корреляций.

(1) Было изучено содержание пяти минералов (групп минералов): КПШ, нефелин (порообразующие); второстепенные минералы пироксены и амфиболы, объединенные в группу «темноцветные»; акцессорные минералы, характерные для Хибинского массива – эвдиалит и титанит. Корреляция их содержания со степенью дифференцированности рельефа показана в **таблице 2** и **рис. 38**. Сильная корреляция наблюдается у всех главных и второстепенных минералов, слабая – у эвдиалита и отсутствует у титанита.

(2) Была проанализирована одна из текстурных особенностей фойайтов (пород, составляющих более 80% площади Хибинского массива) – степень изотропности (величина,

Таблица 2. Корреляция дифференцированности рельефа с минеральным составом пород.

Переменная	r^2
КПШ	(-)0,84
Нефелин	(+)0,71
Темноцвет- ные	(+)0,89
Эвдиалит	(+)0,32
Титанит	(-)0,05

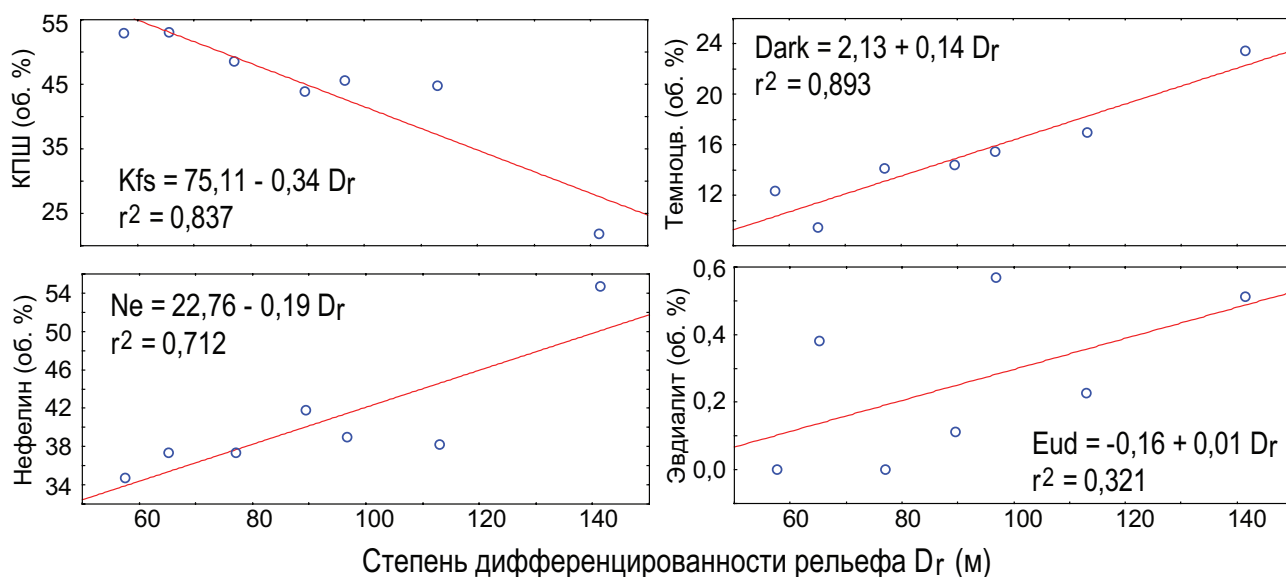


Рис. 38. Корреляция дифференцированностью рельефа Хибинского массива с его минеральным составом (западная ветвь профиля А–F).

обратная трахитоидности, анизотропности, подробнее см. раздел 2.1.2) [Калашников и др., 2006]. Оценка данной переменной состоит в измерении углов ориентировок вытянутых кристаллов КПШ (минерала, составляющего от 80 до 95 объемных % фойейтов) в полированных штуфах и нахождение их среднеквадратичного отклонения. Последнее и рассматривалось как степень изотропности фойейтов. Значения изотропности фойейтов показали заметную корреляцию со степенью дифференцированности рельефа, с коэффициентом квадратичной корреляции $r^2 =$

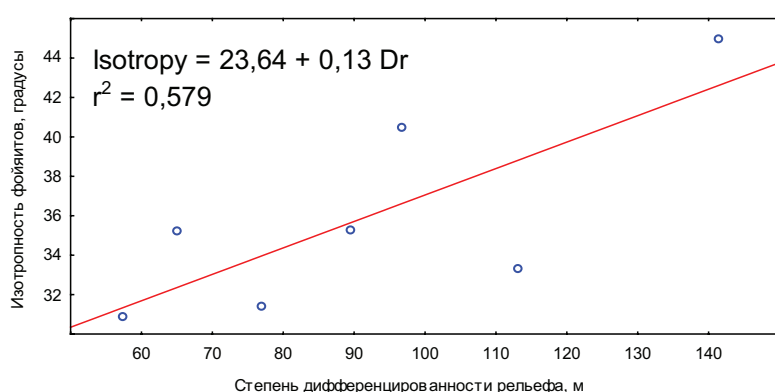


Рис. 39. Корреляция дифференцированности рельефа Хибинского массива с изотропностью фойейтов (западная ветвь профиля А–F).

0,58 (рис. 39).

(3) В таблице 3 показаны коэффициенты корреляции дифференцированности рельефа со средним содержанием химических элементов в породах массива на соответствующих отрезках.

На рис. 40 показаны соответствующие графики корреляции. Значения элементов указаны в атомных процентах. Из

Таблица 3. Корреляция дифференцированностью рельефа Хибинского массива с химическим составом пород (западная ветвь профиля А–F).

Переменная	r^2	Переменная	r^2
Si	(-)0,85	Fe ³⁺	(+)0,63
Ca	(+)0,82	Mg	(+)0,59
Ti	(+)0,78	Na	(+)0,40
P	(+)0,77	Mn	(+)0,37
Fe ²⁺	(+)0,73	K	(-)0,26

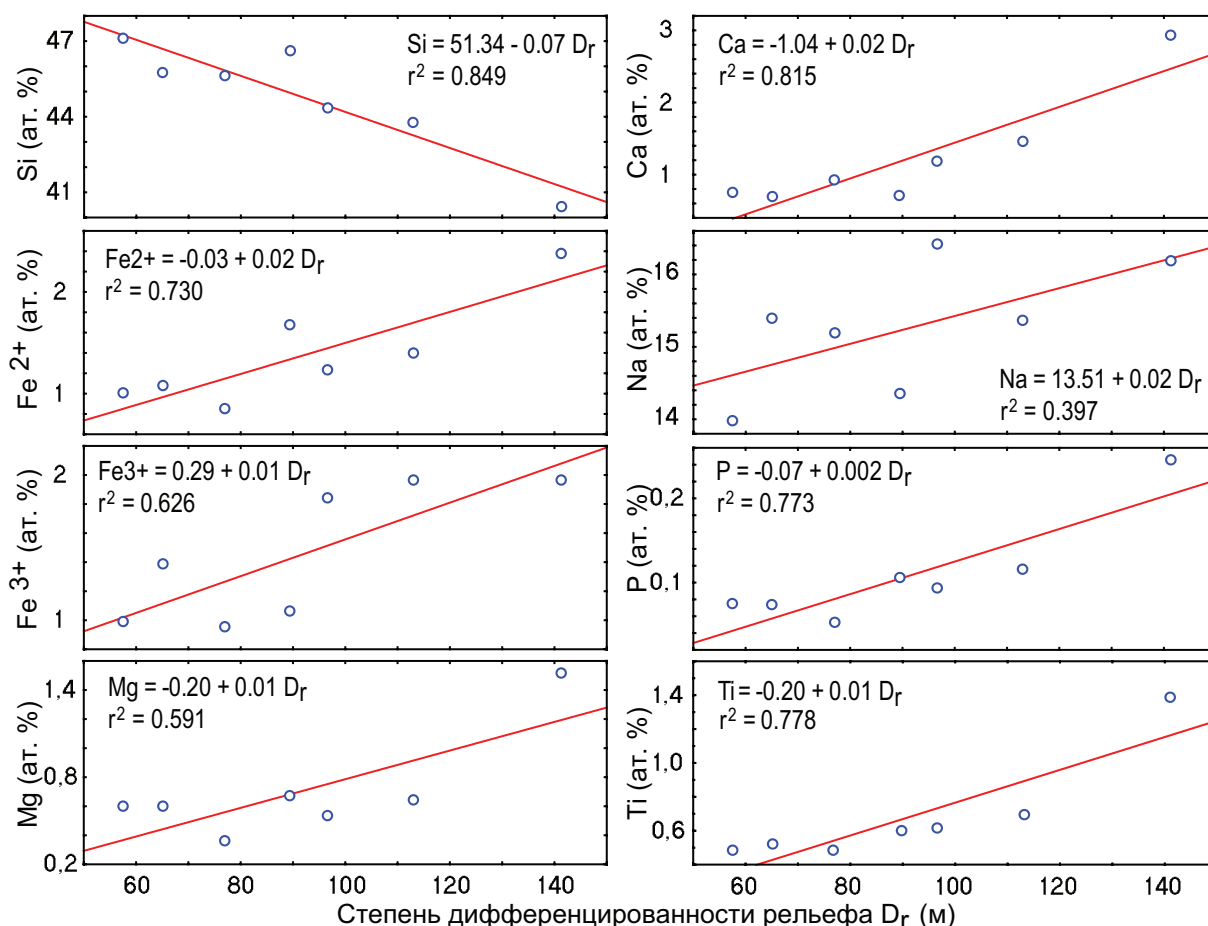


Рис. 40. Корреляция дифференцированностью рельефа Хибинского массива с химическим составом пород (западная ветвь профиля А–F).

тринадцати изученных элементов восемь имеют весьма заметную корреляцию.

(4) Наблюдается также корреляция не только химического состава всей породы в целом, но и химического состава отдельных минералов. В **таблице 4** приведены переменные с наиболее заметной корреляцией. Для КПШ и нефелина изучено 6 элементов, для пироксенов – 10, для амфиболов и титанита – 9, для апатита – 4, для эвдиалита – 14. Количество изучаемых элементов определялось числом элементов, входящих в состав минерала, а также изменчивостью химического состава минерала по профилю.

(5) Как показали исследования [Калашников и др., 2006], кристаллическая структура КПШ, как и многие другие переменные, контролируется зональностью Хибинского массива: ближе к Главному кольцу ортоклаз начинает преобладать над микроклином. И, в итоге, в породах Главного кольца практически весь КПШ представлен ортоклазом. Как выяснилось,

Таблица 4. Корреляция дифференцированности рельефа с химическим составом минералов.

Минерал	Элемент	r ²	Минерал	Элемент	r ²
КПШ	Fe	(+)0,53	Титанит	Mn	(-)0,44
	Mn	(-)0,46		Al	(-)0,37
	Mg	(-)0,89		Sr	(+)0,63
Пироксены	Fe	(-)0,44		Zr	(-)0,79
	Mg	(+)0,48	Эвдиалит	Al	(+)0,63
	Ca	(+)0,31		Ca	(+)0,54
Амфиболы	Mn	(-)0,40		K	(+)0,41
Апатит	Si	(-)0,54		Ba	(+)0,31
	Sr	(+)0,38		REE	(-)0,40

соотношение ортоклаза и микроклина также обладает достаточно заметной корреляцией со степенью дифференцированности: квадратичный коэффициент корреляции $r^2 = 0,48$.

Взаимосогласованность рельефа с организацией массива практически на всех уровнях организации вещества свидетельствует о том, что образование и развитие Хибин является кооперативным процессом. Это говорит о том, что в том числе и рельеф является неотъемлемым участником данного кооперативного геодинамического процесса самоорганизации Хибинского массива.

Вполне возможно, что не все рельефообразующие процессы являются самоорганизующимися, а имеются и структуры, образовавшиеся в результате пассивного отклика на внешние силы. В качестве примера можно привести деформацию оползающего блока и подстилающих пород при оползне: образующиеся структуры – складки, разрывы, меланж и т.д. – вероятно, будут симметричны внешнему воздействию, и по этим структурам можно будет реконструировать внешние воздействия и перемещение блока. Однако если посмотреть на систему оползней (на воздымающийся блок литосферы, в результате подъема которого возникают оползни) «с высоты птичьего полета», то мы увидим, что эта система подчиняется законам самоорганизованной критичности. Об этом свидетельствуют наблюдения Д.Ноэвера [Noever, 1993]: он при изучении песчаных оползней на дорогах в Гималаях установил, что их минимальный объем составляет всего 0,001 м³, а максимальный достигает 10000000 м³, т. е. объемы оползней перекрывают диапазон в десять порядков. Для объемов более 1 кубического метра распределение числа оползней подчиняется степенному закону. По-видимому, степенной закон верен и для малых оползней, но, во-первых, их учет более затруднен, а во-вторых, малые оползни быстрее разрушаются [Горяинов, Иванюк, 2001]. Это свидетельствует о том, что в природе процессы хаотизации (выражающиеся в пассивном отклике на внешнее воздействие) являются подчиненными по отношению к процессам самоорганизации.

Исходя из этого, можно говорить, что особенности Хибинского рельефа необходимо объяснять исходя из общего эволюционного (упорядочивающегося) тренда развития. Например, что касается таких характерных хибинских форм как цирки, вполне возможно, что правильнее рассматривать их образование связанным не столько с деятельностью ледников, сколько с релаксацией воздымающейся фойяитовой колонны [Горяинов, Иванюк, 2001],

сопровождающейся различными эффектами (такими, как, например, боковой отпор и др.), обусловленными тектоно-кессонным эффектом [Горяинов, Давиденко, 1979; Горяинов, 1982]. Об эффектах, возникающих при шоковой декомпрессии кристаллизованных под давлением твердых соединений, также говорится в работе Ф.А. Летникова [Летников, 1992]: образование локальных выплавок, формирование характерных структур и др.

2.2. Приимандровская железорудная структура

2.2.1. Геологическая характеристика

Приимандровская железорудная структура в металлогеническом отношении является частью Кольской железорудной провинции, а с точки зрения региональной геологии – частью Кольско-Норвежского мегаблока [Горяинов, 1976; 1980]. С юго-запада и запада Кольско-Норвежский мегаблок ограничен основными породами Главного хребта (см. **рис. 16**). Северо-восточная его граница с гранито-гнейсами Мурманско-Иоканьгского блока также маркируется базитами: на юго-востоке – габбро-пироксенитами, габбро-амфиболитами, амфиболитами и анортозитами зоны Колмозеро-Воронья, на северо-западе – Титовско-Урагубской зоной с примерно тем же набором пород. Юго-восточная граница Кольско-Норвежского мегаблока подчеркнута зонами субщелочной гранитизации и массивами нефелиновых сиенитов Хибинских и Ловозерских Тундр. В пределах Кольско-Норвежского мегаблока можно выделить несколько железорудных районов, отличающихся один от другого размером и количеством линз железистых кварцитов, степенью их метаморфизма, соотношением с вмещающим гнейсо-амфиболитовым комплексом [Горяинов, 1976]:

I. Приимандровский район, расположенный между Хибинским массивом на юге, р. Туломой на севере, Центральным-Кольским районом на востоке, массивами Монче-, Волчьих и Лосевых Тундр на западе, в котором более или менее изометричные овалы тоналитовых гнейсов разделены поясами пород ПЖФ, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации;

II. Центральным-Кольский район, расположенный восточнее Приимандровского района и представленный линейными структурами пород ПЖФ, тоналитовых гнейсов (гранодиоритов), метаморфизованных в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций;

III. Район Вороньих Тундр – линейная зона верхнеархейских гнейсов и амфиболитов с линзами железистых кварцитов, разделяющая Кольско-Норвежский и Мурманский блоки;

IV. Затуломский район, во многом схожий с Воронье-Тундровским, сложенный резко доминирующей над тоналитовыми овалами гнейсовой толщей ПЖФ с линзами амфиболитов и железистых кварцитов;

V. Южно-Печенгский район, расположенный к югу от раннепротерозойского вулканогенно-осадочного комплекса Печенги вплоть до зоны развития лапландских гранулитов.

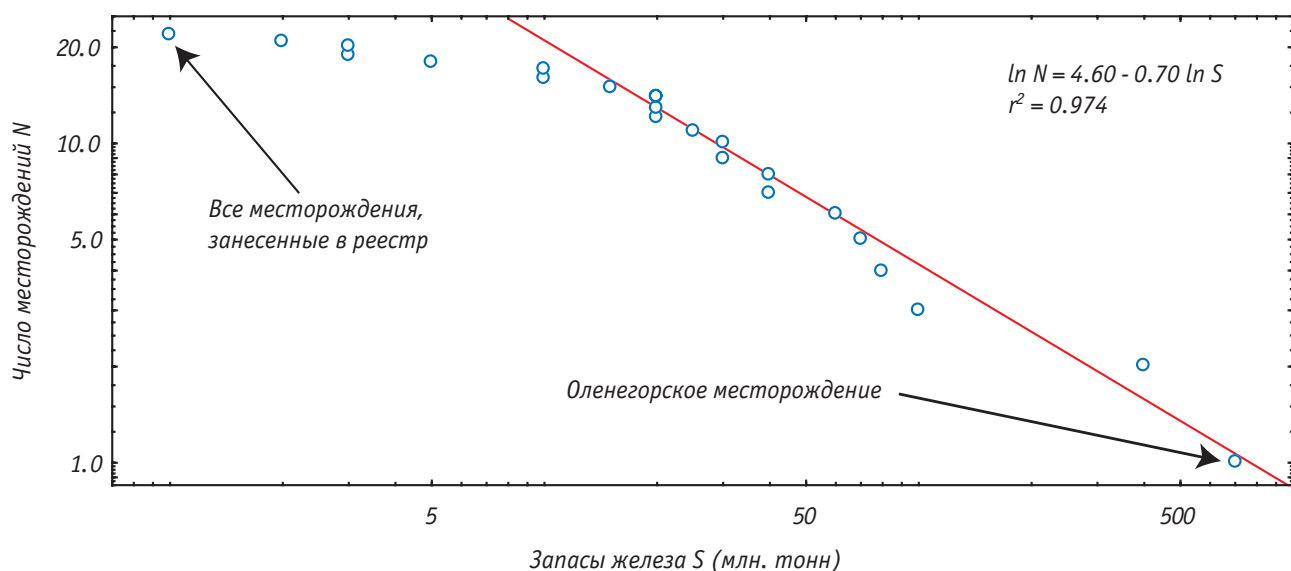


Рис. 41. Зависимость числа N месторождений ПЖФ Кольского полуострова от величины запасов S .

На графике зависимости числа достаточно крупных месторождений ПЖФ Кольского полуострова от их размера обнаруживается степенная зависимость с показателем -0.70 (рис. 41). Согласно теории самоорганизованной критичности, это означает, что все месторождения и рудопроявления железистых кварцитов Кольского полуострова являются производными единого рудогенерирующего процесса, а их степенное распределение по запасам обусловлено “конкуренцией” за железо, поступающее из единого источника [Горяинов, Иванюк, 2001а].

Топографическая карта Приимандровской железорудной структуры приведена на рис. 42. Приимандровская железорудная структура обладает волнисто-грядовым и равнинным рельефом со следами ледниковой аккумуляции. Речная сеть молодого типа. Значительная часть рек представляет собой перепады вод между озерными котловинами. В формировании речной сети преобладающее значение имеет тектонический контроль. Сильная расчлененность рельефа обуславливает то, что большая часть рек имеет небольшие площади бассейнов. Слабая разработанность долин и малая освоенность территории молодой речной сетью сказывается на ее рисунке, извилистости и слабой выраженности водоразделов

Главная Приимандровская структура (рис. 43) представляет собой 20-километровый тоналитовый овал, окруженный полосой пород полосчатой железорудной формации мощностью от 200 м на Кахозёрском месторождении до 3 километров на Айварском.

Внутри овала также намечается линзовидная делимость, чаще всего выраженная маломощными прослойками меланократовых гнейсов и только в одном случае — лейкократовыми гнейсами с железистыми кварцитами (аномалия Безымянная). Швы между породами ПЖФ и тоналитами выполнены согласно залегающим с ними биотитовыми и хлоритовыми сланцами, а местами — также объемными брекчиями и бластомилонитами с характерными структурами “kink-bands” и микроскладками. Направление и характер гнейсовидности в тоналитах и породах ПЖФ повсеместно совпадают; этот факт отметил еще Л. Я. Харитонов [1966], и вполне обоснованно, как теперь подтверждается, считая эти комплексы разновозрастными образованиями.

В северо-западной части Приимандровскую структуру пересекает Колозёрско-

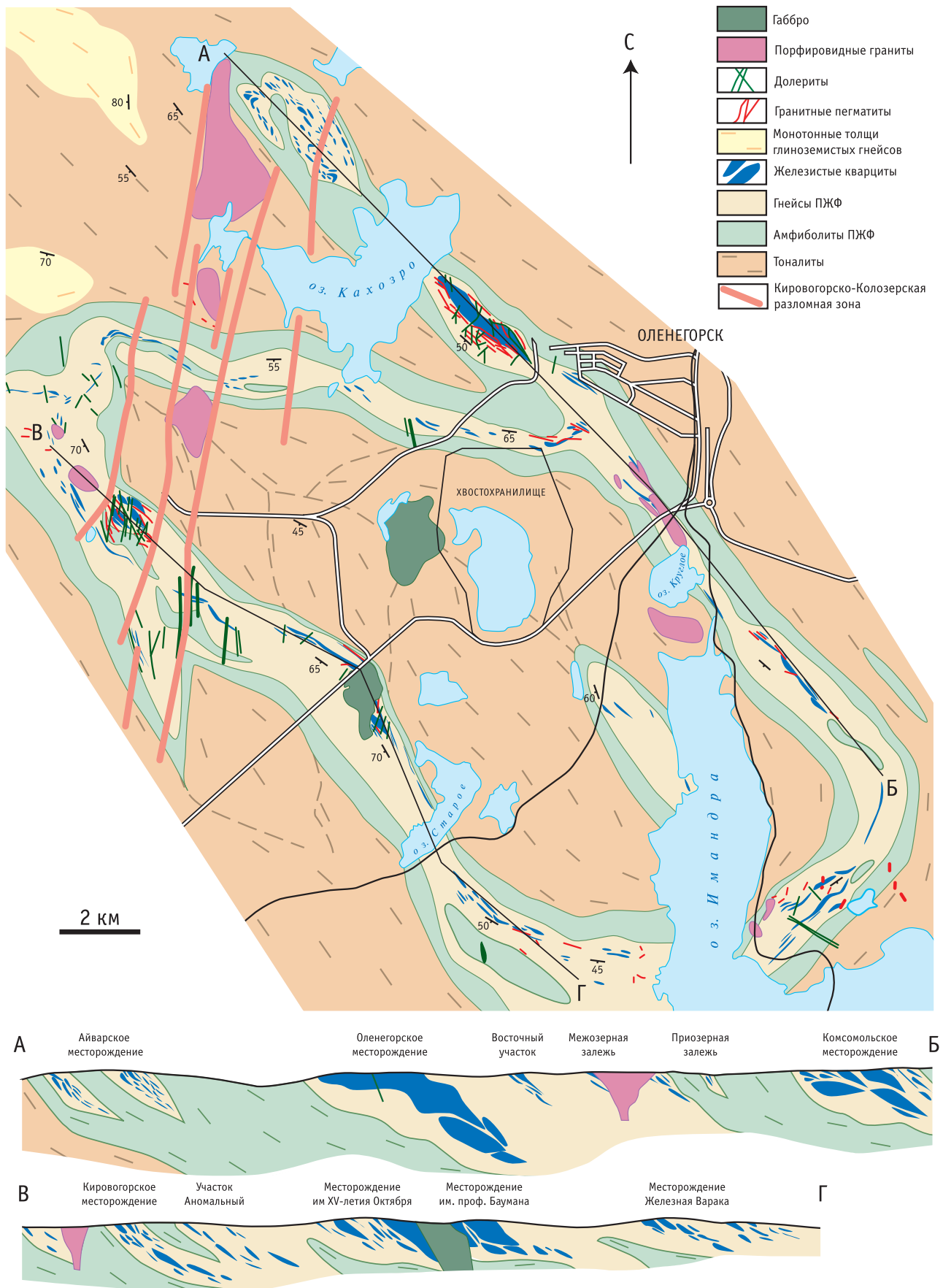


Рис. 43. Схематическая геологическая карта Главной Приимандровской структуры [Голиков и др., 1999].

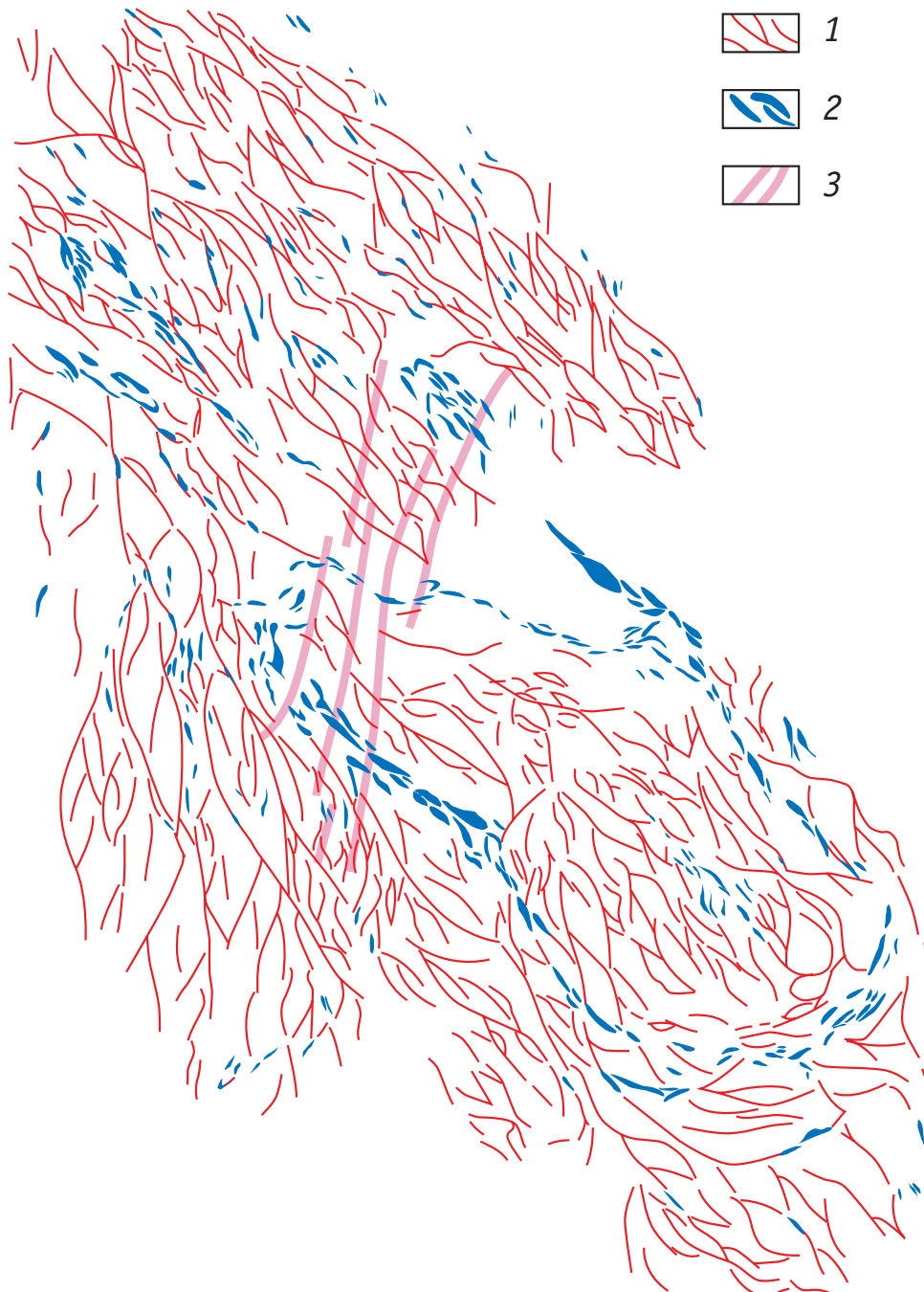


Рис. 44. Линзовый комплекс Главной Приимандровской структуры по данным магнитометрии: 1 – оси магнитных аномалий; 2 – наиболее интенсивные аномалии, соответствующие линзам железистых кварцитов; 3 – Колозёрско"Кировогорская разломная зона.

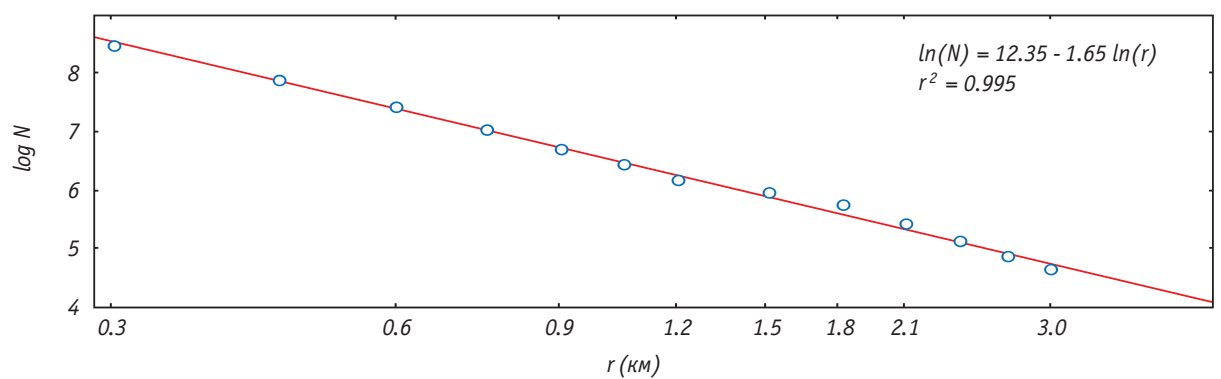


Рис. 45. Число N квадратных ячеек размера $r \times r$, потребовавшихся для полного покрытия изображенной на рис. 45 "магнитной структуры" Приимандровского района, как функция r .

Норвежскому мегаблоку осевые зоны железорудных поясов, фиксируемые отрицательными магнитными аномалиями (сами железистые кварциты, магнетит содержащие гнейсы и амфиболиты, меланократовые кристаллосланцы и т. д.) образуют своего рода сеть, ячеи которой сложены тоналитовыми линзами (рис. 44). Размерность Минковского изображенной на рис. 44 сети имеет величину ${}^2D_M = 1.65 \pm 0.04$ (рис. 45), а размерность ее трехмерного аналога может быть оценена по эмпирическому правилу Мандельброта [Mandelbrot, 1983] как 2,7. Узор, образуемый данной сетью, по своей фрактальной размерности вполне соответствует перколяционным кластерам – связным структурам протекания потоков различной природы (жидкости, электрического тока, напряжений, дефектов кристаллической решетки и т. д.) сквозь соответствующие среды (см. раздел 1.1.2).

Если рассматривать отдельные месторождения ПЖФ, то их структура в общем виде также соответствует перколяционному кластеру, ветви которого теперь формируются не породами ПЖФ в целом, а многочисленными пластово-линзовыми телами железистых кварцитов. В Кольско-Норвежском мегаблоке наиболее ярким примером такой организации рудных тел является Кировогорское месторождение. Помимо “кластерного” строения, месторождения могут иметь вид единственной более или менее компактной линзы (месторождение им. проф. Баумана, Оленегорское, Комсомольское) или множества изолированных “шнуровидных” тел (мелкие рудопроявления и месторождения, в частности, Железная Варака, им. 15-летия Октября, Восточно-Большелицкое и др.). Наиболее характерными и наиболее изученными с точки зрения месторождениями

2.2.2. Особенности строения месторождений Приимандровской железорудной структуры

Многие признаки самоорганизации трудно увидеть в масштабе крупной региональной структуры, каковой является Приимандровская железорудная структура. Например, такие свойства, как взаимозависимость вещественных и структурных переменных гораздо легче проследить в масштабе месторождения или даже отдельного рудного тела. Кроме того, чтобы подчеркнуть масштабную инвариантность организующих принципов (таких как, например, организация по принципу перколяционного кластера, фрактальные свойства в распределении рудного вещества, когерентность переменных различной природы и т.д.), необходимо рассмотреть их не только в региональном, но и в более детальных масштабах. Ниже приводятся краткие геологические характеристики наиболее характерных и хорошо изученных в этом плане месторождений: Кировогорского и Печегубского, и признаки их самоорганизации.

Кировогорское месторождение открыто в 1932 г. студентом Ленинградского горного института Н. С. Зонтовым, работавшим в составе Комсомольской партии под руководством Д. В. Шифрина. Последний, давая первую промышленную оценку месторождения в 1933 г., обратил внимание на то, что оно состоит из пяти изолированных выходов линзовидной формы. Осуществивший в 1949 г. детальную разведку Е. А. Гедовиус [1962] рассматривал эти тела как результат денудации единого пласта, смятого в несколько крупных знакопеременных

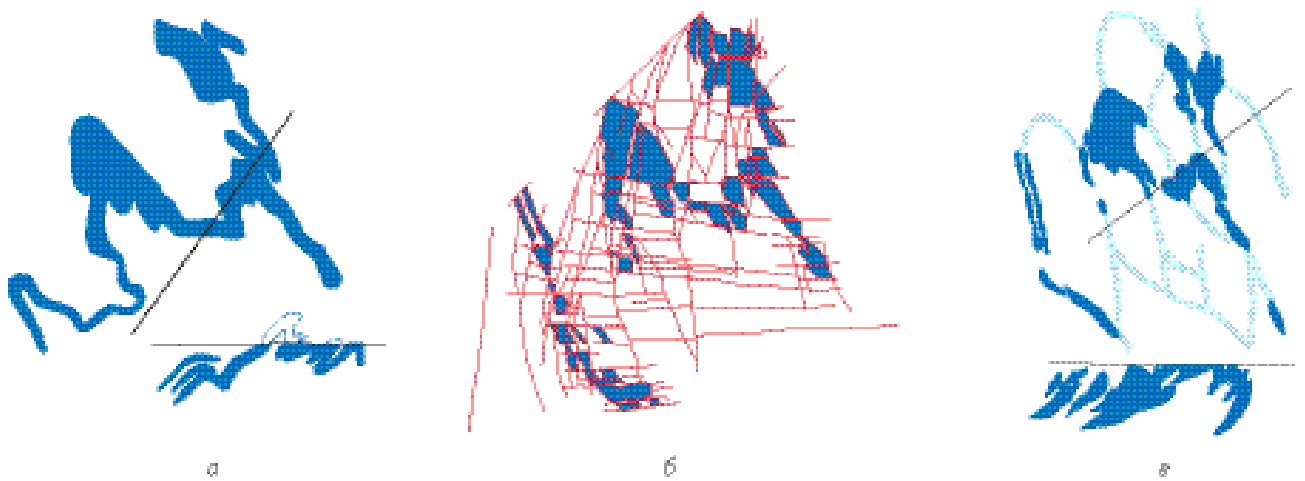


Рис. 46. Кировогорское месторождение железистых кварцитов (варианты геологической интерпретации): а – изоклиально-складчатая модель [Гедовиус, 1962]; б – деструктивно-блоковая модель [Горяинов, 1981а]; в – вариант фрактальных линзовых пакетов [Goryainov, Ivanyuk, 1998].

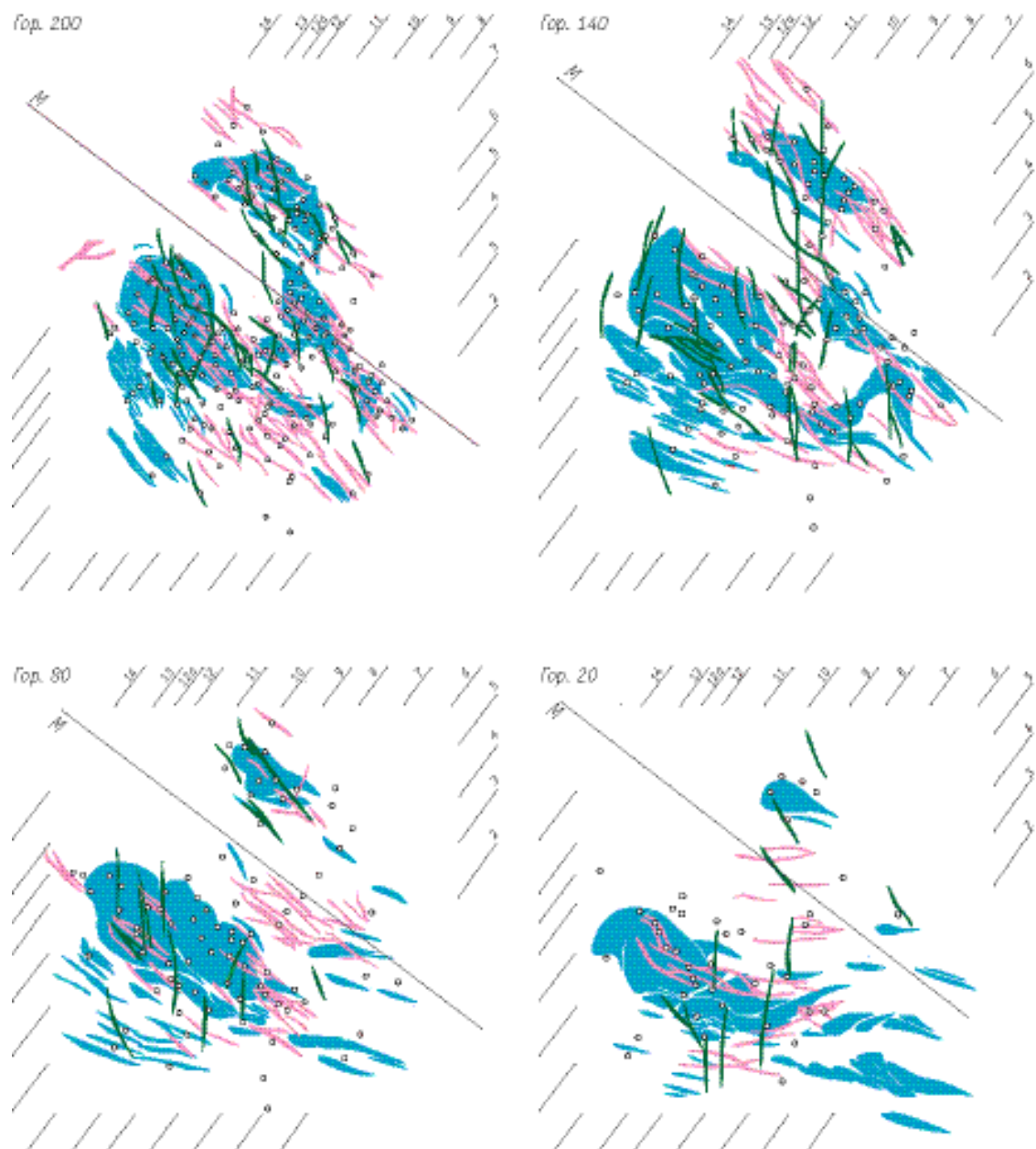


Рис. 47. Погоризонтные планы Кировогорского месторождения. Голубое – железистые кварциты, розовое – гранитные пегматиты, зеленое – долериты, кружки – устья скважин (по материалам П.М. Горяинова и Г.Ю.Иванюка).

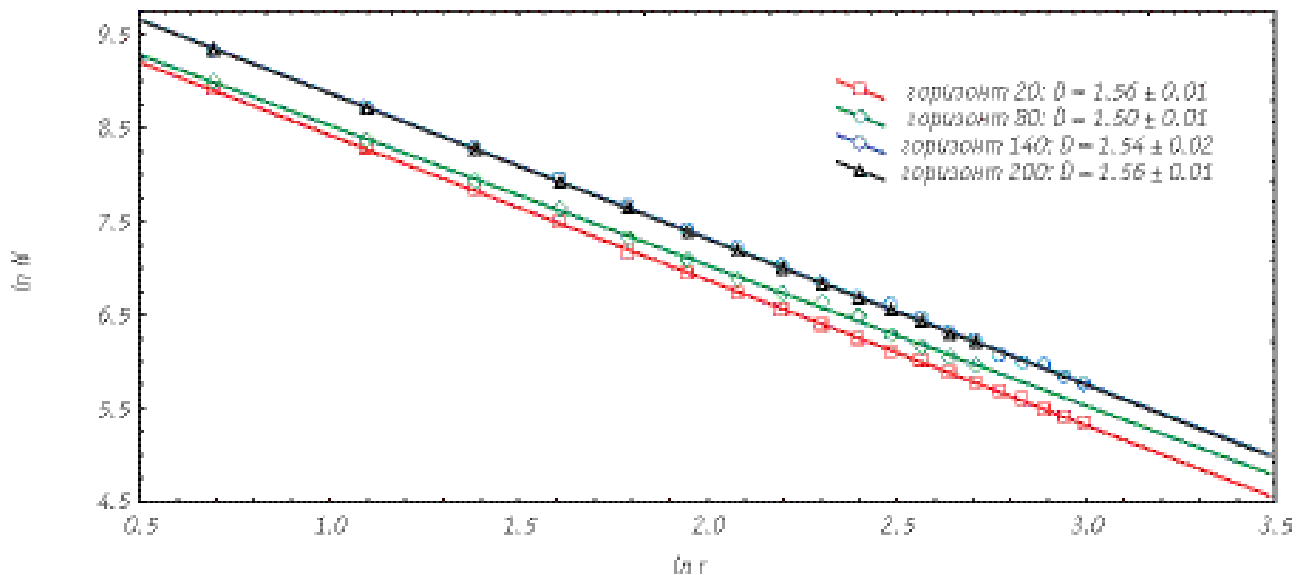


Рис. 48. Число N квадратных ячеек размера r , потребовавшихся для полного покрытия изображенных на рис. 49 сечений железорудного кластера Кировогорского месторождения, как функция r .

изоклинальных складок (рис. 46а). И хотя какие либо подтверждения этому отсутствовали, эта модель вызвала одобрение многих специалистов, логично полагавших, что если в железистых кварцитах развита сложная и интенсивная микро складчатость, то и макроформы должны быть сложноскладчатыми.

В ходе буровых и вскрышных работ было установлено, что гнейсовая толща с железистыми кварцитами образует не складку, а моноклираль, зажатую между тоналитовыми блоками. В результате общепринятой альтернативой стала схема блоковой деструкции пород ПЖФ (рис. 46б), якобы связанной с беломорско-карельской активизацией архейского комплекса [Горяинов, 1981а].

Однако результаты инструментальной документации границ рудных тел оказались весьма неожиданными: границы рудных тел ни в одном случае, ни на одном из погоризонтных планов не обнаружила угловатых границ между железистыми кварцитами и гнейсами. Это свидетельствует об образовании присутствующих внутри рудных тел деформаций (складок, разрывных нарушений и т.д.) синхронно с образованием всей толщи [Goryainov, Ivanyuk, 1998; Горяинов, 1995 и др.].

