

СТЕПЕНЬ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОСТИ ГЕОХИМИЧЕСКОГО ПОЛЯ КАК ПОИСКОВЫЙ ПРИЗНАК

А. О. Калашников

Геологический институт Кольского научного центра РАН.

Разработан метод количественной оценки степени дифференцированности геологических комплексов. Данное свойство рассмотрено как критерий относительной упорядоченности самоорганизующихся геологических систем. На примере двух разных по возрасту и генезису геологических объектов демонстрируется применение такой оценки как достаточно универсального метода для выявления наиболее перспективных на полезные ископаемые участков геохимического поля.

Введение

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.). Наиболее явно эта идея выражена в работе (Николаев, Горяинов, 1990), в которой было предложено использовать в качестве достаточно универсального критерия оценки потенциальной рудоносности разреза полосчатой железистой формации (ПЖФ) модуль дискретности. Модуль дискретности – это мера, характеризующая степень неоднородности геологического разреза и представляющая собой отношение количества межпородных разделов к единице мощности разреза. Результаты указанного исследования показали, что для рудных частей разреза характерны более высокие значения

модуля дискретности. Это фактически означает, что критерием рудоносности для ПЖФ является не столько вещественный состав пород, сколько дифференцированность рудовмещающей толщи, т.е. ее организация.

В литературе отмечалась связь между степенью дифференцированности того или иного литосферного ансамбля и наличием в нем месторождений. 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, на материалах которых и был установлен описываемый эффект. Вариации модуля дискретности во всех перечисленных

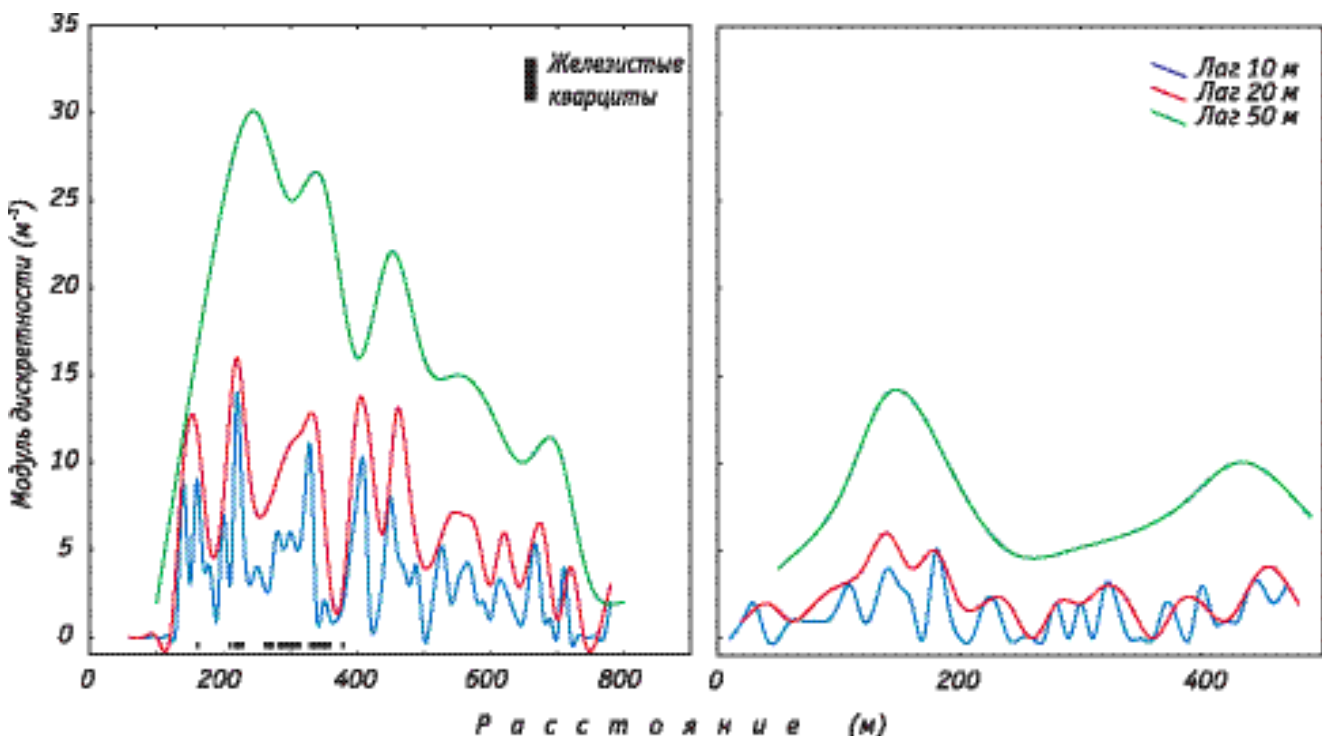


Рис. 1. Вариации модуля дискретности в рудном (слева) и безрудном (справа) разрезах участка Аномальный (южная часть Кировогорского месторождения, Кольский полуостров).

