

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

М. И. ГОЛОД

**ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ  
МЕТОДЫ ПРИ ПОИСКАХ  
ТЕКТОНИЧЕСКИХ  
ПЕГМАТИТОНОСНЫХ  
ЗОН**

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р  
КАРЕЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ  
Институт геологии

---

Труды

Выпуск 39

М. И. ГОЛОД

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ  
ПРИ ПОИСКАХ  
ТЕКТОНИЧЕСКИХ  
ПЕГМАТИТОНОСНЫХ ЗОН



ЛЕНИНГРАД  
«НАУКА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
1978

Геофизические методы при поисках тектонических пегматитоносных зон.  
Г о л о д М.И. Л. „Наука“, 1978, 116 с.

В книге изложены результаты применения геофизических методов - электро-разведки (естественного электрического поля, вызванной поляризации, электропрофилирования на разных частотах), магниторазведки и гравиразведки при поисках тектонических пегматитоносных зон, фиксируемых пространственными системами пегматитов и вмещающими их породами, которые в значительной мере изменены в ходе синпегматитовых метасоматических процессов. Описаны физические свойства (плотность, пористость, магнитная восприимчивость, поляризуемость, диэлектрическая проницаемость на разных частотах электромагнитного поля) неизмененных и измененных вмещающих пегматиты пород - гнейсов, а также некоторых минералов пегматитовых жил. Показаны возможность и важность применения геофизических методов при поисках месторождений полезных ископаемых по зонам изменения около-рудных пород. Лит. - 113, ил. - 57, табл. - 18.

Р е д а к ц и о н н а я   к о л л е г и я :

В.А.Соколов (председатель), Б.Я.Алексеев, Г.С.Бискэ, А.И.Богачев,  
А.С.Пекки, В.И.Робюев, М.А.Елисеев (секретарь)

О т в е т с т в е н н ы й   р е д а к т о р   -

кандидат геолого-минералогических наук Л.Л. ГРОДНИЦКИЙ

Г 20804 - 573      86 - 78  
055(02) - 78

© Издательство „Наука“, 1978 г.



## ВВЕДЕНИЕ

Северная Карелия и Кольский полуостров — провинция, где добывается высококачественная слюда — мусковит. В Чупино-Лоухском олюдоносном районе Карелии расположены пегматиты с лучшей в СССР по качеству слюдой, пригодной для изготовления дорогостоящих радиодеталей, конденсаторных и телевизионных пластин. В течение нескольких десятилетий слюда добывается на одних и тех же месторождениях (Малиновая варака, Тэдино, Карельский и другие в Карелии, Лейвойвинское и другие на Кольском полуострове) в основном за счет разработки невыходящих на дневную поверхность пегматитовых тел на все большей глубине. В этих условиях большое значение имеют поиски новых неглубоко залегающих жильных тел и целых месторождений в пределах продуктивной толщи гнейсов, что может быть достигнуто прослеживанием уже известных жильных зон и поисками новых на территории, перекрытой четвертичными отложениями. Наряду с поисками неглубоко залегающих пегматитов необходимо прослеживание жильных зон в межскважинном пространстве в связи с геологическим изучением глубоких горизонтов (300–500 м) [2]. Поиски тектонических пегматитоносных зон могут быть осуществлены комплексом методов, среди которых значительное место занимают методы геофизические.

Картировочные геофизические работы на слюдяных месторождениях Карело-Кольского региона проводятся начиная с 1934 г. трестами „Ленгеолслюда“, „Ленгеолнеруд“, СЗТГУ, ЗГТ, Карельским филиалом АН СССР под руководством геофизиков С.Я. Лиогенько-го, Б.П. Михайлова, А.И. Иванова, Н.Н. Тарасова, В.С. Волчка, Г.Ш. Меламеда, П.А. Лебедева, М.И. Голода, В.П. Псарева, Б.А. Николаева, В.С. Анастасьева, Т.С. Игнатъевой, Л.К. Дмитриевой, Р.М. Власовой, Г.Б. Бам, Е.Э. Поповой и др. При этом использовались методы магнито-, электро- и гравirazведки. В задачу геофизических работ входило выделение слюдяных месторождений в целом, отдельных пегматитоносных зон, зон максимальной трещиноватости пород, различных по физическому состоянию отдельных блоков, тел основных и ультраосновных пород.

Самым ранним исследованием по выявлению пегматитоносных зон Карелии явилась работа В.И. Коптева, проведенная в 1950 г.

в районе месторождения Малиновая вака. Использовался метод симметричного электропрофилирования на трех разносах питающих электродов ( $AB = 200, 600, 1200$  м) при  $MN = 50$  м и с шагом 50 м. Через месторождение пройдено шесть профилей длиной по 2 км. В результате сделан вывод о том, что полоса распространения пегматитовых жил не отличается региональным электрическим полем особого характера, в зонах распространения пегматитовых жил нет заметного понижения или какого-нибудь иного особого поведения кривых кажущегося сопротивления ( $\rho_k$ ). В то же время В.И. Коптев впервые отметил наличие на слюдяных месторождениях большого количества тектонических трещин, которые отмечаются резкими минимумами на кривых кажущегося сопротивления при разносах питающих электродов всех размеров.

В дальнейшем в основном работами Г.Ш. Меламеда [32, 61, 62, 63] было показано, что минимумы  $\rho_k$  при электропрофилировании связаны с зонами трещиноватых пород. Г.Ш. Меламед разделил тектонические нарушения и связанные с ними зоны пониженного  $\rho_k$  на пять типов в зависимости от их протяженности, мощности, направления, геологических и геофизических особенностей. Один из типов нарушений связывается с пегматитовыми жилами, так как имеет одинаковое с ними направление простирания. Пегматитовые жилы расположены обычно не по оси нарушения, а параллельно ему на расстоянии от 10 до 100 м. Однако минимумами  $\rho_k$  отмечаются молодые нарушения или древние долгоживущие; дорудные тектонические зоны, залеченные пегматитом, как правило, в поле  $\rho_k$  не выделяются.

По данным электроразведки на слюдяных месторождениях отмечаются блоки пород различного сопротивления, причем часто пегматитовые жилы приурочены к перепадам  $\rho_k$  — электрическим ступеням [32].

Р.М. Власова и Л.К. Дмитриева показали, что на Кольском полуострове методом электропрофилирования возможно картировать лейвойвинскую продуктивную свиту дистено-гранато-биотитовых гнейсов, площадь развития которой фиксируется пониженным полем  $\rho_k$ . Тем не менее электропрофилированием не удалось проследить контакты продуктивной свиты под четвертичными отложениями в юго-восточной части месторождения.

Магниторазведка при крупномасштабном картировании слюдяных месторождений применяется в основном для выявления и прослеживания массивов основных и ультраосновных пород [23], что позволяет судить о тектоническом строении изучаемого района, так как массивы выполняют древнейшие зоны разломов, и в некоторых случаях — о складчатой структуре участка (там, где основные породы залегают согласно с гнейсами и являются своеобразным маркирующим горизонтом). Гравиразведка используется для изучения глубинного строения отдельных месторождений [47] и слюдяных районов в целом [55].

В последнее время работами Института геологии Карельского филиала АН СССР [23] показано, что некоторые месторождения слюды отмечаются максимумами естественного электрического поля и вызванной поляризации, которые обусловлены породами, измененными в результате синпегматитового регионального метасоматоза.

Измененным околорудным породам в разведочной геофизике уделяется большое внимание как одному из прямых поисковых признаков полезных ископаемых. Площадь развития измененных пород часто в десятки раз превышает мощность и длину по простиранию рудных объектов, что облегчает их поиски геофизическими методами и намного увеличивает глубинность этих методов. Выявление рудоносных зон метаморфизма (метасоматоза) возможно геофизическими методами [12], так как процессы околорудного изменения горных пород оказывают существенное влияние на их физические параметры [41, 43, 94]. Самый распространенный процесс изменения рудовмещающих пород — серицитизация, он характерен для гранитов, гранодиоритов и т.д. [48]. Серицитизация горных пород приводит к уменьшению их плотности и магнитной восприимчивости и увеличению поляризуемости и радиоактивности. Гидротермальные изменения на полиметаллических месторождениях часто приводят к увеличению плотности пород за счет привноса сульфидов железа [92]; для пород месторождений цветных и редких металлов характерны окварцевание, грейзенизация, серпентинизация, альбитизация [12], для уран-молибденовых месторождений — березитизация, приводящая к снижению удельного электрического сопротивления пород и их магнитной восприимчивости, возрастанию плотности и поляризуемости [3]. Большое влияние на изменение электрических свойств горных пород оказывает сульфидизация, приводящая к повышению их поляризуемости [51, 52]. При решении вопроса выделения среди неизмененных пород рудных полей большое значение имеют такие параметры, как пористость, проницаемость, механические и упругие свойства. Так, например, пористость характеризует способность пород к рудовмещению [59].

Таким образом, в настоящее время сложилось и успешно развивается новое направление в разведочной геофизике — поиски полезных ископаемых по околорудным зонам измененных пород. К таким полезным ископаемым относится, например, слюда. Настоящая работа и посвящена геофизическим методам при поисках тектонических зон, несущих слюдяные пегматиты, по околорудным измененным породам.

В изучении физических свойств горных пород, описанных в работе, принимали участие сотрудники Института геологии Карельского филиала АН СССР Б.Н. Клабуков (электрические свойства), А.И. Савицкий и А.П. Инин (пористость), В.И. Миронова и М.Н. Клабукова (плотность и магнитная восприимчивость). Полевые работы провели Б.Н. Клабуков и С.Я. Соколов (метод вызванной поляризации), М.И. Павлова (магниторазведка), В.И. Миронова (метод ес-

тественного электрического поля), А.И. Савицкий (гравиразведка). Шлифы описала Н.Т. Кищенко. В составлении гл. 1 принял участие А.К. Полин.

По рукописи были сделаны замечания Б.Я. Алексеевым, Л.Л. Гроднишким, Г.Ш. Меламедом, А.С. Гришиным, Т.С. Игнатъевой. Ценные советы по изучению физических свойств горных пород месторождений пегматитов получены от Н.Б. Дортман. Особенно большую помощь в работе оказал проф. А.С. Семенов, который на протяжении многих лет руководит и направляет геофизические исследования на месторождениях пегматитов. Всем перечисленным товарищам автор выражает свою искреннюю признательность.

ПЕГМАТИТОНОСНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ  
СЛЮДЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Месторождения слюдяных и керамических пегматитов Карело-Кольского региона приурочены к породам беломорского комплекса архея. Беломорский комплекс на территории Карелии М.М. Стенарь [96] подразделяет на три свиты: керетскую, хетоламбинскую и чупинскую. В каждой из этих свит выделяется две подсвиты. Нижняя подсвита керетской свиты представлена биотитовыми гнейсами при резком преобладании гранито-гнейсов, верхняя - биотитовыми, эпидотовыми, эпидот-биотитовыми, амфиболсодержащими гнейсами. Хетоламбинская свита в нижней части сложена амфиболитами и амфиболовыми и биотитовыми гнейсами, в верхней - амфиболсодержащими и биотитовыми гнейсами с пластами амфиболитов. Нижняя подсвита чупинской свиты состоит из перемежающихся амфиболитов, гранато-биотитовых, дистено-гранато-биотитовых, биотитовых и амфиболсодержащих гнейсов, верхняя представлена главным образом гранато-биотитовыми и дистено-гранато-биотитовыми гнейсами. С чупинской свитой связаны слюдяные пегматиты, с хетоламбинской - керамические и слюдяно-керамические, с керетской - керамические пегматиты. К.А. Шуркин [6] расчленяет породы беломорского комплекса на восемь свит (снизу вверх): керетскую, хетоламбинскую, лоухскую, чупинскую, княжегубскую, кайтатундровскую, кандскую и енскую, а Е.П. Чуйкина беломориды Карелии - на пять свит: западную, котозерскую, чупинскую, хетоламбинскую и керетскую. Мощность беломорских образований не превышает 6-7 км [97].

Основу структуры беломорид одни авторы [109, 33] представляют как сложно складчатую моноклираль (западное крыло Кандалахшского синклиория), другие [6, 97, 98] - как синклинорий, опрокинутый на юго-запад.

Если развитие беломорид К.А. Шуркиным [6], Н.В. Горловым [33] и Е.П. Чуйкиной [109] рассматривается в пределах одного тектоно-магматического цикла, то данные Н.Г. Судовикова [99] и результаты поздних исследований группы геологов под руководством М.М. Стенаря [96, 97] приводят к установлению здесь по крайней мере двух эпох складчатости, метаморфизма и магматизма: архейской и протерозойской. М.М. Стенарь в архейской эпохе выделяет две фазы складчатости: чупинскую и лоухскую, в

первую из них были созданы складки северо-западного простирания, во вторую - субширотного. В результате беломорской складчатости чупинского и лоужского периодов происходит определенная стабилизация земной коры в Западном Беломорье, после чего беломориды испытывают протерозойскую активизацию с развитием процессов складчатости, метаморфизма, магматизма и пегматитообразования.

В породах беломорского комплекса известно несколько тысяч тел гранитных пегматитов. Преобладающими на месторождениях пегматитов Северной Карелии являются крутопадающие секущие тела, на месторождениях Кольского полуострова распространены как согласные, так и секущие пегматитовые жилы.

Существуют многочисленные классификации пегматитов беломорского комплекса. В настоящей работе используется наиболее современная парагенетическая классификация Л.Л. Гродницкого [36, 37], разработанная для пегматитов восточной части Балтийского щита - мусковитовой (слюдяной) и мусковит-редкометальной формаций. Л.Л. Гродницкий предполагает развитие пегматитов мусковитовой формации в течение двух этапов: магматического и метасоматического. При этом пегматиты магматического этапа рассматриваются как производные ультраметагенных гранитоидов, связанных с верхнеархейским метаморфизмом амфиболитовой фации. Пегматиты метасоматического этапа понимаются как диафториты эпидото-амфиболитовой фации по пегматитам магматического этапа, развивающиеся на поздних стадиях нижнепротерозойского метаморфизма дистенового типа [37]. Л.Л. Гродницкий выделяет следующие пять парагенетических типов пегматитов мусковитовой формации, связанных с глиноземистыми плагиогнейсами.

I тип - бистито-плагиоклазовые недифференцированные тела, сложенные мелко- и среднезернистым пегматитом ортотектитовой и неяснографической структур. Формируется на магматическом этапе. Промышленной ценности не имеет. Последующие четыре типа являются продуктами преобразования пегматитов I типа в метасоматический этап.

II тип - мусковито-биотито-олигоклазовые участково-дифференцированные тела, сложенные пегматоидным и блоковым пегматитом с таблитчатым и листоватым биотитом и кварц-мусковитовым комплексом. Крупные тела являются второстепенными промышленными объектами.

III тип - мусковито-олигоклазовые зональные тела, сложенные пегматитом с широким развитием кварц-мусковитового комплекса и блокового кварца. Тела крупных и средних размеров (длина по простиранию более 50 м, мощность более 1 м) являются промышленными объектами.

IV тип - мусковито-микроклино-олигоклазовые зональные тела, сложенные пегматоидным, блоковым и алографическим пегматитом с широким развитием кварц-мусковитового комплекса и блокового кварца. Объекты имеют наибольшую промышленную ценность.

У тип - мусковито-биотито-олигоклазо-микроклиновые участково-дифференцированные тела, сложенные пегматоидным, блоковым, блоково-грубографическим и алографическим пегматитом с листоватым и лейстовым биотитом; присутствуют мелкокристаллический кварц-мусковитовый комплекс и небольшие кварцевые блоки. Второстепенные промышленные объекты.