На рис. 47 представлены погоризонтные планы месторождения, построенные по результатам обобщения 150 поперечных и продольных разрезов. Их фрактальная размерность, определенная методом Минковского, составляет ${}^2D_M = 1,50\text{--}1,56$ (рис. 48). На продольном (рис. 49) и поперечных разрезах (рис. 50) стиль строения рудных тел не меняется – это по-прежнему достаточно плотно упакованные линзовые пакеты с ${}^2D_M \approx 1,6$. Соответственно, мы можем, используя правило Мандельброта, оценить общую фрактальную размерность линзового ансамбля Кировогорского месторождения как ${}^3D \approx 2D + 1 \approx 2,5\text{--}2,6$, что весьма близко к теоретической фрактальной размерности $D = 2,54$ трехмерного перколяционного кластера. Для сравнения фрактальной линзовой модели с предыдущими она приведена на рис. 46в.

Печегубское месторождение (рис. 51) расположено в юго-восточной части Главной

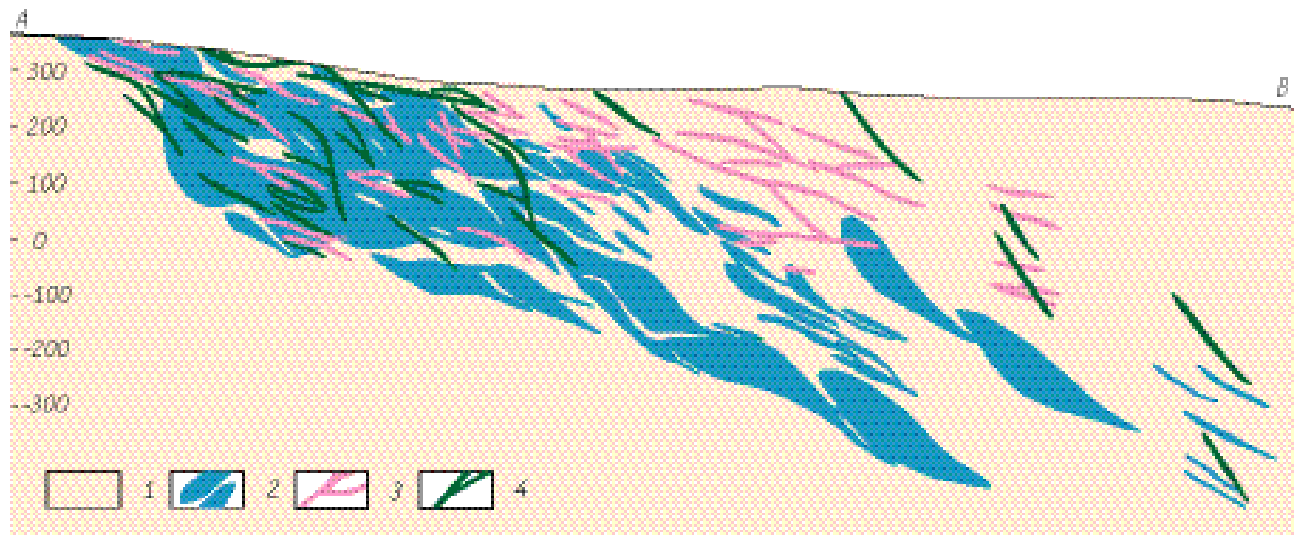


Рис. 49. Продольный разрез Кировогорского месторождения. 1 – гнейсы, 2 – железистые кварциты; 3 – гранитные пегматиты; 4 – долериты [Иванюк и др., 1996].

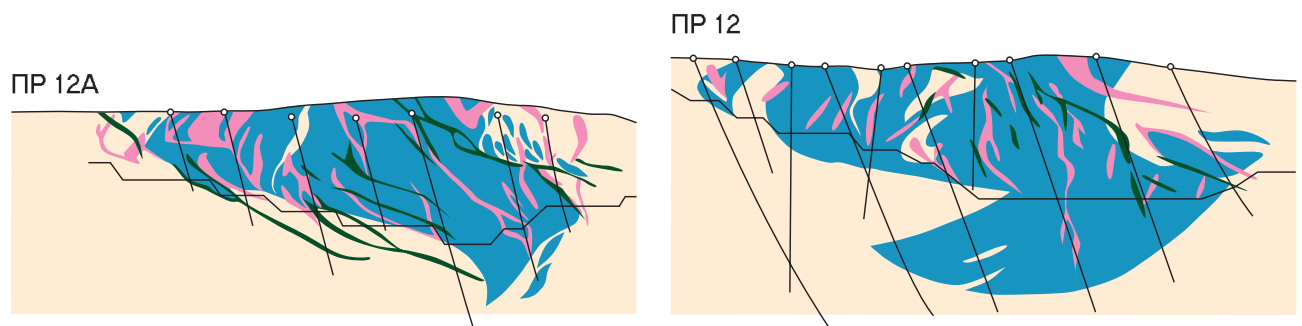


Рис. 50. Поперечные разрезы Кировогорского месторождения. Условные обозначения см. на рис. 51. Показаны также буровые скважины и контур карьера [Иванюк и др., 1996].

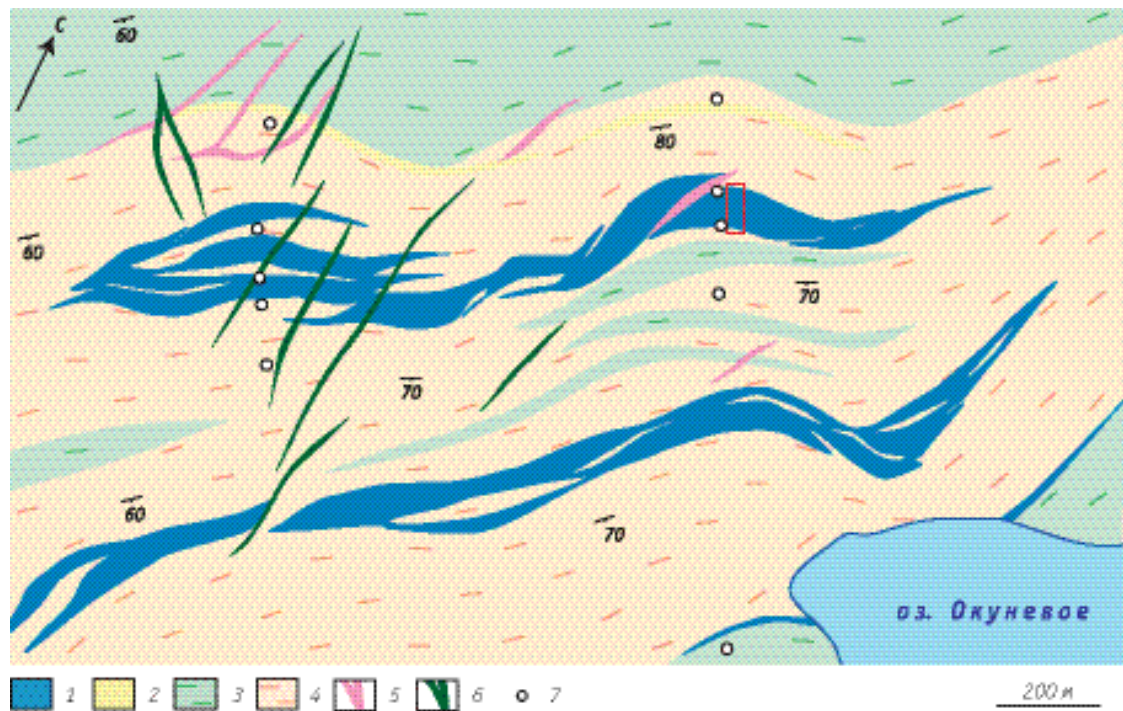


Рис. 51. Схема геологического строения Печегубского месторождения. 1 – железистые кварциты, 2 – глинозёмистые кварциты, 3 – роговообманковые амфиболиты, 4 – мусковито-биотитовые и биотитовые гнейсы, 5 – гранитные пегматиты, 6 – долериты, 7 – устья скважин. Красный прямоугольник – участок детальных работ, показанный на рис. 53 [Иванюк, Никитин, 1991].

структуры, где огибающие тоналитовый овал породы железисто-кремнистой формации приобретают северо-восточное простирание при крутом их падении на юго-восток. Железистые кварциты залегают в глинозёмистых гнейсах в виде двух полос, состоящих из сильно уплощенных линзовидных тел различного размера (протяженностью от нескольких метров до 2,6 км и мощностью от полуметра до 100 м). Залегание рудных тел характеризуется северо-восточным простиранием и юго-западным падением. Фрактальная размерность этого рудного кластера составляет величину ${}^2D_M = 1,5$.

Структурно-вещественная зональность была досконально изучена Г.Ю. Иванюком с коллегами [Иванюк, 2003; Иванюк, Никитин, 1991; Никитин, Иванюк, 1991; Егоров, Иванюк, 1996; Иванюк и др., 1996; Горяинов, Иванюк, 2001a]. Ими было детально изучено одно из обнажений грюнерито-магнетитовых железистых кварцитов Печегубского месторождения (рис. 51–52), которое вскрывает линзу этих пород от ее осевой части до контакта с вмещающими мусковито-биотитовыми гнейсами.

По минеральному составу железистых кварцитов, геометрии их полосчатости и складок в рудном теле выделяются три зоны (см. рис. 52): приконтактовая зона грубо-прямополосчатых безрудных грюнерито-геденбергитовых железистых кварцитов (0–7 м от контакта с гнейсами), промежуточная зона грубополосчатых плейчатых магнетито-грюнеритовых железистых кварцитов (7–16 м от контакта) и осевая зона рудных тонкополосчатых и мелкоплейчатых грюнерито-магнетитовых железистых кварцитов (16–30 м от контакта).

По этому профилю, от контакта к осевой зоне рудного тела, указанными исследователями было изучено распределение множества переменных: вещественных, структурных и физических свойств. А именно: угол раскрытия крыльев складок, среднее отклонение векторов намагниченности зерен магнетита от полосчатости, фрактальная размерность складок, фрактальная размерность полосчатости, фрактальная размерность сети межзерновых границ, информация Шеннона для матрицы межзерновых контактов, доля “голубоватого” магнетита



Рис. 52. Строение линзы железистых кварцитов Печегубского месторождения (см. рис. 3.25) от контакта с биотито-мусковитовыми гнейсами (0 м) к осевой зоне (21 м). Пронумерованные белые кружки – места отбора проб [Никитин, Иванюк, 1991].

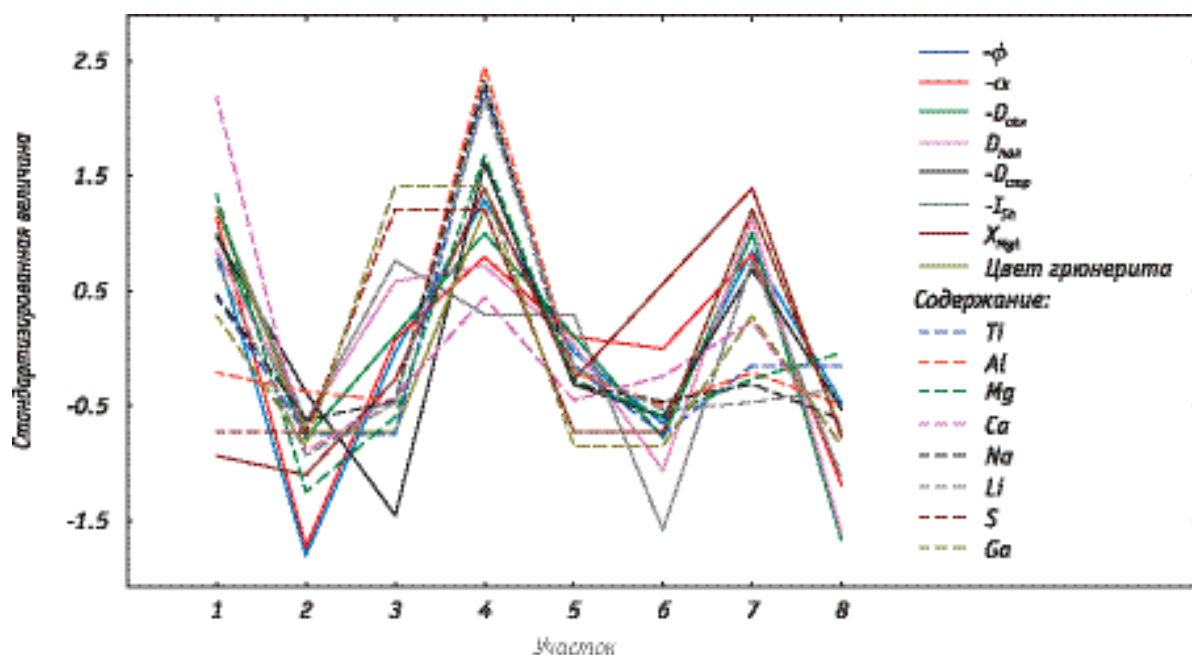


Рис. 53. Изменение структурно-вещественного состояния железистых кварцитов от их контакта с гнейсами (участок 1 на рис. 52) к центру рудного тела (участок 8). Условные обозначения см. в табл. 5 [Иванюк, Никитин, 1991; Никитин, Иванюк, 1991].

Таблица 5. Результаты факторного анализа данных о составе и структурно-текстурном состоянии железистых кварцитов Печегубского месторождения.

Компонента:	1	2	3	4	Компонента	1	2	3	4
Si	0.69	0.65	0.03	-0.32	B	-0.14	0.93	0.02	0.20
Ti	-0.85	0.07	0.44	0.18	φ	0.93	0.13	0.21	-0.08
Al	-0.77	-0.07	0.62	-0.02	α	0.85	0.11	0.36	-0.13
Fe	0.00	-0.99	0.06	0.06	$D_{\text{скл}}$	0.84	-0.18	0.18	0.34
Fe	-0.90	0.03	-0.15	0.38	$D_{\text{пол}}$	-0.78	0.13	-0.31	-0.49
Mn	-0.51	0.71	-0.34	0.11	$D_{\text{стр}}$	0.76	-0.35	-0.34	-0.16
Mg	-0.88	0.19	0.06	0.39	r^*	-0.17	0.64	-0.12	-0.67
Ca	-0.71	0.50	-0.37	0.24	I_{Sh}	0.66	-0.28	0.48	0.44
Na	-0.88	0.08	0.44	0.09	x_{Mgt}	-0.57	-0.58	0.27	-0.12
K	-0.62	-0.02	0.75	-0.07	H_{Mgt}	-0.85	-0.13	0.07	0.34
Li	-0.89	0.09	0.31	0.24	$L_{3 \text{ Qtz}}$	0.82	-0.04	0.33	0.35
P	-0.21	-0.67	-0.40	0.45	C_{Gru}	0.84	-0.28	0.01	0.02
C	0.60	0.22	0.58	-0.03	$x_{\text{прим Mgt}}$	-0.97	-0.10	0.08	0.10
S	-0.61	-0.45	-0.01	-0.59	$x_{\text{прим Gru}}$	0.64	0.49	-0.33	0.26
Zn	-0.62	-0.19	-0.45	-0.25	$x_{\text{Fe Gru}}$	-0.15	0.92	-0.13	-0.07
Sc	0.43	-0.28	-0.78	0.27	χ_{Gru}	-0.64	0.05	-0.61	-0.34
Ga	-0.79	-0.17	-0.13	-0.41	Собст. числа	15.89	5.81	4.33	2.50
Ge	-0.33	-0.30	-0.58	0.31	Вклад в дисперсию, %	50	18	14	8

Примечание. Метод главных компонент с предварительной стандартизацией данных. Выделены факторные нагрузки, превышающие 50%. φ – угол раскрытия крыльев складок; α – среднее отклонение векторов намагниченности зерен магнетита от полосчатости; $D_{\text{скл}}$ – фрактальная размерность складок; $D_{\text{пол}}$ – фрактальная размерность полосчатости; $D_{\text{стр}}$ – фрактальная размерность сети межзерновых границ; r^* – масштабный уровень, ниже которого сеть межзерновых границ перестает быть фрактальной; I_{Sh} – информация Шеннона для матрицы межзерновых контактов; x_{Mgt} – доля “голубоватого” магнетита от общего содержания минерала в образце; H_{Mgt} – микротвердость магнетита; $L_{3 \text{ Qtz}}$ – ориентировка осей L3 кварца; C_{Gru} – цвет грюнерита; $x_{\text{прим Mgt}}$ – суммарное содержание Al, Ti и Ca в составе магнетита; $x_{\text{прим Gru}}$ – величина $\text{Si}/(\text{Si}+\text{Al}+\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$ для грюнерита; $x_{\text{Fe Gru}}$ – железистость грюнерита; χ_{Gru} – магнитная восприимчивость грюнерита.

от общего содержания минерала в образце, микротвердость магнетита, ориентировка осей L3 кварца, цвет грюнерита, магнитная восприимчивость грюнерита; минеральный состав пород, химический состав основных минералов (магнетит, грюнерит) и др. График, обобщающий поведение этих переменных по профилю, приведен на **рис. 53**. В первую очередь обращает на себя внимание когерентность большинства из них. Корреляция перечисленных переменных была также изучена средствами факторного анализа (метод главных компонент с предварительной нормализацией данных.), результаты которого приведены в **таблице 5**. Анализ показал, что уже первая компонента, учитывающая 50% изменчивости данных, включает в себя 27 переменных с факторными нагрузками более 0,5 из 34 анализировавшихся, в том числе – все структурные переменные, отражающие переход от прямополосчатых участков рудного тела к пloyчатым [Иванюк, 2003 Иванюк, Никитин, 1991; Никитин, Иванюк, 1991; Егоров, Иванюк, 1996б; Иванюк и др., 1996; Горяинов, Иванюк, 2001а].

Таким образом, видно, что железистые кварциты (на примере двух месторождений Приимандровской железорудной структуры) обладают такими замечательными свойствами, как когерентность переменных различной природы, наличие данного порядка, фрактальное строение на различных иерархических уровнях организации вещества. Возвращаясь к цели данной главы, сравним эти свойства с таковыми Хибинского массива.

2.3. Сравнение организации Хибинского массива и Приимандровской структуры.

Сравнительное изучение двух принципиально разных комплексов – архейского железорудного и палеозойского нефелин-сиенитового – позволило продемонстрировать, что к решению традиционных задач неэффективно применение классических приемов создания прогностических моделей, и что это решение находится в рамках новых подходов, новой фундаментальной базы геологии, ее новой парадигмы, основанной на теории самоорганизации (теории диссипативных структур и самоорганизованной критичности).

Детальное изучение этих двух объектов, которые по праву можно назвать каноническими, показало подобие их устройства. При всей специфике и даже уникальности выбранных объектов, их свойства практически полностью соответствуют друг другу: их обобщающая сравнительная характеристика приведена в **табл. 6**.

Таблица 6. Свойства железо- и апатиторудных комплексов

	ПЖФ Кольского полуострова	Хибинский массив
Рудовмещающая структура	Фрактальный гнейсоамфиболитовый кластер размерности ${}^3D_M = 2.7$ с тоналитовыми “целиками”.	Фрактальный фойидолитовый кластер Главного кольца размерности ${}^3D_M = 2.5$ в нефелиновых сиенитах.
Рудная зона	Фрактальный кластер железистых кварцитов с ${}^3D_M = 2.2-2.7$.	Фрактальный кластер фторapatита с ${}^3D_M = 2.6-2.7$.

Вещественная зональность всего комплекса	Симметричная относительно осевой зоны разреза ПЖФ: железистые кварциты–скарноиды–глиноземистые гнейсы и амфиболиты–биотитовые гнейсы–роговообманковые амфиболиты–тоналиты.	Симметричная относительно осевой зоны разреза Главного кольца: апатитовый штокверк в ийолитуртитах – безрудные ийолит-уртиты – рисчорриты – лявочорриты – фойяиты.
Вещественная зональность рудных тел	Симметрично вертикальная (от апикальных частей осевых зон рудных тел к периферии и в глубину): наиболее богатые по содержанию Fe гематитомагнетитовые железистые кварциты – магнетитовые железистые кварциты – наиболее бедные по содержанию железистые сульфидно-магнетитовые кварциты – скарноиды – магнетитокарбонатные породы – глиноземистые гнейсы и амфиболиты.	Симметрично вертикальная (от подошвы рудных тел к кровле и от флангов к центру): подстилающие безрудные уртиты – наиболее бедные по содержанию <i>P</i> апатитоносные уртиты – сетчатые руды – линзовиднополосчатые руды – наиболее богатые по содержанию <i>P</i> пятнистые и сплошные руды – апатитотитанитовые и нефелинотитанитовые породы – мельтейгитуртиты – рисчорриты.
Главный рудный минерал	Магнетит. По мере перехода от скарноидов и сульфидно-магнетитовых железистых кварцитов к гематитомагнетитовым железистым кварцитам освобождается от микропримесей и обогащается вюститовым компонентом.	Фторопатит. По мере приближения к рудным телам обогащается Ca, Sr и P за счет <i>Na</i> , <i>REE</i> и <i>Si</i> , а в самих рудных телах с увеличением содержания P в породе содержание Ca во фторопатите возрастает за счет Sr.
Сопутствующее оруденение	Золотосеребряное. Приурочено к периферии рудных тел (железистые скарноиды и сульфидсодержащие глиноземистые гнейсы).	Титанитовое. Приурочено к периферии (верхней кромке) рудных тел (apatитотитанитовые и титанитонепелиновые породы).
Текстурная зональность рудных тел	Симметрично вертикальная (от апикальных частей осевых зон рудных тел к периферии и в глубину): контрастно-полосчатые плейчатые гематитомагнетитовые и магнетитовые железистые кварциты – неяснопрямо-полосчатые магнетитовые и сульфидномагнетитовые железистые кварциты – массивные скарноиды.	Симметрично вертикальная (от подошвы рудных тел к кровле и от флангов к центру): массивные уртиты и вкрапленные руды – неясно прямополосчатые руды – контрастно-полосчатые плейчатые руды – массивные апатитотитанитовые руды.
Полосчатость Плейчатость	Фрактальная с ${}^1D_M=0.6-0.9$. Фрактальная с ${}^2D_M=1.0-1.3$.	Фрактальная с ${}^1D_M=0.7-0.9$. Фрактальная с ${}^2D_M=1.0-1.2$.
Брекчии	Объемные с фрактальным распределением обломков по размеру ($D \approx 1.2$). Приурочены к приповерхностным наиболее богатым частям рудных тел, часто сопряжены с участками интенсивной плейчатости.	Объемные с фрактальным распределением обломков по размеру ($D \approx 1.2$). Приурочены к приповерхностным наиболее богатым частям рудных тел, часто сопряжены с участками интенсивной плейчатости.
Дайковый комплекс	Одновозрастные с метаморфическими породами бескорневые жилы и штокверки гранитных пегматитов и долеритов (микрогаббро, оливинового микрогаббро и габбро-норитов), преимущественно населяющие приповерхностную часть продуктивной зоны (в направлении к контактам с тоналитами и в глубину количество жил уменьшается по экспоненте).	Одновозрастные с полнокристаллическими породами бескорневые жилы и штокверки фойдитов, щелочнополевошпатовых трахитов и меланефелинитов, преимущественно населяющие приповерхностную часть Главного кольца. Здесь же – трубки взрыва с мончикито-карбонатитовым цементом и штокверк карбонатитовых жил.

Гидротермалиты	Многочисленные низкотемпературные (100–300 °С) линзы (преобладают), жилы и их штокверки с цеолитами, гипсом, ангидритом, таумаситом, сульфидами и теллуридами Ag, Bi, Cu, Pb, самородными Au, Ag, Cu, Bi, Te (всего более 70 минералов). Преимущественно приурочены к периферии железорудных тел: сульфидно-магнетитовым железистым кварцитам, скарноидам и глиноземистым гнейсам.	Многочисленные низкотемпературные (0–300 °С) линзы (преобладают), жилы и их штокверки с цеолитами Na и K, титано-, ниобо- и цирконосилкатами Na и K, виллиомитом, фосфатами и карбонатами Na (всего более 300 минералов). Преимущественно приурочены к периферии апатитовых тел: ийолит-уртитам и рихторитам.
Отношение к поверхности	Современная поверхность контролирует положение рудных тел (которых практически нет на глубинах более 1 км), их текстурно-вещественную зональность, листрические разломы, зоны объемных брекчий, штокверки псевдотахилитов, долеритов и гранитных пегматитов, низкотемпературные гидротермалиты (включая современные сульфатные штокверки). Это говорит о приповерхностном генезисе всего железорудного ансамбля и ничтожном эрозионном срезе толщи пород ПЖФ.	Современная поверхность контролирует положение рудных тел (до глубины порядка 2 км) и всего фойидового кольца (до глубины порядка 5 км), их структурно-вещественную зональность, зоны объемных брекчий, штокверки фойидов, щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов, низкотемпературные гидротермалиты (включая современные содовые штокверки). Это говорит о приповерхностном генезисе вещественного комплекса Главного кольца в результате тектоно-кессонного разуплотнения постоянно всплывающей фойидовой протрузии.

Для обоих комплексов, столь различных по природе, ассоциациям, рудной специализации, наконец, возрасту, характерны следующие признаки, прямо указывающие на их принадлежность к диссипативным структурам:

- возникновение самоподобных иерархически организованных структур;
- вещественная дифференциация супракрустальных комплексов, практически полностью согласованная с элементами структурного узора: последний не аддитивен к веществу, а когерентен ему;
- активнейшая тектоника на микроуровне, обеспечивающая гомеостазис макроформ;
- широкое развитие линз и линзовых ансамблей как традиционных компонентов так называемых хаотических комплексов, формирующих высокоупорядоченные самоподобные ансамбли;
- неразрывная система складок и линз, обладающая сходными параметрами порядка;
- появление складок, знаменующее переход в более упорядоченное состояние;
- плотная сеть дизъюнктивов, не приводящая к образованию ступенчатых контуров на узорах следующего иерархического уровня;
- совмещение в пределах той или иной структурно-вещественной популяции заведомо разновозрастных, но геохронометрически неразличимых событий.

Повторение системообразующих свойств в разных комплексах, разных временных уровнях и разных геологических условиях приобретает особый смысл в оценке традиционных геодинамических моделей. К таким замечательным свойствам следует отнести организацию

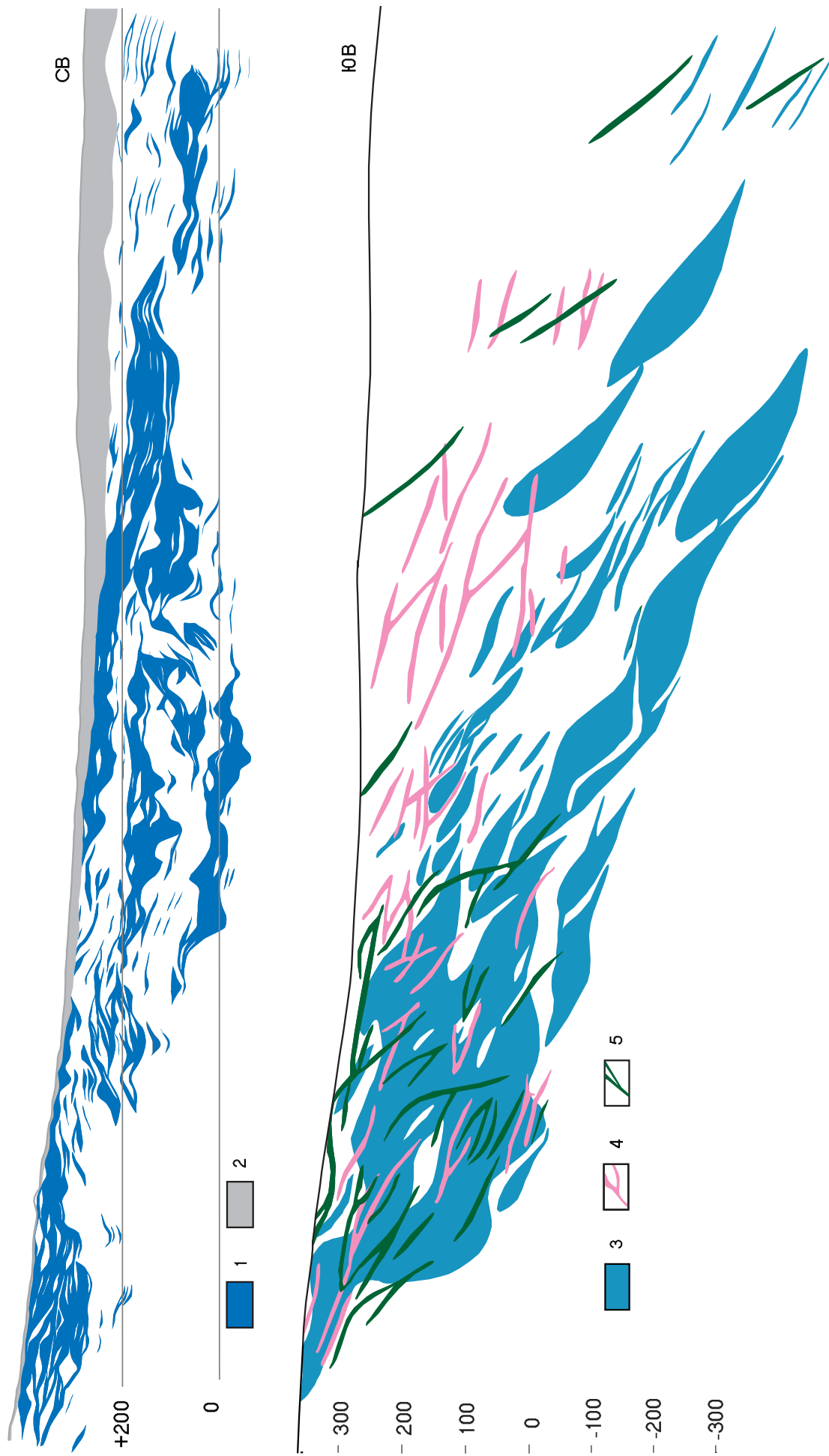


Рис. 54. Сравнение продольных разрезов Коашвинского апатитового (вверху) [Коноплева и др., 2003] и Кировогорского железорудного (внизу) [Иванюк и др., 1996] месторождений. 1 - апатит-нефелиновые породы с содержанием апатита более 10 об. %; 2 - четвертичные отложения; 3 - железистые кварциты; 4 - пегматиты; 5 - долериты.

наиболее дифференцированных частей этих комплексов, т.е. их продуктивных зон по принципу перколяционного кластера – связанной фрактальной структуры протекания (растворов, энергопотоков). Для большей наглядности на **рис. 54** сопоставлены продольные разрезы двух рассмотренных месторождений: Коашвинского апатитового и Кировогорского железорудного

Не оставляет сомнений, что строение многих других дифференцированных комплексов, прежде всего, рудоносных, также подчиняется принципу универсальности, характерному исключительно для самоорганизованных структур (диссипативных и СОК). Выявленные закономерности упрощают практическую работу геологов как на стадии прогнозно-поисковых работ, так и при промышленной эксплуатации месторождений.

2.4. Прогнозно-поисковые следствия самоорганизующейся природы геологических систем.

Главный вывод, следующий из того, что геологические объекты возникли в результате самоорганизации, состоит в том, что подходы к их изучению, основанные на физике закрытых систем (равновесной термодинамики, в частности) к решению геологических задач неизбежно будут малоэффективными, несмотря на любые аналитические усиления. Это касается и прогнозно-поисковых задач – малоэффективными будут любые методы ППР, базирующиеся на реконструкции развития геологического объекта как накопления деформаций и постепенной хаотизации.

Кроме того, теория самоорганизации накладывает существенные ограничения на возможности реконструкции, и тем самым переносит акцент исследования самоорганизующихся систем с причин и механизмов, путей, т.е. генезиса – на строение и взаимосвязь различных параметров системы.

Второй вывод следует из общих принципов устройства рудных комплексов и заключается в том, что в наиболее перспективных их частях (месторождениях, рудопроявлениях, рудоконтролирующих структурах) наблюдается наиболее согласованное поведение различных переменных – как структурных, так и вещественных, а также порождаемых ими геофизических полей. Другими словами, из описанных признаков самоорганизации геологических систем и сходства в строении принципиально разных объектов следует, что наиболее перспективные части геологических объектов (искомые участки при ППР), и, в конце концов, месторождения, являются наиболее упорядоченными частями исследуемых систем.

Из этого следует тезис, выносимый в качестве защищаемого положения: *потенциально рудоносные эндогенные комплексы обладают сходством в системной организации, что позволяет использовать однотипные приемы для выявления рудных объемов.*

Данные выводы подводят к тому, что прогнозно-поисковые работы, по сути, должны сводиться к главной процедуре – определению относительной упорядоченности и выявлению наиболее упорядоченных участков (объемов) земной коры. О возможностях, методах и ограничениях изучения упорядоченности геологических систем и пойдет речь в следующей главе.

ГЛАВА 3. СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННАЯ УПОРЯДОЧЕННОСТЬ КАК ПОИСКОВЫЙ ПРИЗНАК.

Как было указано, сущность технологии ППР, основанной на теории самоорганизации, сводится к выявлению наиболее упорядоченных участков (объемов) земной коры (изучаемого геологического объекта). В соответствии с этим, для создания подобной технологии ППР необходимо следующее:

- дать пояснения физического смысла упорядоченности;
- найти способы применения методов определения относительной упорядоченности, принятых в физике, к геологическим данным;
- выявить ограничения на использование критериев упорядоченности в геологической практике;
- разработать конкретные методики и алгоритмы применения способов определения относительной упорядоченности в различных геологических условиях, при различных имеющихся наборах исходных геологических данных.

3.1. Критерии относительной упорядоченности (КОУ) в физике открытых систем.

Вообще понятие «упорядоченность», «порядок» равно как и «хаос», в абсолютном смысле не имеют строгого определения. Но, по мнению Климонтовича [2002], в этом и нет фактической необходимости, так как важно не абсолютное определение терминов, а умение сравнивать относительную степень хаотичности различных состояний систем.

Существует два понимания термина «упорядоченность»: связанное с кристаллографией, использующееся уже более ста лет; и использующееся в физике открытых систем, появившееся в 70х года 20 века. В кристаллохимии и кристаллографии упорядоченность определяется как отношение относительного количества тех и других атомов к вероятности встречи того или иного атома в любой точке кристаллической структуры. Возможно три варианта упорядоченности замещающих атомов:

1. Распределение атомов совершенно произвольно, вероятность встретить «белый» и «черный» атомы в любой точке кристаллической структуры пропорциональна относительному количеству тех и других атомов. Этот случай соответствует полной неупорядоченности.
2. Второй случай характеризуется не только ближним порядком, в нем наблюдается и дальний порядок. Однако он не достигает 100 %. Большинство интерметаллических соединений характеризуется именно такой степенью упорядоченности, причем ее часто выражают определенным процентом от идеальной упорядоченности.
3. Распределение полностью упорядоченно относительно взаимного расположения атомов в пространстве. Практически при таком распределении примеси образуется новое соединение промежуточного состава. Примером можно назвать доломит — промежуточное соединение между магнезитом и кальцитом. Таковы структуры многих неорганических соединений.

Таким образом, данное определение упорядоченности вытекает из определения энтропии в статистической теории. В статистической теории энтропия служит мерой неопределенности рассматриваемых состояний системы при статистическом описании. Однако разность энтропий Шеннона не может быть мерой относительной степени хаотичности (или упорядоченности) выделенных состояний, т.к. она не является функционалом Ляпунова (не обладает устойчивостью движения).

Чтобы объяснить необходимость сходимости по Ляпунову, можно привести простой пример.

Если равновесное состояние – яма (аттрактор) на некоей поверхности, а исследуемый объект – шарик, то шарик с большей вероятностью закатится в ямку, чем останется в другой точке описываемой поверхности.

Если есть несколько ям и два шарика, то, чтобы определить вероятность дальнейшего поведения обоих шариков одновременно, нужно, чтобы они закатились в одну яму – это означало бы, что функции сходятся по Ляпунову. В разных ямах, из-за того, что дно каждой из них находится на разной высоте, у шариков потенциальная энергия будет отличаться. Следовательно, в силу того, что у объектов различные начальные условия (различные значения энергии), их дальнейшее поведение будет отличаться в любом случае. Поэтому сравнивать вероятность поведения не имеет смысла. И, так как в нашем случае функции не сходятся по Ляпунову, то мы не можем говорить об энтропии Шеннона как о мере относительной степени упорядоченности.

Последнее условие выполняется лишь тогда, когда сравнение производится при одинаковых значениях энергии – функции Гамильтона. В таком случае энтропия равновесного состояния максимальная и, следовательно, равновесное состояние при указанном условии является наиболее хаотическим.

Второй вариант определения упорядоченности предложен в физике открытых систем. Упорядоченность определяется как степень отличия данного состояния системы от равновесного состояния.

В физике открытых систем критерий относительной упорядоченности – это способ количественного сравнения относительной степени упорядоченности (или, напротив, хаотичности) состояний систем. В качестве критерия относительной упорядоченности может быть выбрано, например, сравнение значений показателей Ляпунова, энтропии Крылова–Колмогорова–Синяя, а также фрактальных размерностей рассматриваемых систем. Одним из наиболее эффективных является КОУ, формулируемый в виде так называемой S-теоремы (от английского Selforganization, по аналогии с H-теоремой Больцмана). Приведем его описание.

S-теорема в качестве КОУ дает возможность судить не только об относительной степени упорядоченности любых сравниваемых состояний, но и о характере эволюции (например, наличии самоорганизации или хаотизации). Более того, этот КОУ носит и конструктивный характер, т.к. позволяет судить о правильности выбора управляющего параметра и может быть основан непосредственно на экспериментальных данных.

Для сравнения относительной степени упорядоченности двух произвольно выбранных состояний системы предлагается следующая последовательность действий. При двух значениях

$a_0, a_0 + \Delta a$ внешних параметров, принятых за управляющие (т.е. позволяющих изменять характер эволюции в открытой физической системе), из эксперимента находятся две достаточно длинные временные реализации характерных величин, описывающих систему $X(t, a_0)$, $X(t, a_0 + \Delta a)$, нормированные на единицу; далее, в свою очередь, могут быть найдены соответствующие значения энтропии Больцмана–Гиббса–Шеннона. Как было указано выше, разность энтропий может быть критерием относительной упорядоченности при одинаковых значениях энергии. Но для открытых неравновесных систем понятие энергии в общем случае не определено, в связи с чем предлагается следующая возможная процедура. Одно из рассматриваемых состояний (например, с a_0) принимается за состояние «физического хаоса», которое может быть и существенно неравновесным, причем КОУ позволяет проверить справедливость этого выбора. Далее, по функции f_0 вводится энергия – точнее эффективная функция Гамильтона $H_{эфф} = -\ln f_0$. Функция f_0 путем введения эффективной температуры $T_{эфф}$ приводится к виду канонического распределения Гиббса с функцией Гамильтона $H_{эфф}$:

$$f_0 \rightarrow \tilde{f}_0 = \frac{\exp [-H_{эфф}(X, a_0)/T_{эфф}(\Delta a)]}{\int \exp [-H_{эфф}(X, a_0)/T_{эфф}(\Delta a)] dX} \quad (4)$$

Зависимость $T_{эфф}$ от изменения управляющего параметра Δa находим из условия одинаковости средних значений эффективной функции Гамильтона $H_{эфф}$

$$\int H_{эфф}(X, a_0) \tilde{f}_0(X, a_0, \Delta a) dX = \int H_{эфф}(X, a_0) f_0(X, a_0 + \Delta a) dX \quad (5)$$

В правой части этого уравнения стоят функции, которые известны из эксперимента. В левой части имеется одна неизвестная функция – эффективная температура $T_{эфф}(\Delta a)$. Если решение уравнения таково, что

$$T_{эфф}(\Delta a) > 1, T_{эфф}|_{\Delta a=0} = 1 \quad (6)$$

т.е. для выполнения условия (5) состояние с $a=a_0$ надо «подогреть», то сделанное предположение о большей хаотичности состояния с $a=a_0$ оправдано и состояние с $a=a_0 + \Delta a$ более упорядочено. Количественно различие в степени упорядоченности определяется разностью энтропий:

$$S_0 - S = \int \ln \frac{f(X, a_0 + \Delta a)}{\tilde{f}_0(X, a_0, \Delta a)} f(X, a_0 + \Delta a) dX \geq 0 \quad (7)$$

Итак, выводы об относительной степени упорядоченности определяются двумя результатами (6), (7). Во многих случаях вместо временных реализаций удобно использовать соответствующие спектры. По ним можно найти функции распределения значений интенсивности или частоты. Для характеристики динамической неустойчивости движения, приводящей к динамическому хаосу, полезно использовать временные зависимости расстояний между траекториями $D=D(t, a)$ при разных значениях управляющего параметра. По ним строятся соответствующие функции распределения $f(D, a)$, и далее используется описанный

выше КОУ.

Выбор управляющих параметров a представляет во многих случаях самостоятельную задачу. В гидродинамике их роль могут играть значения чисел Рейнольдса, Рэлея и Тэйлора; в классических и квантовых генераторах – обратная связь и накачка; в мультистабильных системах характер эволюции зависит от выбора начальных условий; в системах с иерархией характерных времен управляющим параметрам может служить «медленное» время.

Приведем обобщение критерия относительной упорядоченности с точки зрения термодинамики открытых систем, в частности, с использованием теоремы Пригожина о минимуме производства энтропии в стационарном состоянии. Согласно данной теореме, $\sigma(t) > \sigma_{\text{стац}}$, где $\sigma_{\text{стац}}$ – производство энтропии в стационарном состоянии, а $\sigma(t)$ – производство энтропии в неустановившемся (текущем) состоянии. Этот результат доказан для линейных термодинамических систем; общее доказательство для нелинейных систем отсутствует. На основе неравенства (3) предлагается сформулировать общий принцип минимума производства энтропии в процессах самоорганизации следующим образом.

Рассмотрим некоторый процесс самоорганизации, формулируемый последовательностью стационарных состояний, отвечающих различным значениям управляющего параметра a . Пусть $a_{\text{кр}}$ – критическое значение, при котором происходит очередная бифуркация или, иными словами, неравновесный фазовый переход. Обозначим через $\sigma_{\text{стаб}}$ значение производства энтропии в новом устойчивом состоянии, которое возникло в результате этого перехода (например, возникновение турбулентного течения из ламинарного после достижения критического значения числа Рейнольдса). Прежнее – добифуркационное состояние становится при $a > a_{\text{кр}}$ неустойчивым и не реализуется. Если обозначить производство энтропии в этом состоянии через $\sigma_{\text{нестаб}}$, то предлагаемый принцип выражается неравенством

$$\sigma_{\text{нестаб}} > \sigma_{\text{стаб}}, \quad (8)$$

которое показывает, что при неравновесных фазовых переходах в ходе процесса самоорганизации система идёт по пути уменьшения производства энтропии. Разумеется, как и при переходе от ламинарного течения к турбулентному, расчёт значений $\sigma_{\text{нестаб}}$ и $\sigma_{\text{стаб}}$ следует производить при дополнительных условиях, конкретный вид которых зависит от структуры рассматриваемой системы.

Также в качестве КОУ используется **фрактальная размерность** [Климонтович, 1996; Климонтович, 2002]. Определение фрактала дано в разделе 1.2. Если обратиться к уже приводившемуся примеру из гидродинамики, то ламинарное течение жидкости описывается прямой, её фрактальная размерность равняется топологической, то есть единице. В турбулентном же потоке существует иерархическая самоподобная структура, то есть речь идет уже о фрактальной размерности, отличающейся от единицы. Так как известно, что турбулентное течение жидкости более упорядочено, то становится понятен принцип использования фрактальной размерности в качестве КОУ.