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 (рис. 1) (Горяинов, Иванюк, 2001).

Это свидетельствует о том, что степень дифференцированности участков земной коры, а в общем случае – ее упорядоченность, может являться универсальным поисковым признаком, не зависящим от того, какие из установленных переменных формируют признаки упорядоченности (дифференцированности). Одной из наиболее простых и универсальных переменных может являться химический состав пород, причем уже имеющиеся базы данных геохимического опробования можно использовать без проведения дополнительных полевых исследований.

Данное предположение базируется на представлении о том, что большинство (если не все) геологических объектов являются самоорганизующимися системами, которые активно реагируют на неспецифическое внешнее воздействие (например, приток эндогенной энергии). Главным следствием из физической природы процессов самоорганизации для прогнозно-поисковых и разведочных работ является то, что наиболее перспективные на полезные ископаемые участки характеризуются максимальной когерентностью различных элементов системы – содержаний химических элементов, геофизических переменных, минерального состава и т.д., т.е. максимальной степенью упорядоченности.

Основываясь на этих идеях, мы предположили, что признаком, указывающим на возможность нахождения рудопроявления, может служить мера неоднородности, включающая в себя по возможности большее количество переменных, – например, мера неоднородности геохимического поля, включающего большинство главных элементов. Для подтверждения этого предположения был проведен эксперимент на двух совершенно разных по возрасту, генезису и геологической обстановке геологических объектах – на палеозойском Хибинском массиве нефелиновых сиенитов и архейском Оленегорском железорудном месторождении полосчатой железистой формации (ПЖФ) (оба объекта на Кольском полуострове).

Эксперимент

Методика эксперимента основана на изучении данных сквозного геохимического опробования структур, представляющих собой геологические образования разного возраста и генезиса: Хибинского массива нефелиновых сиенитов с его крупнейшими в мире апатитовыми месторождениями и Оленегорского железорудного месторождения.

Геологическая обстановка

Первым объектом изучения стал самый крупный в мире щелочной массив – Х и б и н с к и й м а с с и в н е ф е л и н о в ы х с и е н и т о в (рис. 2). Он расположен в центральной части Кольского полуострова на контакте архейских гранитогнейсов Кольского блока и протерозойского вулканогенно-осадочного комплекса Имандра-Варзуга. В плане массив имеет форму овала, слабо вытянутого в широтном направлении. По геофизическим данным (Шаблинский, 1963), внешний контакт массива до глубины 6-8 км круто падает (под углом 70-90°) к осевой линии, а затем резко выполаживается. Главными породами массива являются фойяиты, слагающие более 70% его объема. Тело фойяитов разделено на две приблизительно равные по объему части Главной кольцевой зоной мельтейгит-уртитов и апатито-нефелиновых пород мощностью от 50–500 м на севере до 1500–2000 м на юго-западе. Главное кольцо почти на всем своем протяжении имеет симметрично-зональное строение: фойяиты – рисчорриты – фойидолиты – апатито-нефелиновые породы – фойидолиты – рисчорриты – фойяиты. Такая зональность массива подчеркивается наличием между рисчорритами и фойяитами почти непрерывного кольца альбититов и ороговикованных ксенолитов вулканогенно-осадочных пород, а также приуроченностью более поздних даек щелочных и щелочно-ультраосновных пород, трубок взрыва, пегматитовых и гидротермальных жил к Главному кольцу. Во внешней части тела фойяитов, кроме того, проявлена еще одна, Малая, полукольцевая зона (до 500 м мощностью) ороговикованных вулканогенно-осадочных пород и фойидолитов (Yakovenchuk et al., 2005). Возраст Хибинского массива по данным Rb-Sr и Sm-Nd датирования составляет 370 млн. лет (Kramm, Kogarko, 1994).