Пегматиты соответствующих типов, залегающие не в глиноземистых плагиогнейсах, а в микроклино-плагиоклазовых и амфиболовых гнейсах, а также гранито-гнейсах и амфиболитах, являются слюдяно-керамическими и керамическими. Пегматиты У1-Х типов относятся к мусковит-редкометальной формации, причем У1 тип, как и I, представляет первичную основу, на которой в процессе метасоматоза развиваются остальные парагенетические типы пегматитов. Эволюция типоморфных парагенезисов идет на фоне возрастания активности калия и железа, некоторого снижения активности натрия и сложного инверсионного изменения активности воды. После образования всех типоморфных парагенезисов с началом развития кварцево-мусковитового комплекса активность обеих щелочей резко падает, а активность воды возрастает. Таким образом, выделяются две стадии, отличающиеся по режиму щелочей и воды: щелочная - формирование типоморфных парагенезисов и кислотная - развитие кварцево-мусковитового комплекса, структур кварцевого замещения, зернистого и блокового кварца с гранатом, апатитом, турмалином и сульфидами [37]. В эту же кислотную часть процесса сульфидами обогащаются и вмещающие породы - дистено-гранато-биотитовые гнейсы, причем в тем больших количествах, чем выше тип пегматитовой жилы (табл. 1).

В исследовании структурного контроля слюдяных пегматитов существует два направления: одни геологи (Н.В. Горлов, Л.Я. Сидоренко, П.П. Скабичевский и др.) считают контролирующими складчатые структуры [6, 33], другие (А.В. Скропьев, П.П. Боровиков, Ю.Е. Рыжк, В.А. Леонова и др.) - разрывные нарушения [11, 77]. Л.Л. Гродницкий [39] одним из главных типов рудоконтролирующих структур считает пегматитоносные зоны (полосы). Морфологически это линейно вытянутые по падению и простираению системы жильных тел, ориентированных приблизительно в одном направлении при отклонении элементов залегания отдельных из них в среднем на 10, редко на 30°. Вся свита жил, если рассматривать ее в объеме, образует фигуру типа параллелепипеда, у которого высота близка по величине к продольной горизонтальной оси. Когда рассматривается распределение пегматитов в плане, удобно говорить о пегматитоносной полосе как о горизонтальной проекции пегматитоносного блока. По внутреннему строению пегматитоносные зоны неоднородны и состоят из полостей трех видов: 1) полости осевой системы - наиболее крупные по падению и простираению, морфологически наиболее сложные, 2) полости сопутствующей системы - более мелкие, простые по форме, ориентированные параллельно полостям осевой системы, 3) полости оперяющей системы -

Т а б л и ц а 1

Содержание сульфидов в дистено-гранато-биотитовых гнейсах, вблизи жил разных типов на месторождении Малиновая варака

Тип жил	Количество проб	Содержание минералов, %		
		от	до	среднее
II	22	Ед. знаки	1,5	0,3
III	30	0,5	2,6	1,4

также относительно мелкие и отклоняющиеся по направлению простираения на  $10-30^\circ$  относительно полостей осевой системы. Жилы, относительно простые по составу и строению (I-III типы), всегда связаны с полостями оперяющей и сопутствующей систем, петрографически наиболее сложные жилы (IV, V типы) выполняют полости осевой системы. Вследствие этого внутри пегматитоносных полос проявляется горизонтальная зональность в расположении пегматитов различных парагенетических типов. В зависимости от места полостей осевой системы внутри полосы могут быть два вида зональности - симметричная и асимметричная. От осевых зон к периферическим происходит направленная смена типов от высших к низшим и, следовательно, закономерная смена метасоматических фаций пегматитов.

На некоторых месторождениях пегматитов контролирующая структура имеет более сложный рисунок [38]. В этом случае в отличие от описанных выше простираение границ между зонами пегматитоносной полосы, представленными пегматитами разных типов, а также простираение длинной оси самой полосы оказываются не продольными, а поперечными относительно простираения пегматитовых тел. Отсюда различаются два вида зональности пегматитоносных зон - продольная и поперечная.

В геологическом строении района принимают участие три основные группы метаморфических пород: светло-серые биотитовые гнейсы (типа гранито-гнейсов), амфиболо-биотитовые гнейсы и амфиболиты, биотитовые, гранато-биотитовые и дистено-гранато-биотитовые гнейсы. Эти породы метаморфизованы в условиях гранат-биотито-кианит-ортоклазовой субфации альмандин-амфиболитовой фации метаморфизма. На месторождениях пегматитов мусковитовой формации беломорского комплекса широко развиты крупнозернистые глиноземистые породы с мусковитом, микроклином и богатые кальцием породы с эпидотом. Как показали работы А.К. Полина, эти породы присутствуют на всех месторождениях в виде локальных вытянутых зон (в ореолах пегматитовых жил и вне простран-

ственной связи с пегматитами), направление которых может быть продольным либо поперечным к простираению пегматитоносных полос. В наиболее подверженных изменениям гнейсах (дистено-гранато-биотитовые, биотито-амфиболовые гнейсы) крупнозернистые породы образуют сплошные зоны, целиком сложенные минеральными ассоциациями измененных пород. Размеры зон в несколько раз превышают размеры пегматитоносных полос и кустов. Описываемые породы чаще залегают согласно с породами „фона“, но в ряде случаев занимают по отношению к ним секущее положение. Резких, четких контактов эти зоны не имеют и устанавливаются по изменению текстуры, зернистости пород, появлению мусковита, микроклина в глиноземистых гнейсах, а также эпидота в богатых кальцием породах. В менее подверженных изменениям породах (гранато-биотитовые гнейсы, амфиболиты) минеральные ассоциации измененных пород распространены в виде линз незначительных размеров и в целом образуют зоны, характеризующиеся повышенным количеством сближенных линз измененных пород среди пород неизмененных. В этом случае контуры зон в целом установить обычными геологическими методами затруднительно.

Детальное петрологическое изучение с применением парагенетического анализа позволило А.К. Полину установить, что парагенезисы измененных пород являются метасоматическими фациями, среди которых выделяются образования щелочной и кислотной стадии [73]. Отмечается тесная геологическая и петрологическая близость метасоматических фаций вмещающих пород и метасоматических фаций пегматитов, с формированием которых связана промышленная минерализация.

Совокупность геологических, петрологических и геохронологических данных дает основание рассматривать метасоматические фации глиноземистых гнейсов и богатых кальцием пород как диафториты эпидот-амфиболитовой фации по породам альмандин-амфиболитовой фации. Генетически эти образования связаны с этапом метаморфизма, проявившимся в пределах беломорид, вероятнее всего, в конце нижнего-начале среднего протерозоя.

Таким образом, пегматитоносная зона — один из главных типов рудоконтролирующих (рудовмещающих) структур — представляет собой совокупность системы жил, сближенных (слившихся) околожилных ореолов и реликтов (в случае сближенных ореолов) неизмененных вмещающих пород.

Тесная парагенетическая связь процессов промышленного слюдообразования в пегматитах с диафторитами эпидот-амфиболитовой фации глиноземистых гнейсов позволяет считать картирование соответствующих парагенезисов на площадях развития глиноземистых гнейсов одним из важных этапов детальных поисково-съёмочных работ на мусковит. Метасоматические изменения вмещающих пород вблизи пегматитов мусковитовой формации отмечаются не только на месторождениях Карело-Кольского региона, но и в Сибири [9, 64], на Урале [56] и в других районах.

Работами геологов Ленинградского университета под руководством В.В. Гордиенко [93] и Северо-Западного геологического управления [4] показано, что для многих микроэлементов уровень концентрации в породах и слагающих их породообразующих минералах определяется принадлежностью к пегматитоносным зонам. Наиболее информативным в этом отношении являются хром, никель и литий, резко повышенное содержание которых в породе, и в особенности в биотитах, является прямым указанием на то, что гнейсы принадлежат к пегматитоносным зонам.

Таким образом, выделяется объект для геофизических исследований – пегматитоносная зона. Изучению физических свойств пород, слагающих эти зоны, а также геофизическим полям над ними посвящаются последующие главы данной книги.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД  
И МИНЕРАЛОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЕГМАТИТОВ

Для получения сведений о том, что собой представляют в физическом отношении тектонические пегматитоносные зоны, изучались физические свойства пород, слагающих эти зоны, а также свойства неизменных гнейсов.

Значения различных физических параметров пород слюдяных месторождений приводятся во многих статьях [46, 61, 110] и монографиях [23, 104, 105]. В настоящей работе даны новые и более полные сведения о физических (особенно, электрических) свойствах пород, причем большое внимание уделено описанию физических параметров пород, измененных в процессе метасоматоза.

## ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

При геологическом картировании слюдяных месторождений и поисках пегматитовых жил из геофизических методов ведущее место занимает электроразведка. В настоящее время используются модификации постоянного тока и тока низкой частоты (20 Гц), но опробуется и электроразведка переменным током более высоких частот, например частотные зондирования. Для более уверенной интерпретации результатов электроразведки и определения вещественного состава пород необходимо изучение не только их удельного электрического сопротивления, но и других электрических параметров.

Электрические свойства диэлектриков (в том числе и горных пород) характеризуются тремя параметрами: удельным электрическим сопротивлением ( $\rho$ ), диэлектрической проницаемостью ( $\epsilon$ ) и тангенсом угла диэлектрических потерь ( $\operatorname{tg} \delta$ ). Удельное электрическое сопротивление определяет способность породы проводить электрический ток. Диэлектрическая проницаемость — параметр, характеризующий способность породы поляризоваться в электрическом поле. В любом диэлектрике, помещенном в электрическое поле, под действием поля электрические заряды смещаются на ограниченное расстояние, что и приводит к поляризации диэлектрика. Известно несколько видов поляризации. Некоторые из них безинерционные, устанавливающиеся за очень короткое время —

Т а б л и ц а 2

## Диэлектрическая проницаемость диэлектриков

Материал	$l$ , мм	$\epsilon$	
		измеренная	табличная
Текстолит	1,73	7,0	7,5-8,0
Гетинакс	1,87	4,8	5,0-6,0
Винипласт	3,16	3,8	3,1-3,5
Оргстекло	1,95	3,5	3,5-3,6
	5,00	3,5	3,5-3,6

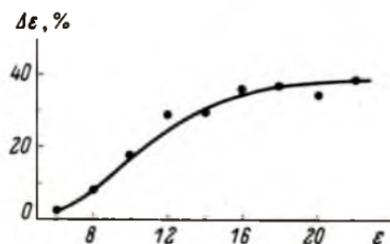
$10^{-12}$ - $10^{-15}$  с. Это поляризация электронного смещения, происходящая во всех диэлектриках, и ионного смещения в диэлектриках с ионной проводимостью. Данные виды поляризации характерны для большинства горных пород. В горных породах большую роль играет также структурная (объемная) поляризация, которая возникает в многофазных системах, состоящих из фаз (минералов) с различными электрическими свойствами. Время завершения такой поляризации сравнительно велико - до  $10^{-8}$ - $10^{-3}$  с [76], поэтому она проявляется на относительно низких частотах электромагнитного поля.

Диэлектрические потери характеризуют диэлектрик в переменных полях, где существуют активные потери энергии. Чем меньше величина диэлектрических потерь, тем лучшего качества диэлектрик.

Существуют различные схемы измерений  $\rho$  и  $\epsilon$  в лабораторных условиях [5, 16, 54], материал для настоящей работы получен с помощью моста емкостей Е-8-2 и генератора ГЗ-35. Аппаратура позволяла исследовать электрические параметры пород в диапазоне звуковых частот - от 0,06 до 20 кГц. Измерялись свойства сухих образцов пород толщиной от 4 до 6 мм и диаметром 42 мм (диаметр образца равен диаметру электрода). Из одного образца выпиливалось три диска, для характеристики электрических свойств использовалось среднеарифметическое значение по измерениям  $\rho$  и  $\epsilon$  трех дисков. Электрические свойства плагинклавов определялись на пластинках толщиной от 1 до 5 мм с площадью несколько большей, чем площадь электродов. Расчет диэлектрической проницаемости проводился по формуле, приведенной в работе Ф. Эме [112], с введением в случае необходимости добавочного коэффициента  $B$  для учета дополнительной емкости на непокрытых электродами участках образца:

$$\epsilon = \frac{k l (C_m - C_n) B}{1 + \alpha}$$

Рис. 1. Зависимость диэлектрической проницаемости образцов пород от их влажности.



где  $\alpha = \frac{l}{\pi r} \ln \left( \frac{\pi r}{l} + 3.77 \frac{l}{\pi r} \right)$ ,  $l$  — толщина образца,  $r$  — радиус электрода,  $k = \frac{113}{Q}$  ( $Q$  — площадь электрода),  $C_M$  — измеренная емкость,  $C_n$  — сумма емкости монтажа и емкости за счет воздушного зазора.

Величина  $C_n$  определялась с помощью эталона пластинок фторопласта толщиной от 2 до 10 мм, диэлектрическая проницаемость которого равна 2,5 и не меняется с увеличением частоты. Для оценки качества определения  $\epsilon$  образцов пород измерялась диэлектрическая проницаемость некоторых электроизоляционных материалов с известными свойствами (рабочая частота 1000 Гц), при этом получена хорошая сходимость результатов (табл. 2).

Для оценки влияния естественной влажности образцов на результаты измерения их диэлектрической проницаемости определялись одни и те же образцы в воздушной среде при комнатной температуре и в тех же условиях сразу после просушки их в вакууме. Образцы выдерживались в вакуумном шкафу при температуре  $110^\circ$  в течение трех часов, после чего охлаждались под вакуумом пять часов, измерения диэлектрической проницаемости проводились после этого в течение нескольких минут. Измеренные величины диэлектрической проницаемости уменьшались на величину  $\Delta\epsilon$  от 2 до 40% в зависимости от абсолютного значения  $\epsilon$  (рис. 1): для образцов с диэлектрической проницаемостью до 7 влияние естественной влажности на  $\epsilon$  незначительно, для образцов с высокой диэлектрической проницаемостью (более 12) из-за естественной влажности значение  $\epsilon$  может изменяться на 30–40%. По графику (рис. 1), построенному по 42 измерениям, влияние естественной влажности образцов на их диэлектрическую проницаемость может быть учтено.

Тангенс угла диэлектрических потерь образцов пород рассчитывался по измеренным величинам  $\epsilon$  и  $\rho$  по формуле  $\operatorname{tg} \delta = 1.8 \cdot 10^{10} / \epsilon \rho f$ , где  $f$  — рабочая частота.

Диэлектрическая проницаемость горных пород месторождений пегматитов изменяется в широких пределах — от 2 до 48 (табл. 3). Наибольшая характерна для дистено-гранато-биотитовых гнейсов, наименьшая — для пегматитов, аплитов и мономинералов этих пород. Промежуточными значениями диэлектрической проницаемости характеризуются гранато-биотитовые и биотитовые гнейсы. Сопоставление

Т а б л и ц а 3

Диэлектрическая проницаемость горных пород  
и минералов при частоте 1000 Гц

Порода, минерал	Количество измерений	ε		
		от	до	среднее
Дистено-гранато-биотитовые гнейсы в том числе месторождений:	300	3.0	35.8	14.0
Лейвойва	213	3.0	35.8	12.9
Малиновая варака	87	3.6	35.6	16.7
Гранато-биотитовые гнейсы в том числе месторождений:	211	3.0	48.2	10.5
Малиновая варака	68	3.0	48.2	13.7
Тэдино	110	3.0	21.4	8.6
Карельский	32	6.7	22.7	9.8
Биотитовые гнейсы в том числе месторождений:	61	3.5	27.3	8.9
Лейвойва	48	4.8	27.3	9.2
Тэдино	13	3.5	10.2	7.7
Амфиболо-гранато-биотитовые гнейсы	15	7.5	21.6	11.0
Пегматиты, аплиты	22	2.1	6.0	5.0
Плагиоклаз	66	4.5	15.8	8.8
Кварц	3	5.0	6.1	5.4

ε различных горных пород позволяет считать, что существует тенденция к увеличению значения этого параметра в породах с большим числом компонентов. Такая зависимость может быть объяснена усилением структурной поляризации в многофазной системе по мере увеличения числа фаз (при разном значении ε фаз).