По-видимому, кристаллографическое понятия упорядоченности и понятие, принятое в физике открытых систем, никак не связаны между собой, хотя представляется, что последний

подход является более общим. Сведение первого понимания ко второму является важной научной задачей, которая ныне не решена в общем виде.

3.2. Способы измерения КОУ для геосистем. Ограничения определения КОУ в геологии.

Очевидно, что для большинства геологических систем нельзя проследить реальную эволюцию во времени. Но если геологические системы являются самоорганизующимися, то для их адекватного описания необходимо уметь определять КОУ. При рассмотрении физического смысла КОУ по Климонтовичу, видно, что его суть состоит в том, что реальное состояние сравнивается с каноническим распределением Гиббса при этих же параметрах. Под распределением Гиббса подразумевается распределение вероятностей состояний статистического ансамбля систем, которые находятся в тепловом равновесии со средой (термостатом) и могут обмениваться с ней энергией при постоянном объеме и постоянном числе частиц. Каноническое распределение Гиббса можно получить, если рассматривать совокупность данной системы и термостата как одну замкнутую изолированную систему и применить к ней микроканоническое распределение Гиббса. Тогда малая подсистема, функцию распределения которой можно найти интегрированием по фазовым переменным термостата, описывается каноническим распределением Гиббса (теорема Гиббса). Каноническое распределение Гиббса соответствует максимуму информационной энтропии при заданной средней энергии и при сохранении нормировки [Зубарев, 1990].

Как понятно из вышесказанного, распределение Гиббса соответствует равновесному состоянию системы при таких же параметрах, относительно которых определяется упорядоченность. Таким образом, КОУ (S-теорема Климонтовича) сравнивает распределение параметров при реально наблюдающемся и равновесном состояниях. И чем больше состояние отличается от равновесного – тем более упорядочена система.

А максимально равновесное состояние характеризуется неизменностью значения каждого параметра в любой точке системы. То есть для геологических объектов, это означает, что в «равновесной» (наиболее хаотичной) системе, например, химический состав не меняется во всем объеме. А упорядоченные участки характеризовались бы тем, что в них наблюдается наибольшая дисперсия различных параметров. Однако стоит заметить, что если мы возьмем хаотичную систему (систему, в которой происходило пассивное накопление деформаций, как это постулируется во многих теориях развития Земли) – например, отвалы – дисперсия тоже будет велика. Т.е. просто дисперсия не является однозначным КОУ в общем смысле. Дисперсию в качестве КОУ можно использовать только в том случае, когда заранее предполагается, что изучаемая система является самоорганизующейся. А так как большинство геологических систем обладают прогрессивной эволюцией (т.е. являются результатами самоорганизации, см. [главы 1 и 2](#)), то вполне возможно использовать различные показатели дифференцированности геологических объектов в практических целях при прогнозе и поиске.

Другой параметр, которые бы однозначно свидетельствовали об относительной степени

упорядочения системы, можно вывести из определения упорядоченности как когерентного поведения подсистем данной системы.

Известно, что кооперативное движение молекул воды в турбулентном потоке образует макроструктуру. Так как кооперативность подразумевает когерентность поведения нескольких элементарных структур на различных иерархических уровнях, можно говорить о том, что когерентность поведения нескольких переменных свидетельствует об упорядоченности структуры. Известно, что диссипативные структуры – это пример наиболее упорядоченных структур, а одно из главных свойств диссипативных структур – когерентное поведение в них многих переменных, определяемое поведением управляющих параметров.

Из этого следует, что для определения относительной упорядоченности в системах, у которых нельзя непосредственно наблюдать эволюцию во времени, можно основываться на когерентном поведении различных переменных. Это является теоретическим основанием одного из методов.

Перечислим наиболее распространенные в геологии типы исходных данных. Стоит отметить, что из анализ можно вести уже на подготовительной стадии, без предварительного опробования, геофизических съемок и и даже прямых геологических наблюдений.

- 1) Данные дистанционного исследования Земли: аэро- и космоснимки, результаты различных типов зондирования Земли из космоса.
- 2) Геофизические данные.
- 3) Геохимические данные.
- 4) Собственно геологические данные: геологические и петрографические карты, разрезы, описания кернов скважин и т.д.

Эта информация имеет различную природу, масштаб, качество, могут в разной степени охватывать исследуемый объект и иметь различную представительность. Поэтому для каждого типа данных приходится адаптировать одни и те же принципы определения упорядоченности, чтобы использовать имеющиеся материалы с максимальной эффективностью. В связи с этим предлагается ряд приемов, каждый из которых адаптирован к тому или иному типу материалов:

1. Количественный анализ когерентности поведения различных геологических переменных, таких, как химический состав пород, минералов, включений; минеральный состав пород; петрофизические свойства пород; геофизические поля; текстурно-структурные особенности пород – в общем, любые возможные свойства, которые возможно измерить количественно, и которые заметно изменяются в пространстве.
2. Фрактальный анализ рельефа, геофизических полей, химического состава, фототона и т.д.
3. Оценка дифференцированности, определяемая по геохимическим, петрофизическим, геофизическим данным, по геологическому описанию разрезов, скважин.

Стоит отметить, что, несмотря на различие в аналитическом аппарате, все эти методы восходят к одному и тому же принципу и физическому смыслу. Детальному описанию разработанных приемов посвящена следующая глава.

ГЛАВА 4. ОПИСАНИЕ ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫХ МЕТОДОВ, ОСНОВАННЫХ НА ПРИНЦИПАХ ТЕОРИИ САМООРГАНИЗАЦИИ.

Основное положение предлагаемого подхода к прогнозно-поисковым работам заключается в следующем: наиболее упорядоченные участки (объемы) земной коры являются и наиболее перспективными. Основания этого положения изложены в [главах 1 и 2](#), их суть сводится к тому, что большинство геологических систем обладают прогрессивным характером эволюции (т.е. самоорганизуются), следовательно, реконструкции, воспроизводящие их эволюцию как накопление деформаций, не универсальны и ограничены частными примерами, в которых неравновесность можно аппроксимировать серией равновесных состояний. Универсальность принципов самоорганизации геологических систем показана на примере сравнения двух принципиально разных комплексов: Приимандровской железорудной структуры (архей, полосчатая железистая формация) и палеозойский Хибинский щелочной массив, мотивы организации которых оказались сходны на всех масштабах.

На основе понимания эндогенных рудных объектов как наиболее упорядоченных участков земной коры был разработан ряд методов, позволяющий определять относительную упорядоченность различных участков (объемов) изучаемых геологических объектов:

- 1) метод многомерных фазовых траекторий ([раздел 4.1](#)),
- 2) метод, основанный на анализе степени дифференцированности геологического объекта ([раздел 4.2](#)),
- 3) метод, основанный на фрактальном анализе геоморфологических особенностей ([раздел 4.3](#)).

В этой главе описаны процедуры выполнения предлагаемых методов. Их апробация приведена в [главе 5](#). Выводы по их применению, ограничения использования, перспективы развития обсуждаются в [разделе 5.5](#).

Предлагаемые методы составляют собой цельную прогнозно-поисковую технологию, позволяющую проводить последовательно детализирующиеся работы – от регионального прогноза до выявления конкретных рудных тел. Также предлагаемая технология позволяет увязывать на количественной основе различные типы данных – от дистанционных материалов (аэрокосмоснимки) до геохимических, включая плохо формализуемые геологические данные (описания кернов, геологические карты и т.д.).

На самых ранних стадиях исследования используются материалы дистанционного исследования (аэрокосмоснимки). Этот тип исходных данных позволяет получить наиболее генерализованное представление об изучаемом районе, когда еще отсутствуют данные наземных работ. Дистанционные материалы являются самым дешёвым типом материалов (по сравнению с геохимической, геофизической съемкой и геологическим картированием), поэтому выделение на их основе перспективных площадей экономически важно, так как позволяет сократить опрашиваемую площадь, существенно снизив финансовые и временные затраты. Для анализа подобных материалов разработан метод, основанный на фрактальном анализе геоморфологических особенностей. Также возможно использование этого метода для анализа результатов геофизической съемки.

После проведения геохимических поисковых работ важно на основе интерпретации их результатов выделить перспективные узлы для постановки более детальных поисковых или заверочных работ. От точности интерпретации геохимической съемки зависит экономическая эффективность всего цикла геологических работ на изучаемой территории. В свою очередь, точность интерпретации зависит от адекватности построенной модели физической эволюции изучаемого объекта. Если эволюция объекта была прогрессивной (то есть имело место самоорганизация), то необходимо иметь методы интерпретации геохимических данных, учитывающие это. Таковыми методами являются метод многомерных фазовых траекторий и метод, основанный на анализе степени дифференцированности геохимического поля.

С помощью метода многомерных фазовых траекторий на количественной основе выявляются узлы, в которых наблюдается наиболее когерентное поведение геохимических переменных, т.е. в которых процесс самоорганизации (упорядочивания) зашел наиболее далеко по сравнению с остальным объемом изучаемого объекта. Данный метод позволяет обрабатывать геохимические и петрофизические данные.

Метод, основанный на анализе степени дифференцированности геохимического поля, позволяет проводить количественный анализ по исходным данным самой разной природы, включая такие плохо формализуемые данные, как геологические описания разрезов, скважин, обнажений, геологические карты и т.п.

4.1. Метод многомерных фазовых траекторий

Результаты геохимических съемок зачастую имеют ряд недостатков, причиной которых может являться зависимость от интерпретации полученных данных. Геохимические исследования базируются, как правило, на стандартной статистической обработке данных, и трактуются в рамках понимания геологических объектов как термодинамически равновесных систем: области рассеяния и концентрации – это результат пассивного разрушения системы, сопровождающегося ростом энтропии, хаотизации и деградации.

Так как многие, если не все, геологические системы несут в себе признаки высокой упорядоченности [Горяинов, Иванюк, 2001], то становится очевидным, что подобный подход к геологическим системам не всегда целесообразен. Для преодоления недостатков традиционной интерпретации геохимических исследований А.Е.Мезенцева предложила [Горяинов, Иванюк, 2001] новый подход, опирающийся на положения теории диссипативных структур – метод фазовых траекторий [Хакен, 1980].

Метод фазовых траекторий основывается на представлении о том, что зоны минерализации (рудопоявления, рудные тела, месторождения) – это зоны максимальной дифференциации вещества, т.е. такие зоны в пределах геологической системы, являющейся самоорганизующейся (диссипативной) структурой. В ней все ее свойства меняют свое поведение, становясь взаимно когерентными.

Кратко опишем метод, использованный А.Е.Мезенцевой [Горяинов, Иванюк, 2001] для выявления золотосеребряного оруденения на одном из месторождений Северо-востока

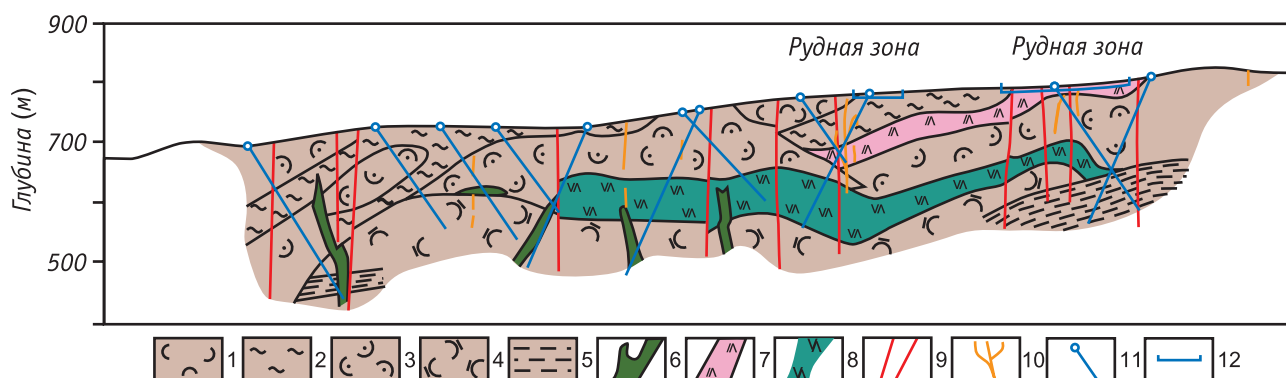


Рис. 55. Схематический геологический разрез золотосеребряного месторождения [Розенблюм и др., 1992]. Средне-позднедевонские отложения: 1 – агломератовые туфы, 2 – игнимбриты риолитов, 3 – туфопесчаники, 4 – туфы кислого состава, 5 – туфопесчаники с прослоями туфоалевролитов (ритмиты); интрузивный комплекс среднего-позднего девона: 6 – нижнее-верхнемеловые дайки щелочных габбро-порфиров, долеритов и липаритов; 7 – силлы липарито-дацитового состава, 8 – силлы андезитодацитового состава; 9 – разрывные нарушения, 10 – рудоносные жильные тела, 11 – поисковые и разведочные скважины, 12 – каналы.

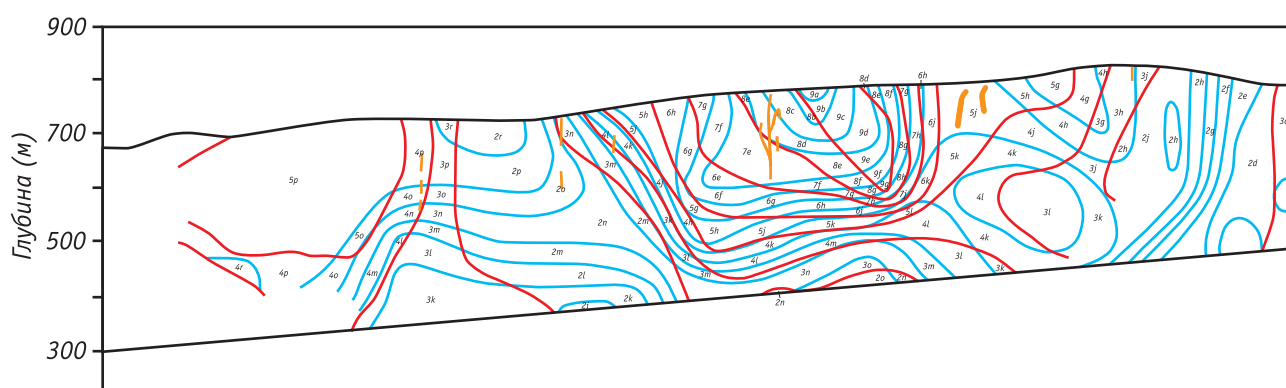


Рис. 56. Соотношение концентраций Са и Аи в разрезе золотосеребряного месторождения. Красными изолиниями обозначено содержание золота, синими – кальция [Горяинов, Иванюк, 2001а].

России.

Рассматриваемое оруденение связано со средне-верхнедевонским стратифицированным вулканогенно-осадочным комплексом, вмещающем синхронные с ним субвулканические интрузии и перекрытым осадочными породами карбона (рис. 55). Породы стратифицированного комплекса подверглись пропилитизации на площади 30–35 км². На данной площади были произведены поисково-разведочные работы, включающие геохимическое опробование по неравномерной сети скважин и каналов, с интервалом опробования от 1 до 10 м, при среднем расстоянии между скважинами около 200 м около 300 м между буровыми профилями. По этой же сети производился отбор образцов для петрофизического изучения. Полученные интерполяционные поверхности для разных элементов и петрофизических свойств не выявили строгого соответствия между зонами оруденения и характерными областями интерполяционных поверхностей, в связи с чем А.Е.Мезенцевой была предпринята попытка подойти к изучаемой территории с позиции нелинейной геологии. Выполнялось это следующим образом. Интервалы между изолиниями каждого элемента обозначались условными единицами. Полученные карты изолиний содержания различных элементов совмещались, и каждой ячейке присваивалось значение по значению двух соответствующих интервалов (на рис. 56 показаны совмещенные

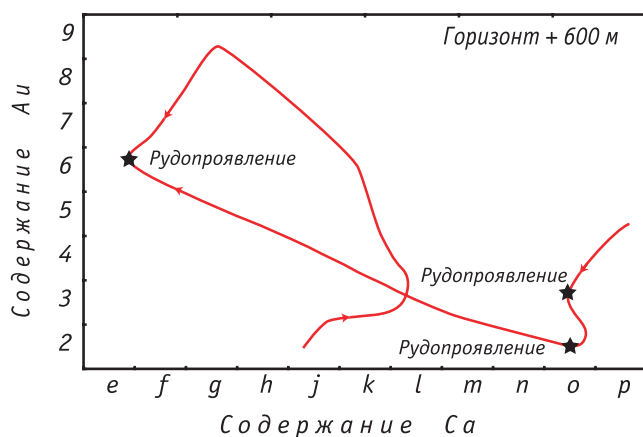


Рис. 57. Фазовая траектория для гипсометрического уровня +600 в координатах Au и Са. Звездочками обозначены положения золоторудных жил [Горяинов, Иванюк, 2001а].

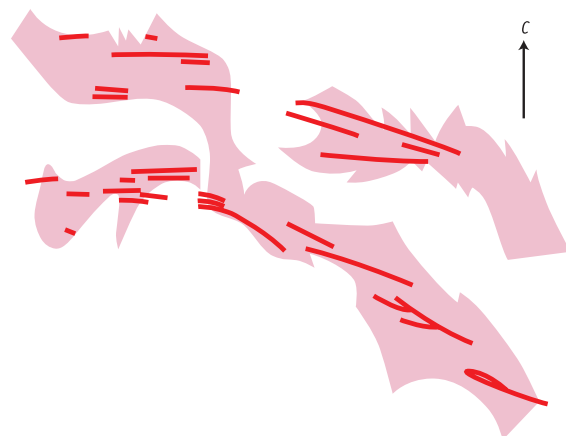


Рис. 58. Положение золоторудных жил в плане относительно участков, потенциальная рудоносность которых установлена методом фазовых траекторий [Горяинов, Иванюк, 2001а].

карты изолиний Au и Са). Далее по какой-либо произвольно проведенной по разрезу линии определялась последовательность ячеек, и в соответствии с ней строилась фазовая траектория в координатах выбранных элементов. На рис. 57 приведена фазовая траектория для гипсометрического уровня +600 в координатах Са и Au. Петли (перегибы, экстремумы) полученной таким образом фазовой траектории истолковывались как потенциально рудоносные зоны, что подтверждается действительным местоположением рудопроявлений. Интересно отметить, что те же самые зоны выделялись – более или менее четко – и в координатах других переменных, на первый взгляд с золотом никак не связанных. Более того, подобная картина наблюдалась, например, и в координатах петрофизических переменных. Это вполне согласуется с представлением о кооперативном характере поведения компонентов системы при образовании диссипативных структур. Проведя подобную работу по всем буровым профилям, была получена картина, определяющая привязку жил в плане (рис. 58).

Таким образом, метод фазовых траекторий показал свою эффективность для выявления золотосеребряного оруденения вулканогенно-гитротермального генезиса в условиях широко развитой пропилитизации.

Предлагаемый нами метод использует подобную логическую канву, только имеет дело не с двумерным фазовым пространством, как описанный выше метод, а с многомерным. Количество измерений фазового пространства определяется количеством имеющихся в распоряжении исследователя переменных, и в принципе, может быть любым.

Процедура исследования заключается в следующем:

- строятся карты модуля производной для значения каждой переменной;
- выделяются экстремумы (участки со значением модуля производной, равным нулю, окруженные сектором в 180 и более градусов со значением модуля производной, больше или равному $2/3$ от максимума);
- сопоставляются карты с выделенными экстремумами. Совпадение экстремумов является проявлением когерентности поведения.

Для того, чтобы изучить граничные условия применения метода и показать универсальность метода, для апробации были выбраны объекты разного возраста, масштаба,

генезиса и с разным типом полезного ископаемого: Оленегорское железорудное месторождение, Хибинский щелочной массив, и два участка в пределах Забайкальской золотоносной провинции.

4.2. Метод, основанный на анализе степени дифференцированности геологического объекта

Ранее неоднократно упоминалось, что месторождения зачастую приурочены к разрезам с неоднородным строением (см., напр., [Горбунов и др., 1981; Рундквист, 1986; Лапухов и др., 1986; Шуркин и др., 1962], и др.). С точки зрения теории самоорганизации это эмпирическое наблюдение становится вполне понятным: дисперсия является не только критерием разброса значений переменной, но и критерием вероятности встретить то или иное значение. А последнее часто используется для определения относительной упорядоченности различных состояний самоорганизующихся систем (напрямую этот критерий выражается через информационную энтропию). Впрочем, вероятность значения не может быть в строгом смысле критерием относительной упорядоченности, т.к. подобная величина не является функционалом Ляпунова, о чем говорится в [главе 3](#). Но, к сожалению, для геологических объектов невозможно напрямую ввести оператор эволюции без привлечения априорных теорий и расчета возможных управляющих параметров, что является отдельной задачей. Но, несмотря на это, если заранее известно, что система является самоорганизующейся, этот параметр для оценки относительной упорядоченности использовать вполне возможно.

Ранее Николаевым и Горяиновым [1990] для оценки продуктивности геологических объектов был предложен модуль дискретности – критерий, описывающий дифференцированность толщ. Для использования вышеизложенных соображений в качестве прогнозно-поискового критерия был развит метод анализ степени дифференцированности геохимического поля.

4.2.1. Изучение структурной неоднородности разреза по модулю дискретности.

В качестве достаточно универсального критерия оценки потенциальной рудоносности разреза пород любой генетической принадлежности можно использовать его модуль дискретности, представляющий собой количество межпородных разделов (границ) на единицу мощности разреза [Николаев, Горяинов, 1990]. Модуль дискретности удобен еще и тем, что межпородные границы легко фиксируются геологами разной квалификации, а состав пород в данном случае не имеет никакого значения – существенно лишь наличие самой границы.

В зависимости от степени дифференцированности разреза шаг осреднения наблюдений может меняться, например, от 10 до 100 м или даже более в зависимости от наличия детальных наблюдения на больших интервалах.

Основным отличием рудных разрезов от безрудных является заметно более высокие

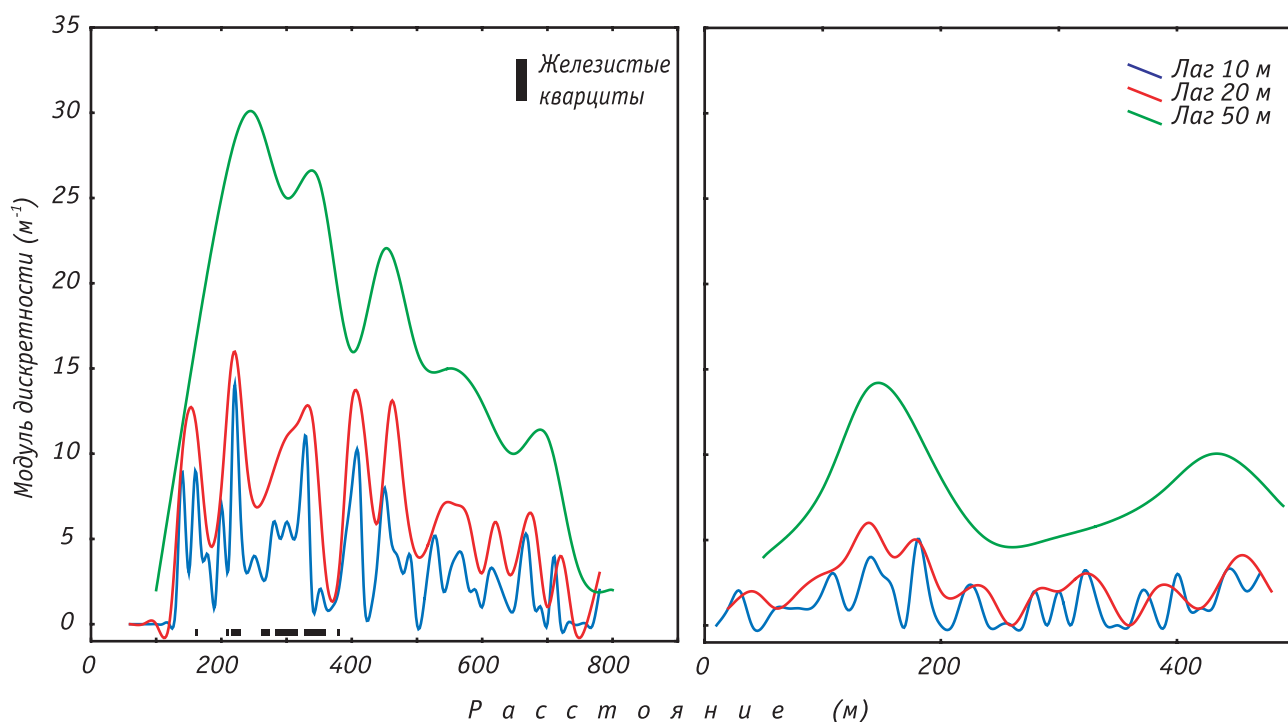


Рис. 59. Вариации модуля дискретности в рудном (слева) и безрудном (справа) разрезах участка Аномальный (южная часть Кировогорского месторождения) [Николаев, Горяинов, 1990].

абсолютные значения модуля дискретности, приуроченные к рудной зоне. При увеличении лага наблюдения происходит постепенное сглаживание локальных пиков, так что график изменения модуля дискретности приобретает вид параболы в рудном разрезе и слабоволнистой линии в безрудном. Наиболее пестрые, контрастные по строению участки разреза оказываются рудными или потенциально рудными (рис. 59).

Поведение модуля дискретности для случайных разрезов Ковдорского комплексного (Ковдорский щелочно-ультраосновной массив), Коашвинского апатитового (Хибинский щелочной массив) и Ждановского медно-никелевого (Печенга) магматогенных месторождений (все на Кольском полуострове) имеет характер, аналогичный таковому на метаморфогенных железорудных месторождениях ПЖФ. Вариации модуля дискретности во всех перечисленных случаях имеют волновой характер: перед продуктивной зоной наблюдается некоторое понижение, а затем резкий всплеск его значений. Причем рудные залежи жестко связаны с наиболее дифференцированной частью разреза.

Метод применим для средне- и крупномасштабного прогнозирования, испытан на карбонатитовых, ультраосновных никеленосных, а также ультраметаморфических комплексов с пегматитовым оруденением.

Он, как представляется, может быть использован при детальных поисках (т.е., при наличии достаточной информации о характере разреза) и на благороднометальное оруденение. Для мелкомасштабных прогнозных исследований он вряд ли сможет быть полезен, так как для анализа требуется достаточно длинные ряды непрерывных наблюдений, а для мелкого масштаба это требование удовлетворяется крайне редко. Судя по всему, отсутствие подобных рядов – это единственное ограничение для данного метода.

4.2.2. Степень дифференцированности геохимического поля как поисковый признак

Признаком, указывающим на возможность нахождения рудопроявления, может служить степень дифференцированности, включающая в себя по возможности большее количество переменных, – например, степень неоднородности геохимического поля, включающего большинство главных элементов [Калашников, 2008б].

Процедура заключается в следующем. Трасса разреза разбивалась на равные отрезки, каждый из которых составлял примерно 15% от всей длины разреза, и определялась степень дифференцированности каждого отрезка следующим образом.

В качестве критерия неоднородности принимается среднеквадратичное отклонение – наиболее употребительная мера рассеивания, т.е. отклонения от среднего.

Средствами факторного анализа производится редукция данных химического анализа пород путем нахождения и объединения переменных, дающих наибольший вклад в дисперсию. С учетом стандартных критериев (критерий Кайзера, «каменистой осыпи» и т.д.) выбиралось необходимое количество главных компонент. Находятся значения компонент в каждой точке опробования с учетом всех переменных. Строится график изменения каждой главной компоненты по профилю с усреднением и нахождением среднеквадратичного отклонения для каждого участка усреднения. Проблема возникновения ложных корреляций в замкнутых числовых системах, к которым относятся и результаты использованного химического анализа, при разработке метода не рассматривалась, так как факторный анализ использовался в первую очередь для редукции данных.

Используя найденные среднеквадратичные отклонения, рассчитывается степень дифференцированности каждого участка усреднения k :

$$D_k = \sum_i \sigma_{ki} w_i,$$

где σ_{ki} – среднеквадратичное отклонение компоненты i на участке усреднения k ; w_i – вклад компоненты i в общую дисперсию. Затем строится график изменения по разрезу величины D_k – степени дифференцированности выбранных участков усреднения.

4.3. Метод, основанный на фрактальном анализе геоморфологических особенностей (рельефа, фототона)

Относительная упорядоченность различных состояний системы или ее различных частей может быть оценена с помощью фрактальной размерности [Климонтovich, 1996]. В соответствии с этим, с помощью предлагаемого метода оценивается фрактальность рельефа различных участков исследуемой территории. Но так как оценить фрактальную размерность реального трехмерного рельефа крайне трудно, предложено оценивать фрактальную размерность двумерных отражений рельефа – изолиний высот и фототона аэро- или

космоснимка. Основываясь на эмпирическом правиле Мандельброта [Mandelbrot, 1983] можно утверждать, что участкам двумерных отражений с наибольшей фрактальной размерностью будут соответствовать участки территории с наибольшей фрактальной размерностью рельефа.

Ниже приведены описания двух вариантов метода – в первом используются изолинии высот, во втором – фототон аэрокосмоснимков.

Вариант I.

Для прогноза полезных ископаемых на основе изучения расчлененности рельефа по топокартам существует ряд методик. Например, для выявления наиболее неотектонически активных участков рельефа геологами Воронежского Госуниверситета была предложена следующая методика [Трегуб, 2002]. Карта изолиний высот разбивается на равные прямоугольники. Для каждого прямоугольника подсчитывается совокупная длина изолиний. Ячейка, в которой данный показатель максимален, считается наиболее расчлененным и, следовательно, наиболее неотектонически активным, из чего уже делаются выводы о его перспективности. Однако сами авторы отмечают недостатки данного метода: отсутствие однозначной связи между совокупной длиной изолиний, расчлененностью рельефа и, добавим, – вещественным составом геологических объектов.

Предлагаемый метод близок к описанному, но, на наш взгляд, преодолевает эти недостатки и предоставляет больше информации. Он основывается на фрактальном анализе и состоит в следующем. Как и в описанном выше методе, карта изолиний высот разбивается на равные прямоугольные ячейки. Для каждой ячейки находится фрактальная размерность D изолиний. Рельеф ячейки с наибольшей фрактальной размерностью считается наиболее упорядоченным. При этом отсутствует прямая связь между совокупной длиной изолиний и фрактальной размерности данной ячейки: на рис. 60а-б приведены примеры двух ячеек с равной фрактальной размерностью $D = 1,29$, но у которых длина изолиний отличается почти в три раза (длина изолиний в масштабе карты на рис. 60а $l = 18,8$ км, на рис. 60б $l = 6,7$ км).

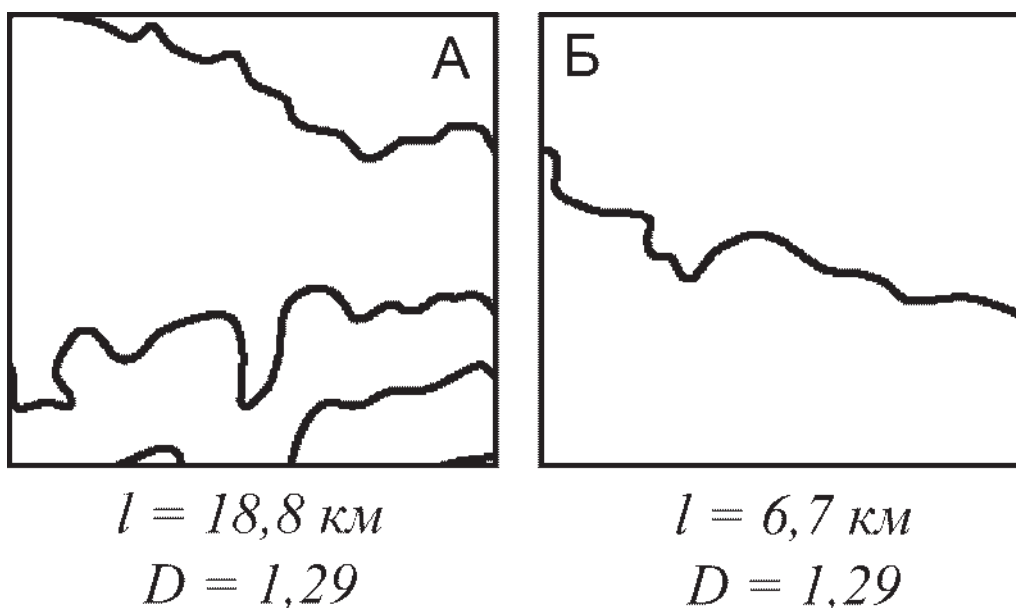


Рис. 60. Пример участков с различной длиной изолиний и одинаковой фрактальной размерностью.

Вариант II.

Алгоритм изучения фрактальности распределения фототона на аэрокосмоснимке следующий.

- Фотоснимок переводится в черно-белый и затем бинаризуется (серым тонам в зависимости от их интенсивности присваивается черное либо белое значение) с произвольным порогом бинаризации (рекомендуется 50%).
- Снимок разбивается сеткой на равные прямоугольные ячейки. В результате каждая ячейка представляет собой некий узор, образованный множеством черных пикселей.
- Определяется фрактальная размерность D каждой ячейки. Фактически, это фрактальная размерность, описывающая распределение участков (равных пикселю) с низким альбедо (ниже выбранного порога бинаризации).

Ясно, что фрактальная размерность участков – не прямое отражение фрактальности рельефа, так как зависит от типа и исходного качества снимка, положения Солнца, уровня помех, последующей обработки снимка. Поэтому участки с максимальным значением фрактальной размерности не могут считаться наиболее упорядоченными. Такие участки обладают наименее дифференцированным рельефом при том, что в момент снимка они находились в тени. При других положениях Солнца их фрактальная размерность становится минимальной. Участки с наибольшей расчлененностью рельефа характеризуются вычисленной таким образом фрактальной размерностью, тяготеющей в идеале к середине интервала $[1; 2]$. Но априорно нельзя точно указать значения D , характерные для расчлененного рельефа. Например, при понижении порога бинаризации общая фрактальная размерность одного и того же снимка уменьшается, и наоборот.

Определение D , отвечающего искомым свойствам рельефа, производится следующим образом. Строится гистограмма D_i всех ячеек i . Полученная гистограмма аппроксимируется функцией, отвечающая нормальному закону распределения. Искомое D_m принадлежит множеству

$$D_m \in M \pm 0,5\sigma,$$

где M – максимум функции распределения, σ – среднеквадратичное отклонение.

После вычисления всех D_i это значение присваивается центру ячейки и проводится интерполяция. В итоге выделяются площади, соответствующие D_m – они и принимаются за наиболее перспективные участки.

ГЛАВА 5. ЗАВЕРКА И ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ.

Для изучения прогнозно-поисковой эффективности разработанных методов необходимо испытать их на эндогенных объектах различного типа (возраста, масштаба, генезиса). В качестве таких объектов было выбрано два канонических объекта геологической самоорганизации – Хибинский массив и Приимандровская железорудная структура (см. главу 2), а также два детальных участка в пределах Забайкальской золотосной провинции и один участок в пределах Кольской платиноносной провинции.

Проводились испытания двух типов.

- Апробация – проведение исследования на объекте с заранее известным положением рудных объектов (месторождений, рудопоявлений, рудоконтролирующих структур). Сравнение положения перспективных площадей, выделенных с помощью предлагаемых методов, и положение известных рудных объектов позволяет судить об прогнозно-поисковой эффективности. По результатам апробации можно оценить эффективность метода по двум параметрам: точность (какой процент известных рудных объектов попало в выделенные перспективные площади) и сокращение площадей для постановки дальнейших, более детальных поисковых работ (какой процент площади был оценен как неперспективный). О такой количественной оценке эффективности пойдет речь в разделе 5.5.2.

- Выявление положения ранее неизвестного оруденения. С помощью одного из методов (метода многомерных фазовых траекторий) удалось выявить положение благороднометального оруденения, о чем рассказано в разделе 5.2.3.

Разработанные методы составляют единую прогнозно-поисковую технологию, позволяющую последовательно сужать территорию исследования, таким образом происходит приближение к конкретным рудным телам и участкам минерализации. В соответствии с этим, при описании апробации методов на каждом объекте приводятся результаты исследований от наиболее генерализованных (результаты анализа космоснимков и топографических карт) к более детальным (результаты изучения геохимического поля и т.д.).

5.1. Хибинский массив

5.1.1. Фрактальный анализ геоморфологических особенностей

Одной из задач являлось сравнение двух вариантов изучения упорядоченности рельефа, приведенных в разделе 4.3. Хибинский массив – хорошо изученный объект, поэтому на его примере проводилось сопоставление возможностей двух вариантов. Для изучения фрактальности изолиний высот была использована топографическая карта Хибинских гор масштаба 1:100 000 с сечением изолиний 200 м. Для изучения фрактальности распределения фототона был использован космоснимок относительно низкого качества, взятый с бесплатного веб-сервиса Google Earth, с разрешением от 50 до 200 м/пиксель, с атмосферными помехами

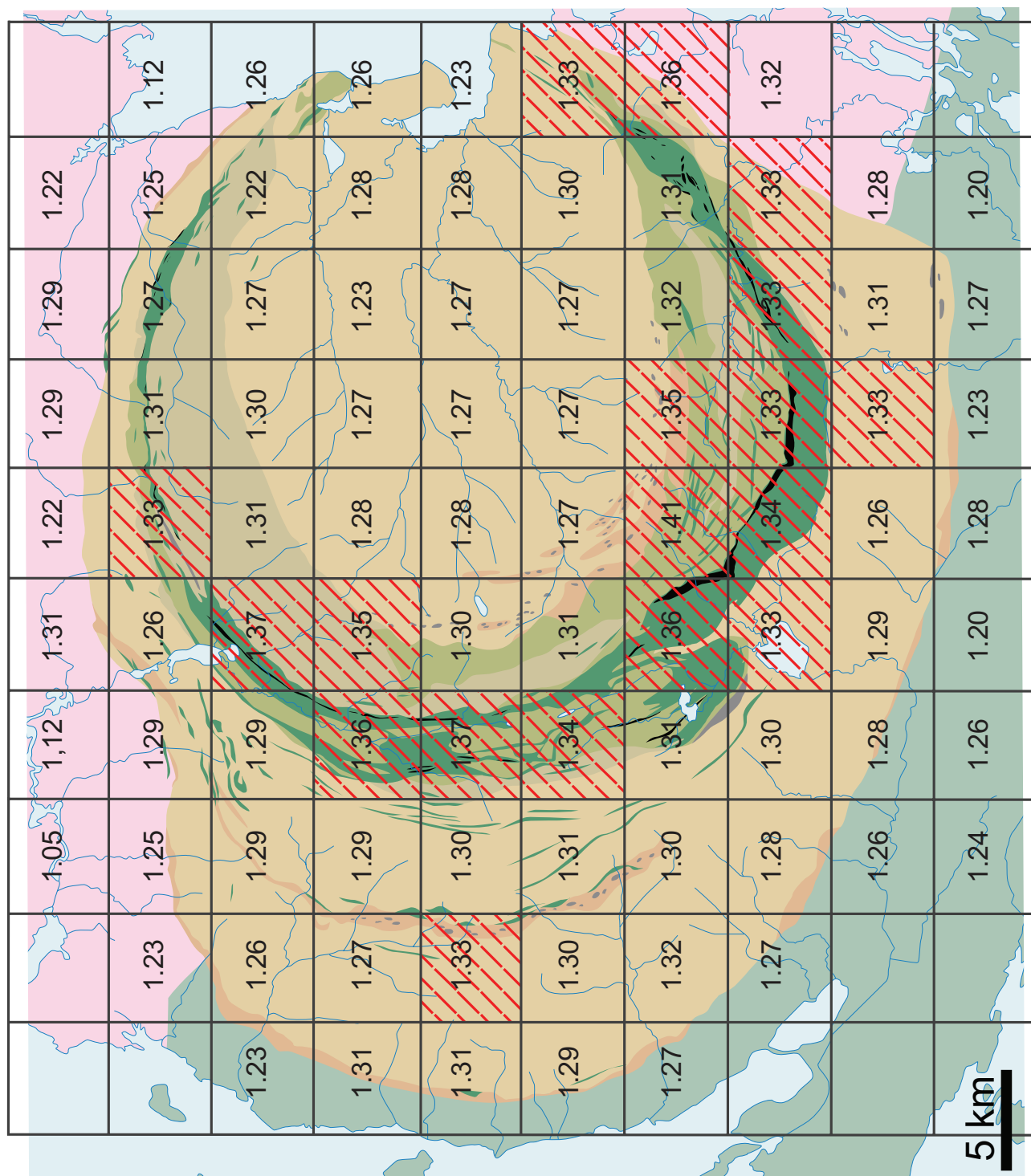


Рис. 61. Распределение фрактальности изолиний Хибинского массива. Условные обозначения см. на рис. 19 [Сняtkова, Михняк, 1983, с упрощениями]. Красной штриховкой показаны участки с максимальной фрактальностью изолиний ($D \geq 1,33$).