Оленегорское железорудное месторождение находится в северо-восточной части Приимандровской структуры, 20-километровый овал тоналитовых («серых») гнейсов которой окружен 0.2–3 километровой полосой пород ПЖФ, представленных зональной толщей: железистыми кварцитами, магнетито-карбонатными породами, различными скарноидами, нодулярными, биотито-мусковитовыми, биотитовыми и роговообманковыми гнейсами, актинолитовыми, жедритовыми и роговообманковыми амфиболитами (рис. 3). Сами же месторождения железистых кварцитов приурочены исключительно к приповерхностным частям осевых зон этих швов (Goryainov, Ivanyuk, 1998; Горяинов, Иванюк, 2001). На сегодняшний день 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, биотитороговообманковыми и биотито-жедритовыми гнейсами, роговообманковыми и жедритовыми амфиболитами. Рудное тело характеризуется почти идеальной замкнутой аутигенной зональностью (Горяинов, 1976): слабрудные сульфидно-магнетитовые железистые кварциты – рудные магнетитовые железистые кварциты – рудные гематито-магнетитовые железистые кварциты – рудные магнетитовые железистые кварциты – слабрудные сульфидно-магнетитовые железистые кварциты – безрудные сульфидсодержащие железистые кварциты. По мере продвижения к флангам гематито-