Изучение образцов показывает также, что диэлектрическая проницаемость околожильных гнейсов, измененных процессами метасоматоза, выше, чем ε гнейсов неизмененных. Так, на месторождении Тэдино среднеарифметическое значение ε по всем образцам гранато-биотитовых гнейсов равно 8,6, в то время как по образцам из околожильных пород - 13,0.

Диэлектрическая проницаемость гнейсов, слагающих пегматитоносные тектонические зоны, выше, чем ε гнейсов, расположен-

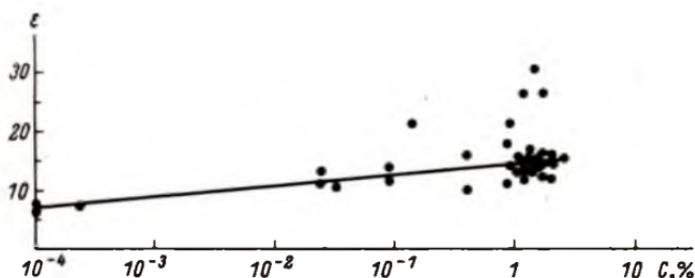


Рис. 2. Зависимость диэлектрической проницаемости пород от содержания в них рудных минералов.

ных вне этих зон. На месторождении Карельском, например, среднеарифметическое значение диэлектрической проницаемости гранато-биотитовых гнейсов в зонах и вне их равно соответственно 11,7 и 8,2. На месторождении Малиновая варака по 50 образцам дистено-гранато-биотитовых гнейсов, которые взяты из керна горизонтальной скважины, пересекающей пегматитоносную тектоническую зону на глубине 100 м от поверхности, получено среднеарифметическое значение диэлектрической проницаемости 22,7. Это явление, по-видимому, также связано с увеличением структурной поляризации в измененных породах за счет повышения содержания в ней пирротина. Пирротин — электропроводящий минерал, обладающий  $\epsilon$  более 80 [69], поэтому вкрапленность его в гнейсах, сложенных минералами-диэлектриками, должна сильно повлиять на диэлектрическую проницаемость породы. По 28 образцам гранато-биотитовых гнейсов, отобранных на месторождениях Карельском и Малиновая варака, проведен минеральный анализ с сопоставлением количества рудных минералов в них (пирротин, пирит) с диэлектрической проницаемостью этих же образцов. При этом получена прямая зависимость величины  $\epsilon$  от содержания рудных минералов (рис. 2): при обычном их содержании в гнейсах (десятичные доли процента)  $\epsilon$  породы не превышает 8,2, при аномальном (сотые и десятые доли процента в пегматитоносных зонах) достигает 23 (среднеарифметическое 14) и в экзоконтактах пегматитовых жил при содержании рудных минералов, равном 1–2%,  $\epsilon$  гнейсов достигает 40 (среднеарифметическое 15,4).

Таким образом, ощутимое количество рудных минералов (в основном это пирротин) в гнейсах повышает их диэлектрическую проницаемость на низких частотах в 1,5–2 раза.

Частотная дисперсия диэлектрической проницаемости горных пород рассматривается во множестве работ [69, 70, 76, 102]. Во всех случаях отмечается уменьшение значения диэлектрической проницаемости с увеличением частоты электромагнитного поля. Диэлектрическая проницаемость гнейсов слюдяных месторождений также уменьшается с увеличением частоты (рис. 3). Изменение это более существенно для гнейсов с повышенным значением  $\epsilon$

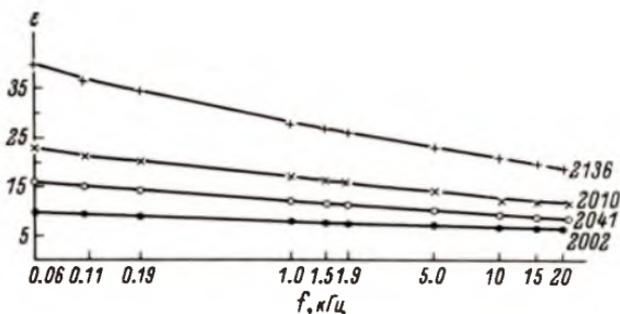


Рис. 3. Частотная зависимость диэлектрической проницаемости гнейсов.

и менее существенно, но тоже вполне заметно для гнейсов с небольшой диэлектрической проницаемостью. Например,  $\epsilon$  обр. 2136, представляющего собой гранато-биотитовый плагигнейс с большим количеством граната, изменяется более чем в 2 раза при увеличении частоты электромагнитного поля от 60 Гц до 20 кГц. Образец отобран из пегматитоносной зоны. Диэлектрическая проницаемость образцов биотитового гнейса (обр. 2041) и биотитового гнейса с мусковитом (обр. 2010), отобранных в экзоконтактах пегматитовых жил, также уменьшается в 2 раза. Диэлектрическая же проницаемость гранато-биотитового гнейса (обр. 2002), отобранного вдали от пегматитоносных тектонических зон, намного меньше по величине, чем у вышеописанных гнейсов, изменение ее с частотой также меньше — в 1.5 раза.

Таким образом, неизменные породы и породы слюдяных месторождений, измененные процессами метасоматоза, различаются по диэлектрической проницаемости.

Удельное электрическое сопротивление горных пород во многом зависит не от минерального состава и структуры, а от трещиноватости и обводненности, поэтому для интерпретации материалов электроразведки измерения  $\rho$  обычно проводят на обнажениях коренных пород или рассчитывают по данным ВЭЗ. Значения удельного сопротивления пород слюдяных месторождений, полученные по параметрическим измерениям в полевых условиях, приведены в табл. 4. Сопротивление пород варьирует в широких пределах, однако при этом явно прослеживается зависимость его от основности породы: наибольшее сопротивление характерно для пегматита, наименьшее — для габбро-норита. Удельное электрическое сопротивление пегматита в 1.5–2 раза превышает этот параметр гнейсов.

На месторождении слюдяных пегматитов Лейвойва проводилась съемка методом срединного градиента как над пластовыми, так и над секущими жилами. В первом случае питающая линия располагалась вкрест простирания вмещающих гнейсов, во втором — по их простиранию. Так как падение пород на месторождении

Т а б л и ц а 4

Удельное электрическое сопротивление горных пород

Порода	Количество измерений	$\rho, 10^3 \text{ Ом} \cdot \text{м}$		
		от	до	среднее
Пегматиты Кольского полуострова	18	21,7	86,0	46,5
Пегматиты Карелии	152	5,0	50,0	22,1
Шатковоборский „гранит“	193	5,0	35,0	19,4
Дистено-гранато-биотитовые гнейсы Карелии	561	1,0	26,5	13,0
Дистено-гранато-биотитовые гнейсы Кольского полуострова	200	4,2	50,0	18,7
Биотитовые гнейсы Кольского полуострова	349	4,1	27,0	12,8
Гранато-биотитовые гнейсы Карелии	146	4,0	32,0	15,9
Амфиболо-биотитовые гнейсы Карелии	226	2,0	29,0	13,0
Габбро-нориты Карелии	132	2,0	22,0	10,0

близко к вертикальному, существует возможность по этим измерениям определить коэффициент анизотропии гнейсов. Нормальное поле  $\rho_{\kappa}$  при измерении вкрест слоистости гнейсов в среднем равно 6000 Ом · м, при измерениях по слоистости — 10 250 Ом · м. Отсюда коэффициент макроанизотропии равен 1,3. Безусловно, анизотропия гнейсов должна учитываться при интерпретации электро-разведочных материалов [81, 82, 85, 87].

Некоторые закономерности в распределении сопротивления пород выявляются при лабораторных измерениях на сухих образцах [84], в частности, при различных частотах. Частотная дисперсия  $\rho$  изверженных и метаморфических пород в звуковом и радиочастотном диапазонах изучалась М.П. Воларовичем и А.Т. Бондаренко [19], которые показали, что при увеличении частоты на 4–5 порядков величина  $\rho$  изверженных горных пород Кольского полуострова уменьшается на 3–4 порядка. Чем большее сопротивление характерно для породы, тем частотная зависимость проявляется в более

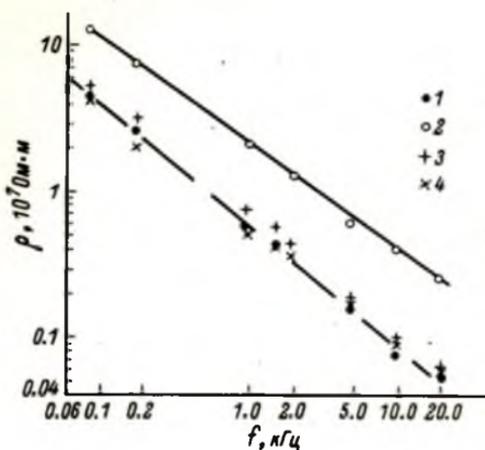


Рис. 4. Частотная зависимость удельного электрического сопротивления гнейсов.

1 - обр. 2010, 2 - обр. 2002,  
3 - обр. 2041, 4 - обр. 2210.

резкой форме. С.Г. Семенова [91] причиной уменьшения  $\rho$  на радиочастотах ( $6 \cdot 10^4 - 6 \cdot 10^6$  Гц) считает электронный резонанс. Примерно на таких же частотах И.И. Кононенко [53] измерено сопротивление изверженных и метаморфических пород Урала - частотная зависимость электрических свойств получена для всех пород. С увеличением содержания сульфидов в породе резко уменьшается ее сопротивление и возрастает диэлектрическая проницаемость.

Измерение частотной зависимости  $\rho$  биотитовых и гранатобiotитовых гнейсов карельских месторождений слюды показало, что при увеличении частоты на два порядка (от 0,2 до 20 кГц)  $\rho$  породы уменьшается в 30-50 раз (рис. 4). При этом меньшее удельное сопротивление и больший спад его с частотой характерны для гнейсов из пегматитоносных зон, обогащенных пирротином. Образцы, отобранные из пород вне пегматитоносных зон (обр. 2002), обладают большим сопротивлением и меньшей диэлектрической проницаемостью. При изменении частоты электромагнитного поля от 60 Гц до 20 кГц  $\rho$  гнейсов уменьшается примерно на два порядка. Для гнейсов из пегматитоносной зоны (обр. 2010, 2041, 2210) изменение  $\rho$  с частотой характеризуется связью  $\lg \rho = -0.55 \lg f + 0.616$ . Устанавливается обратная связь между  $\rho$  и  $\epsilon$  гнейсов (рис. 5), причем наиболее резкий спад удельного сопротивления наблюдается при изменении диэлектрической проницаемости от 6 до 10, т.е. в основном в породах, находящихся за пределами пегматитоносных зон. Это уменьшение  $\rho$

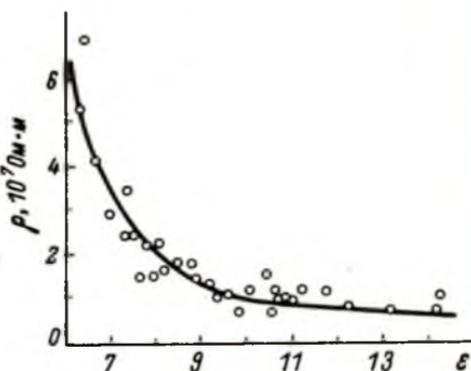


Рис. 5. График корреляционной связи удельного электрического сопротивления и диэлектрической проницаемости гнейсов.

Т а б л и ц а 5

Удельное электрическое сопротивление образцов горных пород Карелии

Порода	Количество измерений	$\rho, 10^5 \text{ Ом} \cdot \text{м}$		
		от	до	среднее
Аплит, мигматит	3	104	294	191
Гранато-биотитовые гнейсы месторождения Карельский	31	51	525	194
Амфиболо-гранато-биотитовые гнейсы месторождения им. Чкалова	12	64	475	146
Гранато-биотитовые гнейсы месторождения Малиновая varaка	23	10	111	38
Дистено-гранато-биотитовые гнейсы месторождения Малиновая varaка	22	21	59	34

нельзя связывать только с увеличением пирротина в породе, так как при заметном его содержании значение  $\epsilon$  образцов превышает 9. По-видимому, большую роль играет увеличение пористости гнейсов в жильной зоне (при одновременном усилении пирротинизации). В связи с этим образцы гнейсов, отобранные из пегматитоносных зон, обладают меньшим и более стабильным удельным сопротивлением, чем образцы неизмененных пород. Данные по удельному электрическому сопротивлению некоторых пород месторождений Карелии, измеренному в лабораторных условиях, приводятся в табл. 5.

Образцы гнейсов на месторождении Малиновая varaка (табл. 5) взяты из керна скважины подземного бурения, прошедшей через тектоническую пегматитоносную зону, в связи с чем, по-видимому, и получены пониженные значения удельного сопротивления. Сравнение данных табл. 4 и 5 показывает, что  $\rho$  пород слюдяных месторождений, измеренное в природных условиях, на 2-3 порядка ниже, чем при измерениях в лаборатории.

В табл. 6 приведены значения тангенса угла диэлектрических потерь некоторых пород и минералов слюдяных месторождений, полученные при частоте 1000 Гц. Как видно из таблицы, лучшими диэлектриками являются мономинералы пегматитовых жил - микроклин и плагиоклаз, худшими - дистено-гранато-биотитовые гнейсы.

Следует отметить, что гнейсы крупнейших месторождений слюды Лейвойва и Малиновая varaка характеризуются высокими значениями  $\text{tg } \delta$  (образцы взяты из пегматитоносных зон), гнейсы

Т а б л и ц а 6

Тангенс угла диэлектрических потерь горных пород

Порода (минерал)	Количество измерений	$\operatorname{tg} \delta$		
		от	до	среднее
Гранато-биотитовые гнейсы месторождения Карельский	38	0.029	0.253	0.133
Гранато-биотитовые гнейсы месторождения Малиновая варака	23	0.128	0.388	0.257
Дистено-гранато-биотитовые гнейсы месторождения Малиновая варака	24	0.181	0.344	0.263
Дистено-гранато-биотитовые гнейсы месторождения Лейвойва	8	0.156	0.352	0.305
Амфиболит	1	-	-	0.253
Мигматит	3	0.079	0.183	0.128
Плагиоклаз	17	0.043	0.173	0.071
Микроклин	1	-	-	0.060

месторождения Карельский – менее высокими. Однако и на этом месторождении устанавливается разница в  $\operatorname{tg} \delta$  гнейсов из пегматитоносных зон и неизмененных пород – средние значения 0.140 и 0.122 соответственно.

Измерения на различных частотах показывают, что величина  $\operatorname{tg} \delta$  для всех изученных пород и минералов уменьшается с увеличением частоты электромагнитного поля. Наибольшая частотная дисперсия этого свойства получена для образца амфиболита, наименьшая – для микроклина. Наблюдаются два вида изменения  $\operatorname{tg} \delta$  образцов гранато-биотитовых и дистено-гранато-биотитовых гнейсов с частотой: плавное снижение и снижение с релаксационным максимумом на частотах от 2 до 20 кГц (рис. 6). Плавное уменьшение  $\operatorname{tg} \delta$  с частотой характерно для гнейсов, отобранных вдали от пегматитоносных зон (обр. 2002, 2018, 2021), релаксационный максимум – для гнейсов из этих зон (обр. 2010, 2041, 2136). Наиболее часто максимум  $\operatorname{tg} \delta$  наблюдается при частоте  $10^4$  Гц (по 16 кривым), что отвечает наиболее вероятному времени завершения поляризации  $1.5 \cdot 10^{-5}$  с. Такое время характерно для струк-

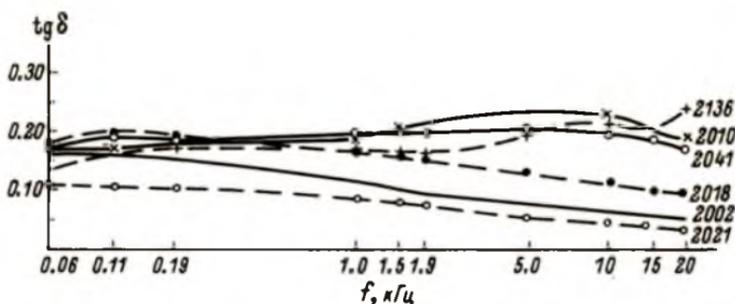


Рис. 6. Частотная зависимость тангенса угла диэлектрических потерь гнейсов.