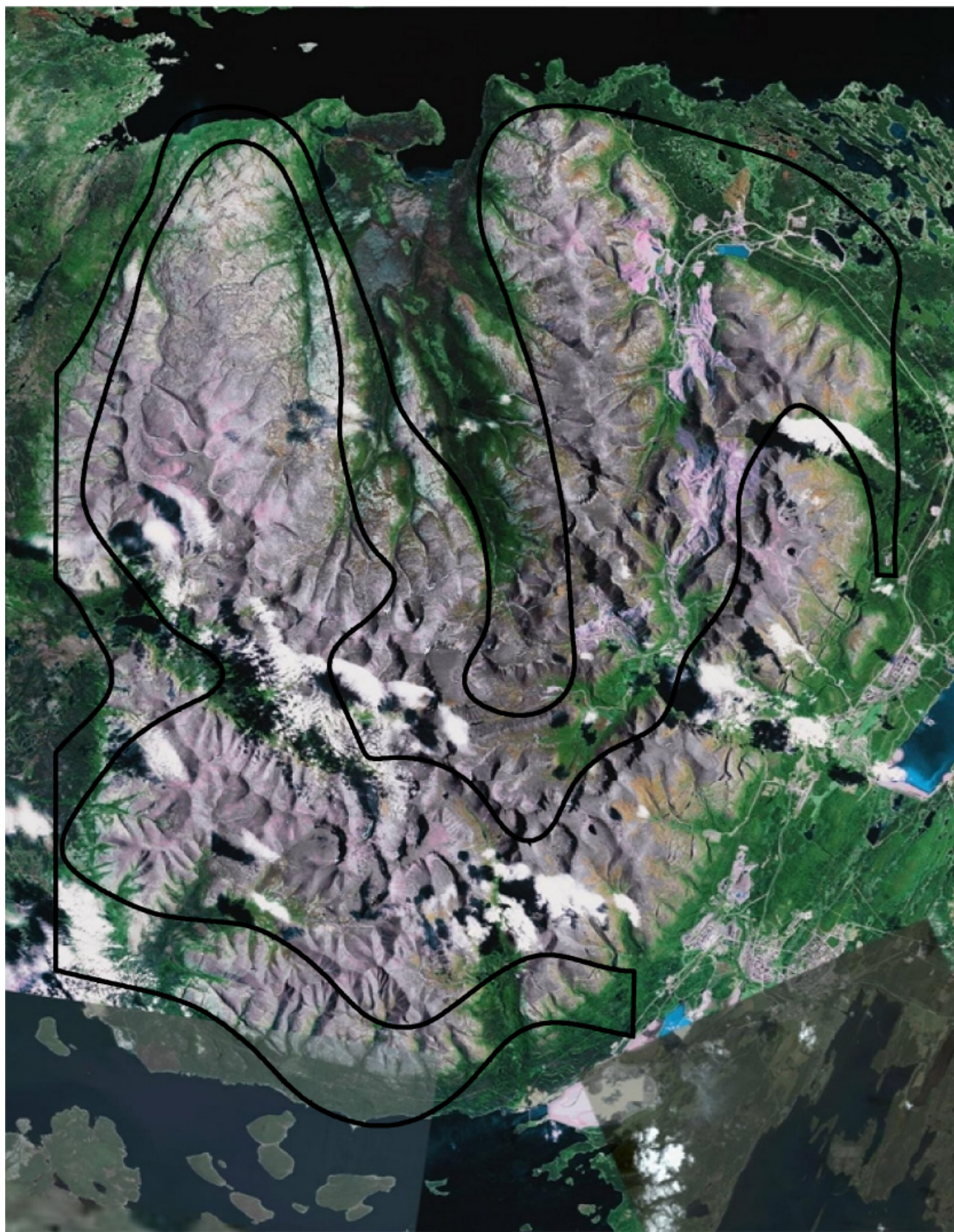


Рис. 62. Распределение фрактальности фототона Хибинского массива.

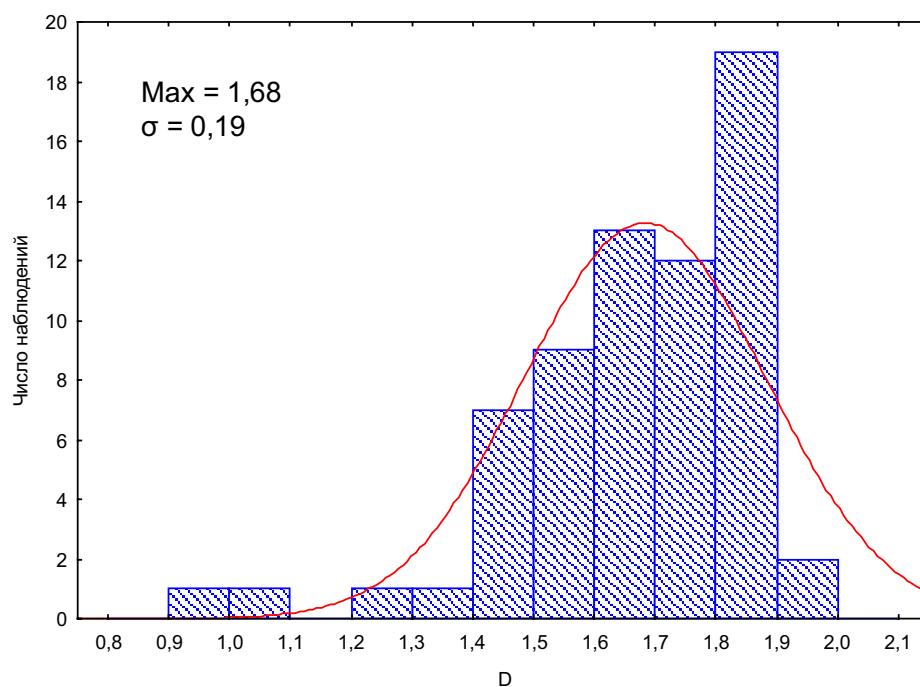


Рис. 63. Гистограмма распределения значений фрактальных размерностей фототона (Хибинский массив, см. [рис. 63](#)).

порядка 10%.

Распределение фрактальности изолиний представлено на [рис. 61](#). Как видно, участки с максимальной фрактальной размерностью практически полностью покрывают рудоконтролирующую структуру – ийолит-уртитовое Главное кольцо, и одна ячейка указывает на Малую дугу. Практически все месторождения включены в выделенные участки.

Космоснимок Хибин ([рис. 62](#)) разбивался сеткой 10x10 на 100 равных ячеек. Далее методом Минковского была определена фрактальная размерности узора, образуемого фототонном, для каждой ячейки. Значение фрактальной размерности было присвоено точке в центре ячейки, и по этим точкам была проведена интерполяция функцией сплайн. Далее была построена гистограмма встречаемости значений фрактальной размерности ([рис. 63](#)) и аппроксимирована кривой нормального распределения. Максимум нормального распределения составил 1,68, среднеквадратичное отклонение $\sigma = 0,19$. В соответствии с формулой (14) (см. [раздел 4.3](#)), искомым интервалом фрактальной размерности узора фототона, который бы соответствовал наиболее перспективным участкам исследуемой территории, является:

$$D_{\Pi} \in 1,68 \pm 0,5 \cdot 0,19,$$

$$D_{\Pi} \in [1,59; 1,77].$$

На [рис. 62](#) черной линией выделена область, соответствующая этому интервалу в соответствии с интерполяцией.

На космоснимке изначально присутствует достаточно много помех: облака и тени от облаков, техногенные ландшафты (город Кировск, карьеры, отвалы). Ячейки, содержащие более 15% помех, выбрасывались. Однако, несмотря на это, анализ фрактальной размерности фототона

позволил выделить две соединяющиеся концентрические области. Первая, внутренняя, практически полностью покрывает Главное кольцо, за исключением северо-западной части кольца, находящейся практически полностью под облаками. Эта область покрывает Юго-восточное рудное поле, включающее в себя все крупнейшие в мире месторождения апатита.

Внешняя концентрическая область отмечает контакт массива с вмещающими архей-протерозойскими породами. Хотя здесь не выявлено каких-либо промышленных месторождений, ранее различными исследователями здесь было выделено несколько аномалий и рудопроявлений (рис. 64). Известны редкометальная и редкоземельная минерализация и рудопроявления серного колчедана. Редкометальная и редкоземельная минерализация [Сняtkова и др., 1983]:

1) северная приконтактовая зона – вдоль северного контакта от г. Имандра до ур. Лестивара;

2) зона дугообразного Суолуайв-Эвеслогчоррского сброса (юго-восточный контакт). Здесь располагаются Коашкарское, Эвеслогчоррское, Тверснюн, Суолуайвское и

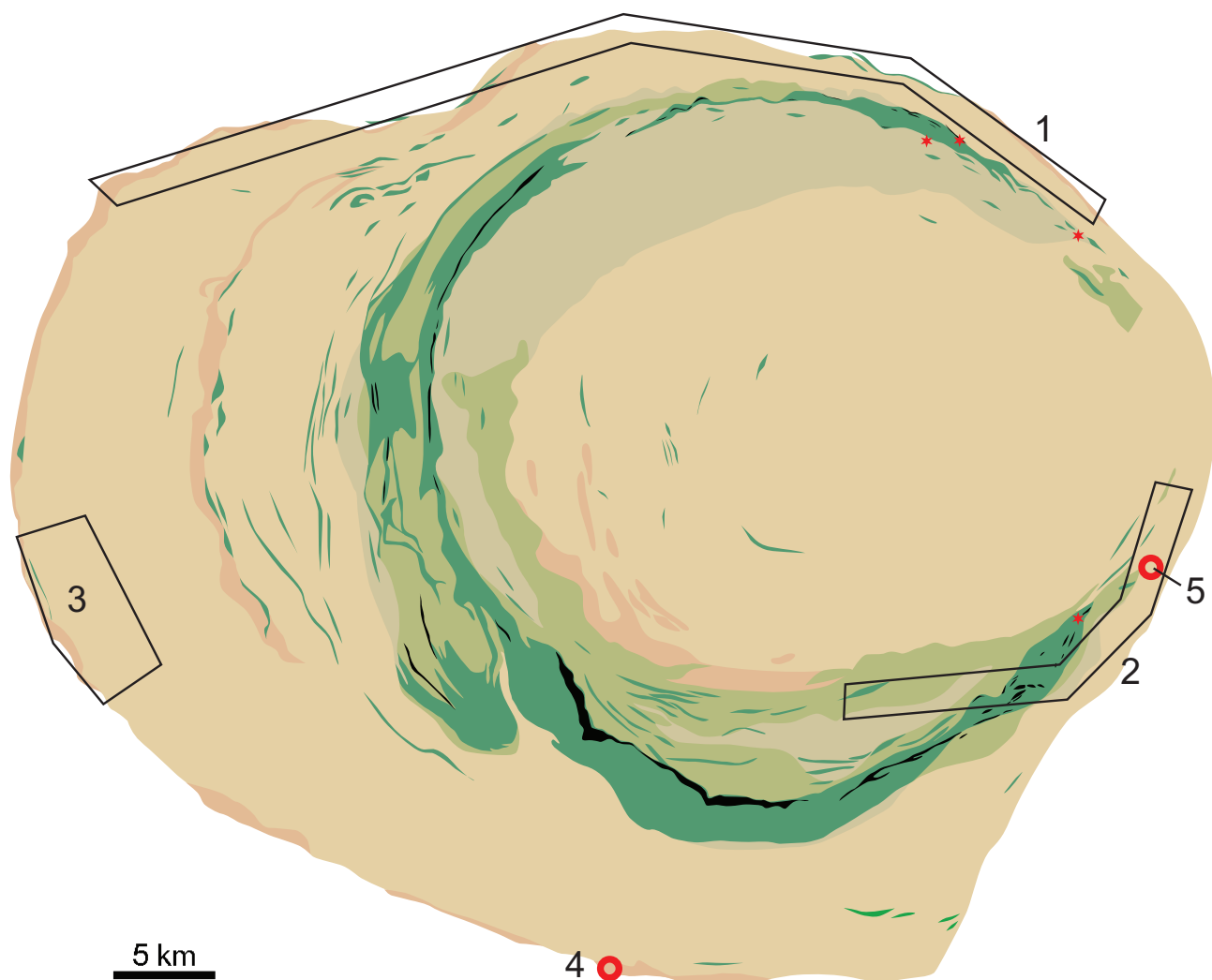


Рис. 64. Схема расположения участков минерализации и рудопроявлений Хибинского массива, контролируемых контактом массива с вмещающими породами. Цифрами указаны: 1–3 — зоны редкометальной и редкоземельной минерализации: 1 – Северная приконтактовая, 2 – Суолуайв-Эвеслогчоррского сброса, 3 – Имандровская; 4–5 – рудопроявления серного колчедана: 4 – Пирротиновое ущелье, 5 – Коашкар. Прочие условные обозначения см. на рис. 19.

Рестиньонское рудные поля. Наиболее перспективными из них являются Коашкарское и Рестиньонское.

3) Имандровская рудная зона, на западе массива. Выделяется по литогеохимической аномалии P, Sr, Zr, Y, Nb и других элементов.

Рудопроявления серного колчедана находятся в пределах юго-западного и южного контактов. Сняtkовой и др. [Сняtkова и др., 1983] выделяется 6 рудопроявлений и непромышленных месторождений, наиболее важными из которых являются «Пирротиновое ущелье» и проявление у г. Коашкар.

Также в контактовой зоне Хибинского массива встречаются зоны фенитизации и других приконтактных изменений, в северной части массива – трубки взрыва. В центре массива по данным литогеохимических исследований выделяется Тулийокская фосфорно-полиметаллическая зона [Сняtkова и др., 1983].

5.1.2. Метод многомерных фазовых траекторий

На Хибинском массиве с помощью данного метода были исследованы материалы профиля. Было изучено поведение химического состава пород (25 элементов). Исследования проводились по трем выборкам: по всей выборке, не разделяя на разновидности пород (т.е. фойяиты, рисчорриты, ийолиты и уртиты); без ийолит-уртитов (фойяиты и рисчорриты) и,

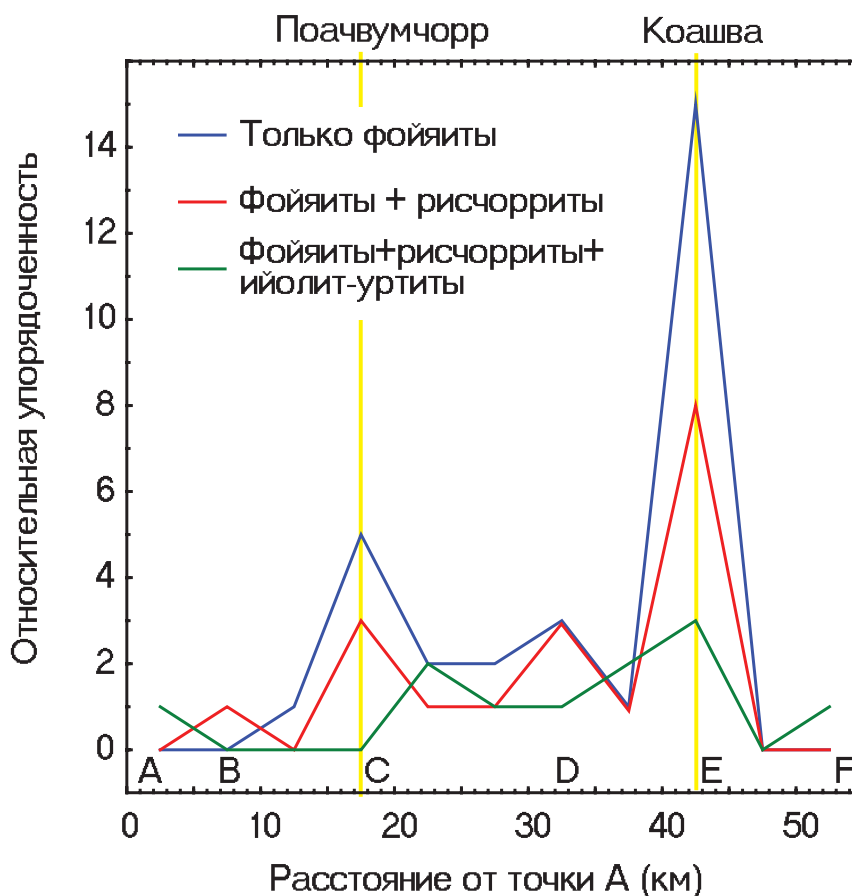


Рис. 65. Относительная упорядоченность геохимического поля Хибинского массива по профилю A-F, определенная с помощью метода многомерных фазовых траекторий

наконец, только фойяиты - главные породы Хибинского массива, слагающие более 75% его объема. На **рис. 65** показаны результаты обработки материалов геологического профиля А-Е (см. **рис. 19**) с помощью метода многомерных фазовых траекторий. Абсолютный максимум всех графиков приходится на месторождение Коашва. Менее интенсивный пик приходится на рудопоявление Поачвумчор (точка С, выборка фойяитов и фойяитов+рисчорритов) и рудопоявление пика Марченко (интервал 20–25 км, выборка, включающая все породы). Оба проявления приходятся на Главное кольцо – рудоконтролирующую структуру Хибинского массива.

Показательно, что наиболее яркую картину дал анализ состава одних лишь фойяитов – и это еще раз подчеркивает глубину процессов дифференциации нефелиновых сиенитов при формировании Главного кольца.

5.1.3. Метод, основанный на анализе степени дифференцированности геохимического поля

Для апробации был использован разрез А–Е, пересекающий палеозойский Хибинский массив от западного края через центр до южной оконечности (см. **рис. 19**) [Yakovenchuk et al., 2005]. Профиль пересекает рудоконтролирующее ийолит-уртитовое тело – Главное кольцо. Западная ветвь профиля проходит через апатитовое рудопоявление пика Марченко, южная – пересекает апатитовое месторождение Коашва. Данные по разрезу были обработаны следующим образом. Трасса разреза разбивалась на равные отрезки, каждый из которых составлял примерно 15% от всей длины разреза, и определялась степень дифференцированности каждого отрезка. Для удобства описания каждый отрезок был поименован римскими цифрами. Для нивелирования лакуны в середине профиля (центр массива) исследовалась отдельно каждая из двух ветвей профиля: западная (от станции Хибины до вершины г. Вантомнюк) и южная (от г. Вантомнюк через месторождение Коашва до южных отрогов г. Эвеслогчорр).

Западная ветвь I–VII. По результатам факторного анализа (метод главных компонент с нормализацией и варимаксным вращением) геохимического профиля А–Е мы, с учетом критерия «каменистой осыпи», получили пять компонент, которые включают в себя все переменные и учитывают в сумме около 79 % общей дисперсии. Результаты факторного анализа приведены в **табл. 7**. На **рис. 66** показано изменение по профилю первых трех компонент факторного анализа.

Обработав результаты опробования по изложенной методике, был построен график степени дифференцированности геологического разреза по профилю I–VII (**рис. 67а**). Степень дифференцированности максимальна на отрезке усреднения V (20–25 км от начальной точки профиля). Профиль пересекает рудоконтролирующую зону – так называемое Главное кольцо – на границе участков IV и V. Отрезок осреднения V проходит по южному склону пика Марченко, на котором встречена апатитовая минерализация в рисчорритах. Примерно в четырех километрах на север по простиранию Главного кольца от данного отрезка осреднения находится апатитовое месторождение Куэльпорр. Таким образом, максимальная степень

Таблица 7. Результаты факторного анализа по западной ветви профиля А–Г (см. **рис. 19**). Жирным шрифтом выделены значения факторных нагрузок $>|0,62|$.

Элементы	Факторные нагрузки (главные компоненты)				
	Компонента 1	Компонента 2	Компонента 3	Компонента 4	Компонента 5
SiO ₂	-0,015745	-0,064117	0,679515	0,078899	0,626300
TiO ₂	0,265040	0,188740	-0,825735	-0,020723	-0,274190
Al ₂ O ₃	-0,345094	-0,676720	0,313503	-0,173807	-0,361573
Fe ₂ O ₃	0,215401	-0,022566	-0,828622	0,169137	0,028619
FeO	0,736711	0,200324	-0,465375	-0,043861	-0,104414
MnO	0,884588	0,102472	-0,264571	0,068825	0,138754
MgO	0,014109	0,956694	-0,196961	0,034940	0,056440
CaO	0,012018	0,808945	-0,437034	0,220263	-0,131605
Na ₂ O	-0,633671	-0,443534	0,124465	0,286200	-0,397379
K ₂ O	0,163348	-0,420242	0,237630	-0,663104	0,102703
P ₂ O ₅	0,477175	0,581078	-0,409743	0,026353	-0,225121
S общ.	0,818809	-0,041420	0,073037	0,083598	0,101711
TR ₂ O ₃	0,748632	-0,012049	-0,089057	-0,122123	-0,011974
Zn	0,885429	0,004407	-0,238972	0,003667	0,192293
Li ₂ O	-0,019816	0,835892	0,129011	-0,024465	0,077951
Rb ₂ O	0,169041	-0,103808	-0,013814	-0,930497	0,082052
Cs ₂ O	-0,192951	0,104295	0,030540	-0,751850	-0,002336
CO ₂	-0,090089	0,904870	0,106313	-0,010521	0,007902
SrO	0,120679	0,030704	-0,673973	0,042969	0,311751
F	0,515465	0,781994	0,036390	0,046649	0,099182
Cl	-0,214851	-0,113427	0,011053	0,149548	-0,680310
Доля общей дисперсии	0,3439520	0,1783331	0,1319519	0,0854023	0,0456946

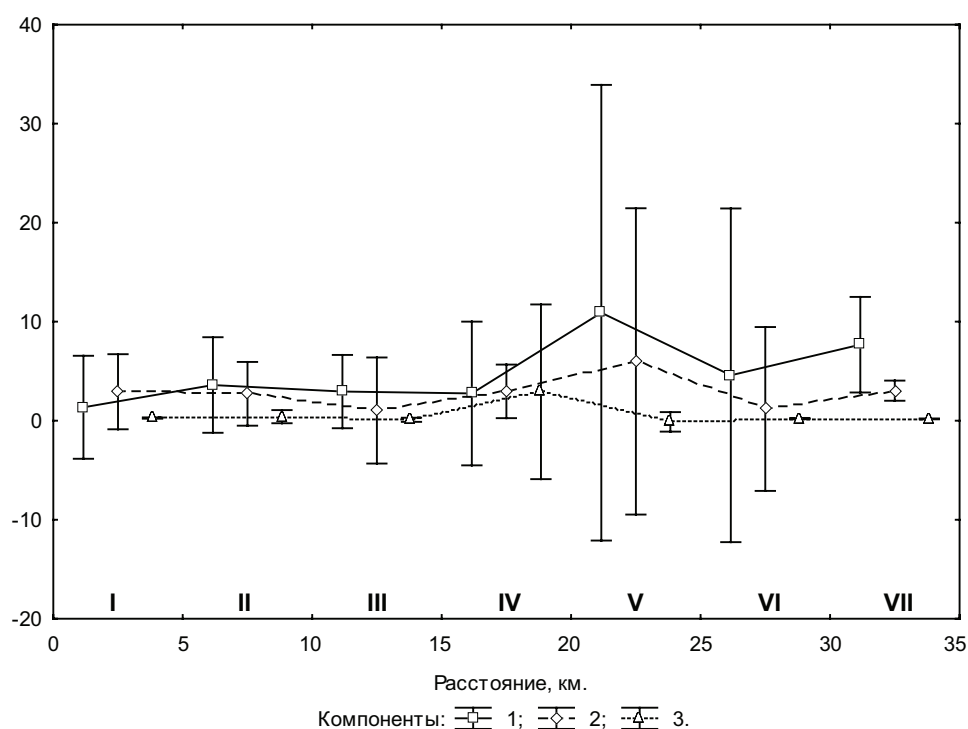


Рис. 66. Изменение первых трех компонент факторного анализа. Хибинский массив, западная ветвь профиля А–Г (см. **рис. 13**). Римскими цифрами обозначены участки усреднения.

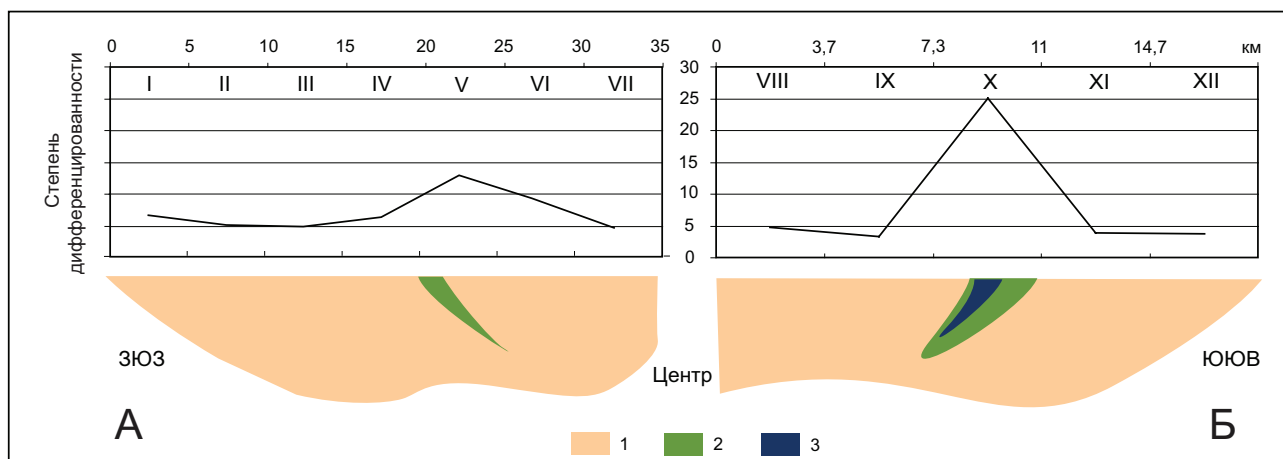


Рис. 67. Степень дифференцированности разрезов Хибинского массива: а – по западной ветви профиля А–Е, б – по южной ветви профиля А–Е. Внизу условно показан разрез: 1 – фойяиты, 2 – фойдолиты, 3 – апатит-нефелиновые породы.

Таблица 8. Результаты факторного анализа по геохимическому профилю Н–Л, Хибинь.

Жирным шрифтом выделены значения факторных нагрузок $>|0,62|$.

Элементы	Факторные нагрузки (главные компоненты)					
	1	2	3	4	5	6
ZrO ₂	0,140765	0,001412	0,050048	-0,800878	0,236154	0,101896
SiO ₂	-0,575576	-0,660939	-0,078033	-0,227774	0,042038	-0,141847
TiO ₂	0,739352	0,088107	0,123135	0,206097	0,346015	0,132008
Al ₂ O ₃	-0,497860	-0,264870	-0,090274	0,250396	-0,716164	0,101237
Fe ₂ O ₃	0,958582	0,127737	0,021045	-0,016158	0,102456	-0,011557
FeO	0,852277	0,018899	0,099235	-0,104457	0,428578	-0,055810
MnO	0,864698	-0,003785	0,027198	-0,390030	0,166536	-0,009030
MgO	0,180338	0,011183	0,210395	0,072176	0,805687	0,104455
CaO	0,102388	0,886773	0,181765	0,161901	0,272147	0,072877
Na ₂ O	-0,327236	-0,242367	0,141684	-0,046140	-0,777532	0,214516
K ₂ O	-0,376316	-0,296025	-0,680994	0,141999	-0,368851	-0,150840
P ₂ O ₅	0,045023	0,978019	0,065555	0,066647	0,035969	-0,039040
Собщ.	-0,035937	-0,191029	0,264485	0,021509	-0,050233	0,166541
TR ₂ O ₃	0,135496	0,935232	0,119914	-0,119765	0,033966	-0,054517
Zn	0,907312	0,031306	-0,044953	-0,064601	0,072480	0,048772
Li ₂ O	0,248913	-0,135266	-0,539569	-0,397224	-0,128500	0,007273
Rb ₂ O	-0,122865	-0,191357	-0,883815	0,070313	-0,086570	-0,202728
Cs ₂ O	-0,060759	-0,067535	-0,884280	0,051361	0,038168	0,317026
CO ₂	0,076863	0,070232	0,042396	0,078145	-0,051767	0,924839
SrO	-0,152421	0,969292	0,060167	0,034935	-0,021591	0,025438
F	0,117600	0,919826	-0,036111	-0,027519	0,211245	0,046986
Cl	-0,018948	-0,071985	0,004134	-0,638745	-0,194999	-0,195124
Доля общей дисперсии	0,3366	0,1883	0,1041	0,0716	0,0657	0,0464

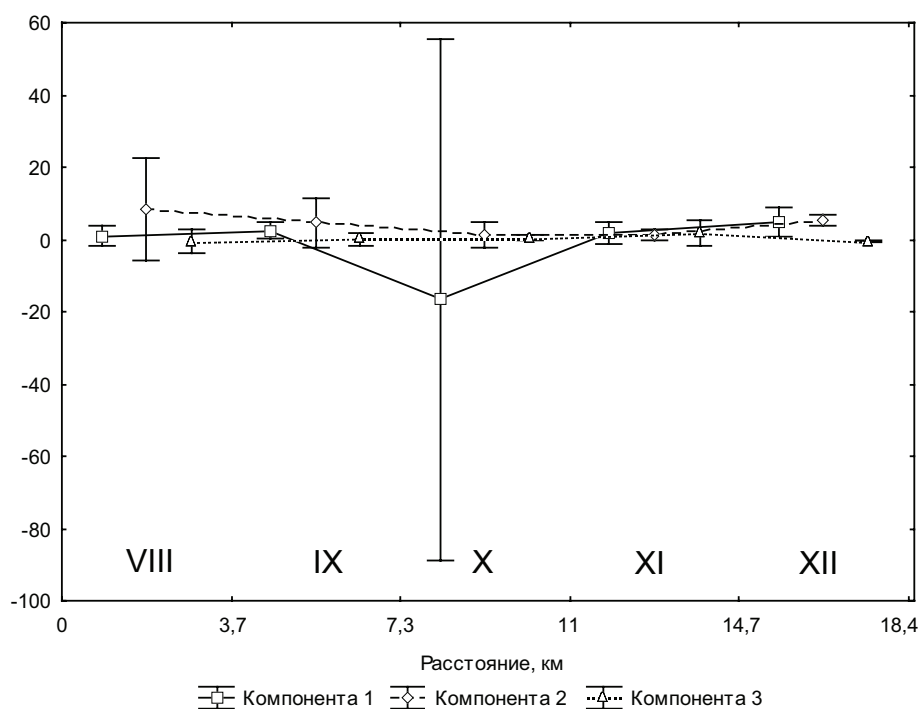


Рис. 68. Изменение первых трех компонент факторного анализа. Хибинский массив, южная ветвь профиля А–F (см. [рис. 19](#)). Римскими цифрами обозначены участки усреднения.

дифференцированности геохимического профиля точно указывает на наиболее перспективные участки профиля.

Южная ветвь VIII–XII отличается от предыдущей неравномерностью опробования – при среднем интервале опробования около 350 м на нем встречаются несколько промежутков от 700 до 1100 м, а посередине профиля находится перерыв в 1900 м из-за перекрытия коренных пород аллювиальными отложениями р. Вуонемйок. Поэтому для нивелировки этих перерывов мы увеличили длину отрезка усреднения до 20% от длины всего профиля (около 3670 м).

В результате факторного анализа данных опробования пород было отобрано с учетом критерия Кайзера 6 главных компонент с собственными значениями более 1. Шесть компонент в сумме учитывают более 80% общей дисперсии и включают в себя все 22 переменные. Результаты факторного анализа приведены в [табл. 8](#). На [рис. 68](#) показано изменение значений первых трех компонент, дающие около 63% общей дисперсии.

Обработав результаты по изложенной методике, мы получили график, отражающий степень дифференцированности геохимического профиля ([рис. 67б](#)).

Наиболее дифференцированным является участок осреднения X (7347–11021 м). Именно этот участок профиля прошел через апатитовое месторождение Коашва. Этот участок превосходит другие участки по степени дифференцированности более чем в 5 раз, надежно выделяя часть профиля с максимальной вероятностью оруденения.

Так как эти две ветви (I–VII и VIII–XII) являются частями одного профиля А–F (см. [рис. 19](#)), то будет корректным сравнить абсолютные значения степени дифференцированности и их соответствия рудоносным зонам. Максимальное значение степени дифференцированности на западной ветви профиля приблизительно равняется 12, а на южной ветви – около 25. Т.е. участок усреднения X, проходящий через месторождение Коашва, по степени дифференцированности

превосходит участок V (проходящий через рудоконтролирующую зону, но не пересекающий месторождений) примерно в два раза.

Таким образом, при заведомо неясном положении рудных зон мы могли бы предсказывать с достаточно высокой вероятностью их локализацию, сравнивая абсолютные значения степени дифференцированности эталонного профиля (проходящего через известное месторождение) с любыми другими хибинскими профилями, обработанными предложенным методом.

5.2. Приимандровская железорудная структура

5.2.1. Фрактальный анализ геоморфологических особенностей

Проводилось изучение распределения фрактальности фототона космоснимка северной части Приимандровской структуры (рис. 69). Изучаемый снимок был сшит из четырех снимков относительно низкого качества сервиса Google Earth с разрешением от 50 до 200 м/пиксель, с атмосферными помехами 0–20%, в некоторых случаях до 50%. Снимок обрабатывался в соответствии с методикой, изложенной в [разделе 4.3](#): был переведен в черно-белый, затем бинаризовался с порогом 50%, разбивался сеткой на 28 прямоугольных ячеек с размером каждой ячейки 4,5х3 км в масштабе карты. Юго-восточный угол снимка не исследовался, так как полностью занят техногенным ландшафтом – карьером и отвалами Оленегорского железорудного месторождения. Далее методом Минковского измерялась фрактальная размерность каждой ячейки и строилась гистограмма распределения фрактальных размерностей. Для нахождения значения фрактальной размерности узора, образуемого фототоном, которая будет соответствовать наиболее дифференцированному (фрактальному) рельефу изучаемой территории, данная гистограмма описывалась кривой нормального распределения (см. [рис. 70](#)). Максимум кривой нормального распределения пришелся на значение фрактальной размерности $D = 1,55$. Среднеквадратичное отклонение составило $\sigma = 0,18$. Таким образом, в соответствии с формулой (14) (см. [раздел 4.3](#)), искомым интервалом фрактальной размерности узора фототона, который бы соответствовал наиболее перспективным участкам исследуемой территории, является:

$$D_n \in 1,55 \pm 0,5 \cdot 0,18,$$

$$D_n \in [1,46; 1,69].$$

Данный интервал фрактальной размерности узора, образуемого фототоном космоснимка, выделен на [рис. 69](#) желтой заливкой. В пределах снимка находятся четыре месторождения: Айвар, Куркенпахк, Медвежья Тундра, Свинцовая Тундра (не считая Оленегорского, область которого не изучалась из-за техногенных помех). Как видно на рисунке, все месторождения так или иначе включены в площадь, перспективность которого была определена с помощью предложенного метода.

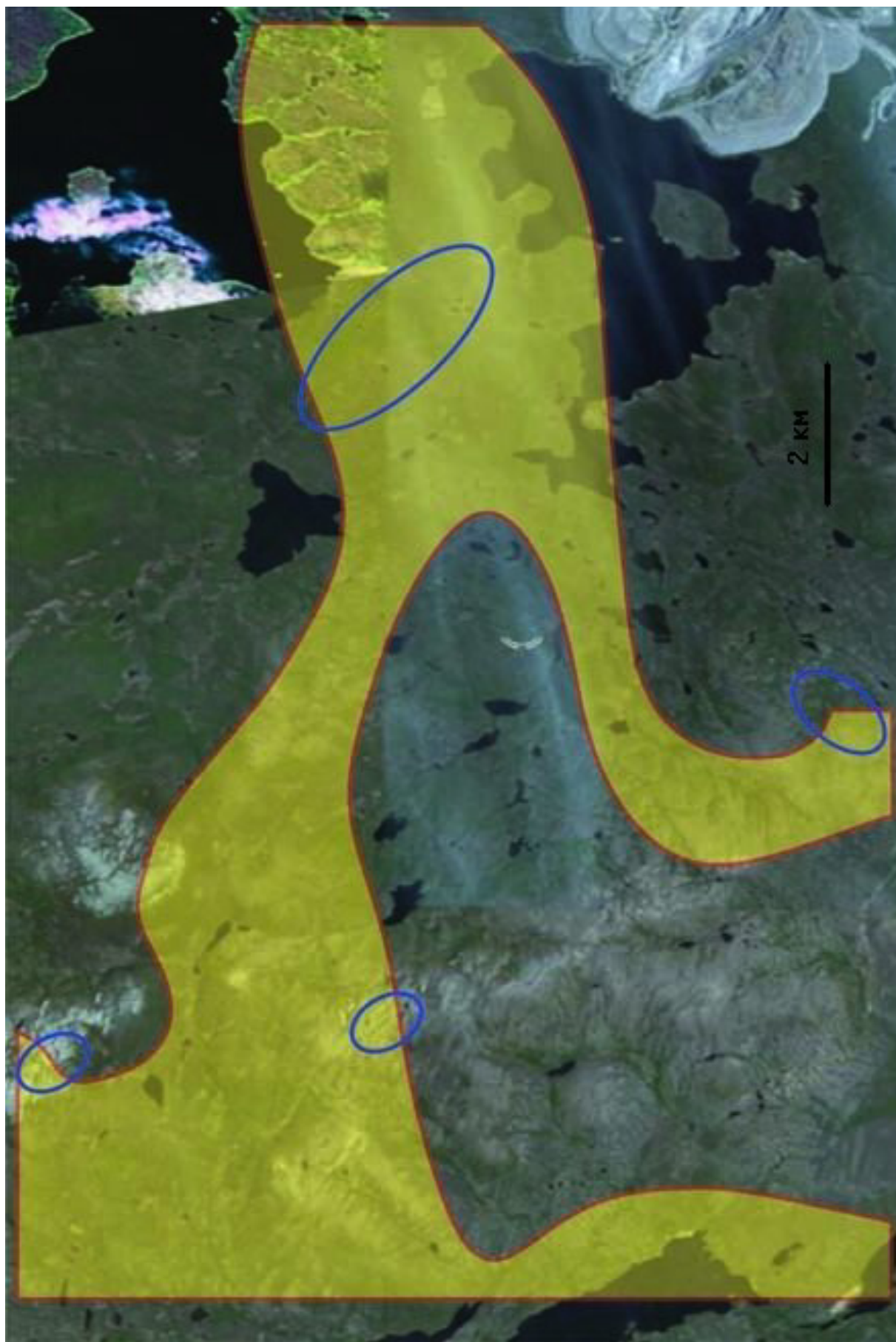


Рис. 69. Распределение фрактальности фототона. Северная часть Приимандровской железорудной структуры. Желтой заливкой обозначена перспективная площадь, выделенная с помощью обсуждаемого метода. Синими эллипсами обозначены железорудные месторождения.

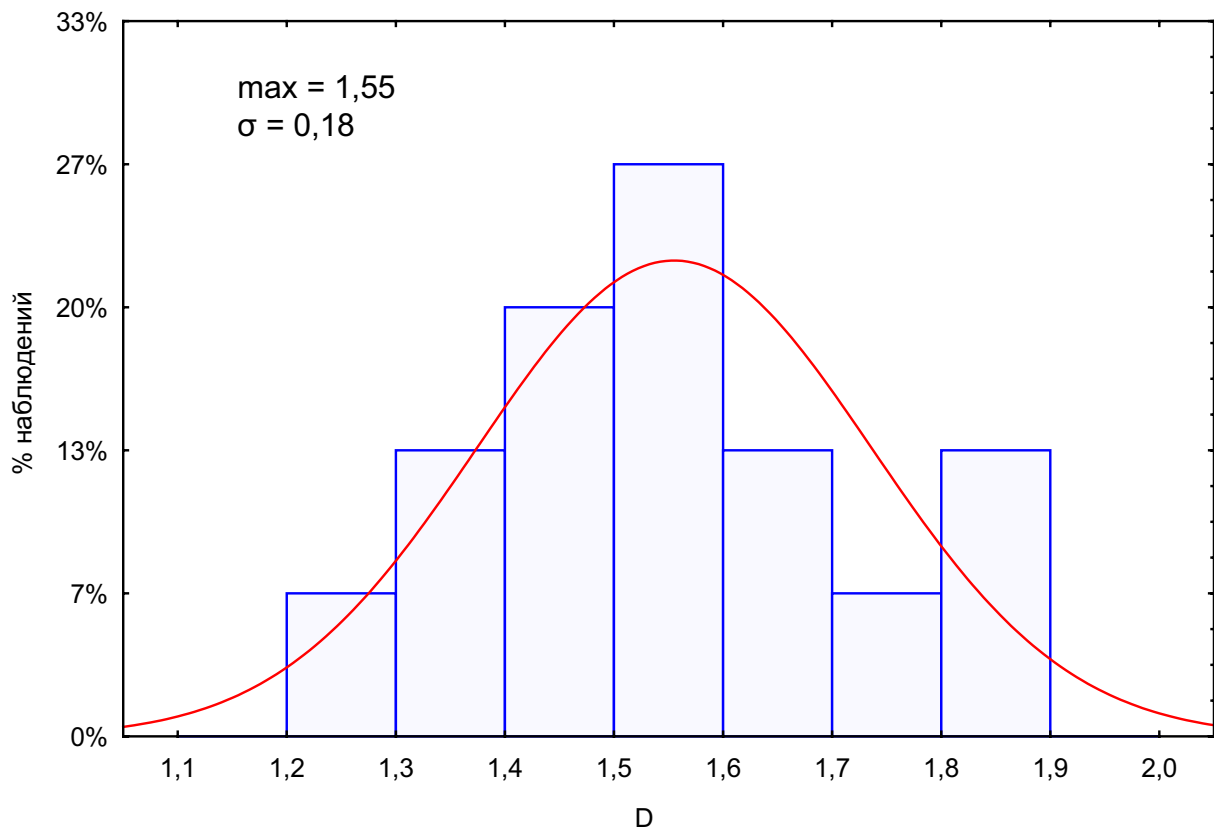


Рис. 70. Гистограмма распределения значений фрактальных размерностей фототона (Приимандровская структура, см. [рис. 69](#)).

5.2.2. Анализ степени дифференцированности геохимического поля Оленегорского железорудного месторождения (Приимандровская структура).

Апробация данного метода в пределах Приимандровской железорудной структуры проводилась на Оленегорском месторождении. Ниже дана его краткая геологическая характеристика.

На сегодняшний день Оленегорское месторождение вскрыто на глубину почти 400 м, а разведочными скважинами – почти на 2 км. Повсюду железистые кварциты обнаруживают согласное залегание с вмещающими породами, представленными лептитами, биотитовыми, гранато-биотитовыми, двуслюдяными, нодулярными, биотито-роговообманковыми и биотито-жедритовыми гнейсами, роговообманковыми и жедритовыми амфиболитами. Рудное тело характеризуется почти идеальной замкнутой аутигенной зональностью ([рис. 71](#)), которая примерно посредине линзы выглядит следующим образом: рудные магнетитовые железистые кварциты – рудные гематито-магнетитовые железистые кварциты – рудные магнетитовые железистые кварциты, – причем гематит содержащие породы составляют около 80 % мощности линзы. На полурасстоянии от центра рудного тела к флангам картина количественно меняется, оставаясь качественно прежней: слабрудные сульфидно-магнетитовые железистые кварциты–рудные магнетитовые железистые кварциты – рудные гематито-магнетитовые железистые кварциты – рудные магнетитовые железистые кварциты – слабо рудные сульфидно-магнетитовые железистые кварциты – безрудные сульфидсодержащие железистые кварциты.