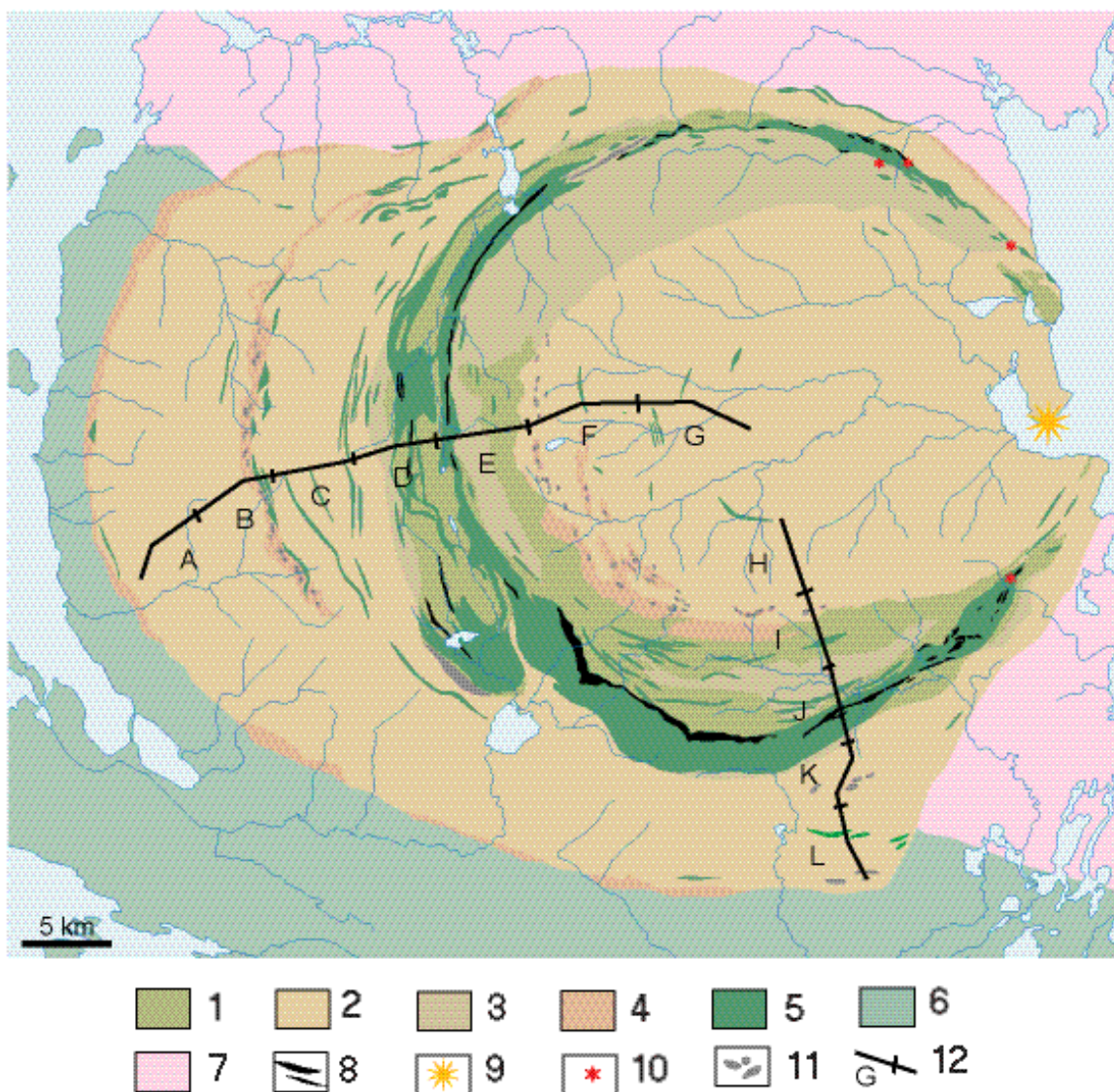


Рис. 2. Хибинский массив нефелиновых сиенитов (Сняtkова, Михняк, 1983; с упрощениями). 1 - пойкилитовые нефелиновые сиениты; 2 – фойяиты; 3 - “лявочорриты”; 4 - мелкозернистые нефелиновые сиениты; 5 – фойдолиты; 6 - протерозойский комплекс; 7 - архейский комплекс; 8 – апатито-нефелиновые породы; 9 – карбонатиты; 10 – трубки взрыва; 11 – ксенолиты вулканогенно-осадочных пород. Латинскими буквами обозначены участки усреднения геохимических профилей.

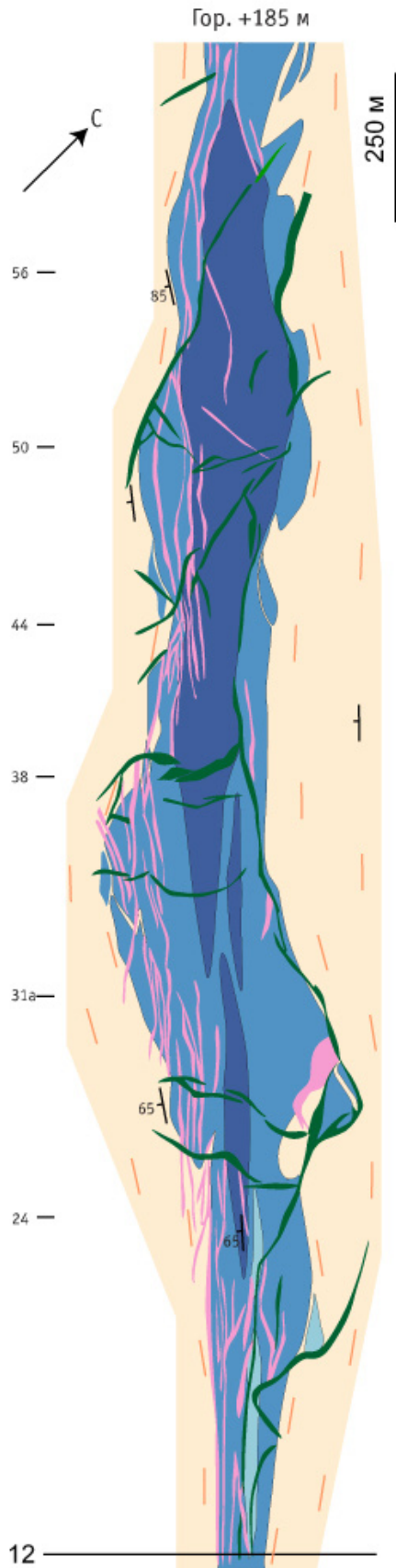


Рис. 3. Оленегорское железорудное месторождение. План горизонта +185 м (Иванюк, 2003; с упрощениями). 1 – магнетито-гематитовые кварциты; 2 – гематитовые и сульфидно-гематитовые кварциты; 3 – гнейсо-амфиболитовая толща ПЖФ; 4 – долериты; 5 – элементы залегания; 6 – поперечные профили и их номера.

магнетитовые железистые кварциты постепенно исчезают вообще, а мощность слабрудных железистых кварцитов увеличивается, так что 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.

Железистые кварциты Оленегорского месторождения отличаются наибольшим среди аналогичных пород других месторождений Приимандровской структуры разнообразием слагающих их минеральных ассоциаций. Гематито-магнетитовые железистые кварциты представлены здесь своими флогопитовыми, тремолитовыми, антофиллитовыми, тальковыми, клинохлоровыми и переходными между ними разновидностями (\pm андрадит, кальцит, магнезиальная роговая обманка и др.), магнетитовые железистые кварциты в качестве породообразующих силикатов могут иметь биотит, диопсид-геденбергит, антофиллит, актинолит-ферроактинолит и грюнерит в ассоциации друг с другом, а также с альмандином, эпидотом и роговой обманкой. В сульфидно-магнетитовых железистых кварцитах преимущественное распространение получил грюнерит с переменным количеством геденбергита, железистой роговой обманки, эпидота и альмандина (Иванюк и др., 2001; Базай, Иванюк, 2006).