турной поляризации. Как было указано выше, большую роль в возникновении этой поляризации играют включения электропроводящих минералов.

Поляризуемость ( $\eta$ ) — электрохимический параметр горных пород, ответственный за возникновение вызванной поляризации (ВП). Вызванная поляризация определяется В.А. Комаровым как „физико-химическое явление, происходящее в горных породах под действием электрического тока и сопровождаемое возникновением вторичных эдс, существующих некоторое время после выключения тока“ [100].

Поляризуемость образцов горных пород слюдяных месторождений определялась на установке, сконструированной в ВИТРе [89]. Для регистрации вызванных потенциалов использовалась измерительная часть электроразведочной станции ВПО-62. Время зарядки равнялось 3 мин, измерения проводились через 0.5 с после выключения тока.

Из пород слюдяных месторождений наименьшей поляризуемостью обладает пегматит (табл. 7); несколько большей — основные породы и наибольшей — гнейсы. Изучение пространственного распространения образцов гнейсов с повышенной поляризуемостью показало их приуроченность к экзоконтактам пегматитовых жил (рис. 7): если „нормальная“ поляризуемость пород равна примерно 2%, то значения  $\eta$  гнейсов, расположенных вблизи пегматитовых жил Карелии, достигают 5–6%. Повышенная поляризуемость околожилльных гнейсов обусловлена повышенным содержанием в них электропроводящих минералов с высокой поляризуемостью — пирротина и пирита. Устанавливается прямая корреляционная зависимость между содержанием в гнейсах пирротина и пирита и величиной поляризуемости породы (рис. 8). По мнению Я.В. Маркушина и др. [60], значительная поляризуемость кристаллических сланцев при малом содержании сульфидов железа в них „обусловлена тонкоплочным характером их распределения, что увеличивает поверхность соприкосновения сульфидов с межпоровой влагой“ (с. 61). Именно такое распределение пирротина наблюдается в гнейсах, измененных процессами метасоматоза.

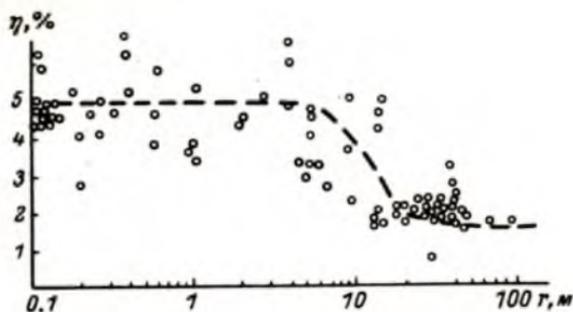


Рис. 7. Зависимость поляризуемости образцов горных пород от расстояния до пегматитовой жилы.

Т а б л и ц а 7

Поляризуемость горных пород

Порода	Количество измерений	$\eta, \%$		
		от	до	среднее
Пегматиты	40	0	3.4	1.3
Дистено-гранато-биотитовые гнейсы Карелии	123	0.5	7.5	2.9
Дистено-гранато-биотитовые гнейсы Кольского полуострова	224	1.3	16.8	4.5
Гранато-биотитовые гнейсы Карелии	267	0.5	8.5	2.5
Гранато-биотитовые гнейсы Кольского полуострова	30	0.3	10.8	3.8
Биотитовые гнейсы Карелии	7	1.4	5.4	3.1
Биотитовые гнейсы Кольского полуострова	34	0.7	15.6	4.0
Амфиболиты	5	1.2	5.0	2.6
Габбро-нориты	4	1.1	2.8	1.9

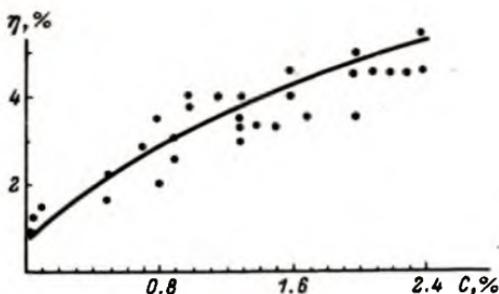


Рис. 8. Зависимость поляризуемости горных пород от содержания в них рудных минералов.

Таким образом, на электрические и электрохимические свойства горных пород слюдяных месторождений большое влияние оказывает вкрапленность электропроводящего минерала — пирротина, характерного для пород, которые изменены в результате процессов метасоматоза. Контрастность электрических свойств неизменных и измененных пород дает возможность использовать электроразведку при картировании тектонических пегматитоносных зон.

## ПЛОТНОСТЬ

Плотность ( $\sigma$ ) горных пород слюдяных месторождений определялась гидростатическим взвешиванием при погрешности не более  $0.01 \text{ г/см}^3$ . Результаты определений сведены в табл. 8. Плотность пород слюдяных месторождений зависит от их петрографического состава: наименьшая характерна для кислых пород — пегматитов и аплитов, наибольшая — для основных пород — амфиболитов, габбро-норитов. Плотность гнейсов возрастает от биотитовых разновидностей к гранато-биотитовым, дистен и амфиболсодержащим. Из минералов пегматитовых жил наименее плотным является микроклин, характерный для жил 1У и У типов, наиболее плотными — мусковит и биотит. Плотность аплитов значительно меньше, чем плотность вмещающих пород ( $\sigma_{изб} = 0.10-0.15 \text{ г/см}^3$ ), а плотность основных пород — намного выше ( $\sigma_{изб} = 0.3 \text{ г/см}^3$ ), что создает возможность картирования этих разновидностей пород гравиразведкой. В то же время измерения плотности гнейсов вблизи пегматитовых жил и вдали от них показали, что существует хотя небольшое, но заметное уменьшение плотности околожилных гнейсов. Так, при среднеарифметическом значении плотности дистеногранато-биотитовых гнейсов месторождения Малиновая варака, равном  $2.79 \text{ г/см}^3$  (по 373 измерениям), среднеарифметическое значение  $\sigma$  этих пород в пятиметровой экзоконтактной зоне равно  $2.76 \text{ г/см}^3$ . Уменьшение плотности гнейсов в околожилных зонах достигает иногда  $0.1 \text{ г/см}^3$ . Разуплотнение пород в пегматитонос-

Т а б л и ц а 8

Плотность горных пород

Порода (минерал)	Количество измерений	$\sigma$ , г/см <sup>3</sup>		
		от	до	среднее
Пегматиты	248	2,55	2,74	2,64
Аплиты	47	2,59	2,78	2,66
Биотитовые гнейсы	109	2,62	2,90	2,75
Гранато-биотитовые гнейсы	494	2,62	3,10	2,77
Дистено-гранато-биотитовые гнейсы	589	2,62	2,98	2,79
Амфиболо-биотитовые и амфиболо-гранато-биотитовые гнейсы	60	2,75	3,22	2,96
Амфиболиты	20	2,83	3,27	3,04
Габбро-нориты	20	2,82	3,13	3,07
Микроклин	19	2,55	2,58	2,57
Плагиоклаз	78	2,54	2,69	2,63
Кварц	33	2,59	2,72	2,64
Мусковит	4	2,71	2,76	2,74

ных зонах и наличие там большого числа пегматитовых тел, в центральной части зоны существенно микроклиновых, создают предпосылки для выделения пегматитоносных тектонических зон гравитразведкой.

### МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА

Магнитная восприимчивость ( $\kappa$ ) горных пород слюдяных месторождений измерялась на каппаметре ИМВ-2, результаты наблюдений приведены в табл. 9. Практически немагнитными являются пегматиты и аплиты, глиноземистые гнейсы — слабомагнитны, несколько повышенной магнитной восприимчивостью характеризуются амфиболсодержащие породы. Наиболее магнитной породой слюдяных месторождений является серпентинизированный перидотит. Остаточная намагниченность горных пород изучена слабее, чем магнитная восприимчивость, но исследованиями Б.А. Николаева, Г.Ш. Меламеда и автора выяснено, что это величины одного порядка (табл. 10). При геологическом картировании месторождений слюды магниторазведкой хорошо выделяются массивы перидотитов, есть возможность выделения тел габбро-норитов. В то же время

Т а б л и ц а 9

Магнитная восприимчивость горных пород

Порода (минерал)	Количество измерений	$\chi$ , $10^{-6}$ СГС		
		от	до	среднее
Пегматиты	183	0	29	2
Аплиты	33	0	62	9
Дистено-гранато-биотитовые гнейсы	609	0	90	22
Гранато-биотитовые гнейсы	509	0	105	28
Биотитовые гнейсы	165	0	298	28
Амфиболо-биотитовые и амфиболо-гранато-биотитовые гнейсы	54	10	397	63
Амфиболиты	52	0	285	56
Амфиболизированные габбро-нориты, пироксениты	17	3	254	90
Перидотиты серпентинизированные	14	1340	6000	3080
Микроклин	14	0	1	0
Плагиоклаз	18	0	3	1
Кварц	25	0	12	1
Мусковит	3	7	17	13
Биотит	11	10	77	30

тела основных пород, приуроченные к тектоническим пегматитоносным зонам, практически немагнитны из-за сильной амфиболлизации, возможно, происходившей в процессе метаморфизма рудообразующего этапа [61]. Наличие таких массивов, выделенных геологическими методами или гравиразведкой, является, по-видимому, одним из поисковых признаков месторождений слюды.

По небольшому количеству измерений устанавливается, что некоторые образцы гнейсов, отобранные вблизи пегматитовых жил, характеризуются повышенной магнитной восприимчивостью - до  $(80-90) \cdot 10^{-6}$  СГС. На месторождении Малиновая варака при среднеарифметическом значении магнитной восприимчивости дистено-гранато-биотитовых гнейсов, равной  $24 \cdot 10^{-6}$  СГС (по 398 измерениям), среднеарифметическое значение  $\chi$  в пятиметровой экзоконтактной зоне равно  $29 \cdot 10^{-6}$  СГС (по 100 измерениям), причем  $\chi$  вне этой зоны равна  $22 \cdot 10^{-6}$

Т а б л и ц а 10

Остаточная намагниченность горных пород

Порода	Количество измерений	$J_n, 10^{-6}$ СГС		
		от	до	среднее
Пегматит	19	0	0	0
Биотитовые гнейсы	38	0	220	25
Гранато-биотитовые гнейсы	70	0	800	45
Амфиболсодержащие гнейсы	20	6	270	62
Амфиболиты	24	0	780	75
Габбро-нориты	34	0	1660	155
Амфиболизированные габбро-нориты и пироксениты	34	0	60	30
Пироксениты и перидотиты неизмененные и серпентинизированные	45	0	134000	1000
Перидотиты серпентинизированные	10	1390	29200	5200

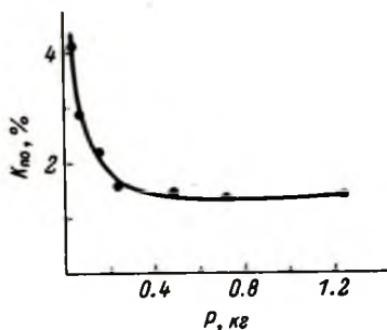
СГС. Таким образом, намечается небольшое увеличение магнитной восприимчивости гнейсов вблизи пегматитовых жил.

### ПОРИСТОСТЬ

Определение коэффициента открытой пористости ( $K_{по}$ ) горных пород слюдяных месторождений проводилось жидкостным методом (взвешивание в воде и керосине) по общепринятой методике. Образцы гнейсов для изучения их пористости отбирались как из подземных горных выработок и керна скважин колонкового бурения (Лейвойва, Малиновая варака), так и из обнажений коренных пород на поверхности (Карельский, Рихолатва).

Величина погрешности определения пористости складывается из ошибок по крайней мере двух видов. К ошибкам первого вида можно отнести те из них, которые возникают из-за неточности измерения на весах, из-за недоведения образца до постоянного веса, трещиноватости, осыпания кусочков породы крупнозернистых гнейсов и т.д. Ошибки второго вида связываются с неидентичностью размеров образцов. В идеальном случае для точного определения

Рис. 9. Зависимость коэф-  
фициента открытой порис-  
тости от веса образца.



$K_{по}$  необходимо иметь образцы с постоянной удельной поверхностью ( $S/V$ ). При уменьшении объема  $V$  исследуемого образца удельная его поверхность и  $K_{по}$  увеличиваются. Экспериментально была установлена зависимость между весом образца и его пористостью [78]. В процессе эксперимента от больших образцов постепенно откалывались куски, и для каждого из них определялась пористость. Полученная зависимость близка к экспоненциальной (рис. 9), кривая  $K_{по} = f(P)$  свидетельствует о том, что для измерения пористости необходимо брать образцы весом более 250 г или вводить поправку для образцов меньшего веса, так как ошибка в определении  $K_{по}$  образцов весом, например, 20 и 700 г достигает 320%. Среднеарифметическая погрешность определений  $K_{по}$ , результаты которых приведены в табл. 11, составила 9%.

Измерения пористости показали, что существует значительное различие по этому параметру между неизменными дистеногранато-биотитовыми и гранато-биотитовыми гнейсами различных месторождений и этими же разностями гнейсов, измененных в результате процессов метасоматоза (табл. 11). Среднеарифметическое значение  $K_{по}$  измененных гнейсов в 2–2.5 раза превышает значение  $K_{по}$  неизмененных пород, причем абсолютная ошибка определения среднеарифметического при 5%-м уровне значимости равна для неизмененных пород Лейвойвы, Риколатвы и Малиновой вараки 0.07, 0.09 и 0.06%, для измененных пород – 0.20, 0.41 и 0.20% соответственно. По величине дисперсии  $K_{по}$  измененные и неизмененные породы различаются на целый порядок, что свидетельствует о значительно большей неоднородности метасоматически измененных гнейсов по сравнению с гнейсами неизмененными.

По абсолютному значению коэффициента открытой пористости гнейсы различных месторождений могут отличаться в значительной степени, однако в любом случае пористость измененных пород месторождения больше пористости неизмененных пород. Можно отметить, что  $K_{по}$  пород месторождений Лейвойва и Малиновая варака практически одинаков и значительно меньше, чем  $K_{по}$  пород месторождений Карельский и г. Риколатва, видимо, из-за того, что на последних двух месторождениях образцы ото-

## Пористость горных пород

Порода	Количество измерений	K <sub>по</sub> , %			Дисперсия
		от	до	среднее	
Дистено-гранато-биотитовые гнейсы месторождения Лейвойва	22	0,31	0,57	0,44	0,0222
Измененные дистено-гранато-биотитовые гнейсы месторождения Лейвойва	31	0,64	2,16	1,08	0,2244
Дистено-гранато-биотитовые гнейсы месторождения Малиновая варака	18	0,28	0,66	0,47	0,0137
Измененные дистено-гранато-биотитовые гнейсы месторождения Малиновая варака	16	0,60	2,00	0,96	0,1372
Гранато-биотитовые гнейсы месторождения Карельский	20	0,39	3,02	1,40	0,0478
Измененные гранато-биотитовые и двуслюдяные гнейсы месторождения Карельский	15	0,56	4,78	2,26	0,1742
Дистено-гранато-биотитовые гнейсы горы Риколатва	24	0,46	1,37	1,11	0,0492
Измененные дистено-гранато-биотитовые гнейсы горы Риколатва	23	1,45	5,79	2,42	0,9056

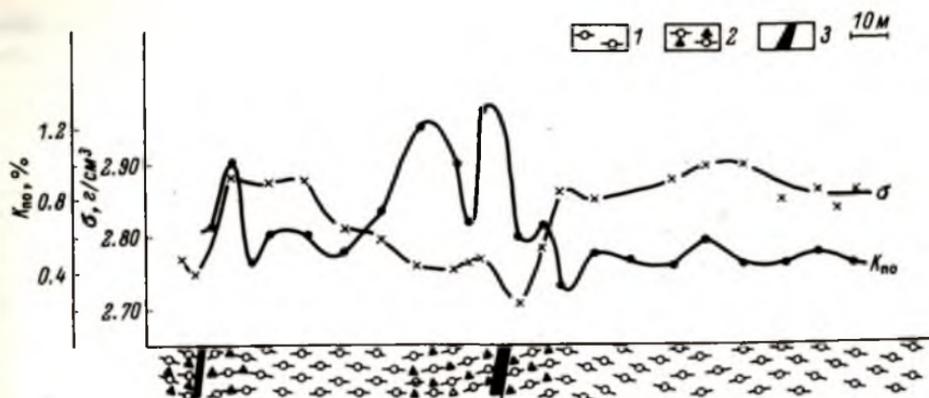


Рис. 10. Графики плотности и пористости горных пород на месторождении Малиновая варака.