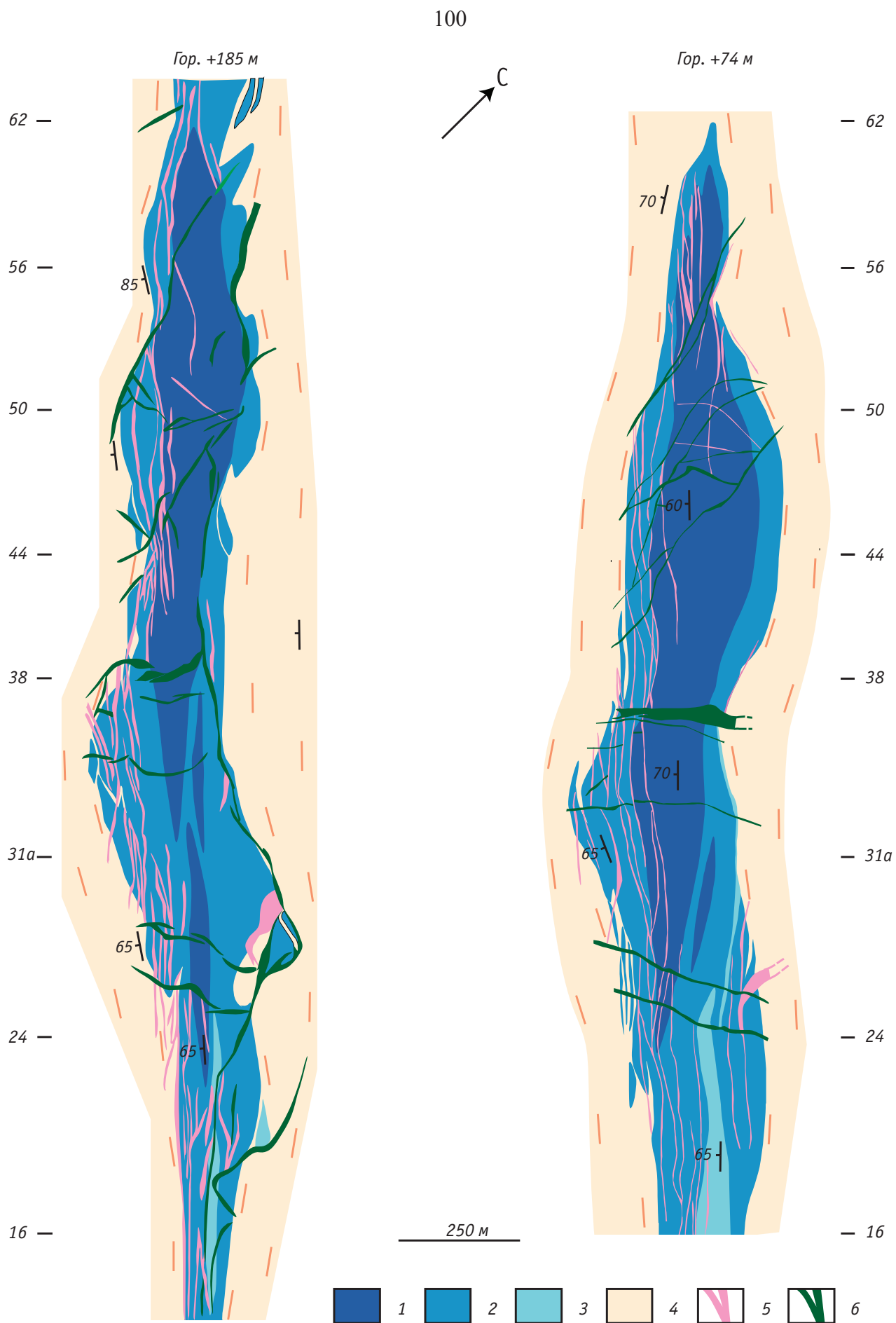


Рис. 71. Погоризонтные планы Оленегорского месторождения. 1 – гематито"магнетитовые железистые кварциты; 2 – магнетитовые железистые кварциты; 3 – сульфидно"магнетитовые железистые кварциты; 4 – гнейсо"амфиболовая толща ПЖФ; 5 – гранитные пегматиты; 6 – долериты [Иванюк, 2003].

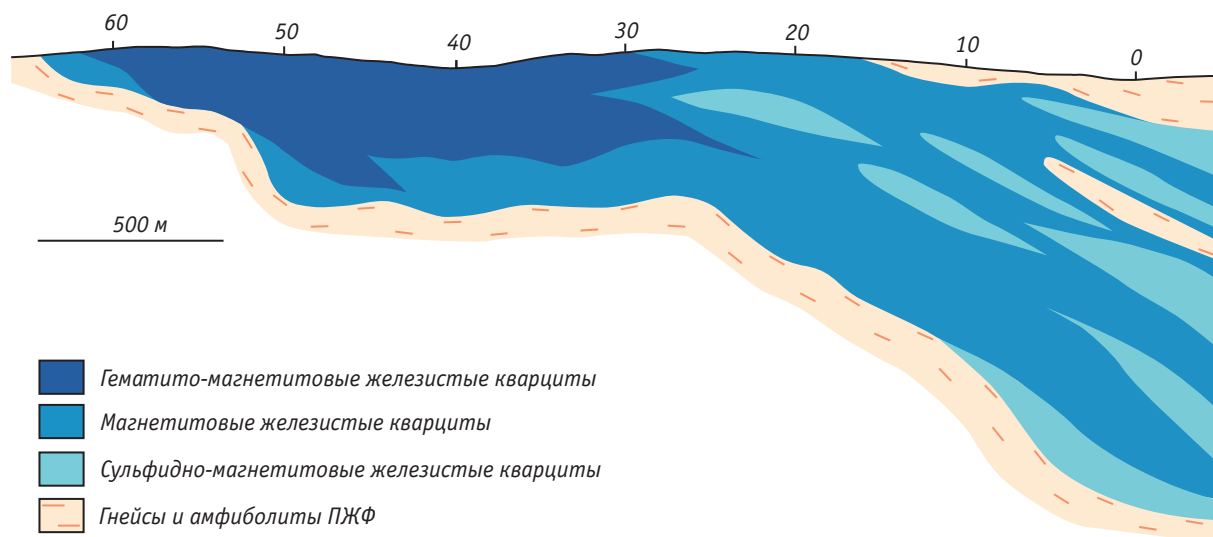


Рис. 72. Продольный геологический разрез Оленегорского месторождения [Иванюк, 2003].

По мере продвижения к флангам гематито-магнетитовые железистые кварциты постепенно исчезают вообще, а мощность слабрудных железистых кварцитов увеличивается, тогда как в точках выклинивания вообще присутствуют лишь безрудные сульфидно-грюнеритовые железистые кварциты.

На СЗ фланге месторождения рудное тело залегает неглубоко и ныне полностью выработано, на ЮВ фланге, наоборот, погружается на глубину более километра (рис. 72). “Голова” рудной залежи сложена преимущественно гематито-магнетитовыми, а “хвост” – сульфидно-магнетитовыми железистыми кварцитами.

На поперечных разрезах месторождения (рис. 73) обращают на себя характерные надвиги, когда рудные гнейсы “наезжают” на “голову” рудной линзы, “скользя” по ней местами

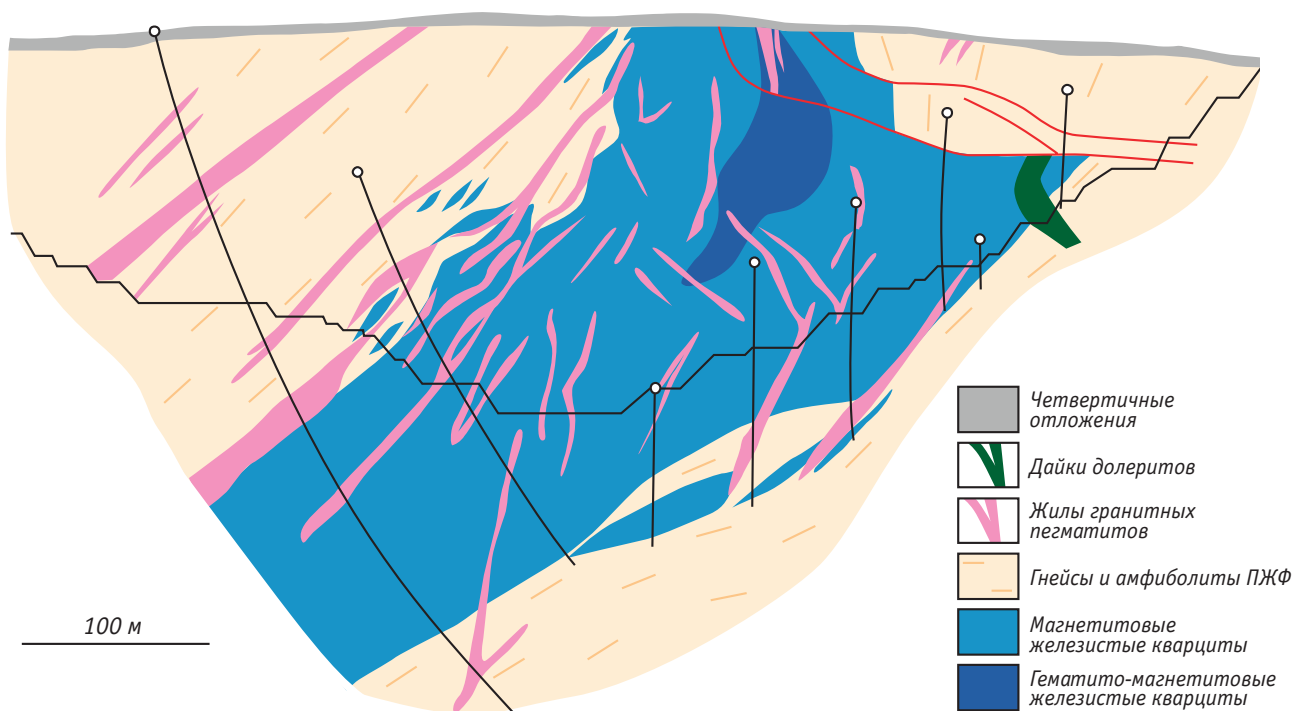


Рис. 73. Поперечный геологический разрез Оленегорского месторождения по профилю 24 [Goryainov, Ivanuk, 1998]

Таблица 9. Теоретический (средний) состав пород разреза Оленегорского железорудного месторождения (см. [рис. 75](#))

Порода	Si	Ti	Al	Fe ³⁺	Mg	Ca	Na	K	P	S
Роговообманковые и жедритовые амфиболиты	54,78	0,5	16,01	2,52	4,82	5,7	6,3	1,27	0,1	0,21
Лептитовые и нодулярные гнейсы	62,1	0,21	17,75	1,68	3,7	1,19	4,7	3,32	0,05	0,14
Биотитовые гнейсы	58,38	0,32	16,65	1,85	3,63	3,62	5,92	2,78	0,08	1,05
Железистые кварциты	56,15	0,02	1,18	19,04	3,73	3,63	0,22	0,14	0,07	0,13

100–150 м. Это ускользнуло от разведчиков, а соответственно, и от проектировщиков, вследствие чего контуры карьера оказались в критической близости к промплощадке, сооруженной на надвинутом на рудное тело гнейсовом блоке. Надвиگی локализованы исключительно в головной части тела, – их нет глубже 100 м от поверхности. При этом они строго “привязаны” к рудному телу, будучи морфологически выраженными либо в его пределах, либо в самой непосредственной близости от него. Удивительно и то, что надвиگی никогда не выходят за висячий контакт, и даже, кажется, никогда к нему не примыкают. Их крутая листрическая часть “взмывает” к поверхности еще в пределах рудного тела.

Само рудное тело, имеющее узнаваемый контур дисимметричной линзы, комплектуется из отдельных линз железистых кварцитов, а те в свою очередь, – из еще меньших линз. Внутрирудные линзы разделены не только гнейсовыми интервалами, но и жилами, прежде всего, пегматитовыми. Последние тяготеют к приповерхностной части рудного разреза, заметно сгущаясь у висячего контакта. Вместе с тем, рудное тело Оленегорского месторождения является много более компактным, чем Кировогорское, что и определяет его фрактальную размерность ${}^3D_M = 2,8$, наиболее близкую к топологической размерности $D_T = 3$ из всех месторождений региона.

Различие геохимических переменных между разными типами пород полосчатой железистой формации существенно превышает колебания переменных внутри одного типа пород [Иванюк, 2003]. Поэтому для модельного эксперимента по исследованию корреляции степени неоднородности и вероятности рудоносности было вполне достаточным использовать средний (теоретический) состав пород. Исходя из этого, был построен «виртуальный» геохимический профиль через восточный фланг Оленегорского железорудного месторождения по профилю 12 [Горяинов, 1976] ([рис. 75-76](#)). Это делалось следующим образом: по дневной поверхности разреза, показанного на [рис. 75](#), проводилась линия, на которой отмечались точки через 20 метров в масштабе разреза; каждой точке присваивалось значение среднего химического состава той породы, на которой она находилась. Всего в «виртуальном» геохимическом опробовании оказалось 70 точек. Теоретический (средний) химический состав пород разреза Оленегорского месторождения приведен в [таблице 9](#) [Иванюк, 2003]. При анализах использовались значения десяти элементов: Si, Ti, Al, Fe³⁺, Mg, Ca, Na, K, P, S.

Чтобы подчеркнуть независимость метода от каких-либо генетических концепций,

Таблица 10. Результаты факторного анализа по «виртуальному» геохимическому разрезу, профиль 12, Оленегорское месторождение (жирным шрифтом выделены значения факторных нагрузок $>|0,62|$).

Элемент	Компонента 1	Компонента 2
Si	-0,987120	0,135412
Ti	0,841679	0,538938
Al	-0,178971	0,981696
Fe ³⁺	0,085770	-0,977547
Mg	0,925657	0,193176
Ca	0,991452	0,032114
Na	0,451738	0,866061
K	-0,880178	0,453838
P	0,980745	0,045930
S	-0,107827	-0,477633
Доля общей дисперсии	0,551430	0,345274

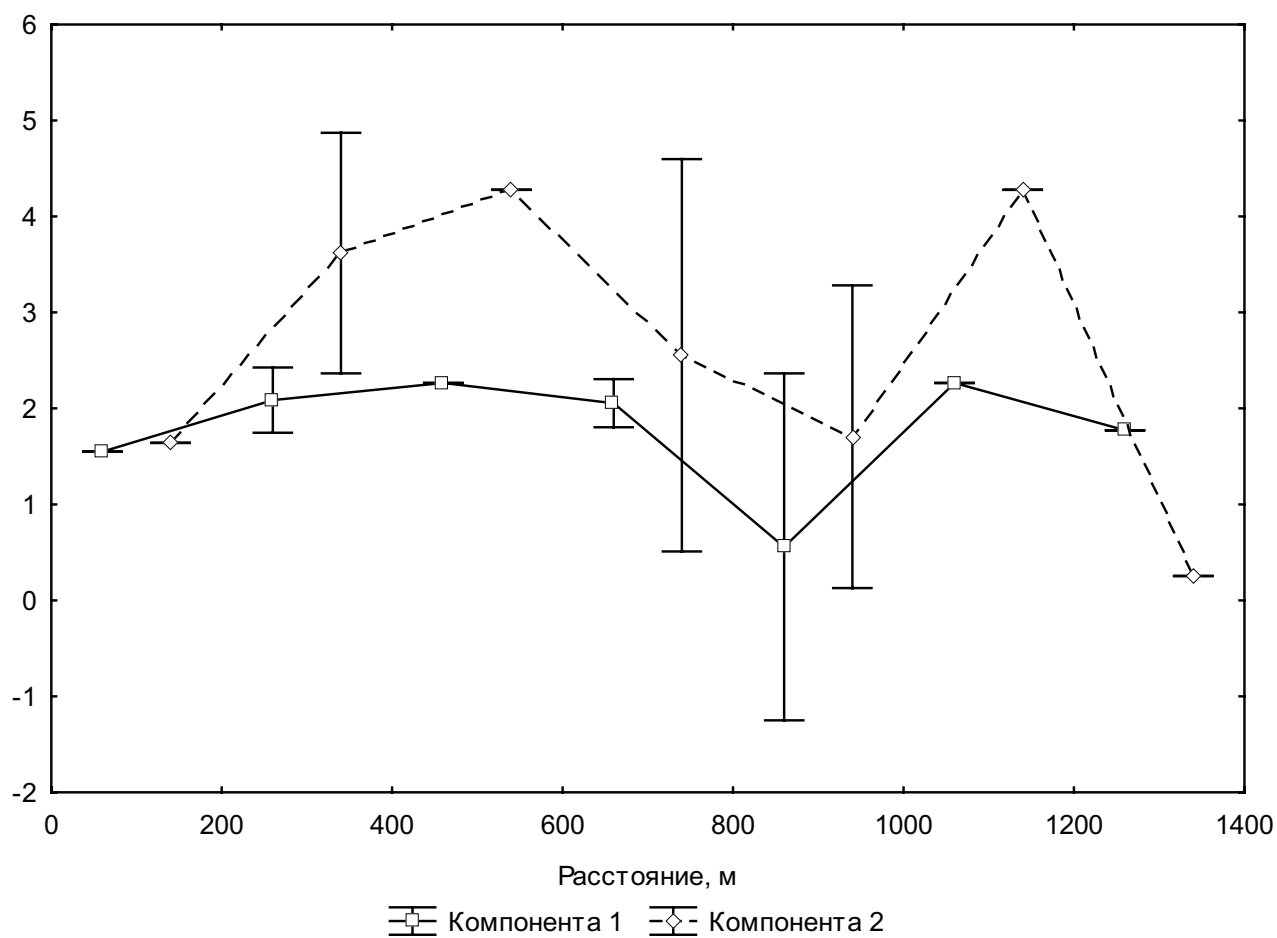


Рис. 74. Изменение первой и второй компонент факторного анализа по профилю 12 Оленегорского месторождения

а также устойчивость к ошибкам геологических построений, ошибкам интерполяции и тому подобным неточностям, и возможность использования подхода на ранних стадиях геологического изучения, был специально взят разрез, составленный более тридцати лет назад, когда еще не было данных погоризонтного инструментального изучения геометрии рудных тел до глубоких горизонтов. Этот разрез (см. [рис. 75-76](#)) составлялся на основе представления об изначально пластовом, без складок, залегании пород, которые впоследствии подверглись деструкции, смятию и метаморфизму. Автор разреза в то время придерживался деструктивно-блоковой модели строения месторождения [Горяинов, 1981], и поэтому этот разрез несколько отличается от современных разрезов (см. [рис. 73](#)), построенных с использованием погоризонтных планов, составленных при эксплуатации карьера.

Апробация метода проводилась для проверки эффективности метода для поисков железной руды. По результатам факторного анализа профиля «виртуального» геохимического опробования (метод главных компонент с нормализацией и варимаксным вращением), мы получили две компоненты с суммарным вкладом в общую дисперсию почти 90% (результаты факторного анализа см. в [табл. 10](#)). На [рис. 74](#) показано изменение по профилю первой и второй компонент факторного анализа.

Обработка данных по вышеизложенной методике позволила построить график, отражающий степень дифференцированности геохимического профиля ([рис. 75](#)). Если

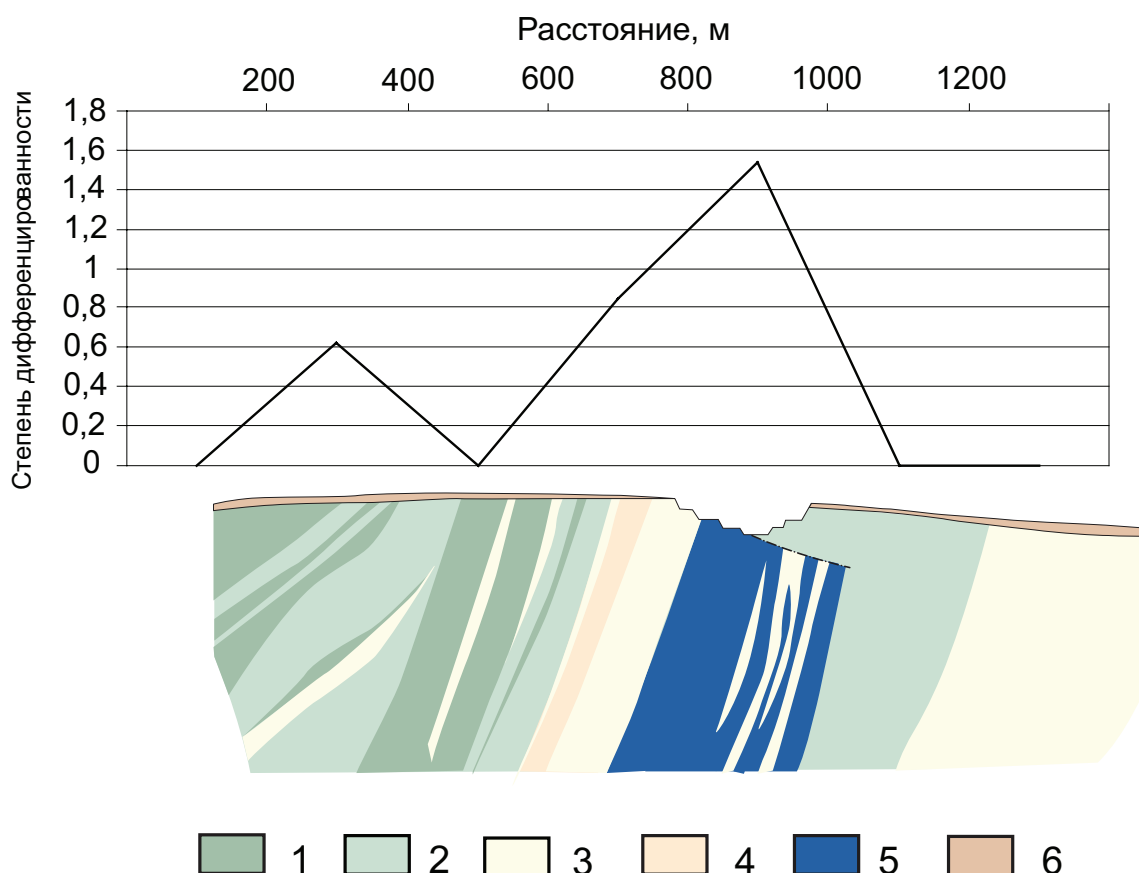


Рис. 75. Степень дифференцированности разреза Оленегорского железорудного месторождения (Кольский полуостров) [Горяинов, 1976, с упрощениями]: 1 – роговообманковые и жедритовые амфиболиты; 2 – биотит-роговообманковые гнейсы; 3 – лептиты и нодулярные гнейсы; 4 – биотитовые гнейсы; 5 – рудные тела железистых кварцитов; 6 – четвертичные образования.

сопоставить степень дифференцированности с геологическим разрезом, то становится очевидным, что абсолютный максимум вероятности оруденения приходится как раз на рудный интервал, которому соответствует участок усреднения 800-1000 м. Другой локальный максимум (участок осреднения 200-400) составляет порядка 40% от абсолютного максимума и приходится на безрудный участок. Ориентируясь на положение абсолютного максимума степени дифференцированности можно, с достаточно высокой точностью (отрезок в 200 м на местности) указать на местоположение рудного тела. Таким образом, для месторождений данного типа степень дифференцированности действительно является прямым поисковым признаком, а график степени дифференцированности комплекса можно рассматривать как график степени вероятности оруденения. Это в полной мере согласуется с выводами предыдущих исследований разреза ПЖФ [Николаев, Горяинов, 1990], исследовавших разрез других месторождений Приимандровской железорудной структуры с помощью модуля дискретности, о том, что наиболее продуктивные части разреза являются наиболее дифференцированными.

Данный метод апробировался только в отношении его возможностей выявления железорудных тел по наименее затратным материалам (использовался лишь геологический разрез и сведения о среднем составе пород, без привлечения каких-либо дополнительных дорогостоящих анализов и полевых исследований). Но на Оленегорском железорудном месторождении имеется и другой тип полезных ископаемых – благороднометалльная (преимущественно золото) минерализация. Выявление этой минерализации проводилось с помощью метода многомерных фазовых траекторий. Последовательное использование методов для выявления оруденения различных типов и масштабов соответствует общепринятой схеме последовательной детализации поисковых работ. Следующий раздел и является примером такой детализации, указывая на еще более упорядоченные узлы в рамках выявленных на предыдущей стадии перспективных узлов.

5.2.3. Выявление коренного благороднометалльного оруденения в пределах Оленегорского железорудного месторождения.

С Оленегорским месторождением, как и со многими месторождениями полосчатой железорудной формации, связан «загадочный» тип рудопоявлений, ранее неизвестный в коренном залегании. Предположительно это бескорневые золоторудные жилы. Самородное золото постоянно присутствует в тяжелой фракции отсадки Оленегорского ГОКа, состоящей из доизвлекаемого таким путем гематита [Голиков и др., 1999; Иванюк и др., 1999; Шелехов и др., 2000], хотя до последнего времени не были известны не только потенциально золотоносные участки, но и тип пород, с которым оно связано.

Подобно содержанию большинства микроэлементов за исключением германия, концентрация серебра в рудных разновидностях пород ПЖФ находится на уровне кларка по земной коре и лишь в гнейсах и амфиболитах возрастает до величины 2-3 кларков. Отсюда, казалось бы, явно следует, что наиболее перспективными в отношении этих металлов породами являются различные гнейсы и амфиболиты, особенно их обогащенные сульфидами

разновидности. Однако самое тщательное изучение этих пород на предмет выявления золотосеребряной минерализации в коренном залегании так и осталось безрезультатным, – в то время как Оленегорский ГОК успешно получал золоторудный концентрат в процессе передела гематито-магнетитовых руд (Оленегорское месторождение является одним из трех разрабатываемых месторождений с гематито-магнетитовыми железистыми кварцитами; с целью доизвлечения немагнитного гематита хвосты магнитной сепарации направлялись на гравитационные столы, где попутно с гематитом и были получены обогащенные до 40 г/т концентраты золота).

Ясно, что для поиска конкретных рудопроявлений золота необходимы достаточно масштабные геохимические работы, но для выявления наиболее вероятного места оруденения, скажем, в зональной толще пород ПЖФ можно использовать и средний состав соответствующих пород на данном месторождении. В качестве модельного объекта для такой оценки мы взяли один из известных разрезов Оленегорского месторождения (ЮВ фланг, профиль 12 [Горяинов, 1976], **рис. 76**), на котором провели имитацию геохимического опробования по нерегулярной

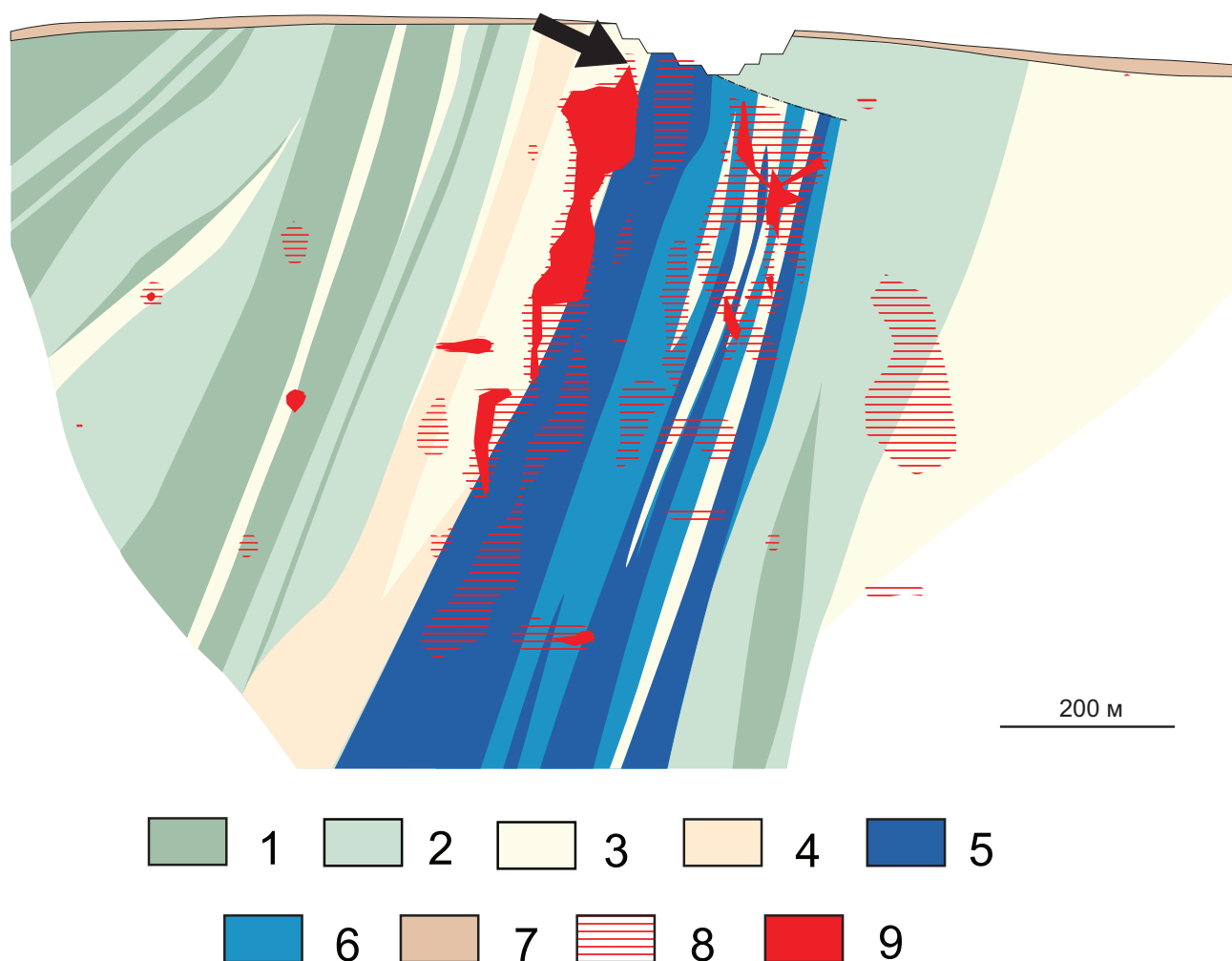


Рис. 76. Участки, перспективные на благороднометалльное оруденение, выделенные с помощью метода многомерных фазовых траекторий в разрезе Оленегорского железорудного месторождения (Кольский полуостров) [Горяинов, 1976, с упрощениями]. 1 – роговообманковые и жедритовые амфиболиты; 2 – биотит-роговообманковые гнейсы; 3 – лептиты и нодулярные гнейсы; 4 – биотитовые гнейсы; 5 – гематит-магнетитовые и магнетитовые железистые кварциты; 6 – сульфидно-магнетитовые железистые кварциты; 7 – четвертичные образования; 8 и 9 – перспективные участки: 8 – менее, 9 – более перспективные. Стрелкой обозначено место отбора проб, содержащих благороднометалльную минерализацию.

сети с интервалом от 20 м в зонах частой перемежаемости пород (вблизи и внутри рудной зоны) до 100 м на периферии, подобно тому, как был проведен «виртуальный» геохимический профиль при изучении степени дифференцированности геохимического поля (раздел 5.2.2). Каждой точке присваивался средний состав соответствующей породы на Оленегорском месторождении. Обработав методом многомерных фазовых траекторий результаты этого «виртуального» геохимического опробования, мы в итоге получили картину перспективности разреза (см. рис. 76).

Наиболее перспективные участки оказались приурочены, главным образом, к контакту железистых кварцитов с покрывающими нодулярными гнейсами и лептитам. По сути, они фиксируют отмечаемую многими исследователями [Жданов, Малкова, 1974; Горяинов, 1976; Иванюк и др., 1999] зону развития рудных и безрудных скарноидов, площадных апогнейсовых метасоматитов и низкотемпературных гидротермальных жил [Иванюк и др., 2001]. Заметим, что составы вышеперечисленных пород мы в рассматриваемую модель не закладывали, так что положение метасоматитов было выявлено по пространственному соотношению только главных пород ПЖФ.

Ограничив область поиска вышеперечисленными метасоматитами и сосредоточив особое внимание на рудных сульфидсодержащих скарноидах, мы уже в первых шести из восьми образцов из сборов 20-летней давности обнаружили множество минералов золота, серебра и висмута, неизвестных до этого на месторождениях ПЖФ Кольского полуострова [Калашников и др., 2007]. В целом же благороднометальное оруденение зафиксировано в 70 % изученных образцов рудных сульфидсодержащих скарноидов, причем во всех этих образцах набор рудных минералов и породообразующих силикатов в корне отличается от характерной для жильного золота ассоциации. Благороднометальное оруденение представлено следующими минералами: электрум, аурикуприд, гессит, волынскит, кервеллеит, акантит и др. (рис. 77).

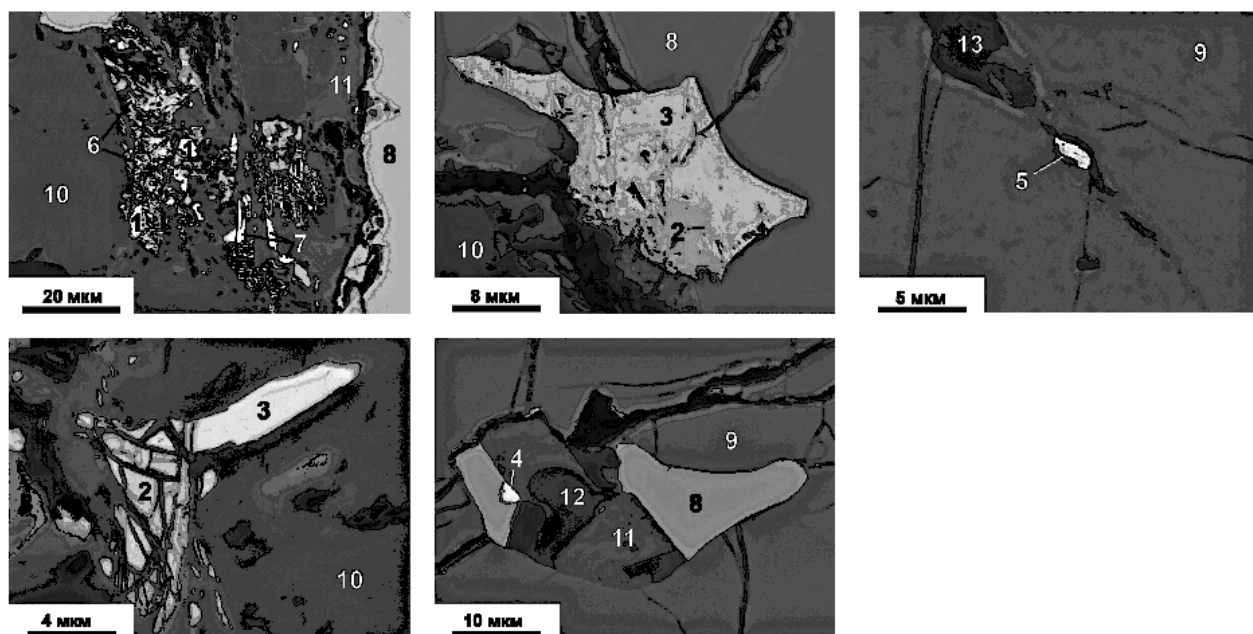


Рис. 77. Минералы золота и серебра, обнаруженные в пределах перспективного участка, выделенного методом многомерных фазовых траекторий (см. рис. 76): 1 – гессит, 2 – фаза Ag_3Te , 3 – волынскит, 4 – кервеллеит, 5 – электрум, 6 – алтаит, 7 – цумоит, 8 – пирротин, 9 – кальциевый альмандин, 10 – ферропаргасит–алюмино-феррочермакит, 11 – гриналит, 12 – шамозит, 13 – кальцит [Базай, Иванюк, 2006].

Таким образом, выявление ранее неизвестной зоны коренного оруденения благородных металлов оказалось не только весьма успешным, но и несопоставимо менее затратным по сравнению с любыми другими подобными работами. Проведенная работа дала возможность дать рекомендации по постановке дальнейших работ по локализации благороднометальной минерализации: проведение реального геохимического опробования по поверхности для выявления распределения минерализации в плане и обработка результатов опробования методом многомерных фазовых траекторий с выделением перспективных узлов. Далее рекомендуется в пределах выделенных участков проведение отбора крупнообъемных проб для определения содержания благородных металлов и целесообразности их комплексной обработки; и отбор технологических проб. На основе этих работ будет возможно дать заключение о возможности и целесообразности попутной добычи золота Оленегорским ГОКом.

Эффективность применения метода многомерных фазовых траекторий для поиска благороднометальной минерализации в пределах полосчатой железистой формации подсказало идею проверки этого метода и на традиционных типах благороднометалльного оруденения, классикой которого являются месторождения и рудопроявления Забайкалья. Для апробации метода на подобных объектах были выбраны два участка детальных работ в пределах Забайкальской золотоносной провинции.

5.3. Забайкальская золотоносная провинция

Забайкальская золотоносная провинция (рис. 78) охватывает обширную территорию от восточного побережья оз. Байкал на западе и станового нагорья на севере до верховьев р. Олекма на востоке. Провинция включает в себя разновозрастные и разноформационные типы промышленных месторождений золота, относимые к образованиям байкальской, каледонской, герцинской и киммерийской эпох складчатости, а также к связанным с ними периодам тектономагматической активизации, включая и мезо-кайнозойскую. Наиболее продуктивными на золото являются герцинская и киммерийская металлогенические эпохи и мезозойско-кайнозойский активизационный этап.

В соответствии с общим структурным планом этого региона основные рудоконтролирующие элементы приурочены к сравнительно узким поясам северо-восточной ориентировки, в пределах которых золотопроявления ассоциируют с редкометалльной, полиметалльной, урановой и сурьмяно-ртутной минерализациями. Отмечаемые в этих поясах рудные узлы, как правило, имеют полиметалльное содержание. Их становление рассматривается в тесной связи с разновозрастных магматических серий, отвечающих этапности становления и развития этих подвижных поясов.

Благодаря обилию коренных месторождений и проявлений золота в провинции очень широко представлены россыпные месторождения, эксплуатируемые уже более 150 лет и по-прежнему дающие основную массу добываемого золота (более 70% всей российской добычи). Месторождения встречаются буквально по всей провинции – от бассейна р. Чикой на западе и Витимского нагорья на северо-западе (Ципиканские, Удакитские, Багдаринские россыпи)

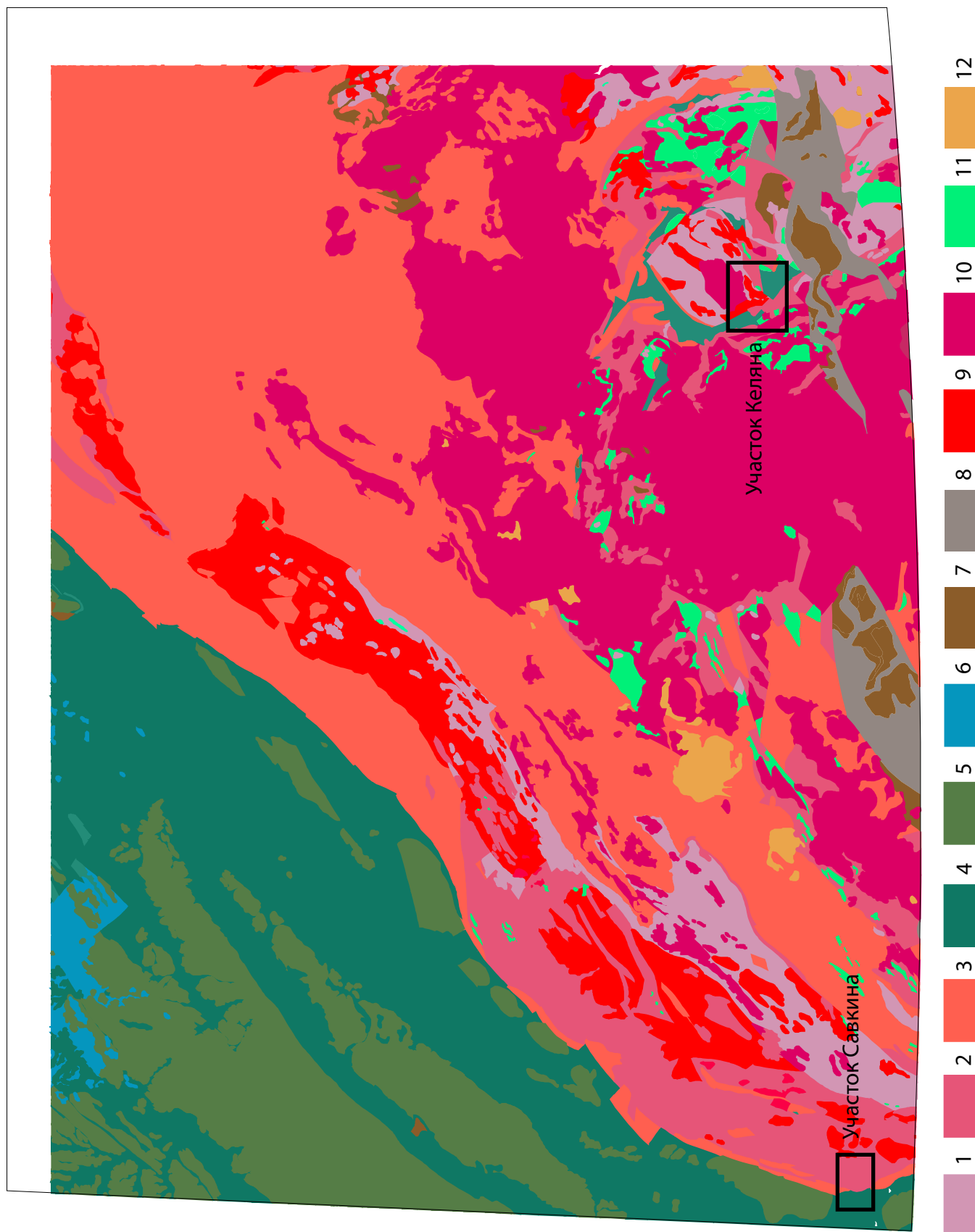


Рис. 78. Геологическая схема Забайкалья. 1 - архейский метаморфический комплекс; 2 - протерозой; 3 - рифей – венд; 4 - кембрий; 5 - ордовик; 6 - юра; 7 - верхний мел – палеоген – неоген; 8 - площади под мощным покровом четвертичных отложений; 9 - протерозойские граниты, гранодиориты, граносиениты; 10 - рифей-нижнепалеозойские граниты, граносиениты, гнейсограниты, гранодиориты; 11 - рифейские габбро, габбронориты, габбродиориты, дуниты, перидотиты; 12 - средне-верхнепалеозойские нефелиновые, лейцитовые, кварцевые сиениты, граносиениты, гранодиориты, монцониты.

до восточных районов (Нерчинские, Среднешилкские, Могочинские, Джалиндинские и др.). За столь длительный период эксплуатации были отработаны наиболее богатые тела в крупнейших месторождениях провинции (Балейско-Тасеевское месторождение и Дарсунско-Итакинская группа), и на большинстве месторождений снизилось содержание золота в руде [Недра России..., 2001]. Несмотря на это, перспективная оценка Забайкальской провинции по-прежнему остается достаточно высокой. Эти факторы делают разработку и применение новых методов прогноза и поиска эндогенных месторождений в пределах данной провинции весьма актуальной задачей.

5.3.1. Описание участков детальных работ

Исследовались два детальных участка, перспективных на золото, цветные металлы и ртуть: Келяна и Савкина.