Обработка данных

В работе были использованы:

1. Два радиальных разреза, пересекающие палеозойский Хибинский массив от периферии к центру, вдоль которых сотрудниками Геологического института Кольского НЦ РАН Г.Ю.Иванюком, Н.Г.Коноплевым, Ю.А.Корчак, Я.А.Пахомовским и В.Н.Яковенчуком были отобраны 148 проб, определен их химический и минеральный состав, состав породообразующих и акцессорных минералов (Yakovenchuk et al., 2005, неопубликованные данные указанных исследователей). Оба профиля пересекают рудоконтролирующее ийолит-уртитовое тело (так называемое Главное кольцо). Первый профиль (А-Г на рис. 2) проходит через безрудную часть Главного кольца, второй (Н-Л на рис. 2) пересекает апатитовое месторождение Коашва.

2. Геохимический разрез архейской

ПЖФ, который является весьма контрастным геологическим комплексом. Различие геохимических переменных между разными типами пород этой формации существенно превышает колебания переменных внутри одного типопород (Иванюк, 2003). Поэтому для модельного эксперимента по исследованию корреляции степени неоднородности и вероятности рудоносности было вполне достаточным использовать средний (теоретический) состав пород. «Виртуальный» геохимический профиль был проведен через восточный фланг Оленегорского железорудного месторождения по профилю 12, где пройдены несколько глубоких скважин и детально изучен состав рудовмещающего комплекса (рис. 3).

Данные по каждому 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 следующим образом.

В качестве меры неоднородности было выбрано стандартное отклонение – наиболее употребительная мера рассеивания, т.е. отклонения от среднего.

Средствами факторного анализа производилась 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. Находились значения компонент

в каждой точке опробования с учетом всех переменных. Строился график изменения каждой главной компоненты по профилю с усреднением и нахождением стандартного отклонения для каждого участка усреднения.

Используя найденные стандартные отклонения, рассчитывалась степень дифференцированности каждого участка усреднения k :

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

где σ_{ik} – стандартное отклонение компоненты i на участке усреднения k ; w_i – вклад компоненты i в общую дисперсию.

Затем строился график изменения по разрезу величины D_k – степени дифференцированности выбранных участков усреднения. Полученный график сравнивался с пространственным положением рудных тел, месторождений или рудоконтролирующих зон.

Результаты.

ПЖФ (Оленегорское месторождение). 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.1). На рис. 4 показано изменение по профилю первой и второй компонент факторного анализа.

Табл. 1. Результаты факторного анализа по «виртуальному» геохимическому разрезу, профиль 12,

Элемент	Факторные нагрузки (главные компоненты)	
	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