1 - дистено-гранато-биотитовые гнейсы, 2 - измененные дистено-гранато-биотитовые гнейсы, 3 - пегматитовые жилы.

браны с поверхности, а на первых двух - из подземных горных выработок и керна скважин.

Мощность околожильной зоны измененных гнейсов, характеризующихся повышенным значением  $K_{по}$ , достигает 30 м (рис. 10). Устанавливается, однако, что среди гнейсов с повышенной пористостью встречаются участки пород со значениями  $K_{по}$ , близкими к нормальному. Для гнейсов в той части подземной горной выработки, где пегматитовых жил не встречено (восточная часть на рис. 10), характерно значение  $K_{по}$  0.4-0.5% (при плотности 2.85-2.90 г/см<sup>3</sup>) с очень малой дисперсией. Такая же пористость гнейсов отмечается и между двумя пегматитовыми жилами. Вблизи пегматитовых жил наряду с увеличением пористости гнейсов до 1.2-1.3% наблюдается и уменьшение их плотности до 2.75 г/см<sup>3</sup>. В то же время не наблюдается заметной корреляции между величинами  $K_{по}$  и  $\sigma$ : по некоторым образцам повышенной пористости соответствует пониженная плотность, по другим повышенной пористости - нормальная плотность. Коэффициент корреляции между величинами  $K_{по}$  и  $\sigma$ , рассчитанный по 37 образцам гнейсов из керна одной из скважин месторождения Лейвойва, равен 0.52. На месторождении Карельском по образцам, отобраным с поверхности, видна тенденция к увеличению пористости при уменьшении плотности (рис. 11), однако полученный разброс точек очень большой. Отсутствие тесной связи между  $K_{по}$  и  $\sigma$ , по-видимому, объясняется тем, что плотность породы зависит в основном от ее минерального состава, изменяющегося вблизи пегматитов [29], а пористость - от физического состояния породы, которое также изменяется вблизи пегматитовых жил вследствие процессов метасоматоза. Таким

Рис. 11. Корреляционная связь между плотностью и пористостью гнейсов.

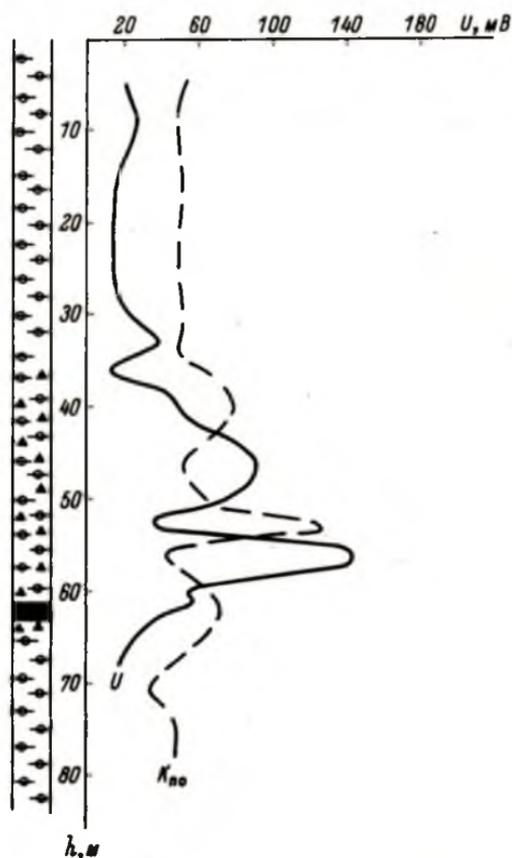
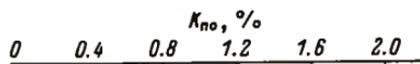
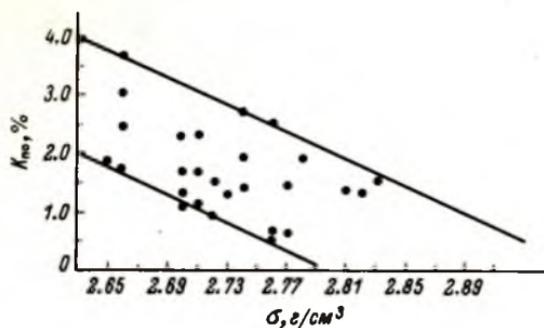


Рис. 12. Кривые естественного электрического поля и пористости по скважине.

Условные обозначения те же, что на рис. 10.

образом,  $K_{\text{по}}$  и  $\sigma$  связаны между собой стохастически, так как на их изменение влияли одни и те же геологические процессы.

Изучение пористости кернa скв. 648 Лейвоивинского месторождения, по которой проведены измерения потенциала естественного электрического поля, показало, что околожилным измененным гнейсам с повышенным значением  $K_{\text{по}}$  соответствует положительная аномалия  $U$ , ширина которой равна зоне гнейсов с повышенной пористостью (рис. 12). Характерно, что ширина аномалий естественного поля больше над теми пегматитовыми жилами, около которых зона гнейсов, измененных метасоматическими процессами, шире, т.е. над пегматитами с наибольшим ослюдением.

Измерение  $K_{\text{по}}$  образцов, отобранных из обнажений коренных пород, кернa скважин, подземных горных выработок, позволяет проследить следующую закономерность: наибольшей пористостью обладают образцы, отобранные с поверхности ( $K_{\text{по}} = 2.07$  по 27 образцам), что связано с выветрелостью гнейсов; меньшая пористость у образцов, взятых из подземных горных выработок ( $K_{\text{по}} = 1.51$  по 32 образцам), что, по-видимому, характерно для пород, нарушенных взрывными работами; наконец, наименьшая пористость получена при измерении образцов из кернa скважин ( $K_{\text{по}} = 0.63$  по 37 образцам). Известно также [23], что магнитная восприимчивость гнейсов из подземных горных выработок на 15–20% больше, чем  $\mathcal{M}$  аналогичных гнейсов с поверхности. Измерение плотности пород из кернa подземной буровой скважины, пройденной горизонтально на глубине 100 м от поверхности, дало следующие результаты: средняя плотность образцов дистено-гранато-биотитовых гнейсов равна 2.85, гранато-биотитовых – 2.82 (54 и 48 образцов соответственно), что превышает среднюю плотность образцов аналогичных по составу пород, но отобранных из стенок горных выработок на 0.05–0.06 г/см<sup>3</sup> (табл. 8). Следовательно, и по пористости, и по другим физическим параметрам следует сравнивать образцы, отобранные в аналогичных условиях.

### СВЯЗЬ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГНЕЙСОВ С ИХ ХИМИЧЕСКИМ И МИНЕРАЛЬНЫМ СОСТАВОМ

Продуктивные на слюду дистено-гранато-биотитовые гнейсы содержат в своем составе следующие минералы (в %): плагиоклаз – до 40, кварц – до 40, биотит – 15–10, гранат – 5–10, дистен – 2–5, мусковит – до 2, акцессорные минералы – 2–3 [6].

В химической лаборатории Института геологии (аналитики Г.И. Капустина, З.П. Помазан, В.А. Доильнищина) проведен полный силикатный анализ 32 образцов дистено-гранато-биотитовых гнейсов из подземной горной выработки месторождения Малиновая варака и минеральный анализ образцов гнейсов (аналитик Н.Д. Сыромятина) с выделением фракций дистена, граната, биотита, суль-

фидов железа. Часть образцов на химический анализ (семь штук) взята из околожильной зоны, где породы изменены метасоматическими процессами. Определены физические параметры этих образцов: плотность, магнитная восприимчивость, диэлектрическая проницаемость, поляризуемость.

Плотность гнейсов отчетливо увеличивается с повышением содержания  $FeO$  (коэффициент корреляции  $r = 0.80 \pm 0.09$ ), существует тенденция увеличения плотности с повышением содержания

$TiO_2$ , полностью отсутствует корреляция  $\sigma$  с содержанием  $Fe_2O_3$  (рис. 13). Плотность дистено-гранато-биотитовых гнейсов отчетливо уменьшается с увеличением содержания в них легких окислов  $Na_2O + K_2O$  ( $r = 0.80 \pm 0.09$ ), имеет тенденцию к уменьшению с увеличением содержания  $SiO_2$ . Практически не существует корреляции между плотностью и количеством остальных окислов.

Анализ образцов, взятых из околожильной зоны, показывает, что вблизи пегматитовых жил значительно увеличивается содержание  $Fe_2O_3$  в гнейсах (в среднем 0.92%, в то время как в неизмененных породах 0.55%), несколько повышается количество легких окислов и уменьшается содержание  $SiO_2$  (62.11% по сравнению с 65.56% в неизмененных породах).

Увеличение плотности гнейсов связывается обычно с возрастанием количества темноцветных минералов в них. В дистено-гранато-биотитовых гнейсах — это гранат (удельный вес 4.13–4.25) и биотит (удельный вес 3.03–3.06), а также дистен и сульфиды железа. Химанализ граната (27 анализов) показывает, что содержание  $FeO$  в нем составляет 30.09%, при среднем содержании  $FeO$  в гнейсах 5.87%, а в биотите (54 анализа) — 14.54%. Так как плотность породы хорошо коррелируется с содержанием  $FeO$  в ней, существенное влияние на  $\sigma$  должно оказывать содержание граната в породе. Так, плотность гранато-биотитовых гнейсов с большим содержанием граната (месторождение Карельский) достигает 3.12 г/см<sup>3</sup> (образцы отобраны с поверхности) и даже 3.40 г/см<sup>3</sup> (образцы из керна).

Сопоставление плотности образцов дистено-гранато-биотитовых гнейсов с процентным содержанием граната в них (рис. 14) показывает, что связь между этими признаками достаточно тесная — коэффициент корреляции равен  $0.75 \pm 0.08$ . Почти такая же тесная связь получена между содержанием биотита и плотностью породы ( $r = 0.74 \pm 0.08$ ), однако по графику зависимости  $\sigma$  от содержания биотита (рис. 14) видно, что при содержании этого минерала в породе до 2% связь между признаками практически отсутствует. Несмотря на то что удельный вес дистена больше, чем удельный вес биотита, коэффициент корреляции между  $\sigma$  образца и количеством дистена в нем меньше, чем коэффициент корреляции между  $\sigma$  образца и количеством биотита в нем —  $r = 0.54 \pm 0.13$ ; не получено корреляции между содержанием самых тяжелых минералов — пирротина и пирита и плотностью породы  $r = 0.20 \pm 0.17$  (на-

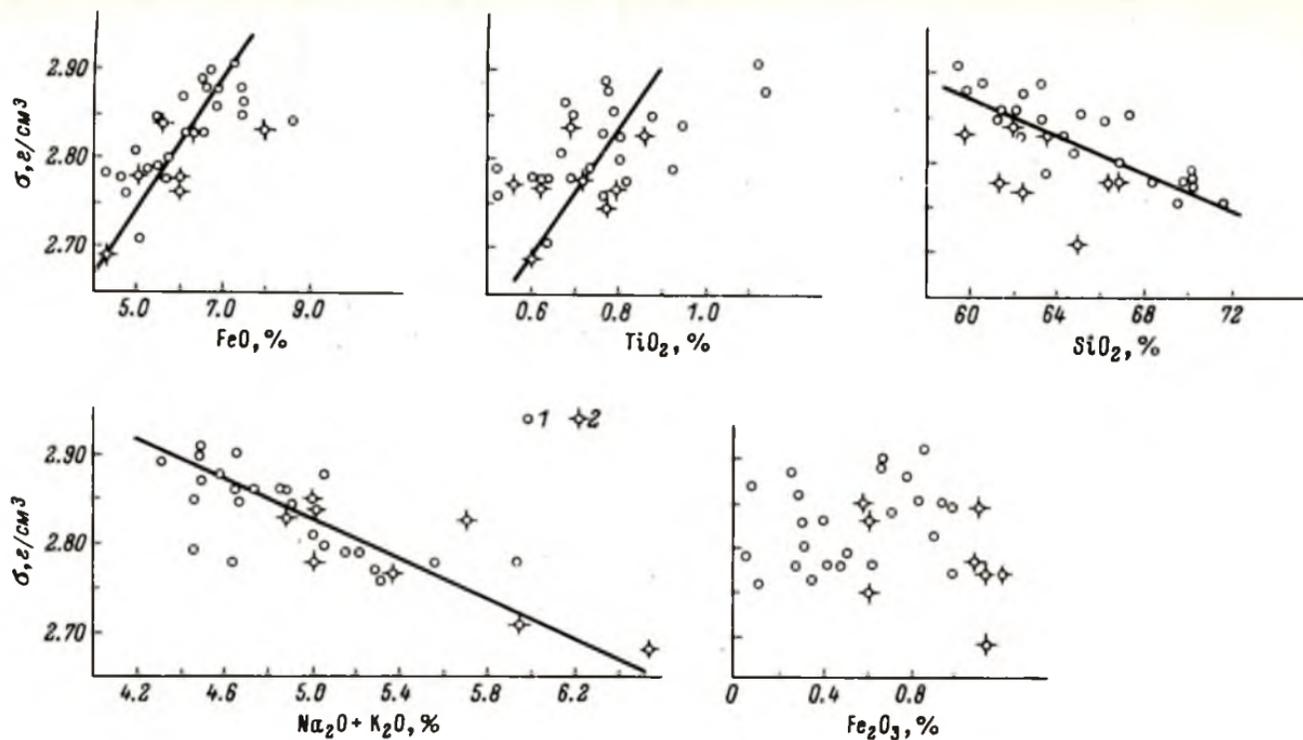


Рис. 13. Связь плотности гнейсов с их химическим составом.

1 - неизменные породы, 2 - измененные породы,

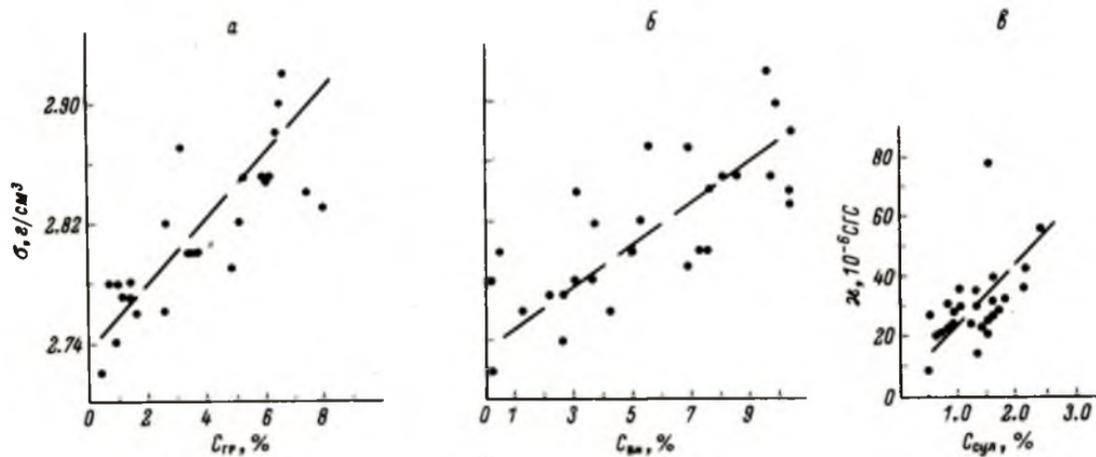


Рис. 14. Связь физических характеристик гнейсов с содержанием минералов в них.