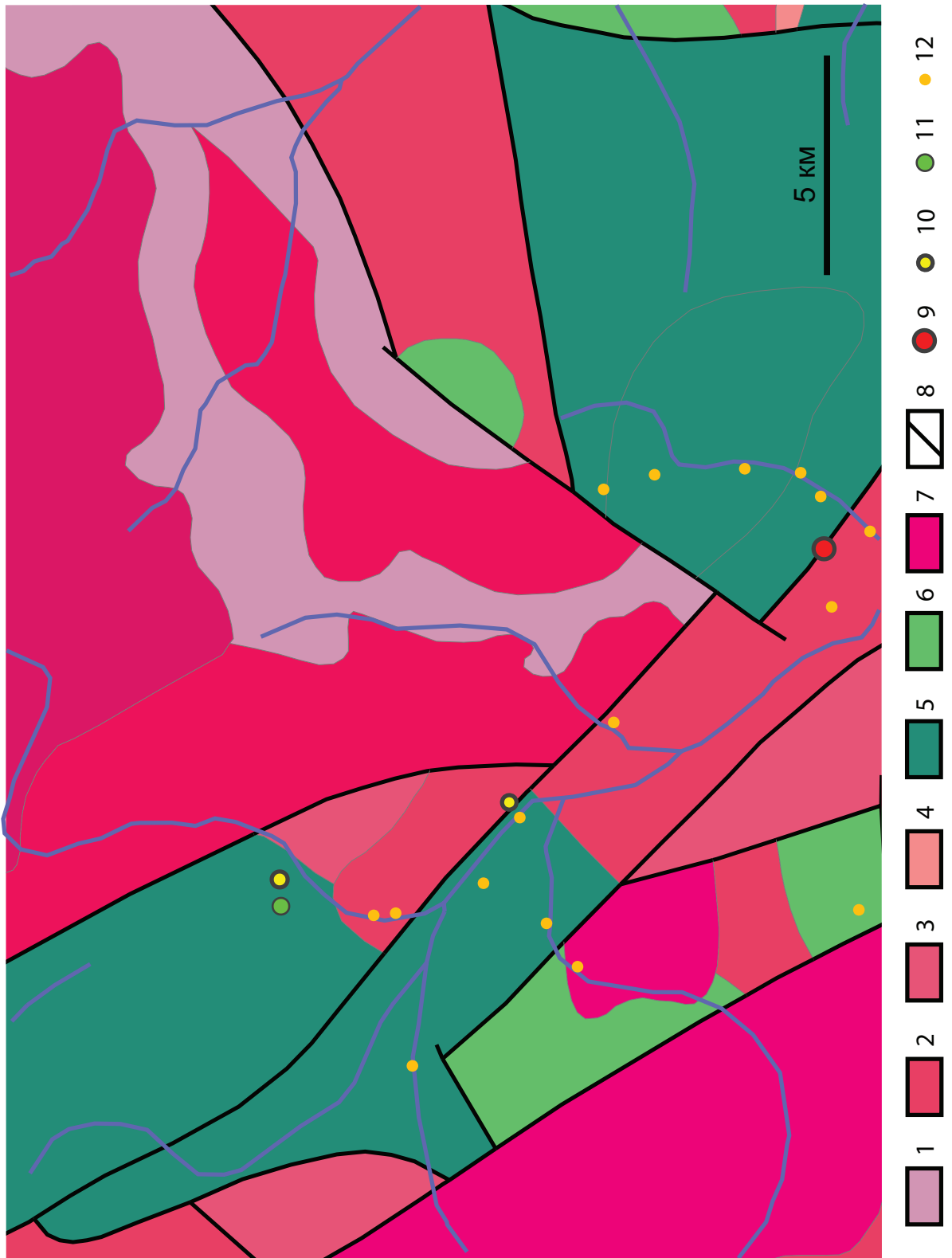
Участок Келяны ограничен координатами $56^{\circ}30' - 56^{\circ}40'$ с.ш. и $114^{\circ}34' - 114^{\circ}53'$ в.д. от Гринвича и находится в пределах северной части листа О-50-122. Он расположен на левом берегу р. Келяна, которая является левым притоком р. Муя, впадающей в Витим, в пределах южных склонов Северо-Муйского хребта и Баунтовского района Бурятии. Нижеприводимые сведения заимствованы из объяснительной записки к листу геологической карты О-50-XXXI [Геологическая карта СССР... О-50-XXXI] и самой карты.

На участке рельеф сильно расчленен и его центр находится в 30 км к северо-западу от ж.д. станции Таксимо БАМа и в 150 км к югу от Бодайбо, крупного центра добычи аллювиального золота. Наиболее древними породами являются конгломераты, песчаники, эффузивы, кварцевые порфиры, диабазы, туфы и гнейсы верхнего и нижнего протерозоя (рис. 79). Нижний и средний кембрий представлен известняками, доломитами, песчаниками и конгломератами. Породы нижнего палеозоя занимают значительную площадь, в основном, в виде биотитовых гранитов. Здесь встречаются и вулканогенные породы разного состава. Озерные, речные, галечные четвертичные отложения среднего и современного отдела находятся, главным образом, вдоль р. Келяна и ее притоков.

Древние разломы приурочены к тектонической зоне, которая проходит вдоль долины р. Келяна описываемого участка и протягивается на 80 км, переходя на территорию смежного листа при ширине 6-20 км. Разломы в зоне ориентированы субпараллельно надвигам и сбросам и были заложены еще в нижнем протерозое, неся типичные признаки глубинных разломов [Геологическая карта СССР... О-50-XXXI].

На площади листа О-50-XXXI был известен ряд приисков по разработке россыпного золота. В результате поисковых работ были выявлены коренные месторождения и рудопроявления ртути, золота, молибдена, меди, никеля, кобальта, хрома и титана. В пределах участка Келяны известно Келянское месторождение ртути, два коренных рудопроявления золота, рудопроявление меди и полиметаллов. Около ключа Золотого, являющегося левым притоком р. Келяны, найдено рудопроявление золота, которое сосредоточено в кварц-карбонатной жиле мощностью до 0,5 м. Содержание золота равно 1,2 г/т. Жила залегает в

Рис. 79. С х е м а геологического строения участка Келяна (Забайкальская золотоносная провинция). 1 – нелиндская серия AR_2nl (амфиболитовые и биотитовые сланцы, метапесчаники, мраморы, кварциты, метадиабазы, дациты, липариты), 2 – келянская серия PR_{1-1kl} (базальты, дациты, липариты, туфы, песчаники, филлиты, известняки, амфиболиты), 3 – шуминская свита $PR_{1-2шм}$ (песчаники, конгломераты, медистые аргиллиты, филлиты), 4 – маманская толща Vmm (красноцветные песчаники, аргиллиты, серые мергели и доломиты), 5 – янгудская свита E_{2jan} (доломиты), 6 – муйский комплекс ϵR_1m (габбро), 7 – муйский комплекс γR_1m (граниты), 8 – тектонические границы; 9 – 12 известные рудные объекты: 9 – Келянское месторождение ртути, 10 – коренное рудопроявление золота, 11 – рудопроявление меди, 12 – шлиховые пробы, содержащие знаки золота и киновари.



песчаниках и конгломератах нижнего кембрия. Западнее золотого рудопроявления в том же ключе Золотом в доломитах нижнего кембрия обнаружено рудопроявление меди в виде малахита и халькопирита. Содержание меди до 0,1%. Длина зоны оруденения 0,5-1,6 м при мощности 3-5 см. Южнее в 5,5 км от этого рудопроявления находится Келянское рудопроявление золота. Оно приурочено к зоне дробления, обогащенной пиритом, халькопиритом и пирротином. Эта зона прослежена на 1000 м при ширине 50-60 м. Содержание золота 0,8-1,2 г/т. На западной части участка находится Танинское полиметаллическое рудопроявление (ключ Тани, правый приток р. Келяны), которое расположено вне рекогносцировочных маршрутов.

Келянское ртутное месторождение приурочено к доломитам нижнего кембрия, где выявлено шесть рудных зон, простирающихся вдоль раздробленных пород. Их длина изменяется от 60 до 200 м при ширине от 0,3 до 5 м. Рудные минералы представлены, в основном, киноварью, второстепенное значение имеют антимонит, сидерит, пирит, сфалерит и галенит.

В бассейне р. Келяны выявлена аномалия золота по данным шлихового опробования. Золото в шлихах встречается в виде знаков и единичных знаков [Фурсов, 2007].

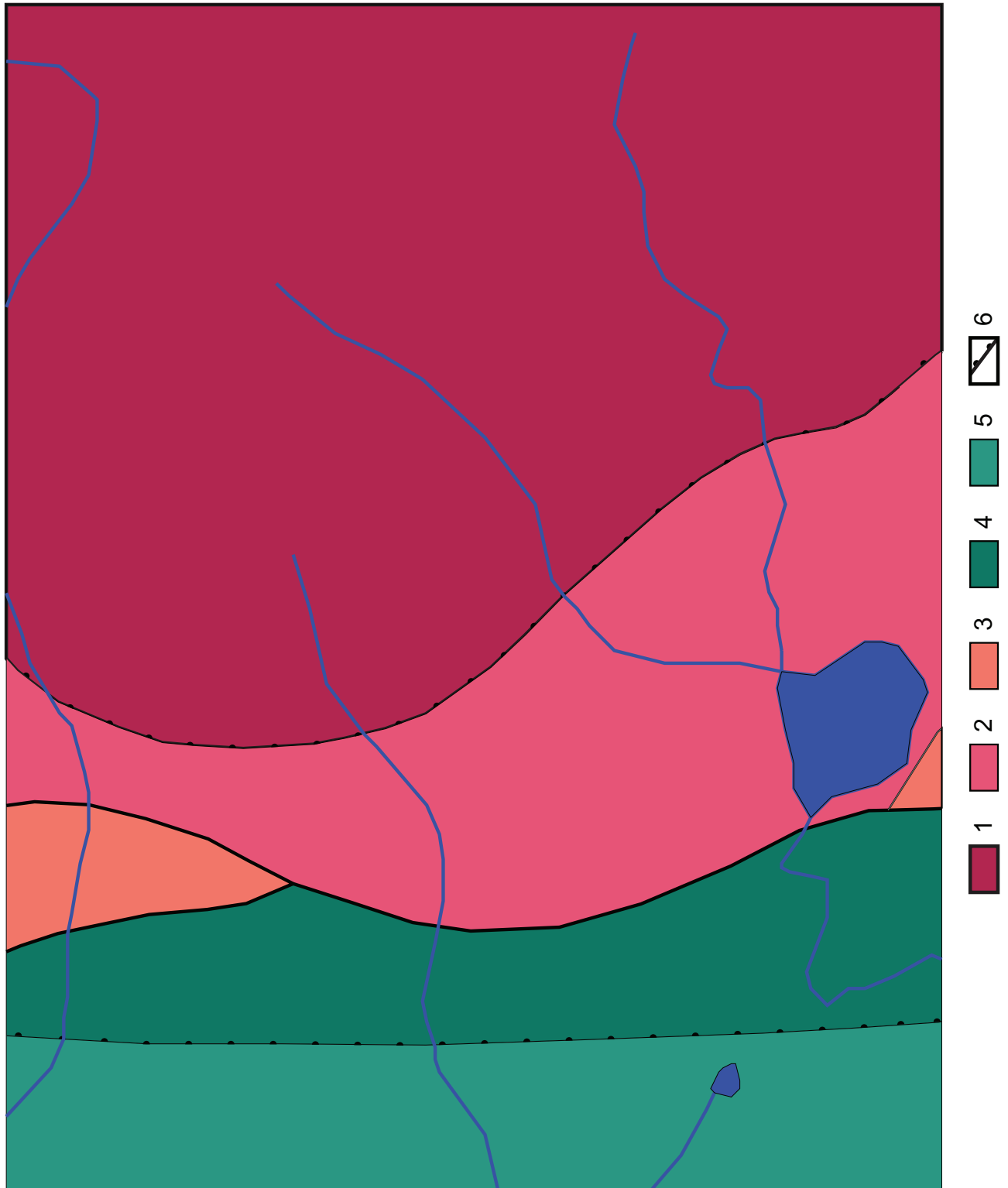
Из 37 химических элементов, которые определялись эмиссионным спектральным анализом, было изучено поведение 24 элементов: Ag, Ba, Be, Ce, Co, Cr, Cu, Ga, Ge, La, Li, Mn, Mo, Nb, Ni, P, Pb, Sc, Sn, Sr, Ti, W, Y, Yb.

Участок рек Савкина и Кулинян (рис. 80) расположен в юго-западной части листа О-49-XXXI в северо-восточной части планшета О-50-133 и ограничен координатами $56^{\circ}10' - 56^{\circ}18'$ с.ш. и $108^{\circ}11' - 108^{\circ}30'$ в.д. от Гринвича. Он находится в междуречье р. Кулинян на севере и р. Савкина на юге в Казачинско-Ленинском районе Иркутской области.

Нижеприводимые данные заимствованы из объяснительной записки к листу геологической карты О-49-XXXI и карт полезных ископаемых и геологической [Геологическая карта СССР... О-49-XXXI.]. На участке обнажаются, в основном, песчаники, алевролиты и известняки нижнего кембрия, песчаники, алевролиты, туфы, гранит-порфиры среднего протерозоя и сиенит-порфиры среднего протерозоя. Частично эти породы перекрываются ледниковыми отложениями четвертичного возраста и современным аллювием.

Описываемый район находится в зоне сочленения краевого поднятия Байкальской складчатой области и Ангара-Ленского прогиба Сибирской платформы. На формирование тектонической структуры района, в основном, отразилось влияние нижнепротерозойского и среднепротерозойского тектоно-магматических циклов. На площади листа О-49-XXXI широко развиты разрывные нарушения, некоторые из которых сопровождаются продуктами гидротермальной деятельности: окварцеванием, флюоритизацией и карбонатизацией. Амплитуды перемещений по ним изменяются от нескольких метров до сотен метров. В пределах участка зафиксированы только многочисленные мелкие разрывы, особенно в юго-восточной его части. Вне профилей съемки находятся медное (север) и свинцово-медное (юг) рудопроявления. В шлихах выявлены знаки галенита и шеелита. Скальное медное проявление представлено редкой вкрапленностью халькопирита. Проявление Савкинское находится в брекчированных породах и представлено редкой вкрапленностью галенита, пирита и халькопирита [Фурсов, 2007] за пределами сети геохимического опробования.

Рис. 80. Схематологического строения детального участка Савкина. 1 – хибилская свита PR1-2 hb (липариты, трахилипариты, дациты, трахиты, кластолавы), 2 – умбельская свита PR1-2 um (липариты, трахидациты, трахиты, туфы, игнимбриты, аглютинаты), 3 – байкальский комплекс R2-3 bk (углистые аргиллиты, алевролиты, песчаники, известняки, доломиты, конгломераты), 4 – ангарская свита С1 ап (доломиты, известняки, соли, карбонатные брекчи), 5 – илгинская и верхоленская свиты нерасчлененные С2-3 (красноцветные мергели, карбонатные аргиллиты и алевролиты, песчаники), 6 – тектонические контакты



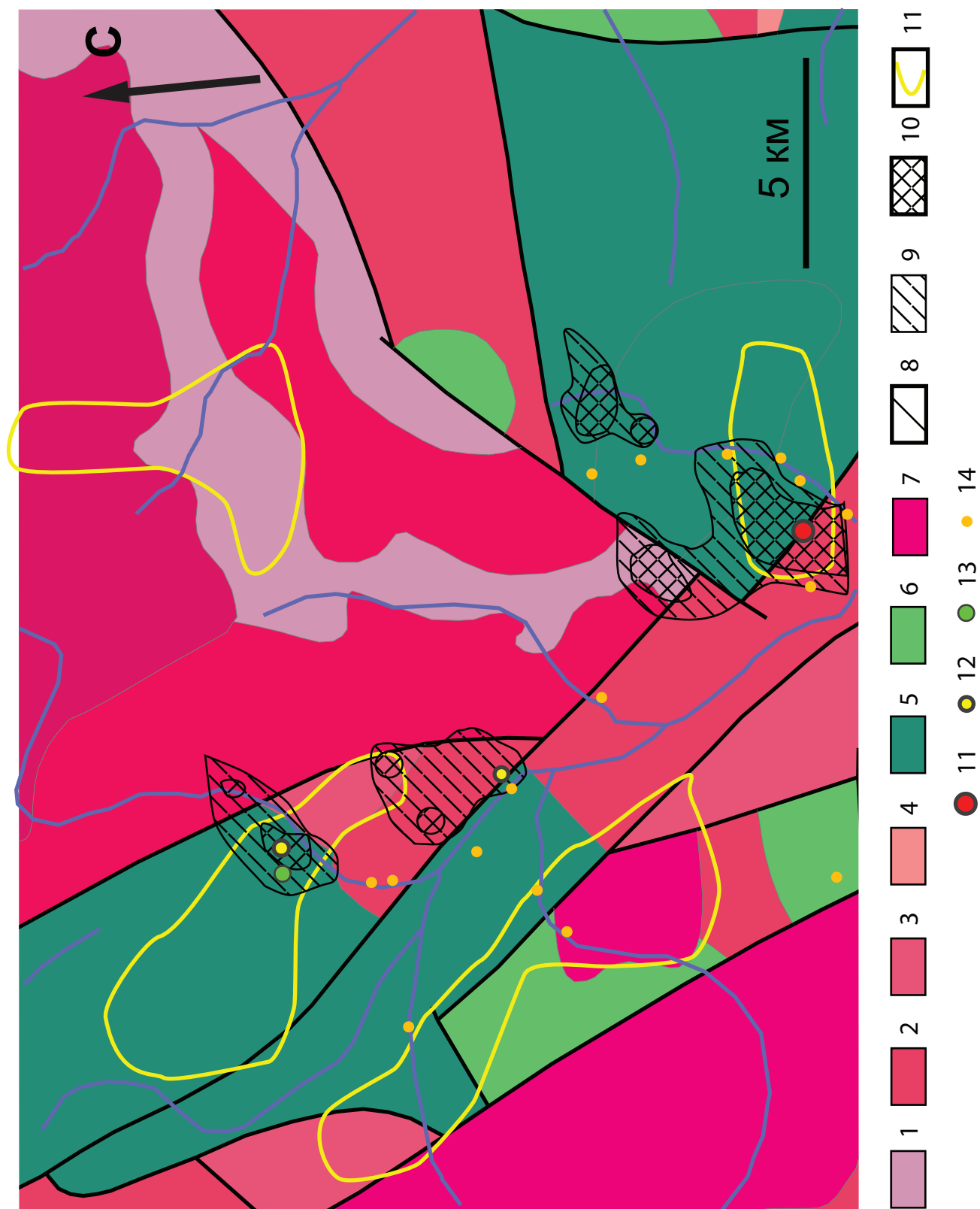


Рис. 81. Выделение перспективных площадей в пределах участка Келяна (Забайкальская золотоносная провинция) с помощью фрактального анализа рельефа и метода многомерных фазовых траекторий. Условные обозначения 1–8 и 11–14 см. на рис. 80. 9–10 – перспективные участки, выделенные с помощью метода многомерных фазовых траекторий: 9 – менее, 10 – более перспективные; 11 – перспективные участки, выделенные с помощью фрактального анализа изолиний высот.

Из 37 химических элементов, которые определялись эмиссионным спектральным анализом, было изучено поведение 24 элементов: Ag, Ba, Be, Ce, Co, Cr, Cu, Ga, Ge, La, Li, Mn, Mo, Nb, Ni, P, Pb, Sc, Sn, Sr, Ti, W, Y, Yb. Не изучались те элементы, распределение которых является равномерным или близким к нему.

5.3.2. Фрактальный анализ геоморфологических особенностей

На детальном участке Келяна (Байкальская горная система) проводилось изучение распределение фрактальности изолиний высот, результаты которого представлены на рис. 81. Основной для изучения стала топографическая карта масштаба 1:100 000. Для анализа использовались изолинии высот, проведенные через 200 м.

Карта изолиний была разбита на сеть из 100 ячеек (10x10). Фрактальная размерность этих ячеек изменялась от 1,21 до 1,31. Результаты измерения фрактальной размерности присваивались центру ячейки и затем интерполировались (линейная интерполяция). В качестве наиболее перспективных были выделены участки с фрактальной размерностью, определенной методом Минковского $D_M \geq 1,28$. В результате было выделено четыре перспективных площади. Две из четырех выделенных перспективных площадей покрыли Келянское ртутное месторождение, проявление полиметаллов и золота. Одно рудопроявление золота не вошло в перспективные площади. Кроме того, выделены две площади, на которых нет известных проявлений, но, учитывая то, что на участке Келяна существует перспектива выявления новых проявлений,

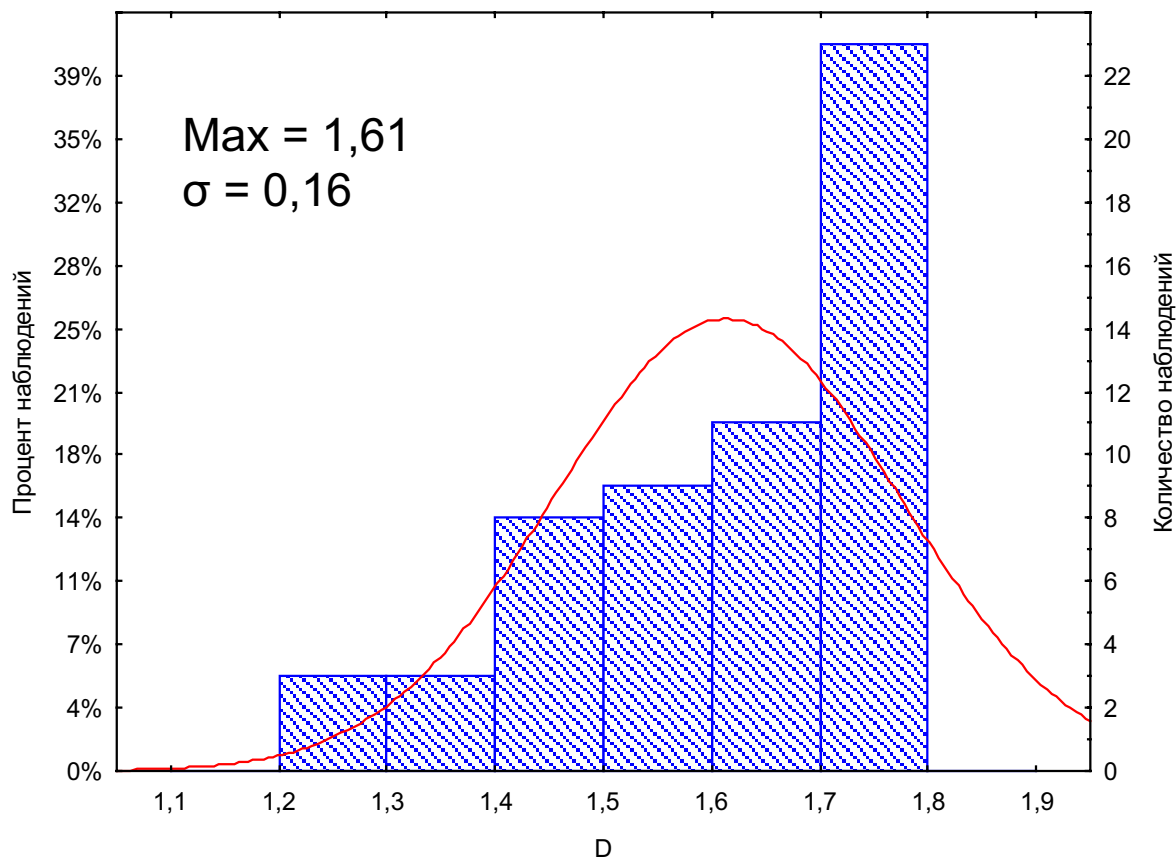


Рис. 82. Гистограмма распределения значений фрактальных размерностей фотона (участок Савкина в пределах Забайкальской золотоносной провинции, см. рис. 80 и 83).

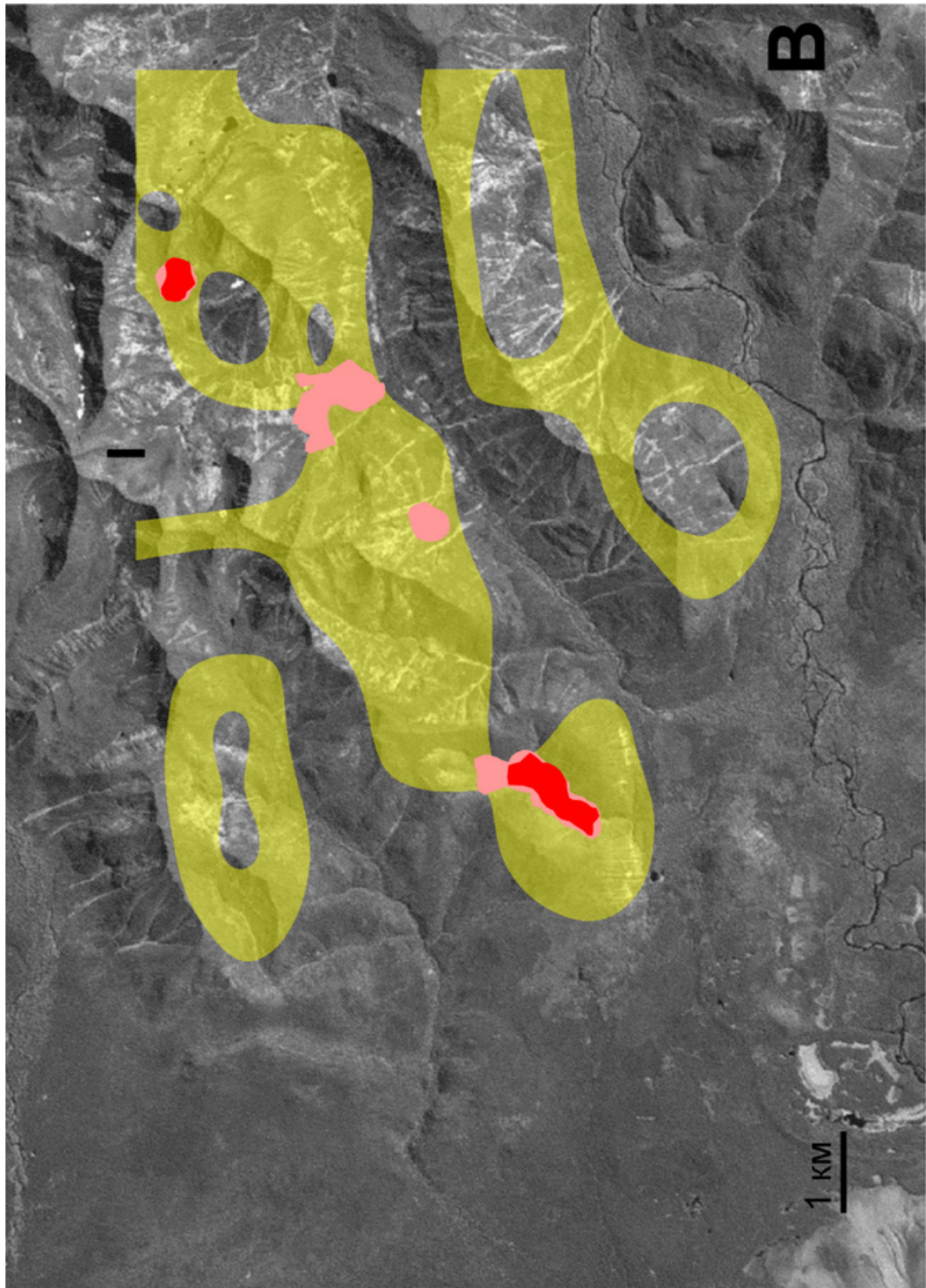


Рис. 83. Выделение перспективных площадей в пределах участка Савкина (Забайкальская золотonosная провинция) с помощью фрактального анализа рельефа и метода многомерных фазовых траекторий. Оттенками красного – перспективные площади, выделенные на основе анализа геохимических данных с помощью метода фазовых траекторий (более интенсивный цвет соответствует более высокой перспективности)

рудопроявлений золота, о чем говорят знаки золота в шлихах, можно рекомендовать две последние площади для более детальных наземных работ.

На детальном *участке Савкина* неизвестны месторождения и рудопроявления, поэтому сравнение проводилось с результатами прогноза по данным геохимической съемки. На данном участке применялся II вариант метода, оперирующий с фрактальной размерностью фототона космоснимка. Снимок разбивался сетью на 100 равных ячеек (10x10), после чего методом Минковского определялась фрактальная размерность каждой ячейки и проводилась интерполяция полученных данных функцией сплайн.

Гистограмма распределения значений (рис. 82) фрактальных размерностей показала максимум нормального распределения $M = 1,61$, среднеквадратичное отклонение $\sigma = 0,16$. В соответствии с формулой (14) (см. раздел 4.3) интервал, соответствующий рельефу с наибольшей фрактальной размерности:

$$D_n \in 1,61 \pm 0,16/2$$

$$D_n \in [1,53; 1,69]$$

Этот интервал был выделен на интерполяционной схеме и совмещен с космоснимком территории (рис. 83). На рис. 83 показаны результаты изучения фрактальности фототона космоснимка также и перспективные площади, выделенные по геохимическим данным с помощью метода фазовых траекторий [Калашников, 2008; Калашников и др., 2007]. Как видно, последние полностью вошли в перспективные участки, выделенные по результатам исследования рельефа.

5.3.3. Метод многомерных фазовых траекторий

Применение метода на участке Келяна показало, что участок с наиболее интенсивной заливкой четко показывает на месторождение ртути (см. рис. 81). Менее интенсивные участки показывают на рудопроявления цветных металлов, а также указывают на перспективные для дальнейшего изучения участки.

Результаты применения метода на участке Савкина показали хорошую сходимость с результатами метода фрактального анализа распределения альбедо, проведенного нами ранее [Калашников, 2008а], несмотря на то, что первый метод основан на анализе геохимического поля, а второй – на анализе отражения геоморфологических особенностей (см. рис. 83).

5.4. Поиски минерализации элементов платиновой группы и золота на детальном участке в пределах Кольской платиноносной провинции

Апробация проводилась на одном из детальных участков, перспективном на элементы платиновой группы. Участок располагается в восточной части Восточно-Панского массива. Его опосредованное исследование производится ООО «Кольская горно-геологическая компания», являющейся

дочерним предприятием корпорации Puma Minerals по лицензии на участки «Восточный Панский» и «Кукша». Результаты геохимического опробования и бурения любезно предоставлены автору главным геологом ООО «Кольская горно-геологическая компания» к.г.-м.н. А.А. Калинин.

Панский расслоенный ультрамафит-мафитовый интрузив является крупнейшим в Кольской платиноносной провинции. Панский массив относится к раннепротерозойской перидотит-пироксенит-габброноритовой формации. Комплекс прорывает архейские гнейсы и щелочные граниты и в свою очередь перекрывается основными вулканитами зоны Имандра-Варзуга. Возраст комплекса 2487 ± 10 млн. лет. [Казанов, Калинин, 2008]. Массив Панских тундр разобран поперечными разломными зонами на три блока (с запада на восток): Ластьявский, Западно-Панский и Восточно-Панский. Массив имеет плитообразную форму, вытянут в юго-восточном направлении на 60 км, имеет ширину от 0,5 до 6-7 км, общую площадь – около 250 км^2 (рис. 84). Падение массива юго-западное под углом $40-60^\circ$, к восточному флангу углы падения увеличиваются. Контакты с вмещающими породами – тектонические. По своему составу породы Панского массива образуют сингенетический ряд от перидотитов до габбро. Основную массу составляют габбронориты, различающиеся количественными соотношениями породообразующих минералов и структурно-текстурными особенностями. Отличительной особенностью геологического строения массива Панских тундр является наличие в его разрезе двух горизонтов расслоенных пород: Нижнего и Верхнего рудных горизонтов, сложенных габброноритами, норитами, пироксенитами, анортозитами, троктолитами и оливинсодержащими габбро. Их значение определяется тем, что они являются маркирующими элементами толщи массива и то, что к ним приурочена представляющая наибольший интерес сульфидная медно-никелевая минерализация и связанное с ней платинометальное оруденение. В обобщенном виде разрез массива выглядит следующим образом (снизу вверх):

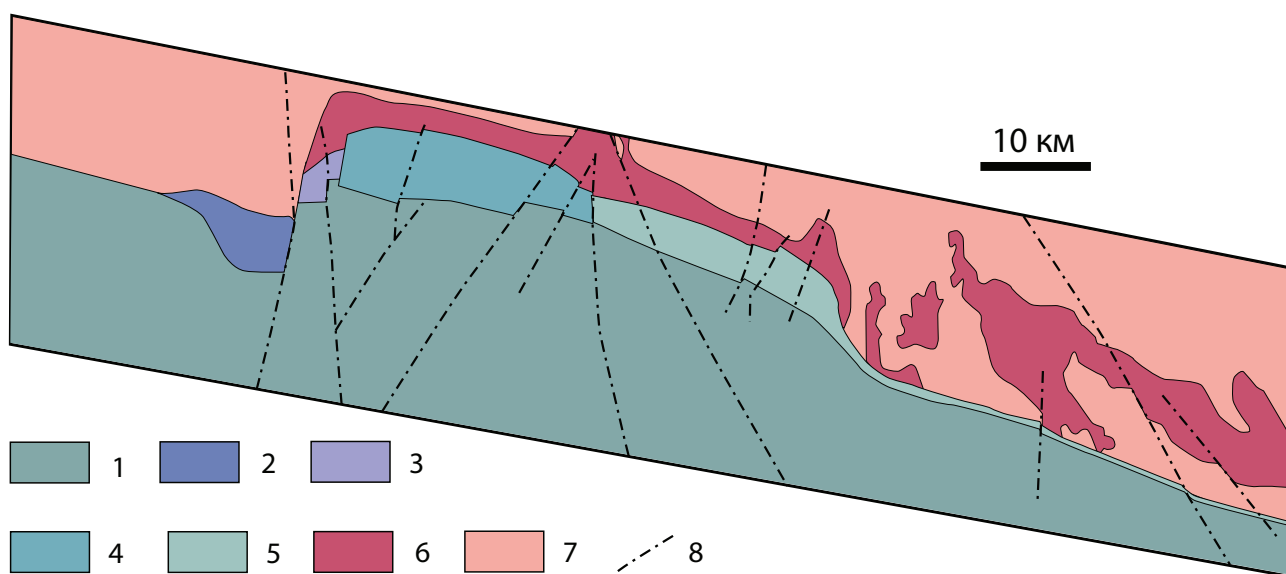


Рис. 84. Геологическая схема Федоро-Панского интрузивного комплекса. 1 – вулканогенно-осадочные образования Имандра-Варзугской структурной зоны, $>2424 \pm 5$ млн. лет; 2–5 – Федорово-Панский интрузивный комплекс, 2487 ± 10 млн. лет: 2 – Федорова тундра, 3 – Ластьявр, 4 – Западно-Панский массив, 5 – Восточно-Панский массив; 6 – позднеархейские щелочные граниты, 2654 ± 5 млн. лет; 7 – граниты и гранито-гнейсы Кольского метаморфического комплекса, 2724 ± 49 млн. лет; 8 – разрывные нарушения [Казанов, Калинин, 2008].

- Краевая зона (50-60 м), сложенная интенсивно метаморфизованными габброидами;
- Норитовая зона (40-50 м), состоящая, в основном, из норитов с подчиненным количеством плагиопироксенитов;

- Габброноритовая зона (до 4000 м) сложена, главным образом, габброноритами с различной зернистостью, текстурой и варьирующими соотношениями кумулусных минералов. В строении зоны выделяют три подзоны: нижняя, центральная и верхняя. Нижняя подзона имеет постепенный переход от нижележащей норитовой зоны и сложена мезократовыми трахитоидными габброноритами. Завершается нижняя подзона Нижним расслоенным горизонтом (50-100 м), сложенным контрастно переслаивающимися габброноритами, норитами, пироксенитами с прослоями лейкогаббро и анортозитов. С этим горизонтом связано платинометальное оруденение. Центральная подзона (2000-2150 м) представлена в основном массивными габброноритами и магнетитовыми габбро (до 10 об. % магнетита). Верхняя подзона (400-800 м) сложена массивными габброноритами и включает Верхний расслоенный и Оливиновый горизонты, контролирующие платинометальное оруденение.

- Зона крупнопятнистых габбро (до 1200 м) завершает разрез [Карпов, 2004].

Морфологически *Восточно-Панский блок* представляет собой пластинообразное тело, постепенно выклинивающееся в восточном направлении и погружающееся в юго-западном

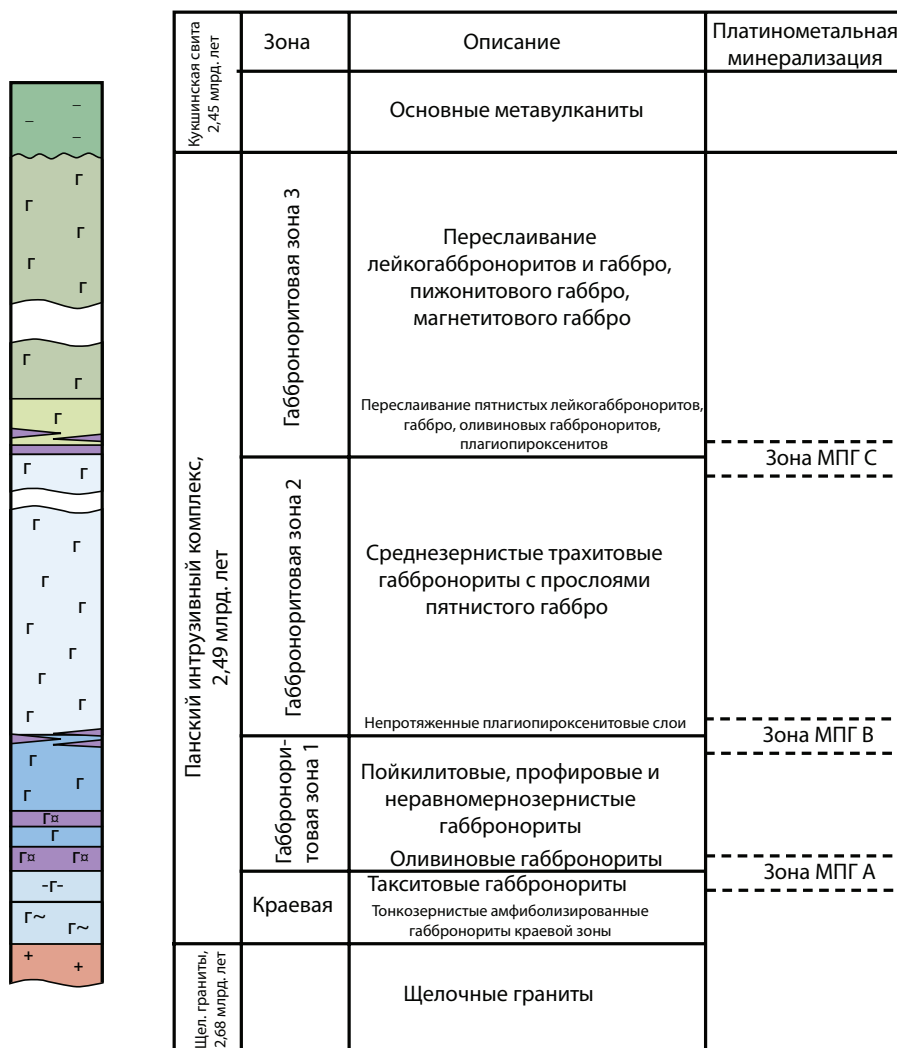


Рис. 85. Магматостратиграфическая колонка Восточно-Панского базитового массива [Казанов, Калинин, 2008].

направлении. Протяженность его около 30 км, ширина от 3-4 км на западном фланге до первых сотен метров на восточном. Северный тектонический контакт массива со щелочными гранитами, а в самой крайней восточной части с гнейсами и гранитогнейсами крутой, до вертикального. Южный контакт более пологий, до 40°. Угол падения расслоенности, согласной с нижним (северным) контактом, изменяется от 50-60° в западной части блока до 80° в восточной. Южным тектоническим контактом расслоенность массива срезается.

Восточно-Панский блок характеризуется весьма низкой степенью обнаженности. Имеющиеся геологические материалы показывают, что наиболее распространенными породами являются габбро и лейкогаббро, которые слагают не менее 50-60% всего разреза. Несколько меньше развиты различные габброиды. Примерно 5-10% приходится на оливинсодержащие породы. В незначительном количестве здесь развиты пироксениты, нориты, анортозиты и пегматоидные габброиды. Магматостратиграфическая колонка Восточно-панского блока показана на [рис. 85](#).

5.4.1. Выделение перспективных площадей с помощью разработанных методов

На участке детальных работ на ЭПГ и золото в пределах Восточно-Панского блока Кольской горно-геологической компанией было проведено геохимическое опробование рыхлых отложений по сети с различной густотой точек опробования ([рис. 86](#) и [87](#)). Участок опробовался с разной детальностью: в северной части проводилось детальное опробование (профили 262–320) с расстоянием между профилями 100 и 50 (участок сгущения сети на севере, профили 267–274) метров. В центральной и южной части проходились серии из трех профилей с расстоянием между профилями в пределах серии около 100 м и расстоянием между сериями профилей от одного до двух километров (профили 340–402). Отбор проб по профилю производился с интервалом 20 м, за исключением северной части (участок сгущения сети опробования), где интервал опробования по профилю составил 10 м. В отобранных пробах определялось содержание 20 элементов: P, Ti, V, As, Sb, W, Sn, Bi, Mo, Pb, Zn, Ag, Mn, Cr, Ni, Cu, Co, Sc, Pt, Pd.

Эти результаты обрабатывались с помощью метода многомерных фазовых траекторий и метода, основанного на изучении степени дифференцированности геохимического поля. Для обработки были выбраны 10 элементов, демонстрирующие заметную изменчивость в пределах участка работ: P, Ti, V, Sn, Mo, Pb, Zn, Ag, Mn, Cr, Ni, Cu, Co, Sc.

Результаты применения метода многомерных фазовых траекторий в пределах детального участка, перспективного на элементы платиновой группы и золото, представлены на [рис. 86](#). Результаты изучения степени дифференцированности геохимического поля приведены на [рис. 87](#).

На основе результатов обработки геохимических данных этими методами были рекомендованы перспективные площади для постановки дальнейших заверочных работ ([рис. 88](#)). Было выделено 4 площади с высокой перспективностью и 12 с низкой.



Рис. 86. Выделение перспективных площадей с помощью метода многомерных фазовых траекторий в пределах перспективного на платиноиды участка (Восточная Пана). Интенсивность красного цвета соответствует степени когерентности химического состава.