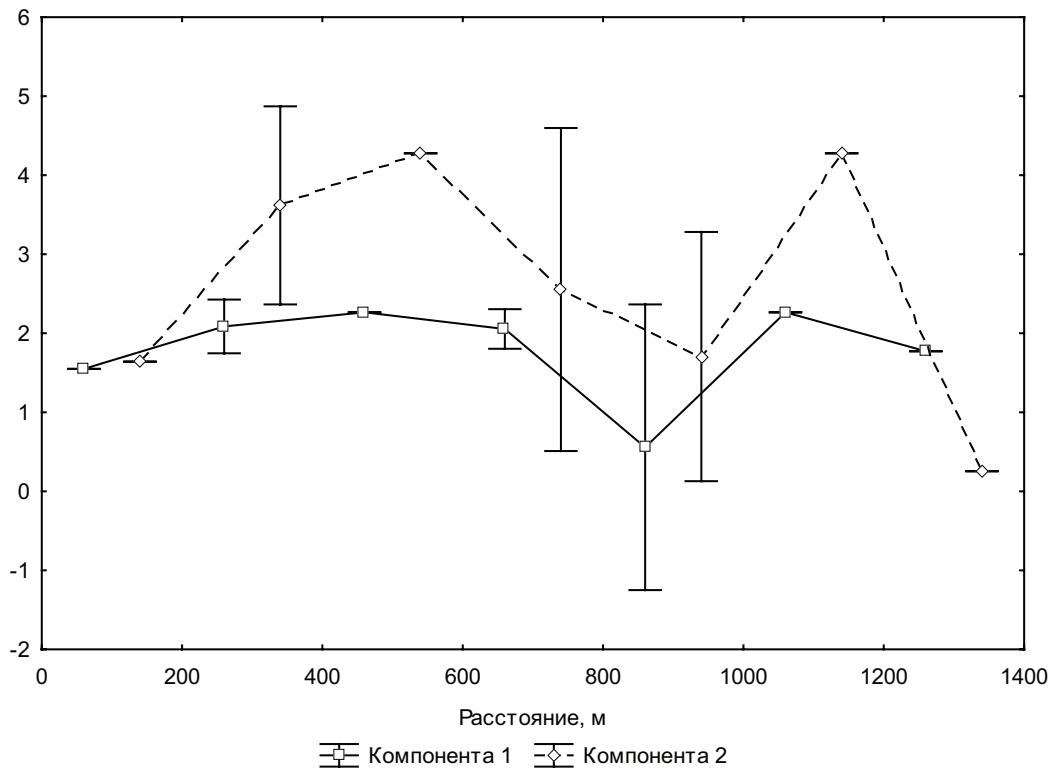


Рис. 4. Изменение первой и второй компонент факторного анализа по профилю 12 Оленегорского месторождения (см. рис. 3).



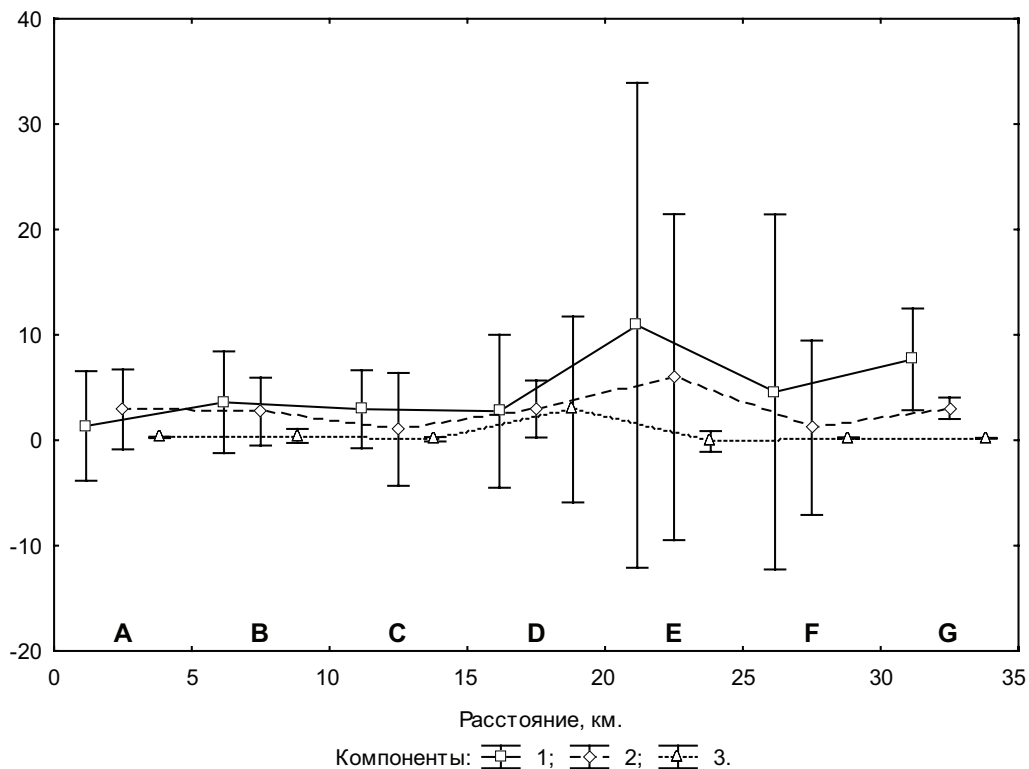
Рис. 5 Степень дифференцированности геохимического поля по профилю 12 Оленегорского месторождения.

Обработка данных по вышеизложенной методике позволила построить график, отражающий степень дифференцированности геохимического профиля (рис. 5). Если 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

Табл.2 Результаты факторного анализа по геохимическому профилю А–G, Хибины (см. рис. 2).

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. 6.** Изменение первых трех компонент факторного анализа. Хибинский массив, профиль А–G (см. рис. 2). Латинскими буквами обозначены участки усреднения.