а – плотности с содержанием граната, б – плотности с содержанием биотита, в – магнитной восприимчивости с содержанием пирротина и пирита.

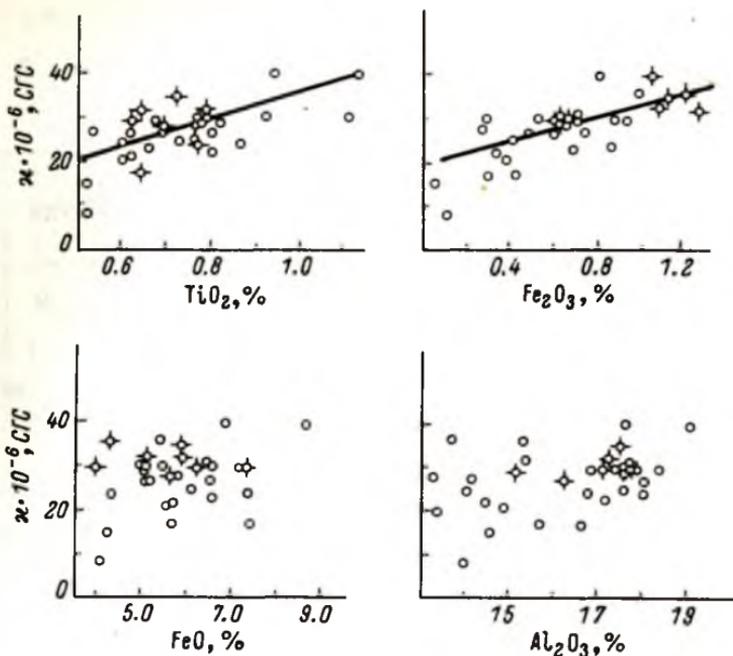


Рис. 15. Связь магнитной восприимчивости гнейсов с их химическим составом.

Условные обозначения те же, что на рис. 13.

дежность коэффициента корреляции  $\mu = 1.14$ ). Учитывая, что в дистено-гранато-биотитовых гнейсах содержание как дистена, так и рудных минералов не превышает 2%, можно утверждать, что плотность породы достаточно надежно коррелируется с количеством тяжелых минералов в ней, если содержание таких минералов более 2%. Даже менее тяжелые минералы (биотит, например) способны значительно увеличить плотность дистено-гранато-биотитовых гнейсов при достаточно большом содержании их в породе.

Магнитная восприимчивость гнейсов увеличивается с повышением содержания  $Fe_2O_3$  (коэффициент корреляции  $0.73 \pm 0.05$ ), имеет тенденцию к увеличению с повышением содержания  $TiO_2$ , не получено корреляции  $\chi$  с остальными окислами, в том числе и  $FeO$  (рис. 15). Среднее содержание  $Fe_2O_3$  в биотите равно 1.65%, в гнейсе - 0.63, в гранате - 0.44%. Следовательно, кроме пирротина, из минералов дистено-гранато-биотитовых гнейсов более или менее значительное влияние на значение  $\chi$  породы может оказать биотит. Сопоставление магнитной восприимчивости дистено-гранато-биотитовых гнейсов месторождения Малиновая варака с содержанием в них биотита показало тенденцию корреляции этих признаков ( $r = 0.42 \pm 0.15$ ,  $\mu = 2.7$ ). Минералом, наиболее сильно влияющим на изменение  $\chi$  гнейсов, является пирротин (рис. 14).

Таблица 12

## Химический состав пирротинов

Номер образца	Порода	Место-рождение	Содержание		Формула	$x$
			Fe	S		
16	Дистено-гранато-биотитовый гнейс	Малиновая варака	58.05	39.05	$Fe_{0.83}S$	0.17
46	То же	То же	58.75	40.23	$Fe_{0.83}S$	0.17
40	" "	" "	58.75	39.55	$Fe_{0.85}S$	0.15
2160	Гранато-биотитовый гнейс	Карельский	60.16	38.44	$Fe_{0.89}S$	0.11

Коэффициент корреляции магнитной восприимчивости дистено-гранато-биотитовых гнейсов с содержанием пирротина в породе  $0.52 \pm 0.14$  ( $\mu = 9.8$ ).

Основным рудным минералом дистено-гранато-биотитовых и гранато-биотитовых гнейсов чупинской продуктивной свиты является пирротин [30, 93]. Формула пирротина  $Fe_{1-x}S$ , где  $x = 0-0.2$  [10, 67, 95]. В зависимости от количества Fe закономерно изменяются параметры решетки пирротина: по мере увеличения дефицита железа размеры элементарной ячейки уменьшаются, при  $x \approx 0.113$  пирротин из гексагонального переходит в моноклинный [65]. Магнитная восприимчивость его изменяется в широких пределах в зависимости от состава. Установлено, что гексагональные пирротины парамагнитны, моноклинные — ферромагнитны, т.е. при  $x < 0.10-0.11$  этот минерал обладает только парамагнитными свойствами [13, 15].

В табл. 12 приведены данные химических анализов четырех пирротинов, отобранных методом магнитной сепарации из гнейсов чупино-лоухского слюдоносного района (аналитик З.Я. Барменкова). Кроме железа и серы пирротины месторождения Малиновая варака содержат 1% никеля и 0.1% кобальта [93]. Согласно рассчитанным формулам, все четыре пирротина относятся к моноклинным. Их магнитная восприимчивость колеблется в пределах  $80 \cdot 10^{-6} - 2000x \cdot 10^{-6}$  СГС, в то время как у гнейсов, из образцов которых отобран пирротин, не превышает  $40 \cdot 10^{-6}$  СГС.

Формула пирротина может быть представлена и в виде  $Fe_{n-1}S_n$ , где  $n$  — число атомов серы в одном слое элементарной

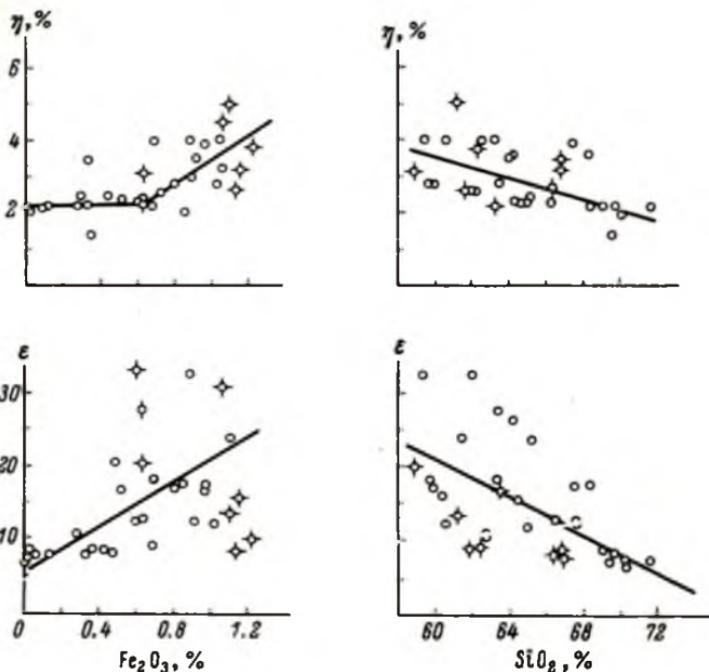


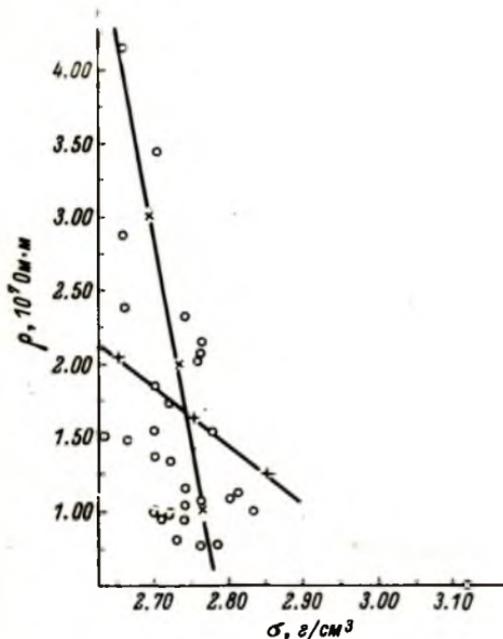
Рис. 16. Связь электрических свойств гнейсов с их химическим составом.

Условные обозначения те же, что на рис. 13.

ячейки. С увеличением  $n$  число немагнитных атомов в ячейке увеличивается и магнитные свойства пирротина уменьшаются [75]. Кроме того, в разных слоях ионов Fe и S направление вращения электронов может быть противоположным, что приведет к ферро- или антиферромагнетизму. Таким образом, магнитные свойства пирротинов могут быть весьма многообразными в зависимости от их симметрии и параметров решетки. Один из образцов (№ 2160) отобран из гнейсов в экзоконтакте пегматитовой жилы. Железистость пирротина из этого образца значительно выше, чем железистость остальных пирротинов. По-видимому, железистость пирротинов (также как биотитов и гранатов) из гнейсов возрастает по мере приближения к пегматитовой жиле.

Поляризуемость дистено-гранато-биотитовых гнейсов уменьшается с увеличением содержания  $SiO_2$  в них ( $r = 0.46 \pm 0.08$ ,  $\mu = 3.2$ ) и имеет тенденцию к увеличению при содержании  $Fe_2O_3$  более 0,6% (рис. 16). Диэлектрическая проницаемость коррелируется с количеством тех же окислов, но тесной связи не наблюдается. Концентрация остальных окислов на электрические свойства гнейсов влияния не оказывают. Электрические свойства гнейсов в некоторой степени зависят от содержания в них биотита, так

Рис. 17. Корреляционная связь плотности и удельного электрического сопротивления гнейсов.



как существует тенденция к корреляции величины  $\epsilon$  и  $\eta$  с содержанием  $Fe_2O_3$ , однако минеральный анализ показал, что поляризуемость и диэлектрическая проницаемость гнейсов более тесно связаны с количеством рудных минералов в них.

Существует корреляция между различными физическими параметрами гнейсов. Так, по 32 образцам гранато-биотитовых гнейсов рассчитан коэффициент корреляции между диэлектрической проницаемостью и магнитной восприимчивостью,  $r = 0,85 \pm 0,05$ , т.е. степень корреляции этих параметров очень высокая. Уравнение связи:  $\epsilon = 0,119x + 6,56$ .

Таким образом, для совершенно немагнитных разностей гнейсов ( $x = 0$ ) должна быть характерна диэлектрическая проницаемость порядка 6,5.

Отмечается вполне устойчивая связь  $\epsilon$  гнейсов с их плотностью —  $r = 0,68 \pm 0,09$ , однако менее тесная, чем связь  $\epsilon$  с  $x$ , так как повышение значения диэлектрической проницаемости гнейсов связано не просто с увеличением доли тяжелых минералов (как плотность), а тяжелых и магнитных, т.е. в первую очередь пирротина.

Как и диэлектрическая проницаемость, удельное электрическое сопротивление гнейсов связано с их плотностью (рис. 17):  $r = -0,40 \pm 0,14$ ,  $\mu = 2,5$ . Таким образом, связь  $\rho$  с  $\sigma$  обратная и менее устойчивая, чем связь  $\epsilon$  с  $\sigma$ , так как на сопротивление кроме плотности большое влияние оказывает и пористость породы. Получены следующие уравнения связи между  $\rho$  и  $\sigma$ :  $\rho = -4,28\sigma + 13,41$ ,  $\sigma = -0,36\rho + 2,799$ .

## ИЗМЕНЕНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГНЕЙСОВ ПРИ НАГРЕВАНИИ

Известно, что с увеличением температуры электропроводность горных пород возрастает. Для гнейсов и гранитов, например, изменение температуры от 150 до 1000° С приводит к увеличению электропроводности на 4–5 порядков [70, 81]. Диэлектрическая проницаемость пород сохраняет постоянное значение в сравнительно большом интервале температур, но при температуре 250–600° С для многих минералов и пород наблюдается резкий рост этого параметра [69].

Ниже приводятся результаты измерения электрических параметров не при постепенно изменяющейся температуре, а после нагрева и остывания образца, т.е. после его прокаливания.

Нагрев образцов проводился в шахтной печи ШПС-1, позволяющей доводить температуру до 1200° С. Контроль температуры осуществлялся термопарой и прибором М-64. Для того чтобы исключить возможность искажений в определении температуры образцов за счет ее перепадов внутри рабочего пространства печи, образцы пород и термопара помещались в металлический контейнер. Регулирование температуры проводилось автотрансформатором. Образцы нагревались в течение часа до фиксированной температуры, затем постепенно охлаждались в печи в течение суток, после чего обычным способом измерялись их электрические параметры. Последовательность операций была следующей: измерение  $\rho$  и  $\epsilon$  при комнатной температуре, нагрев образцов до 100° С, их охлаждение и измерение свойств, нагрев до 200° С, охлаждение и измерение свойств и т.д. до 700° С – до температуры, при которой происходит разрушение части образцов гнейсов.

Таким образом, если в работе Э.И. Пархоменко и А.Т. Бондаренко [70] разбирается вопрос о том, что происходит с электрическими свойствами образца во время его нагревания (имитация состояния вещества на большой глубине), то в описываемых опытах выяснялось, что произошло с породой после ее нагревания и остывания (имитация одного из аспектов метаморфического процесса).

На рис. 18 приведены графики зависимости удельного электрического сопротивления образцов гнейсов от температуры их прокаливания. Обр. 2002 – среднезернистый гранато-биотитовый гнейс, отобранный на месторождении слюды Карельском вдали от известных пегматитовых зон, имеет наибольшее сопротивление. Остальные образцы (2023 – гранато-биотитовый гнейс, 2010 и 2053 – биотитовый гнейс с мусковитом), отобранные из жильных зон того же месторождения, обладают заметно меньшим сопротивлением особенно при прокаливании в условиях относительно высокой температуры (500–700°). Удельное электрическое сопротивление этих образцов с повышением температуры изменяется незначительно.

На рис. 19 показаны кривые изменения  $\epsilon$  гнейсов с температурой прокаливания. Наименьшее значение  $\epsilon$  имеют образцы 2002

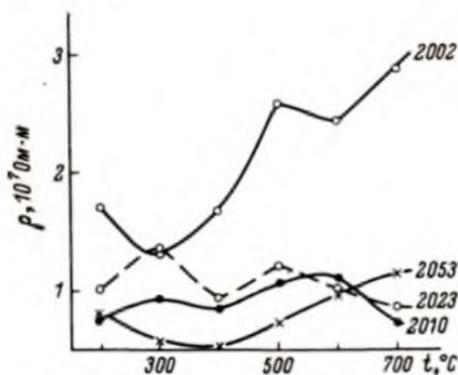


Рис. 18. Температурная зависимость удельного электрического сопротивления пород.

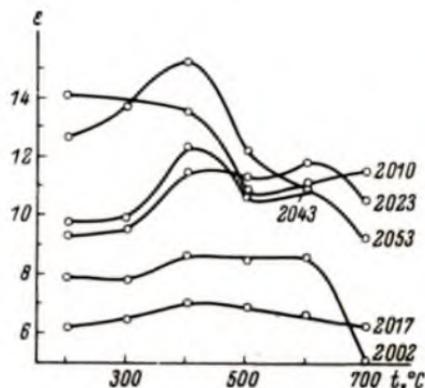


Рис. 19. Температурная зависимость диэлектрической проницаемости пород.