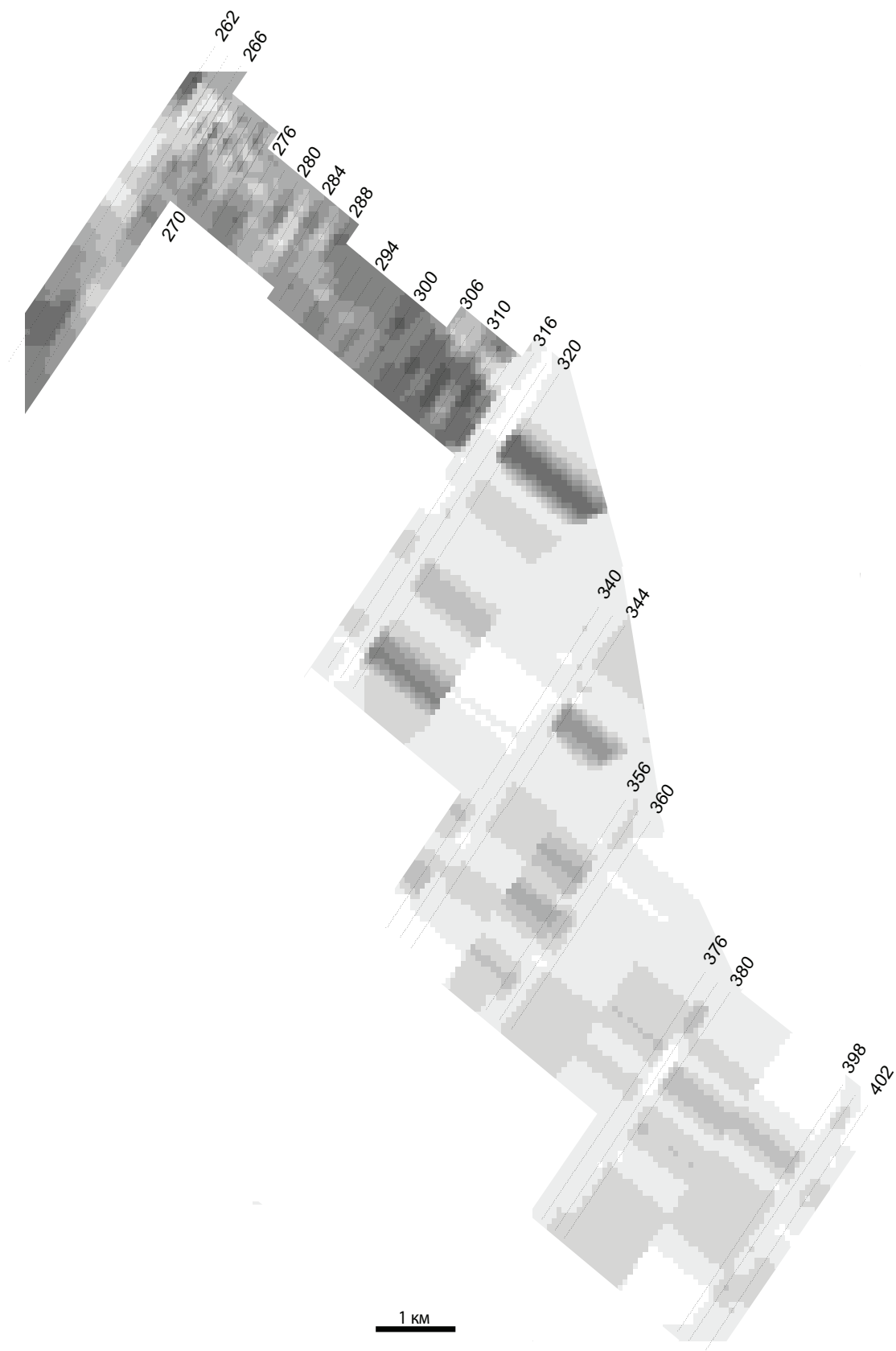


Рис. 87. Изучение степени дифференцированности геохимического поля в пределах перспективного на платиноиды участка (Восточная Пана). Интенсивность серого цвета соответствует степени дифференцированности геохимического поля.

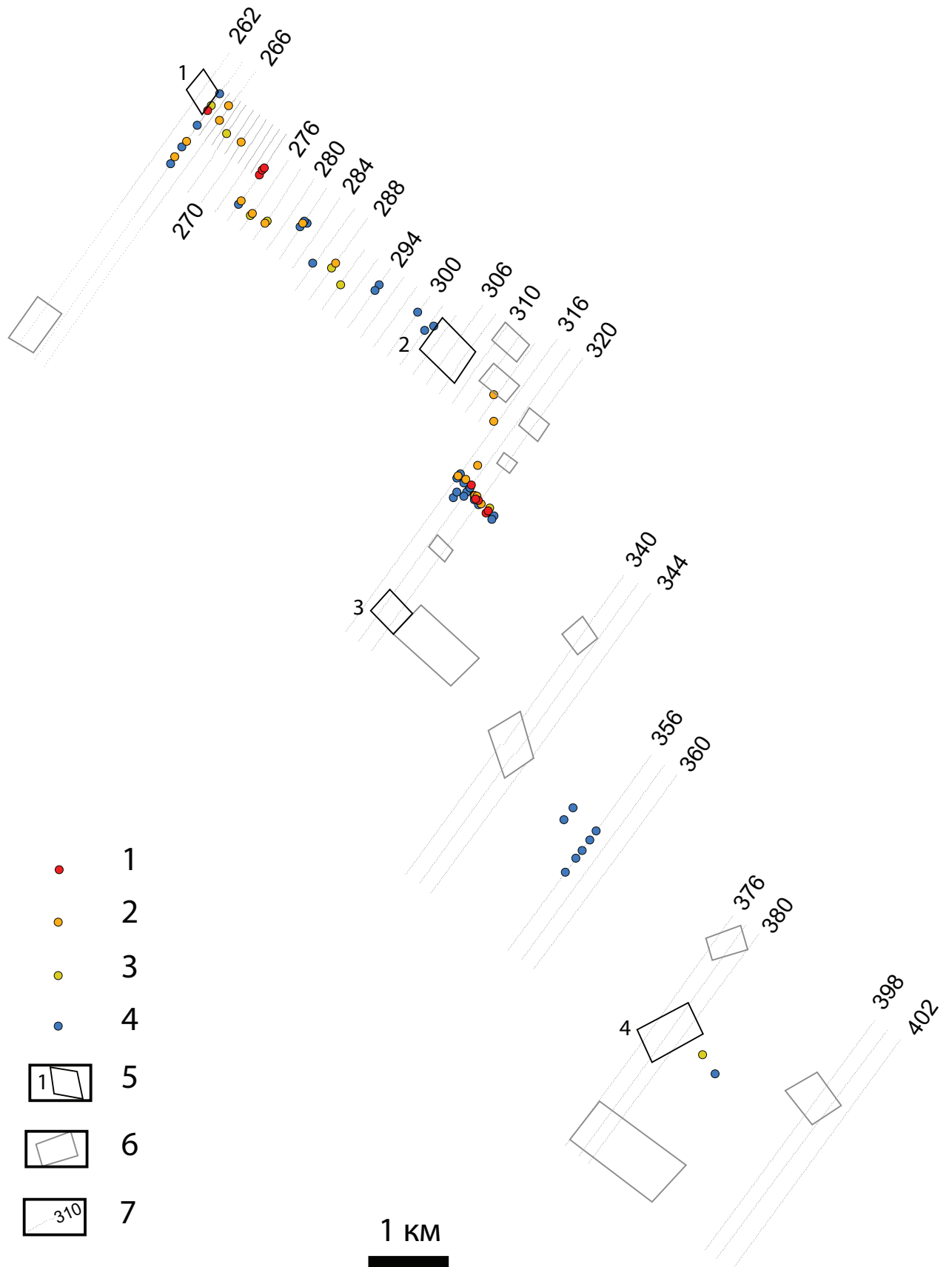


Рис. 88. Перспективные площади, рекомендуемые для постановки последующих заверочных работ. 1–3 – скважины с минерализацией PGE+Au: 1 – более 5 г/т, 2 – от 1 до 5 г/т, 3 – от 0,5 до 1 г/т; 4 – скважины без минерализации PGE+Au; 5–6 – выделенные перспективные площади для постановки заверочных работ: 5 – более перспективные, 6 – менее; 7 – геохимические профили и их номера.

Как видно на **рис. 88**, к сожалению, ни одна из ранее пробуренных скважин не попала в выделенные площади. Тем не менее, можно увидеть, что скважины с минерализацией ЭПГ и Au вплотную подходят к границам площади №1, и намечается тенденция увеличения содержания полезной минерализации при приближении к площади №4.

В середине профилей №318–320 наблюдается скопление скважин с достаточно высоким уровнем полезной минерализации, однако методы фазовых траекторий и дифференцированности геохимического поля не обозначили эту область как высокоперспективную. Это наблюдение можно интерпретировать, что площади №2–3, располагающиеся вблизи этой зоны, могут обладать еще большей степенью минерализации ЭПГ и Au, чем участки со скважинами с минерализацией более 1 г/т.

5.5. О преимуществах предлагаемой прогнозно-поисковой технологии

Завершая описание прогнозно-поисковой технологии с примерами ее апробации, автор считает необходимым обратить внимание на возможные ограничения применения методов, условия их эффективности, а также попытаться определить их место в ряду имеющихся методик прогноза и поисков.

5.5.1. Условия и особенности применения предлагаемых методов

Применение предлагаемых методов на различных объектах выявило некоторые особенности их использования и наличие определенных требований к исходным данным. Так, для эффективности *метода, основанного на анализе степени дифференцированности геохимического поля* (см. **п. 4.2**) должны наличествовать следующие условия:

- геологическая система должна нести признаки самоорганизации;
- применение метода возможно для исследования профилей либо площадные исследования с равномерной сетью опробования; анализ данных геохимического опробования по нерегулярной сети представляется весьма затруднительным;
- ряды опробования должны быть достаточно длинными: не менее 30 точек;
- геохимическое опробование должно быть достаточно равномерным: эмпирическое изучение показало, что среднеквадратичное отклонение расстояний между точками не должно превышать первых процентов от всей длины профиля;
- число проанализированных переменных должно быть достаточно большим (не менее 5 переменных, между которыми отсутствует очевидная корреляция).

Для развития данного метода в дальнейшем необходимо расширить спектр геологических систем: выяснить, как работает (и работает ли вообще) метод на месторождениях осадочного

генезиса, на стратиформных месторождениях; выявить, какие участки комплексных месторождений отвечают максимальной дифференциации.

Стоит также отметить, что разность параметров, характеризующих вероятность того или иного значения (степень дифференциации, дисперсия, информационная энтропия и т.д.) не может быть в строгом смысле критерием относительной упорядоченности, т.к. подобная величина не является функционалом Ляпунова. Но, к сожалению, для геологических объектов невозможно напрямую ввести оператор эволюции без привлечения априорных теорий и расчета возможных управляющих параметров, что является отдельной задачей (это обсуждается в [главе 3](#)).

Сравнивая *метод основанный на фрактальном анализе геоморфологических особенностей* (см. [раздел 4.3](#)) с существующими методами прогноза полезных ископаемых по дистанционным материалам, можно отметить следующее.

- Для большинства из традиционных дистанционных методов требуется дешифрирование дистанционных материалов – выделение линеаментов, кольцевых структур и т.д. Исключениями являются, например, описанный выше метод изучения рельефа по совокупной длине изолиний [Трегуб, 2002]. Это неизбежно вносит субъективный фактор.

- Для многих традиционных методов дистанционных исследований характерно построение моделей на основе дешифрованного материала, от которых далее переходят к прогнозу рудоносности. Модельными называются наиболее типичные связи между особенностями рельефа и тектонических структур определенных классов и типов [Волчанская, Сапожникова, 1990]. Однако, во-первых, эти связи вероятностные, а во-вторых, связь тектонических структур с концентрациями полезных элементов неоднозначна. Кроме того, моделирование производится на базе произвольно выбранных генетических (тектонических и т.д.) концепциях, что опять же добавляет субъективности и переносит в практику поисков и разведки недостатки, неизбежно присущие любой теории и обусловленные неполнотой знания. Иными словами, непосредственно наблюдаемые факты перестают быть фактами и становятся теоретически нагруженными суждениями.

Традиционные методы различаются в конкретных приемах обработки материалов, но основная схема сводится к следующим действиям.

- 1) **Дешифрирование** – аппроксимация непосредственно наблюдаемых фактов априорно заданными геометрическими формами: линия, дуга, окружность.

- 2) **Типизация** – классификация дешифрованных элементов (или непосредственно наблюдаемых фактов) как морфоструктурных и/или тектонических объектов на основе определенных свойств и характеристик первых. Т.е. это, как и дешифрирование, приведение фактов или дешифрованных материалов к неким априорным, заранее заданным формам: таким, как, например, куполовидные поднятия, морфоструктурные зоны, зоны надвигов, зоны повышенной трещиноватости и т.д. Методологически это тот же самый процесс, что и дешифрирование – только при дешифрировании в роли априорных форм выступают математические (геометрические) множества, а при типизации – геологические (тектонические, геоморфологические и др.). При этом типизация может проводиться последовательно несколько раз, что связано с иерархической системой «априорных форм».

3) **Количественная оценка.** Это, например, расчет плотности линеаментов, анизотропия мегатрещиноватости, определение преимущественной ориентировки линейных зон и др.

4) **Собственно прогноз.** Прогноз в итоге проведенных процедур есть выделение определенных свойств дешифрованных и/или типизированных объектов. Например, максимум изотропности сети линеаментов, пересечение определенных морфоструктур и т.д.

Уместно перечислить традиционные методические схемы наиболее распространенных видов анализа материалов дистанционных исследований при прогнозе и поисках месторождений полезных ископаемых:

- морфоструктурный анализ: дешифрирование – типизация – прогноз.
- линеаментный статистический анализ: дешифрирование – количественный анализ – прогноз.
- линеаментный качественный анализ (дешифрирование кольцевых и дуговых структур и т.п.): дешифрирование – типизация – прогноз.

Как видно, приведенные традиционные методы обязательно опираются на процесс «подгонки» наблюдаемой реальности под заранее заданные теоретические свойства, которыми, в соответствии с той или иной теорией, должны обладать природные объекты. Менее всего это относится к статистическому анализу линеаментов, но и там присутствует стадия дешифрирования. Кроме того, количественные характеристики сети линеаментов, соответствующие перспективным участкам, не универсальны, а меняются от объекта к объекту, и определяются опять же реконструкциями, геолого-генетическими построениями и теоретическими воззрениями исследователями. Предлагаемый в данной работе метод фрактального анализа геоморфологических особенностей исключает все стадии предварительной типизации. С его помощью возможно непосредственно осуществлять количественный анализ дистанционных данных, и от количественных исследований сразу переходить к прогнозу.

Таким образом, можно констатировать, что предлагаемый в работе дистанционный метод является наименее теоретически нагруженным, т.е. на его работоспособность неизбежные неточности теории будут оказывать наименьшее влияние, по сравнению с традиционными.

Проведенные исследования демонстрируют высокую эффективность метода фрактального анализа геоморфологических особенностей на объектах различного возраста, генезиса и масштаба. Исходя из этого, а так же то, что подавляющее большинство геологических систем образовалось путем самоорганизации (см. [главы 1 и 2](#)), можно предположить, что связь упорядоченности рельефа и оруденения является универсальным свойством любых эндогенных рудных объектов. В соответствии с вышесказанным, можно подытожить, что предлагаемый дистанционный метод обладает следующими преимуществами:

- отсутствием стадии дешифрирования, что может существенно уменьшать влияние субъективных факторов;
- существенным сокращением площадей для постановки дальнейших наземных геологических исследований;
- точностью;
- независимостью от генезиса, возраста и масштаба изучаемого объекта, т.е. универсальностью.

- отсутствием необходимости привязки к генетическим схемам для решения прогнозно-поисковых задач, что обычно характерно для многих типов дистанционных исследований (линеamentный, морфометрический и др. анализы).

Сравнивая результаты применения двух вариантов метода фрактального анализа (по топокартам и по космоснимкам) на Хибинском массиве, можно заключить, что исследование изолиний высот оказалось более точным. Однако для данного варианта есть ряд ограничений: густота изолиний должна быть достаточно высокой. Из этого следует, что для территорий с менее расчлененным рельефом этот вариант плохо подходит, т.к. стандартные интервалы между изолиниями для топографических карт масштаба 1:100 000, 1:50 000 не дают достаточной густоты изолиний. Это подтвердило малоэффективное применение данного варианта для Приимандровской железорудной структуры. Кроме того, изолинии всегда являются некоторым приближением рельефа, не отражают многих его деталей, для обозначения которых существуют внемасштабные условные обозначения, например, обозначение обрывов, промоин, останцов и т.д.

Второй вариант предлагаемого метода (с использованием космоснимков) обладает тем преимуществом, что снимок земной поверхности образует непрерывное отражение рельефа, в отличие от топокарты. Следовательно, применение второго варианта может быть эффективно для любых типов рельефа. Главный недостаток варианта вытекает из преимущества снимка: непрерывность обуславливает помехи, прежде всего климатического и техногенного генезиса. Поэтому очевидно, что данный вариант может быть использован для слабо освоенных территорий, где техногенно измененный ландшафт составляет не более 20 % площади.

Успешная апробация методов, основанных на анализе степени дифференцированности и фрактальном анализе, позволяют утверждать, что *наиболее дифференцированные геологические, геохимические, геофизические, и геоморфологические структуры являются наиболее перспективными для постановки поисковых работ; количественная характеристика степени дифференцированности геологического объекта является поисковым критерием эндогенных рудных объектов различного генезиса* (третье защищаемое положение).

Применение *метода многомерных фазовых траекторий* (см. п. 4.1) ясно показывает физический смысл геологической самоорганизации: образование месторождений и рудопроявлений различных полезных ископаемых посредством самоорганизации минеральных систем формирует четкую приуроченность концентраций полезных ископаемых к участкам с наивысшей пространственной когерентностью самых разных переменных (в идеале – подавляющего их большинства).

Когерентность переменных позволяет использовать для прогноза не только данные достаточно дорогостоящих геохимических работ, но и средние (либо даже теоретические) составы или свойства горных пород, присутствующих на геологической карте рассматриваемой территории (как мы это сделали на Оленегорском месторождении). Отсюда же вытекает возможность выделения удобных индикаторов оруденения, позволяющих при работе на однотипных объектах обходиться вовсе без какого-либо геохимического опробования (виртуального или реального). Например, для Кольской железорудной провинции таким индикатором является состав магнетита – чем выше в нем содержание алюминия, тем меньше

запасы руды (рис. 89). Для хибинских месторождений аналогичный прогноз можно сделать как по составу апатита (чем больше в нем стронция, тем мельче рудопроявление, рис. 90), так и вообще любого «сквозного» минерала [Yakovenchuk et al., 2005].

Апробация метода многомерных фазовых траекторий показала, что предложенный метод оказался эффективным для изучения геологических объектов самой разной природы и для разных типов полезных ископаемых: апатита, ртути, цветных и благородных металлов. Полученные результаты дают нам основания рассматривать предлагаемый метод как универсальный. Для дальнейшего развития метода было бы интересно апробировать его на рудных месторождениях осадочного генезиса и на месторождениях углеводородов.

Успехи апробации метода многомерных фазовых траекторий и выявление с помощью него благороднометалльной минерализации позволяют заключить, что участки с когерентным поведением максимального числа структурно-вещественных переменных являются наиболее перспективными для выявления эндогенного оруденения; количественная характеристика степени когерентности является поисковым критерием эндогенных рудных объектов различного генезиса (второе защищаемое положение).

В целом, эффективность предложенных методов, определяющих относительную упорядоченность геологических объектов различного генезиса по их различным аспектам,

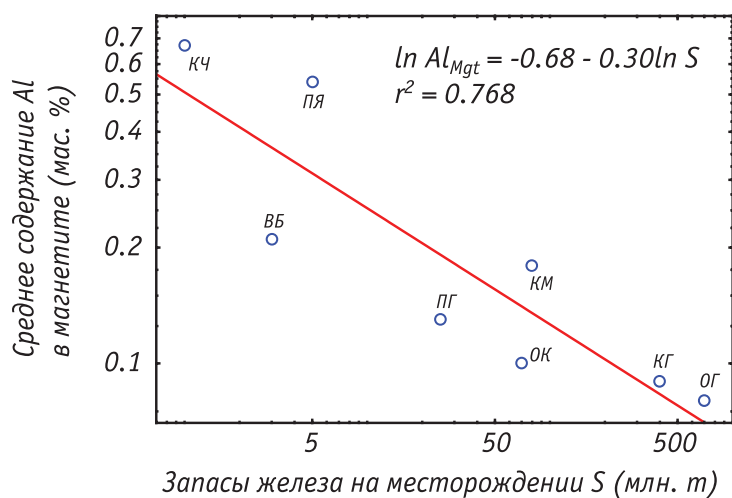


Рис. 89. Зависимость содержания Al в составе магнетита от общих запасов железа на соответствующем месторождении ПЖФ Кольского полуострова: ОГ – Оленегорском, КГ – Кировогорском, ОК – им. 15-летия Октября, КМ – Комсомольском, ПГ – Печегубском, ПЯ – Пинкельявском, ВБ – Восточно-Большелицком, КЧ – Кичанском.

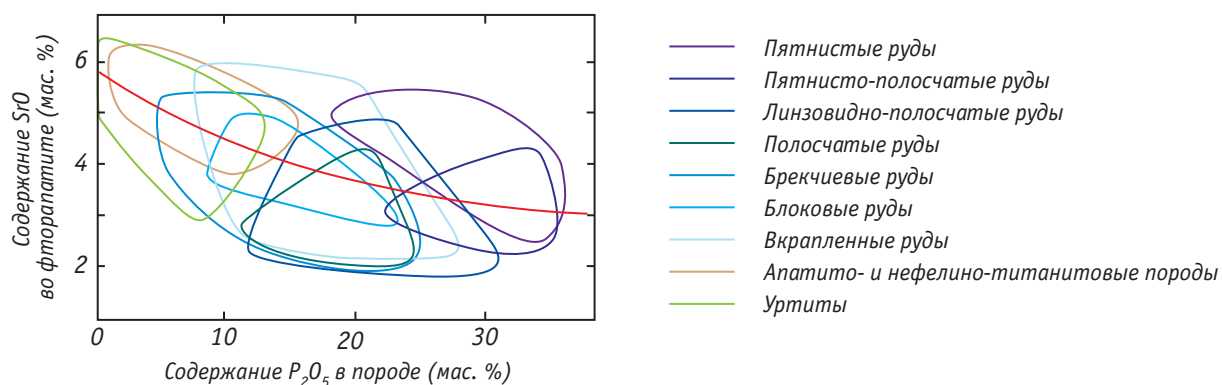


Рис. 90. Зависимость стронциевости фторапатита от его содержания в апатито-нефелиновых породах месторождений Коашва и Олений Ручей [Иванов С.Н., 1987].

подтверждает основной тезис работы, вынесенный в заглавие: *структурно-вещественная упорядоченность геосистем является достаточно универсальным поисковым критерием эндогенных месторождений, позволяющим выявлять потенциально рудоносные узлы по поведению любых переменных состава и узора, прежде всего наиболее доступных, таких, например, как породообразующие элементы, геофизические переменные, а также параметры фототона на космоснимках.*

5.5.2. Сравнительная оценка эффективности разработанных и традиционных методов.

Для понимания необходимости развития предлагаемого подхода к решению прогнозно-поисковых задач приведем сравнение описанной технологии с традиционными методами.

Сравнение наших методов производилось с несколькими случайно взятыми, но, несмотря на это, весьма характерными, примерами применения традиционных методов. Было рассмотрено три метода, имеющие дело с дистанционными материалами [Шевырев, 2006; Волчанская, Сапожникова, 1990], и три – с геохимическими данными [Головин, 2007; Алексеенко, 1989].

Сравнение производилось по двум параметрам.

1) Охват известных рудопроявлений на изучаемой территории (в процентах). Подсчитывалось общее количество рудных объектов, и вычислялась их доля, вошедшая в участки, рекомендуемые к дальнейшему, более детальному изучению. Этот параметр отражает поисковую эффективность методов – вероятность того, что метод не пропустит на данной территории ни одного рудного объекта.

2) Сокращение поисковых площадей. Параметр определялся следующим образом: из общей площади территории вычиталась доля перспективных участков. Этот параметр описывает (а) экономичность метода: чем меньшая площадь будет исследоваться на более детальном этапе, тем дешевле будут стоить работы детального этапа, и (б) скорость достижения цели (выход на месторождение): чем меньшая площадь будет опоисковываться на детальном этапе, тем быстрее мы выявим рудный объект. Можно сказать, что сокращение поисковых площадей – это параметр, обратный стоимости дальнейших исследований.

На **рис. 91** приведены диаграммы сравнения методов.

Как видно, предложенные в данной работе методы существенно эффективнее по обоим параметрам. Обращает на себя внимание то, что для традиционных методов два рассматриваемых параметра обратны: чем больше процент охвата рудных объекта, тем меньше сокращение площади.

На **рис. 92** показаны диаграммы относительной эффективности традиционных и предлагаемых методов – фактически, эти диаграммы показывают такой важный параметр, как соотношение качества и цены: произведение охвата известных рудных объектов на сокращение площади для дальнейшего более детального опоискования:

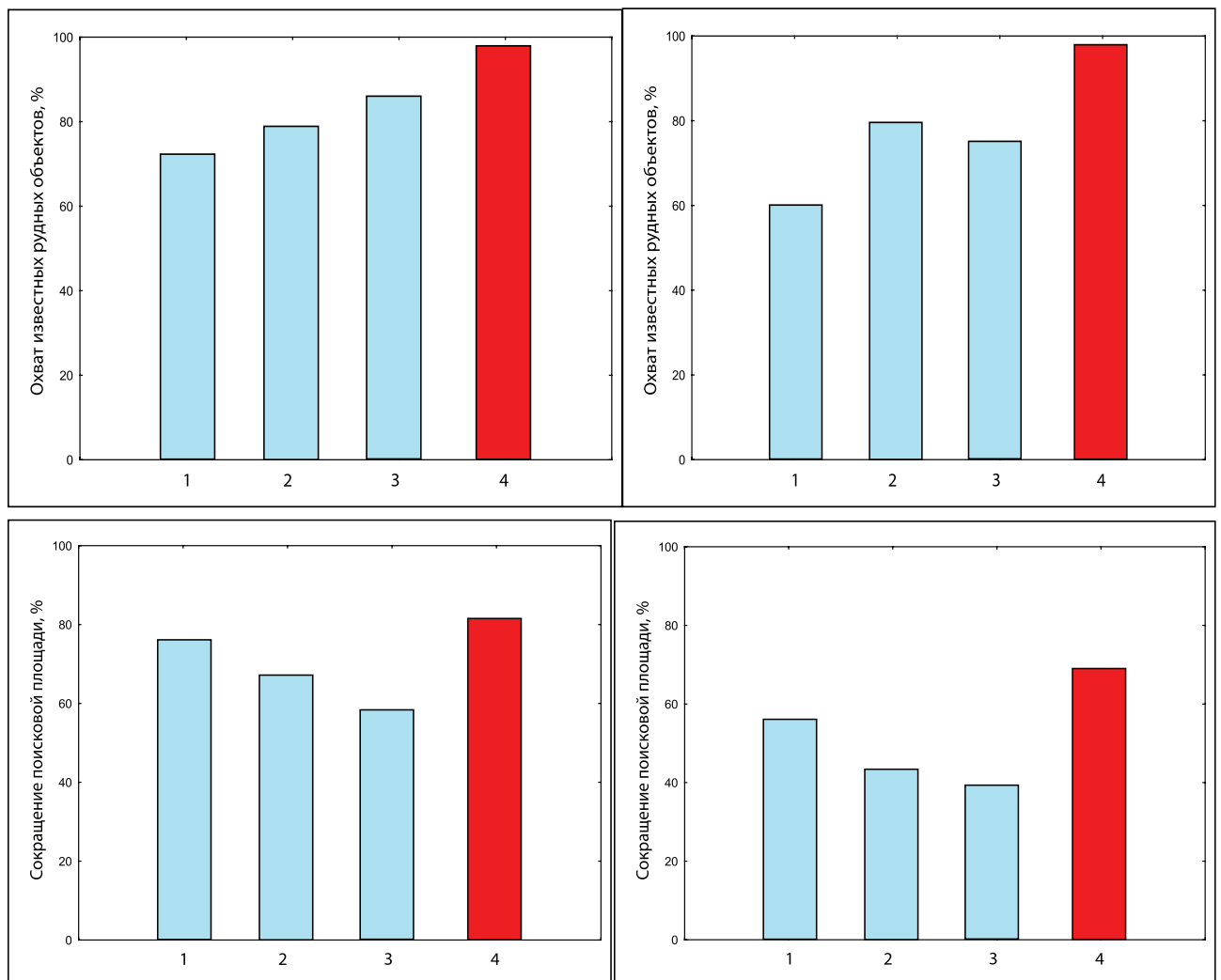


Рис. 91. Сравнительная характеристика предлагаемой технологии и традиционными методами. Вверху – охват известных рудопроявлений, %; внизу – сокращение поисковых площадей, %.

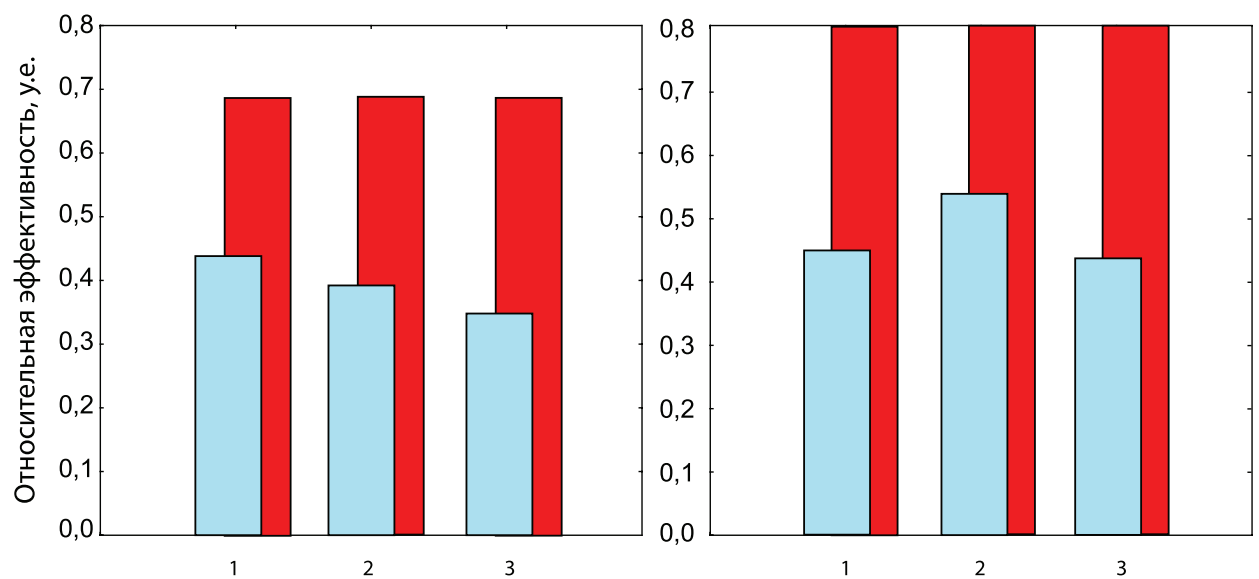


Рис. 92. Сравнение эффективности традиционных и предлагаемых методов

$$\Xi = q \cdot r,$$

где Ξ – относительная эффективность, q – качество прогноза (полнота охвата рудных объектов), доли единицы; r – сокращение опрашиваемой площади (экономичность в проведении дальнейших заверочных работ), доли единицы.

Исходя из данного графика, можно утверждать, что при использовании предлагаемой технологии возможно выявить новые рудные объекты, основываясь на результатах уже проведенных работ, на уже опрашиваемых территориях: вероятность обнаружения новых рудных объектов (разница относительной эффективности наших и традиционных методов 1–3) составляет 0,25–0,37. Это означает, что, взяв уже обработанные другими методами данные и обработав их предлагаемыми методами, можно выявить новые рудные объекты с достаточно высокой для геологии вероятностью, без проведения дополнительных наземных исследований и приобретения дополнительных данных.

Завершая описание технологии, основанной на принципах теории самоорганизации, можно констатировать, что в предлагаемой технологии прогнозно-поисковых работ четко вырисовывается ряд преимуществ по сравнению с традиционными подходами к интерпретации данных:

1. Эффективность. Проведенные исследования демонстрируют высокую эффективность технологии: во всех случаях он позволил выделить рудные объекты (рудоконтролирующие структуры, месторождения, рудопроявления).

2. Малая затратность. Технология позволяет обнаруживать новые объекты без проведения весьма дорогостоящих полевых работ, пересматривая уже имеющиеся данные геохимической или даже геологической съемки;

3. Универсальность. Успехи апробации метода на объектах разной геологической природы позволяет заключить, что его эффективность не зависит ни от генезиса, ни от возраста, ни от масштаба изучаемого объекта, т.е. технология является универсальной и его можно использовать для поисков эндогенных рудных объектов любого типа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Работа посвящена исследованию универсальных мотивов строения эндогенных рудных объектов (Хибинский массив и Приимандровская железорудная структура) и разработке технологии прогнозно-поисковых работ, основанных на принципах теории самоорганизации.

Анализ двух рудоносных объектов различной природы (Хибинский массив и Приимандровская железорудная структура) показал, что принципы их организации подобны. При всей специфике выбранных объектов, многие их свойства весьма схожи (см. табл. 6). Для обоих комплексов, столь различных по природе, ассоциациям, рудной специализации и возрасту, характерны следующие признаки, указывающие на их принадлежность к диссипативным структурам:

- возникновение самоподобных иерархически организованных структур;
- вещественная дифференциация, практически полностью согласованная с элементами структурного узора: последний не аддитивен к веществу, а когерентен ему;
- активнейшая тектоника на микроуровне, обеспечивающая гомеостазис макроформ;
- неразрывная система складок и линз, обладающая сходными параметрами порядка;
- отсутствие компенсационных пространств для складчатых зон;
- наличие морфологически выраженных надвигов и сбросов без признаков транспорта;
- плотная сеть дизъюнктивов, не приводящая к образованию ступенчатых контуров на узорах следующего иерархического уровня;
- совмещение в пределах той или иной структурно-вещественной популяции заведомо разновозрастных, но геохронометрически неразличимых событий.

Повторение системообразующих свойств в разных комплексах, разных временных уровнях и разных геологических условиях приобретает особый смысл в оценке традиционных геодинамических моделей, и, как следствие, рудогенетических моделей. К таким свойствам следует отнести организацию продуктивных зон этих комплексов по принципу перколяционного кластера – связанной фрактальной структуры протекания (растворов, энергопотоков).

Исходя из схожести организации двух изученных, принципиально разных геологических объектов, можно предположить, что строение многих других дифференцированных комплексов, прежде всего, рудоносных, также подчиняется принципу универсальности, характерному исключительно для самоорганизованных структур (диссипативных и СОК). Выявленные закономерности упрощают практическую работу геологов как на стадии прогнозно-поисковых работ, так и при промышленной эксплуатации месторождений.

Главный вывод, следующий из того, что геологические объекты возникли в результате самоорганизации, состоит в том, что подходы к их изучению, основанные на физике закрытых систем (равновесной термодинамики, в частности) к решению геологических задач неизбежно будут малоэффективными, несмотря на любые аппаратные и аналитические усиления. Это касается и прогнозно-поисковых задач – малоэффективными будут любые методы ППР, базирующиеся на реконструкции развития геологического объекта как накопления деформаций

и постепенной хаотизации.

Кроме того, теория самоорганизации накладывает существенные ограничения на возможности реконструкции, и тем самым переносит акцент исследования самоорганизующихся систем с причин и генезиса на строение и взаимосвязь различных параметров системы.

Второй вывод следует из универсальности строения рудных комплексов и заключается в том, что в наиболее перспективных их частях наблюдается наиболее когерентное поведение различных переменных – как структурных, так и вещественных, а также порождаемых ими геофизических полей. Другими словами, из описанных признаков самоорганизации геологических систем и параллелизма в строении принципиально разных объектов следует, что наиболее перспективные части геологических объектов (искомые участки при ППР), и, в конце концов, месторождения, являются наиболее упорядоченными частями исследуемых систем.

Данные выводы подводят к тому, что прогнозно-поисковые работы, по сути, должны сводиться к главной процедуре – определению относительной упорядоченности и выявлению наиболее упорядоченных участков (объемов) земной коры. Это привело автора к выводу о том, что структурно-вещественная упорядоченность геосистем является универсальным поисковым критерием эндогенных рудных объектов. Для экспериментального подтверждения этого вывода были разработаны количественные методы оценки упорядоченности геологических систем и применены на нескольких объектах различной природы.

Эти методы, составляющие комплексную прогнозно-поисковую технологию, позволяют проводить последовательно детализируемые исследования – от регионального прогноза до детального поиска. Они позволяют иметь дело с большинством типов геологических данных – аэро- и космоснимки, топографические карты, геологические карты и разрезы, геохимические, минералогические, петрофизические данные. По-видимому, с помощью предложенных методов возможно обрабатывать и геофизические данные. Это следующие методы:

1. Метод, основанный на фрактальном анализе геоморфологических особенностей.
2. Метод многомерных фазовых траекторий.
3. Метод, основанный на анализе степени дифференцированности геохимического поля.

Каждый из этих методов апробировался на нескольких эндогенных рудоносных объектах: Хибинский щелочной массив, Приимандровская железорудная структура (Кольский полуостров), детальные участки в пределах Забайкальской золотоносной провинции, детальный участок в пределах Восточно-Панского габброноритового массива. Результаты опробования показали высокую эффективность разработанных методов.

Метод прогноза и поиска концентраций полезных элементов, основанный на фрактальном анализе геоморфологических особенностей позволяет перейти к анализу геоморфологических данных, минуя стадию дешифрирования аэро- и космоснимков и топокарт. Сущность метода заключается в выявлении участков наибольшей упорядоченности, в качестве критерия которой выступает фрактальная размерность распределения альбедо в пределах аэро- или космоснимка, или узоров, образуемых изолиниями высот (в случае использования топографических карт).

Метод был апробирован на нескольких геологических объектах различного возраста, генезиса и масштаба, обладающих различными типами рельефа. В пределах Хибинского щелочного массива (Кольский полуостров), как видно на [рис. 61](#), участки с максимальной фрактальной размерностью изолиний высот практически полностью покрывают рудоконтролирующую структуру – ийолит-уртитовое Главное кольцо, и одна ячейка указывает на Малую дугу. Практически все месторождения включены в выделенные участки, в том числе все крупнейшие в мире (Коашва, Расвумчорр, Кукисвумчорр и др.).

Для северной части Приимандровской структуры (Кольский полуостров) проводилось изучение распределения фрактальности фототона космоснимка. (см. [рис. 70](#)). Как видно, все месторождения так или иначе включены в площадь, перспективность которого была определена с помощью предложенного метода.

На детальном участке Келяна (Забайкальская золотоносная провинция) проводилось изучение распределение фрактальности изолиний высот (см. [рис. 81](#)). Две из четырех выделенных перспективных площадей покрыли Келянское ртутное месторождение, проявление полиметаллов и золота.

В методе многомерных фазовых траекторий для оценки упорядоченности участков используется подсчет количества переменных (геохимических, петрофизических и др.), которые обнаруживают когерентное поведение в данном участке. Та зона, в которой наблюдается максимальная когерентность поведения максимального числа переменных, и является наиболее упорядоченной, а, следовательно, и перспективной.

Метод был апробирован на двух объектах разного масштаба, генезиса и возраста. С помощью разработанного метода удалось выявить зону золотосеребряной минерализации (см. [рис. 76-77](#)), представленной самородными золотом, серебром и висмутом, сульфидами и теллуридами Ag и Bi в коренном залегании в пределах Оленегорского месторождения железистых кварцитов (Кольский полуостров). Стоит напомнить, что в качестве исходных данных использовались только средние значения химического состава пород. Иными словами, метод позволил полностью исключить стадию геохимической съемки, и, тем не менее, дал результаты, гораздо лучшие, чем все использованные до сих пор традиционные методы поиска рассеянного оруденения.

Второй объект, на котором апробировался данный метод – участок Келяна в пределах западной части Забайкальской золотоносной провинции. Результаты применения метода точно указал на Келянское месторождение ртути и рудопроявления цветных и благородных металлов (см. [рис. 81](#)). Кроме того, были выделены перспективные участки, рекомендуемые для более детального исследования. Также метод продемонстрировал свою эффективность при исследовании участка Савкина (Забайкальская золотоносная провинция, см. [рис. 83](#))

Применение метода на одном из детальных участков в пределах Восточно-Панского массива (Кольский полуостров) позволили выделить перспективные площади для постановки заверочных работ (см. [рис. 86](#)).

Метод прогноза и поиска месторождений полезных ископаемых, основанный на анализе пространственного распределения степени дифференцированности геологических объектов использует в качестве критерия относительной упорядоченности степень

дифференцированности геологической структуры. Метод был апробирован на двух объектах разного масштаба, возраста и генезиса: палеозойский Хибинский массив нефелиновых сиенитов (см. **рис. 67** и архейское Оленегорское железорудное месторождение (см. **рис. 75**). Везде метод точно указал на положение месторождений, рудопоявлений, рудоконтролирующих структур или рудных тел.

Применение метода на одном из детальных участков в пределах Восточно-Панского массива (Кольский полуостров) позволили выделить перспективные площади для постановки заверочных работ (**рис. 87**).

Проведя апробацию предложенной технологии на объектах разного возраста, генезиса и масштаба и получив хорошие результаты, мы сравнили эффективность наших методов с эффективностью шести случайно выбранных традиционных методов. Как показало это сравнение (см. **рис. 91-92**), методы, основанные на принципах теории самоорганизации, существенно результативнее традиционных как по точности прогноза, так и по экономичности. Кроме того, исследования показали, что предлагаемая технология способна выявлять новые рудные объекты без проведения дополнительных дорогостоящих полевых и аналитических работ, основываясь исключительно на имеющихся данных.

Что касается научного значения разработанной технологии, то можно утверждать, что по отношению к теории самоорганизации геологических систем она является решающим экспериментом, ретроспективно подтверждая правильность теоретических выводов и моделей самоорганизующейся литосферы. Как известно, возможность проведения решающего эксперимента (принцип фальсифицируемости) является одним из главных критериев научной рациональности.

Для дальнейшего развития предлагаемых подходов предлагается следующие исследования.

1. Проведение апробации прогнозно-поисковой технологии на объектах осадочного генезиса различного масштаба в различных геологических условиях, в частности, для прогноза и поиска нефтегазовых залежей.

2. Изучение возможности расширения диапазона используемых материалов; для формирования экспертного заключения на объектах мелкого и среднего масштаба сделать акцент на использовании геофизических данных. В частности, необходимо разработать методы для:

- анализа материалов гравиметрических съемок и выявления гравиметрических ступеней
- анализа сейсмических материалов, прежде всего МОВ ОГТ с той же целью выявления ступенчатых стыков между блоками с разными физическими свойствами
- изучения неоднородностей строения теплового и электромагнитного полей.

3. Проведение металлогенической ревизии на основе новых подходов. Как следует из сравнения с аналогами, с помощью разработанных прогнозно-поисковых методов возможно выявить новые рудные объекты (с весьма высокой для геологии вероятностью порядка 0,3), исходя из уже имеющихся данных и материалов, без проведения дополнительных работ. В связи с этим предлагается провести металлогеническую (прогнозно-поисковую) ревизию территории

России – по возможно большему количеству материалов (геохимических, геофизических, дистанционных). Предполагаемым результатом данной работы может быть следующее:

- выявление новых рудных объектов;
- окончательная доработка технологии до состояния, пригодного к непосредственному её внедрению на геологических предприятиях;
- апробация в самых разных геологических условиях, на самых разных типах данных и их сочетаний.

4. Проверка, уточнение и углубление положений теории самоорганизации в отношении генезиса и эволюции рудоносных комплексов.

Стоит отметить, что смежные науки физического и математического профиля, изучающие самоорганизацию и эволюцию нелинейных систем, накопили значительное количество инструментов изучения и анализа самоорганизующихся систем, и в данном исследовании задействована весьма скромная их доля. Это позволяет утверждать, что для развития подобного подхода имеется огромный потенциал как в теоретическом, так и в практическом направлении.