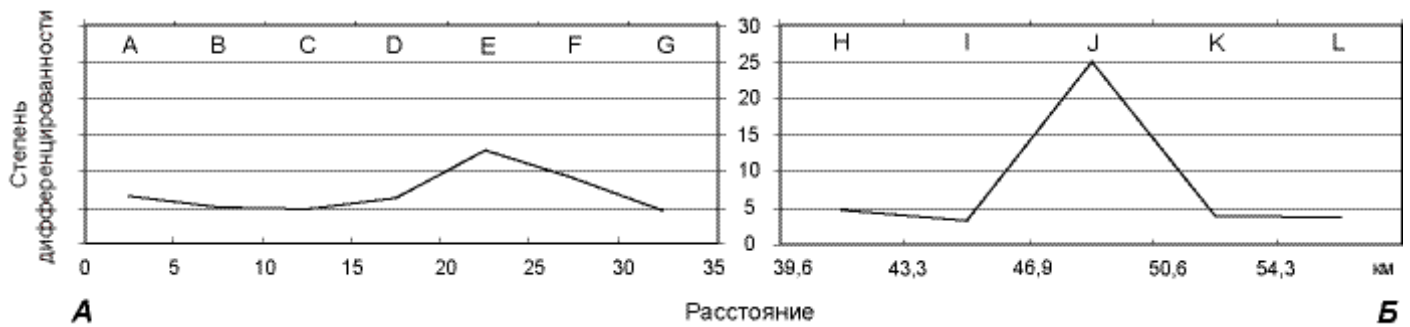


Рис. 7. Степень дифференцированности разрезов Хибинского массива: а – по профилю А–Г, б – по профилю Н–Л.

дифференцированности комплекса можно рассматривать как график степени вероятности оруденения. Это в полной мере согласуется с выводами предыдущих исследований разреза ПЖФ (Николаев, Горяинов, 1990),

Хибинский массив нефелиновых сиенитов.

Профиль А–Г. По результатам факторного анализа (метод главных компонент с нормализацией и варимаксным вращением) геохимического профиля А–Г 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. 2. На рис. 6 показано изменение по профилю первых трех компонент факторного анализа.

Обработав результаты опробования по изложенной методике, был построен график степени дифференцированности геологического разреза по профилю А–Г (рис. 7а). Степень дифференцированности максимальна на отрезке усреднения Е (20–25 км от начальной точки профиля). Профиль пересекает рудоконтролирующую зону – так называемое Главное кольцо – на границе участков D и E. Отрезок усреднения Е 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 усреднения находится апатитовое месторождение Куэльпорр. Таким образом, максимальная степень дифференцированности геохимического профиля точно указывает на наиболее перспективные участки профиля.

Профиль Н–Л (см. рис. 2) отличается от предыдущих 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. 3. На рис. 8 показаны первые три компоненты, дающие около 63% общей дисперсии.

Обработав результаты по изложенной методике, мы получили график, отражающий степень дифференцированности геохимического профиля (рис. 7б).

Наиболее дифференцированным является участок осреднения J (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 профиль Н–Л является фактически продолжением профиля А–Г, то будет корректным сравнить абсолютные значения степени дифференцированности и их соответствия рудоносным зонам. Максимальное значение степени дифференцированности на профиле А–Г приблизительно равняется 12, а на профиле Н–Л – около 25. Т.е. участок осреднения J, проходящий через месторождение Коашва, по степени дифференцированности превосходит участок Е (проходящий через рудоконтролирующую зону, но не пересекающий крупных рудопроявлений) примерно в два раза.

Таким образом, при заведомо неясном

Табл.3 Результаты факторного анализа по геохимическому профилю Н–L, Хибины (см. рис. 2).

Элементы	Факторные нагрузки (главные компоненты)					
	Компонента 1	Компонента 2	Компонента 3	Компонента 4	Компонента 5	Компонента 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