и 2017, отобранные за пределами известных пегматитоносных зон. Почти во всех случаях наблюдается рост диэлектрической проницаемости гнейсов при прокаливании образцов до 400–500°, а затем, при дальнейшем нагревании, — спад этого параметра. На кривых четко виден максимум при прокаливании в условиях температур 400–500°, резкий спад  $\epsilon$  характерен начиная с температуры 600°.

По всей вероятности, на изменение электрических характеристик гнейсов с температурой прокаливании большое влияние оказывает присутствие электропроводящих минералов в них. Вкрапленность этих минералов характерна для измененных гнейсов из пегматитоносных зон. Образцы измененных гнейсов (2010, 2023, 2053) обладают повышенным значением  $\epsilon$  и пониженным сопротивлением. При нагревании образца до 400° диэлектрическая проницаемость его возрастает примерно на 25%, по-видимому, за счет тепловой переориентировки примесей, а сопротивление большей части образцов в этом интервале несколько уменьшается. Новые электрические свойства образца, прокаленного при 400°, в нем закрепляются, о чем свидетельствуют измерения параметров, проведенные через большой промежуток времени. Прокаливание при большей температуре снимает этот эффект: при температуре свыше 600° начинается спад  $\epsilon$  и рост  $\rho$ , по-видимому, за счет разрушения биотита и образования трещин, заполненных воздухом. Электрические свойства минералов пегматитовых жил — плагиоклаза, кварца, мусковита при прокаливании изменяются примерно так же, как и свойства гнейсов (рис. 20), биотит же при температуре более 600° вспучивается.

Итак, опыты с измерением электрических свойств гнейсов, прокаленных до температуры 700° С, показали, что существует разная температурная зависимость этих свойств для неизмененных и

Таблица 13

Изменение магнитной восприимчивости  $\kappa$  (в  $10^{-6}$  сгс)  
гнейсов при прокаливании

Номер образца	Прокаливание до температуры							
	20°	400°	450°	500°	550°	600°	650°	700°
418	12	42	72	80	82	96	150	150
420	31	80	93	92	110	150	170	100
421	25	90	120	123	130	150	200	210
422	22	32	65	82	83	88	120	140
423	17	33	47	69	72	73	110	130
424	28	58	83	115	110	120	170	180
425	34	52	95	115	150	140	180	210
427	18	23	42	65	73	76	120	120
428	51	97	115	120	130	180	190	120
429	26	38	69	81	100	100	140	160
431	26	31	55	70	82	84	140	140
432	19	33	45	52	73	78	110	120
433	52	76	79	67	82	98	130	140
436	17	16	18	27	41	58	76	110
437	19	21	26	37	47	57	71	100
438	17	19	26	41	53	58	74	87
439	19	37	38	77	65	67	76	100
440	28	43	63	77	89	98	140	160
442	27	33	52	82	90	90	130	160
443	29	40	84	94	130	140	180	200
445	10	11	16	19	30	53	73	77

Примечание. Все измерения  $\kappa$  проведены при комнатной температуре образцов пород.

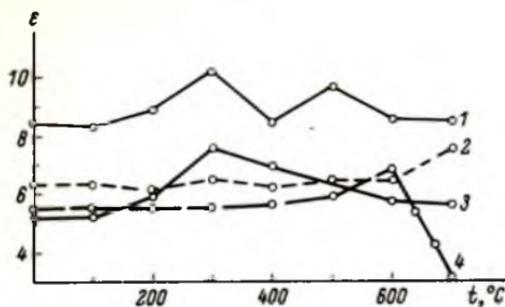


Рис. 20. Температурная зависимость диэлектрической проницаемости минералов.

1 - плагиоклаз, 2 - мусковит, 3 - кварц, 4 - биотит

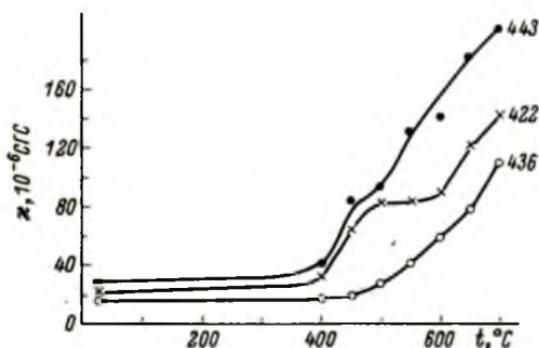


Рис. 21. Температурная зависимость магнитной восприимчивости гнейсов.

измененных гнейсов. Установлен аномальный ход кривой зависимости  $\epsilon$  от температуры прокаливания в интервале 400–500°.

Н.А. Ворошилов и Н.Н. Сочеванов [22] предложили метод выявления околорудных измененных пород, основанный на увеличении магнитной восприимчивости пробы после ее термической обработки. Методика измерений магнитной восприимчивости образцов гнейсов из месторождений пегматитов до и после прокаливания несколько отличалась от принятой в вышеупомянутой работе, в основном временем прогрева, так как изучались не размельченные пробы, а образцы объемом порядка 200 см<sup>3</sup>. Прокаливание образцов проводилось в шахтной печи в течение часа, измерения магнитной восприимчивости осуществлялись до нагревания и после полного остывания образцов. В табл. 13 приведены значения  $\chi$  образцов дистено-гранато-биотитовых гнейсов, отобранных в подземной горной выработке на месторождении Малиновая варака в пределах пегматитоносной полосы (содержание сульфидов железа от 0,5 до 2,0%), до прокаливания и после последовательного прокаливания при заданных температурах. Магнитная восприимчивость всех образцов увеличивается после их прокаливания: если средняя магнитная восприимчивость 21 образца при комнатной температуре равна  $25 \cdot 10^{-6}$  СГС, то прокаленных при температуре 500°С –  $75 \times 10^{-6}$  СГС, а прокаленных при температуре 700°С –  $140 \times 10^{-6}$  СГС. Резкий скачок магнитной восприимчивости фиксируется обычно во время прокаливания образцов при температуре 450°

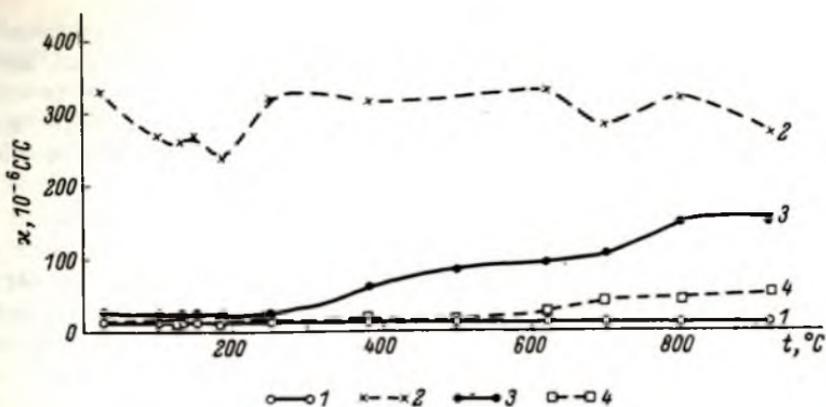


Рис. 22. Температурная зависимость магнитной восприимчивости пирротина.

1 — глинистый наполнитель, 2 — наполнитель с железными опилками, 3 — наполнитель с пирротином № 33, 4 — наполнитель с пирротином № 22.

(рис. 21) — увеличение  $\chi$  в 3–4 раза и затем, при температуре выше  $600^{\circ}$ , — еще в 2 раза. Преобладают два вида кривых изменений магнитной восприимчивости с температурой прокаливания — плавное увеличение  $\chi$  и увеличение  $\chi$  на двух интервалах 550 и  $650^{\circ}$  (рис. 21), причем первый вид изменения характерен для образцов гнейсов, отобранных в непосредственной близости от пегматитовых жил.

Увеличение  $\chi$  пород после их прокаливания обычно объясняется новообразованиями магнетита и маггемита, имеющих высокую магнитную восприимчивость [18, 57, 103]. Изучение шлифов дистено-гранато-биотитовых гнейсов до и после прокаливания образцов показало, что породообразующие минералы не претерпели изменений, в то время как пирротин изменился существенно: в шлифах одних образцов видно, что все зерна пирротина начело замещены гематитом и гидрогематитом, в других — степень окисления зерен пирротина различная (одни зерна полностью замещены, в других — сохраняются реликты пирротина). Кроме того, наблюдается появление новообразованного рудного минерала. Отмечается [7], что пирротин при повышенных температурах насыщается кислородом и образует вторую ферромагнитную фазу с точкой Кюри  $570^{\circ}$  C за счет примеси в нем магнетитоподобной фазы.

С пирротинами из дистено-гранато-биотитовых гнейсов, отобранных из жильной зоны (№ 33) месторождения Малиновая варака и вне зоны (№ 22), проведен следующий опыт. Минерал был равномерно рассеян в немагнитном наполнителе (глина) размером  $20 \times 20 \times 45$  мм. Такой же образец был наполнен распыленными железу-

ными опилками. Четвертый образец такого же размера состоял только из наполнителя. Образцы нагревались в течение часа до фиксированной температуры (от 100 до 920°C), затем в течение часа охлаждались, после чего измерялась их магнитная восприимчивость, образцы нагревались до следующей фиксированной температуры и т.д. Результаты этого опыта показаны на рис. 22. В то время как магнитная восприимчивость наполнителя и образца с железными опилками практически не изменялась, магнитная восприимчивость образца № 33 с пирротином начала возрастать при нагревании до температуры 300° и последующем охлаждении. Магнитная восприимчивость этого образца и образца № 22 (начиная с температуры порядка 600°C) возрастает после каждого цикла нагревание-охлаждение до температуры 800°, т.е. происходит температурный гистерезис магнитной восприимчивости. Сопоставляя температурные зависимости  $\chi$  образцов горной породы и образцов пирротина (рис. 21 и 22), можно прийти к выводу о том, что увеличение магнитной восприимчивости гнейсов слюдяных месторождений при их прокаливании связано с изменениями (химическими или структурными) пирротина.

Таким образом, существует возможность методом изучения  $\chi$  пород до и после их прокаливании (термокаппаметрия) выделять зоны обогащения гнейсов пирротином, т.е. зоны пород, измененных метасоматическими процессами.

## ГИДРОХИМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ СЛЮДЫ

На двух месторождениях пегматитов Кольского полуострова — Лейвойва и горы Риколатва — в небольшом объеме проведены гидрохимические исследования для определения состава вод в околожильной зоне и вдали от пегматитовых жил [27]. Пробы воды отбирались с поверхности (из ручьев), из скважин на разных глубинах (до 150 м) и подземных горных выработок, пройденных по слюдоносным пегматитовым жилам. Анализ воды проводился на месте с помощью походной гидрохимической лаборатории ПЛАВ-1. Определялось содержание в воде ионов  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ . Всего проанализировано 62 пробы воды, в том числе 31 из подземных горных выработок (аналитик З.П. Помазан).

В работе [1] приводится химический состав атмосферных осадков на территории СССР (табл. 14). Среднее состояние равновесной системы для этих осадков  $\frac{\text{SO}_4^{2-} + \text{Cl}^-}{\text{HCO}_3^-} \approx 1.2$ , концентрация водородных ионов  $\text{pH} \approx 6.5$ .

Вода, отобранная из ручьев на месторождениях слюды, по своему составу близка к атмосферным осадкам: отношение анионов сильных и слабых кислот равно 1.0–1.3. Вода из подземных гор-

Рис. 23. График зависимости минерализации подземных вод от расстояния места отбора пробы до пегматитовой жилы.

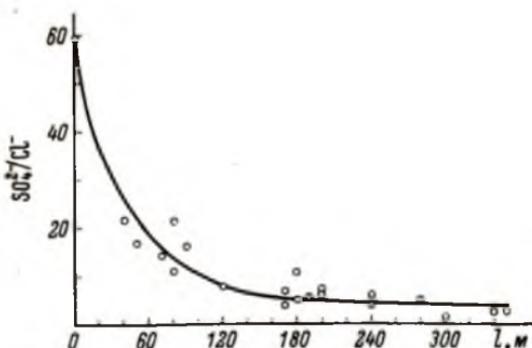


Таблица 14

Химический состав атмосферных осадков (по С.П. Албулу [1])

Ион	Количество, мг/л		
	от	до	среднее
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0-2.8	4,5-37.8	1.5-11.5
Ca <sup>2+</sup>	0,01-0,4	1-25.5	0.6-6
Mg <sup>2+</sup>	0,01-0,1	0.6-14.4	0.2-0.7
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	1,0-2,8	6.7-48.2	3.6-14.3
Cl <sup>-</sup>	0,1-0,6	5.9-8,5	0.8-3.4

ных выработок, пройденных по пегматиту, резко отличается от поверхностных вод по содержанию иона SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> (табл. 15) — количество его возрастает на 1-2 порядка. Несколько увеличивается в подземных водах содержание ионов HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> и Mg<sup>2+</sup>. По метаморфизму (отношению ионов сильных и слабых кислот) вода из подземных горных выработок также сильно отличается от поверхностных вод и относится к типу вод среднего метаморфизма.

Воды, отобранные из буровых скважин, по химическому составу занимают промежуточное положение между двумя вышеописанными видами вод, так как пробы отбирались из скважин, расположенных на различном расстоянии от пегматитовых жил (табл. 15). По концентрации водородных ионов подземные воды слюдяных месторождений Кольского полуострова слегка кислые (рН = 5.4-5.6).

Таким образом, воды, находящиеся вблизи пегматитовых жил, по своему химическому составу являются аномальными. Увеличение содержания иона SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> в них можно связать с окислением сульфидов железа, концентрирующихся вблизи пегматитовых жил. Железо при окислении сульфидов переходит в сульфат окиси, который легко гидролизуется с выделением гидрата окиси железа. Последний

Таблица 15

Химический состав подземных вод и вод буровых скважин

Ион	Количество, мг/л		
	от	до	среднее
Подземные воды			
$\text{HCO}_3^-$	6.1	61.0	33.4
$\text{Ca}^{2+}$	2	22	9
$\text{Mg}^{2+}$	0.61	7.32	2.90
$\text{SO}_4^{2-}$	84.4	268.8	189.3
$\text{Cl}^-$	1.78	7.10	3.13
Воды из буровых скважин			
$\text{HCO}_3^-$	12.2	61.0	27.1
$\text{Ca}^{2+}$	1	16	4
$\text{Mg}^{2+}$	0.30	8.54	1.85
$\text{SO}_4^{2-}$	4.8	134.4	27.3
$\text{Cl}^-$	0.9	12.6	3.6

осаждается по стенкам трещин в горных породах, в связи с чем в подземных водах слюдяных месторождений во всех анализах железа не обнаруживается.

Особенно характерным для вод месторождений слюды является коэффициент  $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ . Среднее значение этого коэффициента для вод из подземных горных выработок равно 60 (по 31 измерению). Для вод из ручьев и скважин, пройденных вдали от пегматитовых жил, коэффициент равен 4–5. Промежуточные значения получены для вод из скважин на месторождениях (рис. 23). Увеличение коэффициента в 2 раза против нормального (до 10) приходится на участки, расположенные в 80 м от пегматитовых жил и ближе к ним, т.е. в пределах пегматитоносных зон.

#### ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПЛАГИОКЛАЗОВ ПЕГМАТИТОВЫХ ЖИЛ

Поскольку метасоматической проработке подвергались и гнейсы, вмещающие пегматитовые жилы, и сам пегматит, представляет определенный интерес изучение физических свойств минералов пегматитовых жил.