Так, например, в области фрактального анализа существует значительные возможности для развития различных методов исследования дистанционных материалов. Представляется весьма перспективным использовать для выявления рудоносных зон по дистанционным материалам мультифрактальный и вейвлет-анализ. Имеются сведения об использовании данных видов анализа для изучения снимков моря. Для классифицирования аэро- и космоснимков водной поверхности Сухорученко [Сухорученко, 2006] был предложен метод, основанный на фрактальном, мультифрактальном и вейвлет-анализах. С помощью данного метода он исследовал пространственную структуру прибрежных зон и зон обрушения морских гравитационных волн. Он указывает, что большая часть процессов на морской поверхности протекает с сильной диссипацией и описывается законами детерминированного хаоса и фрактальными размерностями как для топологии движения в реальном пространстве, так и для эволюции в фазовом пространстве. Также подчеркивается, что в большинстве своем явления на морской поверхности фрактальны. Однако доминирующее традиционное описание явлений на морской поверхности, основанное на их представлении геометрическими объектами с целыми размерностями, в силу указанных причин, по мнению указанного автора, не позволяет дать адекватное описание регулярных и нерегулярных стохастических самоподобных структур на морской поверхности на разных масштабных уровнях. Интересно, что практически то же самое можно сказать и о геологических объектах, в том числе о методах исследования снимков земной поверхности. В указанной работе автору удалось с помощью изучения вейвлет и фрактальных (мультифрактальных) спектров изображений взволнованной морской поверхности пространственно локализовать и описать наблюдающиеся сингулярности (локальные особенности) на морской поверхности.

Эти исследования позволили создать методику позволяющую обнаруживать и идентифицировать, а также локализовывать и количественно описывать различные динамические явления на морской поверхности. Эта работа показала возможность эффективного использования мультифрактального и вейвлет-анализа для изучения снимков естественных

процессов Земли. Эффективность применения данной методики в изучении гидросферы показывает перспективы подобного подхода и в изучении литосферы. Это направление, по-видимому, является одним из перспективных путей в развитии анализа дистанционных материалов для целей прогноза и поиска полезных ископаемых.

Развитие метода многомерных фазовых траекторий связано с конструированием (реконструкцией) аттракторов в соответствующих фазовых пространствах и их дальнейшим изучением методами теории динамических систем.

Основные выводы работы заключаются в следующем:

1. Потенциально рудоносные эндогенные комплексы обладают сходством в системной организации, что позволяет использовать однотипные приемы для выявления рудных объемов.
2. Участки с наиболее когерентным поведением наибольшего числа переменных являются наиболее перспективными.
3. Наиболее дифференцированные участки земной коры являются наиболее перспективными.
4. Участки, обладающие рельефом с наибольшей фрактальной размерностью, являются наиболее перспективными.
5. Структурно-вещественная упорядоченность геосистем может являться достаточным универсальным поисковым критерием эндогенных рудных объектов.
6. Дана рекомендация о проведении с помощью предлагаемой прогнозно-поисковой технологии металлогенической (прогнозно-поисковой) ревизии территории России по возможно большему количеству имеющихся материалов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев В.А. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. – Логос Пресс, 2002. 354 с.
- Алексеев В.А. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. – М.: Высшая школа, 1989. – 304 с.
- Антонов Л.Б. Апатитовые месторождения Хибинской тундры // Хибинские апатиты VII. Л.: ОНТИ-ГОСХИМТЕХИЗДАТ, 1934. С. 1–197.
- Арзамасцев А.А., Иванова Т.Н., Коробейников А.Н. Петрология ийолит-уртитов Хибин и закономерности размещения в них залежей апатита. Л.: Наука, 1987. 110 с.
- Арзамасцев А.А., Каверина В.А., Полежаева Л.И. Дайковые породы Хибинского массива и его обрамления. Апатиты: изд. КНЦ АН СССР, 1988. 86 с.
- Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Глазнев В.Н., Раевский А.Б. Глубинное строение и состав нижних горизонтов Хибинского и Ловозерского комплексов, Кольский полуостров: петролого-геофизическая модель // Петрология. 1998. Т. 6. № 5. С. 478–496.
- Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Травин А.В., Беляцкий Б.В., Шаматрина А.М., Антонов А.В., Ларионов А.Н., Родионов Н.В., Сергеев С.А. Длительность формирования палеозойской магматической системы центральной части Кольского полуострова: U–Pb-, Rb–Sr-, Ar–Ar-данные // Доклады РАН. 2007. Т. 413. № 5. С. 666–670.
- Арзамасцев А.А., Смирнов В.В. Перспективы апатитоносности комплекса ультраосновных фойдолитов Хибин: геолого-минералогические критерии // Геология и минералогия месторождений апатита Кольского полуострова. Апатиты: Изд. Кольского филиала АН СССР, 1987. С. 23–29.
- Арманд А.Д. Очерк формирования рельефа и четвертичных отложений Хибинских тундр // Вопросы геоморфологии и геологии осадочного покрова Кольского полуострова, том I. – Апатиты: Изд-во КФАН СССР, 1960. С. 32–84.
- Базай А.В., Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А., Горяинов П.М., Яковенчук В.Н. Минералы групп эпидота и пумпеллиита в породах железорудной формации Кольского полуострова // Труды II Ферсмановской научной сессии. Апатиты: Изд. “K&M”, 2005. С. 32–35.
- Базай А.В., Иванюк Г.Ю. Механохимическая дифференциация железистых кварцитов с позиций теории самоорганизации // Записки ВМО. 1996. № 5. С. 67–82.
- Базай А.В., Иванюк Г.Ю. Золотосеребряная минерализация околорудных скарноидов Оленегорского месторождения // Труды III Ферсмановской научной сессии. Апатиты: Изд. K&M, 2006. С. 102–105.
- Балабонин Н.Л. О происхождении магнетит-пироксеновых пород на Кировогорском месторождении железистых кварцитов // Рудогенез в метаморфических комплексах докембрия. Апатиты: Изд. Кольского НИЦ РАН, 1991. С. 34–44.
- Балакай А.Н., Тюремнов В.А. Применение магниторазведки и гравиразведки для изучения строения железорудной формации Приимандровского района. Отчет о НИР. – Апатиты, 1965.
- Баянова Т.Б., Пожиленко В.И., Смолькин В.Ф., Кудряшов Н.М., Каулина Т.В., Ветрин

В.Р. Каталог геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита. – Апатиты: Изд. Кольского НЦ РАН, 2002. 53 с.

Баянова Т.Б., Егоров Д.Г. U-Pb возраст железорудной формации Кольского полуострова // Геология и полезные ископаемые Северо-Запада и Центра России. Апатиты: Изд. МУП “Полиграф”, 1999. С. 19–24.

Баянова Т.Б., Пожиленко В.И., Смолькин В.Ф., Кудряшов Н.М., Каулина Т.В., Ветрин В.Р. Каталог геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты: Изд. Кольского НЦ РАН, 2002. 53 с.

Берже П., Помо И., Видаль К. Порядок в хаосе. – М.: Мир, 1991. 368 с.

Беус А. А., Григорян, С. В. Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. — М.: Недра, 1975. 280 с.

Бибикова Е.В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука, 1989. 180 с.

Бобрышев Г.И. и др. Окончательный отчет о результатах геофизических работ, выполненных в Заимандровском железорудном районе в 1965-1968 гг. Апатиты, 1968.

Бонштедт Э., Борнеман-Старынкевич И., Влодавец Н., Воробьева О., Герасимовский В., Гуткова Н., Каган Б., Костылева Е., Куплетский Б., Лабунцов А., Ферсман А., Чирвинский П. Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. М.–Л.: Изд. АН СССР, 1937. 563 с.

Боруцкий Б.Е. Пороодообразующие минералы высокощелочных комплексов. М.: Наука, 1988. 215 с

Боруцкий Б.Е. Щелочные полевые шпаты как минералогические индикаторы в решении проблем генетической минералогии, петрологии и рудогенеза (на примере Хибинского вулканоплутонического комплекса, Кольский п-ов) // Прикладная геохимия. 2005. Вып. 7. Книга 1: Минералогия, геохимия и генетические типы месторождений. М.: Изд. ИМГРЭ. С. 15–32.

Вернадский В. И. Избранные сочинения – М.: АН СССР, 1954—1960.

Влодавец В.И. Пинуайвчорр-Юкспорр-Расвумчорр // Труды Арктического института, Т. 23. Л.: Изд. Главсевморпути, 1935. С. 5–55.

Волчанская И.К., Сапожникова Е.Н. Анализ рельефа при поисках месторождений полезных ископаемых. – М.: Недра, 1990. – 159 с.

Галахов А.В. Рисчорриты Хибинского щелочного массива. М.–Л.: Изд. АН СССР, 1959. 171 с.

Галахов А.В. Естественные ряды магматических горных пород. Окончательный отчет по НИР. – Апатиты, 1968.

Галахов А.В. Петрология Хибинского щелочного массива. Л.: Наука, 1975. 253 с.

Гедовиус Е. А. Геологическое обоснование методики разведки железистых кварцитов в северо-западных районах СССР // Вопросы геологии Кольского полуострова. Москва: Изд. АН СССР, 1962. С. 16 – 29.

Геология СССР. Том XXVII. Мурманская область. Часть I, геологическое описание. – М.: Госгеолтехиздат, 1958. 714 с.

Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Бодайбинская, лист О-50-XXXI. М.: Геолтехиздат, 1960. 64 с.

Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Бодайбинская, лист О-49-XXXI. М.: Недра, 1967. 484 с.

Гинзбург И. И. Опыт разработки теоретических основ геохимических методов поисков. – М.: Госгеолтехиздат, 1957. 200 с.

Голиков Н. Н., Горяинов П. М., Иванюк Г. Ю., Яковенчук В. Н., Пахомовский Я. А. Золотоносность железистых кварцитов Оленегорского месторождения (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 2. С. 162 – 170.

Горбунов Г.И., Бельков И.В., Макиевский С.И. и др. Минеральные месторождения Кольского полуострова. – Ленинград: Наука, 1981. 272 с.

Горстка В.Н. Контактная зона Хибинского массива. Л.: Наука, 1971. 98 с.

Горяинов П.М., Макаров В.Н., Малышев В.П. Об аутигенной свинцово-цинковой минерализации в породах железисто-кремнистой формации // Доклады АН СССР. 1967. Т. 173. №5. С. 1173–1176.

Горяинов П.М., Макарова Э.И., Пестерев Ф.В. Геология и генезис железисто-кремнистой формации Кольского полуострова. Отчет о НИР. Апатиты, 1968. 355 с.

Горяинов П.М., Козлов М.Т., Латышева Л.Г. Желудки из метаморфических пород Кольского полуострова // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Вып. 7. Л.: Наука, 1969. С. 167–172.

Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю., Яковенчук В.Н. Тектонические перколяционные зоны в Хибинском массиве // Физика Земли. 1998. № 10. С. 822–827.

Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А., Азимов П.Я. Контактный метаморфизм пород полосчатой железорудной формации, Оленегорский район, Кольский полуостров // Труды II Ферсмановской научной сессии. Апатиты: Изд. “K&M”, 2005. С. 92–95.

Горяинов П.М. Геологическое строение и условия образования Комсомольского месторождения железистых кварцитов // Железисто-кремнистые формации Кольского полуострова. Л.: Наука, 1970. С. 16–39.

Горяинов П.М. Геология и генезис железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова. Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Апатиты, 1973. 419 с.

Горяинов П.М. Геология и генезис железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова. Л.: Наука, 1976. 145 с.

Горяинов П.М. Кольско-норвежский мегаблок – древнейший кратон в докембрии Кольского полуострова // Региональная тектоника раннего докембрия СССР. Л.: Наука, 1980. С. 86–103.

Горяинов П.М. Беломорско-карельская активизация в тектонической окраине ареала железисто-кремнистой формации Кольского полуострова // Геология рудных месторождений Кольского п-ва. Апатиты: Изд. Кольского филиала АН СССР, 1981. С. 45–58.

Горяинов П.М. О геодинамически необычных обстановках осадочного породо- и рудообразования в связи с проявлением тектоно-кессонного эффекта // Литология и полезные ископаемые. 1983. № 5. С. 47–60.

Горяинов П.М. Нелинейная тектоника (объекты, определение и принципиальные

ограничения для интерпретации канонических случаев). – Апатиты, Кольский НЦ РАН, 1995.

Горяинов П.М., Балабонин Н.Л. Структурно-вещественные парагенезисы железных руд докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1988. 144 с.

Горяинов П.М., Балабонин Н.Л., Тюремнов В.А. Типы железорудных ансамблей и их геомагнитная систематика (на примере Кольского полуострова). – Апатиты: Изд-во КНЦ АН СССР, 1990. 172 с.

Горяинов П.М., Давиденко И.В. Тектоно-кессонный эффект в массивах горных пород и рудных месторождений – важное явление геодинамики // Доклады АН СССР. 1979. Том 247. № 5. С. 1212–1215.

Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю. Самоорганизация минеральных систем. М.: ГЕОС, 2001а. 312 с.

Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю. Энергетическая перколяция – ресурс новых идей в геотектонике // Вестник ВГУ. Сер. Геология. 2001б. Вып. 5. № 11. С. 7–22.

Горяинов П.М., Коноплева Н.Г., Иванюк Г.Ю., Яковенчук В.Н. Структурная организация рудной зоны Коашвинского апатит-нефелинового месторождения // Отечественная геология, №2, 2007. С. 55-60.

Горяинов П.М., Малышев В.П. Структурно-стратиграфические и генетические взаимоотношения вмещающих пород и железистых кварцитов Печегубского железорудного месторождения // Железисто-кремнистые формации Кольского полуострова. Л.: Наука, 1970. С. 39–57.

Гуткова Н.Н. К минералогии горы Юкспор (Хибинские тундры) // Материалы по петрографии и геохимии Кольского полуострова, Ч. 5. Труды СОПС, серия Кольская, Вып. 8. Л.: Изд. АН СССР, 1934. С. 7–105.

Де Жен П. Идеи скейлинга в физике полимеров. – Москва: Мир, 1982.

Добровольский В. В. География микроэлементов // Глобальное рассеяние. — М.: Мысль, 1983. 271 с.

Дудкин О.Б., Минаков Ф.В., Кравченко М.П., Кравченко Э.В., Кулаков А.Н., Полежаева Л.И., Припачкин В.А., Пушкарев Ю.Д., Рюнгген Г.И. Карбонатиты Хибин. – Апатиты: Изд. Кольского филиала АН СССР, 1984. 97 с.

Евзеров В.Я., Горяинов П.М. Перспективы обнаружения россыпных месторождений на Балтийском щите // Вестник МГТУ, том 1, №3, 1998. с. 69-78.

Егоров Д.Г. Новая модель образования железорудной формации Кольского полуострова // Геология и полезные ископаемые Северо-Запада и Центра России. Материалы X конференции, посвященной памяти К. О. Кратца. Апатиты: Изд. МУП “Полиграф”, 1999. С. 198–203. Егоров Д. Г., Иванюк Г. Ю. О применимости информационной энтропии как меры упорядоченности петрографических структур // ЗВМО. 1996а. № 4. С. 95 – 103.

Егоров Д. Г. Информационные меры для анализа геологических самоорганизующихся систем. – С.-Петербург: Наука, 1997. 64 с.

Егоров Д. Г., Иванюк Г. Ю. Складкообразование в железорудных системах как детерминированно-хаотический процесс // Физика Земли. 1996б. №1. С.16 – 29.

Елисеев Н.А., Ожинский И.С., Володин Е.Н. Геолого-петрографический очерк

Хибинских тундр // Северная экскурсия. Кольский полуостров. Международный геологический конгресс. XVII сессия. М.–Л.: ОНТИ НКТП СССР, 1937. С. 51–86.

Елисеев Н.А., Ожинский И.С., Володин Е.Н. Геологическая карта Хибинских тундр // Труды Ленинградского геологического управления, вып. 19. Л.–М.: ГОНТИ, 1939. 68 с.

Ермаков Н. П., Долгов Ю. А. Термобарогеохимия. — М.: Недра, 1979. 271 с.

Жданов В.В. Генезис железистых кварцитов в свете синергетики // Записки ВМО. 1993. № 5. С. 101–105.

Жданов В.В., Малкова Т.П. Железорудные месторождения зон региональной базификации (петрология и вопросы генезиса). – Л.: Недра, 1974. 198 с.

Жиров К.К., Шестаков К.И., Рюнгенен Г.И., Кравченко Э.В. Радиологическое определение возраста катархейских образований Кольского полуострова // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1979. № 9. С. 3–23.

Заварицкий А.Н. О картах прогноза. // Вестник АН СССР, 1939, № 8-9.

Зак С.И., Каменев Е.А., Минаков Ф.В., Арманд А.Л., Михеичев А.С., Петерсилье И.А. Хибинский щелочной массив. Л.: Недра, 1972. 175 с.

Захарова Е. М. Шлиховые поиски и анализ шлихов. — М.: Изд-во МГУ, 1960. 168 с.

Зосимов В. В., Лямшев Л. М. Фракталы в волновых процессах // Успехи физических наук. 1995. Т. 165. № 4. С. 361 – 401.

Зубарев Д.Н. Каноническое распределение Гиббса // Физическая энциклопедия. М: Советская энциклопедия, 1990. Т.2. С. 238-239.

Иванов С.Н. Оптимизация методики разведки и подсчета запасов комплексных апатито-нефелиновых месторождений. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Москва, 1987. 259 с.

Иванова Т.Н., Дудкин О.Б., Козырева Л.В., Поляков К.И. Ийолит-уртиты Хибинского массива. Л.: Наука, 1970. 179 с.

Иванова Т.Н., Арзамасцев А.А., Коробейников А.Н. Химический и минеральный состав пород центральной части Хибинского щелочного массива. Апатиты: Изд. Кольского филиала АН СССР, 1987. 138 с.

Иванова Т.Н. Апатитовые месторождения Хибинских тундр. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 287 с.

Иванюк Г.Ю., Базай А.В., Голиков Н.Н., Горяинов П.М., Яковенчук В.Н., Пахомовский Я.А. Минеральные парагенезисы золотоносных пород полосчатой железорудной формации Кольского полуострова // Геология и полезные ископаемые Северо-запада и Центра России. Апатиты: Изд. МУП “Полиграф”, 1999а. С. 109–115.

Иванюк Г.Ю., Яковенчук В.Н., Пахомовский Я.А. Морфология и генезис дендритов доннейита-(Y) в маккельвиите-(Y) и эвальдите // Записки ВМО. 1999в. № 4. С. 70–76.

Иванюк Г.Ю., Базай А.В., Пахомовский Я.А., Яковенчук В.Н., Горяинов П.М. Низкотемпературные гидротермальные жилы в породах архейской железорудной формации Кольского полуострова // Записки ВМО. 2001. № 3. С. 16–28.

Иванюк Г.Ю., Яковенчук В.Н., Горяинов П.М., Коноплёва Н.Г., Пахомовский Я.А., Кривовичев С.В. Природный минералогический автоклав // Геология и полезные ископаемые

Кольского полуострова. Т. 2. Полезные ископаемые, минералогия, петрология, геофизика. Апатиты: Изд. МУП “Полиграф”, 2002, с. 91–103

Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А., Базай А.В., Яковенчук В.Н., Горяинов П.М. Минералы группы гранатов из пород полосчатой железорудной формации Кольского полуострова // Записки РМО. 2005а. № 1. С. 82–90.

Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А., Базай А.В., Яковенчук В.Н., Меньшиков Ю.П., Горяинов П.М. Цеолиты из гидротермальных жил в породах полосчатой железорудной формации Кольского полуострова // Записки РМО. 2005б. № 2. С. 67–75.

Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А., Базай А.В., Яковенчук В.Н., Горяинов П.М. Кальциевые амфиболы из пород полосчатой железорудной формации Кольского полуострова // Записки РМО. 2005в. № 4. С. 56–70.

Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А., Базай А.В., Горяинов П.М., Яковенчук В.Н. Пироксены месторождений полосчатой железорудной формации Кольского полуострова // Записки РМО. 2006а. №2. С. 82–92.

Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А., Коноплёва Н.Г., Яковенчук В.Н., Меньшиков Ю.П., Корчак Ю.А. Минералы группы шпинели в породах Хибинского щелочного массива (Кольский полуостров) // Записки РМО. 2006б. № 5. С. 64–75.

Иванюк Г.Ю., Яковенчук В.Н. Регулярные и случайные дендриты: фрактальный подход // Записки ВМО. 1996. № 3. С. 16–25.

Иванюк Г.Ю. Минералогия и петрология месторождений полосчатой железорудной формации Кольского полуострова. Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Апатиты, 2003. 470 с.

Казанов О.В., Калинин А.А. ООО «Кольская Горно-Геологическая Компания» – поиски МПГ в восточной части Панских тундр. // Международное сотрудничество и обмен опытом в геологическом изучении и разведке платинометалльных месторождений северной части Фенноскандинавии. Промежуточные результаты международного проекта KOLARCTIC INTERREG III A North - TACIS N KA-0197 «Стратегические минеральные ресурсы – основа устойчивого развития Севера» (Россия – Финляндия – Швеция). – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2008. С. 52-54.

Калашников А.О. Прогноз и поиск месторождений по степени структурно-вещественной упорядоченности участков земной коры. // Разведка и охрана недр, 2, 2008. С. 9-13.

Калашников А.О. Степень дифференцированности геохимического поля как поисковый признак. // Разведка и охрана недр, 3, 2008. С. 34-40.

Калашников А.О. Упорядоченность рельефа как поисковый признак // Минералогия во всем пространстве сего слова. Труды V Ферсмановской научной сессии. – Апатиты: Изд-во K&M, 2008. С. 151-154.

Калашников А.О., Базай А.В., Иванюк Г.Ю. Метод многомерных фазовых траекторий для прогноза и поисков благороднометалльного оруденения в породах полосчатой железистой формации // Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии. Материалы XVIII молодежной научной конференции посвященной памяти К.О. Кратца, 8 - 13 октября 2007 г. – СПб., 2007. С. 266-267.

Калашников А.О., Селиванова Е.А., Квятковская М.И., Коноплёва Н.Г., Пахомовский Я.А. Зональность Хибинского фойяитового массива по данным изучения калиевых полевых шпатов // Труды III Ферсмановской научной сессии. Апатиты: Изд. К&М, 2006. С. 121–123.

Каменев Е.А. Поиски, разведка и геолого-промышленная оценка апатитовых месторождений хибинского типа. Л.: Недра, 1987. 188 с.

Карпов С.М. Геологическое строение Панской интрузии и особенности локализации в нем комплексного платинометального оруденения. Диссертация на соискание степени кандидата геолого-минералогических наук. – Апатиты, ГИ КНЦ РАН, 2004.

Климонтович Ю.Л. Упорядоченности относительный критерий // Физическая энциклопедия. М: Большая Российская энциклопедия, 1998. Т.5. С. 229-230.

Климонтович Ю.Л. Введение в физику открытых систем. – М: Янус-К, 2002. – 284 с.

Коноплёва Н.Г., Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю., Яковенчук В.Н. Отчет о результатах научно-исследовательских работ по теме «Уточнение закономерностей геологического строения Юго-восточного рудного поля Хибин на примере Коашвинского месторождения». – Апатиты, Росгеолфонд, ТГФ Мурманкомприроды, ОАО «Апатит», 2003. 307 с.

Коноплёва Н.Г., Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А., Яковенчук В.Н., Михайлова Ю.А., Горяинов П.М. Минеральная зональность фойяитов Хибинского массива по профилю от ст. Хибинь до г. Рыпнецк // Труды II Ферсмановской научной сессии. Апатиты: Изд. “К&М”, 2005. С. 116–119.

Коноплёва Н.Г., Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А., Яковенчук В.Н., Меньшиков Ю.П., Корчак Ю.А. Амфиболы Хибинского щелочного массива // Труды III Ферсмановской научной сессии. Апатиты: Изд. К&М, 2006. С. 124–127.

Коробейников А.Н., Павлов В.П. Щелочные сиениты восточной части Хибинского массива // Щелочной магматизм северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты: Изд. Кольского НЦ АН СССР, 1990. С. 4–19.

Корчак Ю.А., Коноплёва Н.Г., Яковенчук В.Н., Иванюк Г.Ю., Меньшиков Ю.П., Пахомовский Я.А. Минералы группы корунда в породах Хибинского щелочного массива (Кольский полуостров) // Записки РМО. 2006. 135. № 6. С. 41–54.

Костылева-Лабунцова Е.Е., Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н., Шлюкова З.В., Дорфман М.Д., Дудкин О.Б., Козырева Л.В., Икорский С.В. Минералогия Хибинского массива. Том. 1.: Магматизм и постмагматические преобразования. М.: Наука, 1978. 227 с.

Кроновер Р.М. Фракталы и хаос в динамических системах. – М.: Постмаркет, 2000. 352 с.

Куплетский Б.М. Петрографический очерк Хибинских тундр // Труды Института по изучению Севера. 1928. Вып. 39. С. 76–203.

Куплетский Б.М. Формация нефелиновых сиенитов СССР. Петрография СССР. Сер. 2. № 3. Л.: Изд. АН СССР, 1937.

Кухаренко А.А., Булах А.Г., Багдасаров Э.А., Римская-Корсакова О.М., Нефедов Е.И., Ильинский Г.А., Сергеев А.С., Абакумова Н.Б. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М.: Недра, 1965. 772 с.

Лапухов А.С., Прокопенко А.И., Иванов Н.Б. и др. Рудообразующие системы колчеданно-полиметаллических месторождений зон смятия. Рудный Алтай. – Новосибирск: Наука, 1986. 190 с.

Летников Ф. А. Синергетика геологических систем. – Новосибирск: Наука, 1992. 230 с.

Летников Ф. А., Балышев С. О., Лашкевич В. В. Гранито-гнейсовые купола как пример самоорганизующихся систем в литосфере // Доклады РАН. 2000. Т. 370. № 1. С. 67 – 70.

Лукашев К.И., Лукашев В. К. Геохимические поиски элементов в зоне гипергенеза. – Минск: Наука и техника, 1967. Кн. 1, 2. 300 с.

Марков Г.А. Распределение напряжений в северо-восточной части Фенноскандии: влияющие факторы и возможность регионального прогноза // Отражение современных полей напряжений и свойств горных пород в состоянии скальных массивов. - Апатиты: Изд. Кольского филиала АН СССР, 1977. С. 73–77.

Михайлов Д.А. Метасоматическое происхождение железистых кварцитов докембрия. Л.: Наука, 1983. 168 с.

Мезенцева А.Е. Принципы самоорганизации и динамика формирования рудообразующих систем на примере золото-серебряных месторождений Северо-Востока России // Тезисы докладов IX сессии Сев.-Вост. отд. ВМО “Геологическое строение, магматизм и полезные ископаемые Северо-Восточной Азии”. Магадан: Изд. СВКНИИ, 1997. С. 116 – 120.

Недра России. Т.1. Полезные ископаемые. Под ред. Межеловского Н.В. и Смыслова А.А.. – С.-Пб.–М.: Горный институт, Межрегион. центр по геол. картографии. 2001. 547 с.

Никитин И.В., Иванюк Г.Ю. Структурная упорядоченность в железистых кварцитах (Печегубское месторождение) // Рудогенез в метаморфических комплексах докембрия. Апатиты, изд. Кольского НЦ АН СССР. 1991. С. 45-54.

Николаев А.П., Горяинов П.М. Квазипериодические явления в метаморфических породах как отражение их упорядоченности строения (на примере железорудных ассоциаций Кольского полуострова) // Геология и геофизика, 1990. № 11. С. 86 – 93.

Николис Г., Пригожин И. Познание сложного. – М.: Мир, 1990. 344 с.

Онохин Ф.М. Особенности структуры Хибинского массива и апатито-нефелиновых месторождений. Л.: Наука, 1975. 106 с.

Пеков И.В., Подлесный А.С. Минералогия Кукисвумчоррского месторождения (щелочные пегматиты и гидротермалиты). М.: Земля, 2004. 172 с.

Перекрест И.И., Лазарева Л.Ф., Каменев Е.А. и др. Отчет о результатах детальной разведки Партомчоррского месторождения комплексных апатито-нефелиновых руд с подсчетом запасов по состоянию на 1-е октября 1973 года. Кировск, 1978.

Перекрест И.И., Смирнов В.В. Геологическая и структурная позиция апатитового месторождения Снежный Цирк // Структурный контроль оруденения в магматических и метаморфических комплексах Кольского полуострова. Апатиты: Изд. Кольского филиала АН СССР, 1985. С. 13–22.

Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: Изд. Кольского НЦ РАН, 2002. 359 с.

Полканов А.А. Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского полуострова. М., Л., 1935. 656 с.

Пушкарев Ю.Д., Шестаков Г.И., Рюнгген Г.И., Шуркина Л.К. Гранитоиды древнее 2800 млн. лет на Кольском полуострове // Древнейшие гранитоиды восточной части Балтийского щита. Апатиты: Изд. Кольского филиала АН СССР, 1979. С. 18–43.

Рослякова Н. В., Росляков Н. А. Эндогенные ореолы месторождений золота. — Новосибирск: Наука, 1975. 131 с.

Руденко А.С. К генезису апатитовых месторождений Хибинского массива // Записки ЛГИ. 1964. Т. 47. № 2.

Рундквист Д. В. О значении формационного анализа при прогнозных исследованиях // Прогнозные оценки территорий. — Ленинград: Недра, 1986. С. 17 – 39.

Русинов В. Л., Жуков В. В. Модель образования ритмично-полосчатых текстур в экзогенных и гидротермально-метасоматических системах // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36. № 6. С. 520 – 535.

Садовский М.А. О естественной кусковатости горных пород // Доклады АН СССР. 1979. Т. 247. № 4. С. 829–830.

Семенов Е.И., Еськова Е.М., Капустин Ю.Л., Хомяков А.П. Минералогия щелочных массивов и их месторождений. — М.: Наука, 1974. 248 с.

Сняtkова О.Л., Михняк Н.К., Маркитахина Т.М., Принягин Н.И., Чапин В.А., Железова Н.Н., Дуракова А.Б., Евстафьев А.С., Подурушин В.Ф., Калинин М.М. Отчет о результатах геологического доизучения и геохимических поисков на редкие металлы и апатит масштаба 1:50000, проведенных в пределах Хибинского массива и его обрамления за 1979-83 гг. — Мончегорск, 1983.

Сухорученко А.Н. Разработка и исследование методики локального структурно-спектрального анализа оптических изображений морской поверхности. Диссертация на соискание ученой степени кандидат технических наук. — М.: Московский государственный университет геодезии и картографии, 2006.

Тихоненков И.П. Нефелиновые сиениты и пегматиты северо-восточной части Хибинского массива и роль постмагматических явлений в их формировании. М.: Изд. АН СССР, 1963. 247 с.

Трегуб А.И. Геоморфология. Курс лекций. — Воронеж, Воронежский Госуниверситет, 2002.

Урицкий В. М., Троян В. Н. Оценка изменений фрактальной геометрии региональной сейсмичности при крупных землетрясениях // Вопросы геофизики. Вып. 35. С.-Петербург: Изд. СПбГУ, 1998. С. 39 – 42.

Федер Е. Фракталы. Москва: Мир, 1991, 260 с.

Ферсман А., Бонштедт Э., Гуткова Н., Костылева Е., Куплетский Б., Лабунцов А. Описание месторождений Хибинских и Ловозерских Тундр // Хибинские и Ловозерские Тундры. М.: Изд. Научно-технического управления ВСНХ, 1928. С. 203-380.

Ферсман А.Е. Геохимические дуги Хибинских тундр // Доклады АН СССР. 1931. Сер.А. № 14. С. 367–376.

Ферсман А.Е. Полезные ископаемые Кольского полуострова. М., Л.: Изд. АН СССР, 1941. 345 с.

Фивег М.П. Внутренняя апатитовая дуга и ийолитовые породы Хибинской тундры (по работам 1931 г. ГГО НИУ) // Агрономические труды СССР (под ред. А.В.Казакова). Том II. Часть 1. М.: Геолого-нефтяное издательство, 1934. С. 33–42.

Фурсов В.З. Геологический отчет о работах по объекту: «Провести ртутнометрические литохимические исследования по оценке перспектив геохимических аномалий прошлых лет на золото и другие металлы по участкам листов О-50-122, О-49-133, О-50-51, О-50-110, а также – обобщение ртутнометрической площадной съемки по листу М-50-III (Балей)». – Москва, Фонды ИМГРЭ, 2007.

Хаиба Х. Х. Сравнительный анализ закономерностей размещения месторождений железа Западной Африки (Западная Сахара, Мавритания), Кольского полуострова и Сибири. – Диссертация на соискание ученой степени к.г.-м.н. Иркутск: 2006.

Хакен Г. Синергетика. – М.: Мир. 1980. 404 с.

Хакен Г. Информация и самоорганизация. Москва: Мир, 1991. 240 с.

Харитонов Л.Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М.: Недра, 1966. 360 с.

Челидзе Т. Л. Методы теории протекания в механике геоматериалов. Москва: Наука, 1987. 136 с.

Шаблинский Г.Н. К вопросу о глубинном строении Хибинского и Ловозерского плутонов // Труды Ленинградского общества естествоиспытателей. 1963. Т. 74. С. 41–43.

Шифрин Д.В. Общая геологическая характеристика месторождений железных руд Приимандровского района // Изв. Лен. ГГГТ, 1934. № 2. С. 30–34.

Шуркин К. А., Горлов Н. В., Салье М. Е. и др. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. Москва, Ленинград: Изд. АН СССР, 1962. 306 с.

Шустер Г. Детерминированный хаос. – М.: Мир, 1988. 237 с.

Яковенчук В. Н., Иванюк Г. Ю., Пахомовский Я. А. Фрактальный доннейит-маккельвиитовый агрегат как природный аналог “салфетки Серпинского” // Доклады РАН. 1996. Т. 346. № 3. С. 375 – 379.

Эбелинг В. Образование структур при необратимых процессах. – М.: Мир, 1979. 279 с.

Яковенчук В.Н., Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А., Меньшиков Ю.П. Минералы Хибинского массива. – М.: Земля. 1999. 326 с.

Arzamastsev A.A. Unique Paleozoic intrusions of the Kola Peninsula. KSC RAS Publishing. Apatity, 1994. 79 p.

Bak P. How nature works. The science of self-organized criticality. Oxford University Press, 1997. 300 p.

Blenkinsop T. The Fractal Distribution of Gold Deposits: Two Examples from the Zimbabwe Archaean Craton // Fractal and Dynamic System in Geosciences, ed. J.H. Kruhl. Springer-Verlag. 1994. P. 247-258.

Broadbent S. R., Hammerslay J. M. Percolation processes. Crystals and mazes. // Proc. Cambridge Philos. Soc. 1957. Vol. 53. P. 629-641.

- Caldarelli G., Castellano C., Vespignani A. Fractal and topological properties of directed fractures // *Phys. Rev. E*. 1994. Vol. 49. No. 4. P. 2673 – 2679.
- Chen K., Bak P., Obukhov S. P. Self-Organized Criticality in a Crack Propagation Model of Earthquakes // *Phys. Rev. A*. 1990. Vol. 43. P. 625.
- Frey E., Tauber U.C., Schwabl F. Crossover from isotropic to direct percolation // *Phys. Rev. E*. 1994. Vol. 49. No. 6. P. 5058–5065.
- Goryainov P.M., Ivanyuk G.Yu. On genesis of banded iron-formation of the Kola peninsula. Synergetic aspects // *Theophrastus' contributions to advanced studies in geology*. Vol. II. Theophrastus Publications A. E., Athens, 1998. P. 249–267.
- Hamilton D.L. Nephelines as crystallization temperature indicators // *J. Geol.* 1961. Vol. 69. P. 321–329.
- Hayward S.A., Pryde A.K.A., de Dombal R.F., Carpenter M.A., Dove M.T. Rigid Unit Modes in disordered nepheline: a study of a displacive incommensurate phase transition. // *Phys. Chem. Minerals*. 2000. Vol. 27. P. 285–290.
- Hirata T. Fractal dimension of fault systems in Japan: Fractal structure in rock fracture geometry at various scales // *PAGEOPH*. 1989. Vol. 131. P. 157 – 170.
- Ivanov S.S. Global relief: Evidence of Fractal Geometry // *Fractal and Dynamic System in Geosciences*, ed. J.H. Kruhl. Springer-Verlag. 1994. P. 221-232.
- James H.L. Sedimentary facies of iron formation // *Econ. Geol.* 1954. Vol. 49. P. 235–293.
- Khomysakov A.P. Mineralogy of hyperagpaitic alkaline rocks. Clarendon Press, Oxford, 1995. 223 p.
- Korvin G. Fractal models in the Earth sciences. Elsevier Science, 1995. 350 p.
- Kremenetskaya E.O., Ringdal F., Kuzmin I.A., Asming V.E. Seismological aspects of mining activity in Khibiny. A brief overview. Preprint of the Kola Regional Seismological Centre of the RAS, Apatity, 1995. 23 p.
- Lorenz E. Deterministic nonperiodic flow // *J. Atmos. Sci.* 1963. V. 20. P. 130.
- Mandelbrot B. The fractal geometry of Nature. San-Francisco, W.H. Freeman, 1983. 461 p.
- McClelland L., Simkin T., Summers M., Nielson E., Stein T. C. (eds). Global Volcanism 1975 – 1985. Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ, 1989. 655 pp. Noever D.A. Himalayan Sandpiles // *Phys. Rev. E*. 1993. Vol. 47. P. 724.
- Nakano T. A “fractal” study of some rias coastlines in Japan // *Ann. Rep. Inst. Geosci., Univ. Tsukuba*, 1983. No 9. P. 75-80.
- Noever D. A. Himalayan Sandpiles // *Phys. Rev. E*. 1993. Vol. 47. P. 724.
- Ramsay W., Hackman V. Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola. I. // *Fennia*. 1894. T. 11, S. 1–225.
- Robertson M.C., Sammis C.G., Sahimi M., Martin A.J. Fractal analysis of three dimensional spatial distributions of earthquakes with a percolation interpretation // *J. Geophys. Res.* 1995. Vol. 100. No. B1. P. 609–620.
- Rodriguez-Iturbe I., Rinaldo A. Fractal River Basins: Chance and Self-Organization. Cambridge University Press, 1997.
- Rothman D. H., Grotzinger J.P., Flemings P. Scaling in turbidite deposition // *J. Sediment.*

Res. 1994. Vol A64. P. 59.

Sahimi M., Robertson M.C., Sammis C.G. Fractal distribution of earthquake hypocenters and its relation to fault pattern and percolation // Phys. Rev. Lett. 1993. Vol. 70. No. 14. P. 2186–2189.

Turcotte D.L. Fractals and chaos in geology and geophysics. Cambridge University Press, 1992. 220 p.

Yakovenchuk V.N., Ivanyuk G.Yu., Pakhomovsky Ya.A., Men'shikov Yu.P. (Ed. F. Wall). Khibiny. Laplandia Minerals, Apatity, 2005. 467 p.

Приложение 1. Содержание акцессорных минералов в фойюитах Хибинского массива.

Расстояние, км	Пирохлор	Энигматит	Астрофил- лит	Лампро- филлит	Баритолам- профиллит	Розенбушит	Аннит
2,5	36	82	0	91	0	18	0
7,5	20	50	0	80	30	20	20
12,5	22	33	0	100	11	0	11
17,5	0	67	33	67	0	0	33
22,5	10	30	50	20	0	0	50
27,5	29	0	57	29	14	29	57
32,5	25	0	25	0	0	25	75
37,5	20	10	10	0	0	30	50
42,5	0	0	33	33	0	0	33
47,5	20	30	10	90	50	0	0
52,5	29	57	0	86	14	14	14

Примечания.

Содержание минералов определялось по пятикилометровым участкам усреднения; расстояние центра участка усреднения от точки А указано в первой колонке.

Содержание минералов определено как количество зерен минерала в образцах фойюитов на пятикилометровом участке усреднения.

Приложение 2. Содержание главных минералов в фойяитах.

№ обр.	Fsp, %	Dark, %	Ne, %
1	57,1	6,2	36,6
2	62,8	11,3	25,9
3	46,7	12,5	40,7
4	55,7	6,0	38,2
5	48,8	11,3	39,9
6	53,2	9,1	37,7
7	44,7	9,8	45,4
8	44,1	8,0	47,9
9	58,2	9,2	32,6
10	60,6	10,9	28,5
11	57,5	6,5	36,0
12	49,7	14,7	35,6
14	59,7	14,2	26,1
15	35,4	15,9	48,7
16-1	41,5	29,0	29,5
17	48,4	15,0	36,5
18	48,7	9,9	41,4
20	49,1	16,4	34,5
21	39,9	13,0	47,1
22	54,5	12,9	32,7
23	43,2	15,8	41,0
24	29,2	29,5	41,3
25	42,0	15,6	42,4
26	54,2	11,5	34,3
27	54,3	12,1	33,6
28	55,5	8,3	36,2
28-1	37,3	20,6	42,2
34	36,1	13,2	50,8
34-2	41,4	13,4	45,2
35-2	47,3	13,8	38,9
36	41,1	6,1	52,7
36-1	49,5	18,6	31,9
37	49,8	10,5	39,7
38	48,6	16,0	35,4
39	37,3	13,2	49,5
40	37,8	20,6	41,5
41	34,1	19,3	46,7
42	48,6	15,8	35,6
43	49,7	11,0	39,3
43-2	41,7	12,6	45,6
44	44,0	10,3	45,7
45	43,7	18,1	38,2

№ обр.	Fsp, %	Dark, %	Ne, %
46-2	58,0	13,8	28,2
46-3	94,5	5,5	0,0
47	47,8	13,1	39,1
48-1	42,1	18,1	39,8
49	48,3	9,1	42,7
50	45,4	10,5	44,0
51	50,3	11,7	38,0
52-2	44,9	10,6	44,5
52-1	36,7	17,7	45,6
53	62,2	16,5	21,3
54	68,6	9,8	21,6
55	57,0	9,5	33,4
56	49,3	9,1	41,6
57	41,0	18,2	40,7
58	50,7	10,5	38,8
59	45,7	7,9	46,4
60	37,8	12,0	50,3
61-1	31,6	32,2	36,2
62	39,1	14,6	46,3
64-1	27,5	35,5	37,0
65-1	22,8	60,3	16,9
66-2	34,6	30,5	34,9
69-1	33,1	18,5	48,4
71-2	36,6	24,7	38,7
77	38,1	21,5	40,4
79	37,5	15,7	46,8
80	53,7	9,3	37,0
81	48,4	15,8	35,7
82	42,7	20,7	36,7
83	32,9	19,2	47,9
84	46,2	12,5	41,3
84-1	39,7	46,8	13,5
86	42,1	9,4	48,5
87	40,1	16,9	43,0
88	39,9	15,3	44,8
89	35,4	14,5	50,1
91	39,8	8,0	52,2
92	44,7	15,7	39,6
93	40,2	10,8	49,0
94	46,1	22,2	31,7
95-1	38,3	12,9	48,8

Сокращения: Fsp – калиевый полевой шпат, Dark – пироксены+амфиболы, Ne – нефелин.

Значения определены как процент площади, заполненной данным минералом, от всей поверхности полированного штуфа.