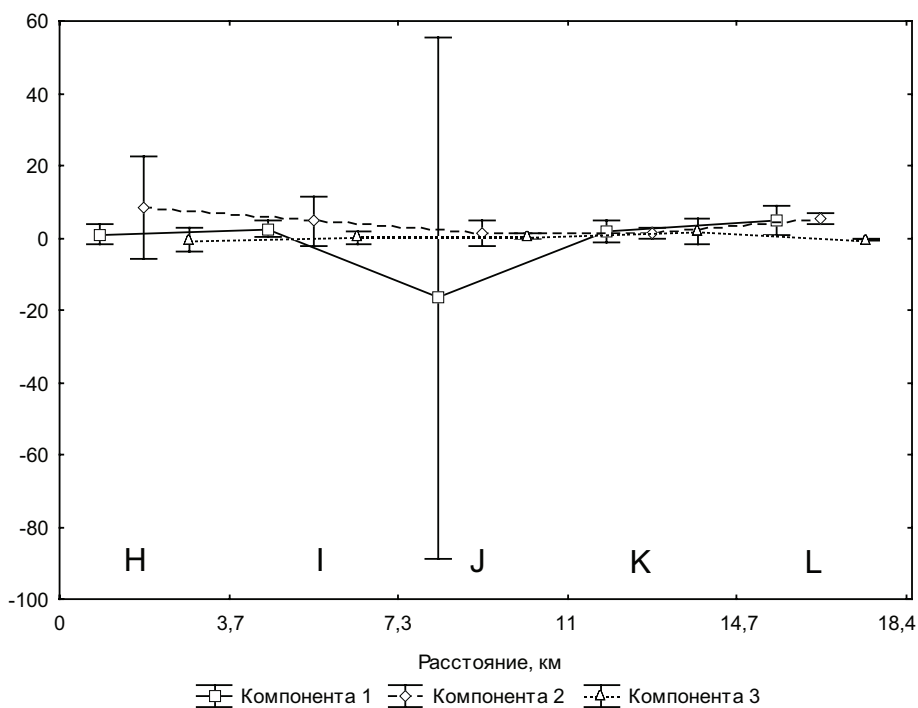


Рис. 8. Изменение первых трех компонент факторного анализа. Хибинский массив, профиль Н–L (см. рис. 2). Латинскими буквами обозначены участки усреднения.

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 профилями, обработанными предложенным методом. Естественно, это сравнение корректно лишь в пределах какого-либо одного объекта.

Обсуждение.

Четкая приуроченность концентраций полезных элементов к наиболее дифференцированным частям геологических систем, показанная данным исследованием, является свидетельством того, что месторождения (рудопоявления) являются наиболее упорядоченными частями геологических систем.

Фактически, мы использовали меру дифференцированности в качестве критерия относительной упорядоченности, используя дисперсию по аналогии с информационной энтропией (т.к. вероятность того или иного значения переменной обратно пропорциональна дисперсии участка осреднения). Последняя используется в статистической теории в качестве меры неопределенности рассматриваемых состояний. Однако для объективной оценки относительной упорядоченности различных участков профиля разность информационной энтропии не может быть в строгом смысле мерой относительной упорядоченности различных участков, т.к. она 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.

Предложенный метод оказался эффективным как на примере магматического, так и метаморфического объектов. Предполагается, что для эффективности данного метода должны наличествовать следующие условия:

- геологическая система должна являться самоорганизующейся (а не хаотизирующей);
- применение метода возможно только для исследования профилей, площадные исследования представляются весьма затруднительными;
- ряды опробования должны быть достаточно

длинными: не менее 30 точек;

- геохимическое опробование должно быть достаточно равномерными: стандартное 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 генетический 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, а также точнее описать граничные условия применимости данного метода.

Предварительные соображения дают основания рассматривать данный метод как достаточно универсальный. В этой связи было бы уместным использование данного метода на рудных объектах с не столь крупными параметрами, например, на благороднометалльных, с характерной для них латентной и рассеянной минерализацией.

Благодарности

Автор признателен сотрудникам Геологического института Кольского НЦ РАН Г.Ю.Иванюку, Н.Г.Коноплеву, Ю.А.Корчак, Я.А.Пахомовскому и В.Н.Яковенчуку за предоставленную возможность воспользоваться неопубликованными данными по зональности Хибинского массива, П.М.Горяинову, Г.Ю.Иванюку, Н.Г.Конплеву и Ю.Л. Войтеховскому – за консультации и ценные замечания при подготовке рукописи.

Список литературы

Базай А.В., Иванюк Г.Ю. Золотосеребряная минерализация околорудных скарноидов Оленегорского месторождения. // Минералогия во всем пространстве сего слова. Труды III

Ферсмановской научной сессии, посвященной 50-летию Кольского отделения Российского минералогического общества. Апатиты: Изд-во К&М, 2006. 102–105.

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

Горяинов П.М. Геология и генезис железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова. Л.: Изд-во «Наука», Ленинградское отделение, 1976. 147 с.

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

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.

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.

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.

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.

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

Сняtkова О.Л., Михняк Н.К. Отчет о результатах геологического доизучения и геохимических поисков на редкие металлы и апатит м-ба 1:50000, проведенных в пределах Хибинского массива и его обрамления за 1979-83 гг. Росгеолфонд, инв. № 24440, 1983.

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

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.

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.

Kramm U., Kogarko L.N. Nd and Sr isotope signatures of the Khibina and Lovozero apatitic centres, Kola Alkaline Province, Russia. // Lithos, 1994. Vol. 32. P.225-242.

Yakovenchuk V.N., Ivanyuk G.Yu., Pakhomovsky Ya.A., Men'shikov Yu.P. Khibiny. – Apatity, Laplandia Minerals, 2005. 472 p.