Таблица 16

## Диэлектрическая проницаемость плагиоклазов

Тип жил	Количество образцов	ε		
		от	до	среднее
I	1	—	—	7.0
II	12	4.5	12.3	8.0
III	36	6.0	13.9	9.2
IV	4	10.1	15.8	11.9
V	8	6.0	11.8	8.4
VI	2	6.4	6.7	6.6
X	3	4.8	5.6	5.2

Электрические свойства минералов зависят в основном от их химического состава. Большое влияние на эти свойства оказывают примеси в минералах, поэтому минералы одного и того же состава могут обладать различными свойствами в зависимости от их геологической истории.

Плагиоклазы, электрические свойства которых определялись, отобраны из пегматитовых жил месторождения Лейвойва на Кольском полуострове. На месторождении вмещающими жилами породами являются дистено-гранато-биотитовые гнейсы. В формационно-парагенетическом отношении пегматиты месторождения принадлежат восьми типам двух формаций [38]. Соскладчатые пегматиты I типа — породы ультраметаморфогенного происхождения, пегматиты II—V типов (мусковитовая формация) сформировались в постскладчатое время путем последовательного метасоматического преобразования пегматитовых жил I типа. Промышленно-слюдоносными являются жилы II, III и IV типов. Пегматиты VI—X типов принадлежат более молодой мусковит-редкометальной формации и промышленного ослюденения не содержат.

Известно, что диэлектрическая проницаемость плагиоклазов изменяется в зависимости от их состава: от 6.0 для альбита до 6.9 для анортита [69]. По другим данным [95], ε плагиоклаза, измеренная на радиочастотах, колеблется от 5.58 до 7.15, среднее значение для альбита 5.53, для олигоклазов 6.05.

Результаты измерения ε плагиоклазов, отобранных из пегматитовых жил Кольского полуострова, приведены в табл. 16 (рабочая частота 1000 Гц).

По величине диэлектрической проницаемости плагиоклазы можно разделить на две группы. В первую группу входят плагиоклазы из жил I, VI и X типов, диэлектрическая проницаемость которых совпадает по величине с приводимой в литературе. Плагиоклазы из

Таблица 17

Удельное электрическое сопротивление плагиоклазов

Тип жил	Количество измерений	$\rho, 10^7 \text{ Ом} \cdot \text{м}$		
		от	до	среднее
II	10	0.99	11.91	5.46
III	36	0,41	8.77	3.19
IV	3	1.31	1.82	1.57
V	8	1.63	12.26	4.57
VI	2	5.40	6.47	5.93
X	3	5.32	11.4	8.90

жил I и VI типов представлены олигоклазом, из жил X типа – альбитом. Во вторую группу входят плагиоклазы (олигоклазы) пегматитово II–IV типов,  $\epsilon$  которых значительно выше, чем у плагиоклазов I группы, имеющих аналогичный состав. Характерно, что пегматиты именно этих типов являются промышленноценными на слюду – мусковит. Диэлектрическая проницаемость плагиоклазов из жил II и III типов часто сравнима между собой, однако явно заметно увеличение  $\epsilon$  от II типа жил к IV. Наиболее слюдоносные пегматитовые жилы IV типа сложены плагиоклазом с самой высокой диэлектрической проницаемостью, полученной в процессе измерений. Так как слюдоносность пегматитовых жил увеличивается от II к IV типу, ощущает прямая корреляция между слюдоносностью пегматитов и величиной диэлектрической проницаемости плагиоклазов.

Величина  $\epsilon$ , получаемая за счет поляризации электронного смещения, равна квадрату показателя преломления минерала, что для плагиоклазов составляет 2.5. Поляризация ионного смещения увеличивает диэлектрическую проницаемость плагиоклазов, по-видимому, до 5–6. Большое влияние на значение  $\epsilon$  горных пород и минералов, как уже говорилось, оказывает междуслойная (структурная) поляризация, наблюдаемая в неоднородных диэлектриках с компонентами, которые имеют различную  $\epsilon$ , а также в однородных диэлектриках, где свободные электрические заряды могут захватываться чужеродными ионами примесей, дислокациями и трещинами в различных частях объема диэлектрика [101]. По-видимому, высокие значения  $\epsilon$  плагиоклазов из жил II–V типов получены вследствие междуслойной поляризации за счет присутствия в них пирротина. Как было отмечено ранее, пегматитовые жилы I типа являются продуктами ультраметаморфизма и метаморфической дифференциации, последующие четыре типа – это те же пегматиты, прошедшие этап метасоматоза. На каждой из стадий этого этапа проходило преобразование материала пегматитовых жил, которое и получило свое

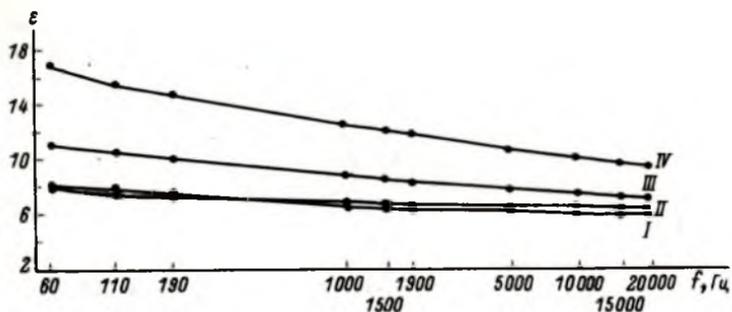


Рис. 24. Частотная зависимость диэлектрической проницаемости плагиоклаза из пегматитов различных типов.

отражение в различии плагиоклазов. Три образца плагиоклазов — два из жил Лейвойвы ( $\epsilon = 8.8$  и  $12.5$ ) и один с месторождения Слюдяной бор ( $\epsilon = 19.3$ ) были отданы на спектральный анализ, который показал, что имеется прямая зависимость между содержанием железа в плагиоклазе и величиной его диэлектрической проницаемости. Из минералов, содержащих железо, в плагиоклазах может быть только пирротин, который отложился там в этап метасоматоза, когда образовывался и мусковит.

Плагиоклазы из жил различных типов различаются и по удельному электрическому сопротивлению (табл. 17).

По средним значениям, полученным на частоте 1000 Гц, видно уменьшение  $\rho$  плагиоклазов из слудоносных жил III и IV типов,  $\rho$  плагиоклазов из непромышленных жил, в общем больше, чем из промышленноценных, хотя предельные значения для II, IV типов перекрываются между собой. Сравнивая результаты, полученные по измерениям  $\rho$  и  $\epsilon$ , можно говорить о несколько большей информативности последнего параметра. Следует отметить также, что измерение очень малых проводимостей недостаточно точно, малые емкости на использованных приборах измеряются с меньшей погрешностью [31]. Кроме того, надежность измерения  $\epsilon$  образцов повышается из-за возможности эталонирования прибора.

Диэлектрическая проницаемость плагиоклазов уменьшается с увеличением частоты, причем для плагиоклазов из жил III–IV типов спад идет быстрее, чем для плагиоклазов из жил I–II типов (рис. 24). Если посчитать градиент спада  $\epsilon$  с частотой как разность значений, полученных при частотах 60 Гц и 400–700 кГц, отнесенную к  $\epsilon$  на частоте 60 Гц (табл. 18), то можно видеть, что наибольший спад характерен для плагиоклазов из жил III и IV типов, вследствие чего на частотах в несколько сот килогерц величины  $\epsilon$  для всех типов жил сближаются.

С увеличением частоты значительно снижается удельное электрическое сопротивление плагиоклазов: в пределах частот 60–2000 Гц примерно на два порядка.

Таблица 18

Частотная дисперсия диэлектрической проницаемости плагиоклазов

Тип жил	$\epsilon$ при 60 Гц	$\epsilon$ при 400–700 кГц	Градиент $\epsilon$
I	7.5	5.4	0.28
II	8.5	6.1	0.28
III	10.0	6.0	0.40
IV	14.2	6.1	0.57
У	6.4	5.0	0.22
УI	7.5	5.2	0.29
X	6.1	4.7	0.23

Частотная зависимость  $\epsilon$  плагиоклазов, как и горных пород, связывается с ионно-релаксационной и междуслойной поляризацией, так как изменение  $\epsilon$  с частотой для плагиоклазов из пегматитовых жил, где вторичные процессы отсутствовали или развивались слабо, незначительно; в жилах, интенсивно метасоматически переработанных, дисперсия  $\epsilon$  плагиоклаза увеличивается. Парагенетический анализ рассматриваемых пегматитов показал [37], что парагенезисы пегматитов III и IV типов формируются, в отличие от парагенезисов других типов, в условиях наименьших значений потенциала К и Na и, напротив, в условиях наибольших значений потенциала воды, что, по-видимому, повлияло на значение  $\epsilon$  плагиоклазов из жил этих типов.

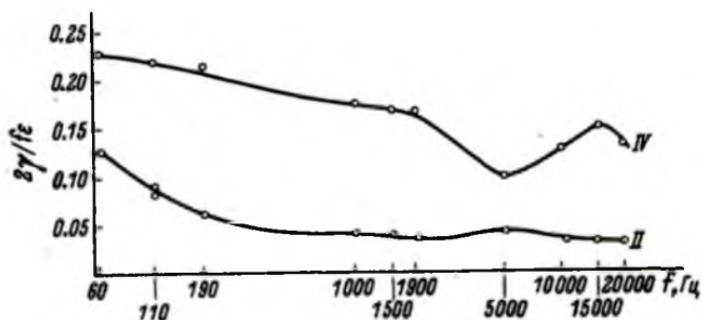


Рис. 25. Частотная зависимость тангенса угла диэлектрических потерь плагиоклаза из пегматитов различных типов.

Междуслойную поляризацию в неоднородном диэлектрике изучают на конденсаторе с двуслойным диэлектриком [101]. При этом устанавливается, что сопротивление такого конденсатора на высоких частотах меньше, чем на низких и постоянном токе. С увеличением частоты эффективная емкость и  $\text{tg } \delta$  уменьшаются, в частотном ходе  $\text{tg } \delta$  имеются максимум и минимум. Все эти зависимости наблюдаются при изучении электрических свойств плагиоклазов из богатых слюдой пегматитовых жил (рис. 25).

Следовательно, плагиоклазы можно рассматривать как неоднородный диэлектрик. Релаксационный максимум  $\text{tg } \delta$  плагиоклазов наблюдается на частотах  $5 \cdot 10^3 - 15 \cdot 10^3$  Гц, что соответствует времени релаксации поляризации  $(1-3) \cdot 10^{-5}$  с, т.е. такому же, как у гнейсов.

Исследование электрических свойств плагиоклазов приводит к следующим выводам: плагиоклазы, характеризующиеся наибольшими значениями  $\epsilon$  и наименьшими  $\rho$ , формируются метасоматическим путем в условиях наименьших для рассматриваемого процесса значений  $K$  и  $Na$  и наибольших значений потенциала воды; по электрическим свойствам плагиоклазов можно судить о слюдоносности пегматитовых жил.

В заключение главы еще раз следует подчеркнуть важность детального изучения физических свойств, так как разница в свойствах пород является основой использования тех или иных геофизических методов для поисков полезных ископаемых на различных стадиях геологоразведочного процесса.

МЕТОД ЕСТЕСТВЕННОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ  
ПРИ ПОИСКАХ ПЕГМАТИТОНОСНЫХ ЗОН

Впервые естественные электрические поля на месторождениях пегматитов обнаружены в 1958 г. Затем они изучены с достаточной полнотой как в Советском Союзе, так и за рубежом [23, 25, 113]. Поля эти диффузионно-адсорбционного происхождения и связаны с породами, переработанными в результате процессов метасоматоза [24, 83].

## НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ РАБОТ

Методика проведения полевых работ методом естественного поля изложена в монографии А.С. Семенова [83], поэтому в данной работе рассматриваются лишь некоторые вопросы, связанные со спецификой полей.

Характерной особенностью аномалий естественного поля на месторождениях пегматитов является их небольшая интенсивность — 20–80 мВ, редко до 200 мВ [23]. В связи с этим обстоятельством необходима большая точность измерений, которая может быть достигнута за счет строгого соблюдения идентичности заземлений; это особенно надо учитывать при опытных работах на разведанных месторождениях, где расположено множество отвалов после проходки горных выработок. Большое значение для уменьшения погрешности имеет выбор величины разноса электродов. При поисках пегматитовых жил в районе высоких широт обычно используется способ потенциала с небольшими разносами электродов (до 150 м) для уменьшения помех от промышленных и теллурических токов [23]. При поисках пегматитовых зон — работах более мелкого масштаба — рекомендуется также не увеличивать расстояние между неподвижным и подвижным электродами. Для того чтобы установить, не существуют ли при разносе 125 м „перекоса“ поля, построены вариационные кривые разности между значениями потенциала естественного поля, полученными на крайних точках стоянки, — расстояние между точками 250 м (рис. 26, а) и разницы значений  $U$  на конце стоянки и в ее центре (рис. 26, б). На большей части стоянок эта разница не превышает  $\pm 10$  мВ, но иногда „перекос“ поля (за счет геологических и тектонических

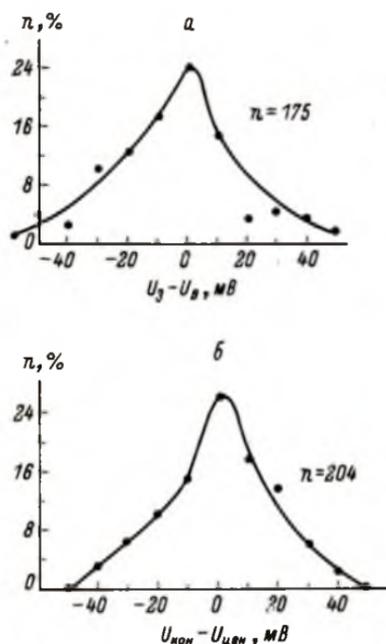


Рис. 26. Вариационные кривые разности значений потенциала естественного поля на коцах одной стоянки (а) и на конце стоянки и ее центре (б).

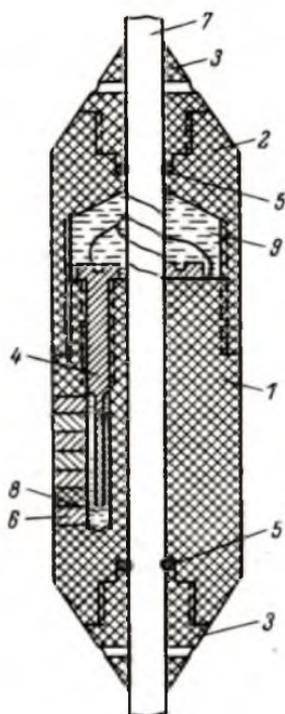


Рис. 27. Скважинный неполяризующийся электрод.

1 - корпус, 2 - крышка, 3 - направляющие пробки, 4 - токопроводящие стержни, 5 - фиксирующие кольца, 6 - вставки из пористой керамики, 7 - отверстие для кабеля, 8 - каналы для электролита, 9 - полость для масла.

причин) достигает  $\pm 50$  мВ. В связи с этим в дни, когда особенно ощущаются помехи, следует разнос электродов брать еще меньшим.

В скважинном варианте метода естественного электрического поля особые требования предъявляются к неполяризующимся электродам: в связи с тем, что скважинные электроды длительное время находятся в водной среде при достаточно большом давлении, не исключена возможность вымывания раствора медного купороса или

его выдавливания. Часто неполяризующиеся электроды заклиниваются в скважинах, в результате чего при подъеме снаряда происходит их обрыв.

Измерения потенциала естественного поля в скважинах на месторождениях слюды Карелии и Кольского полуострова проводились с использованием неполяризующихся электродов, несколько отличающихся от предложенных А.С. Семеновым и др. [83]. В качестве материала для изготовления электродов выбрано легко обрабатываемое оргстекло, прозрачность которого позволяет следить за состоянием раствора медного купороса внутри электрода. Контакт медного купороса с внешней средой осуществляется через керамические (из пористой керамики) пробки, расположенные симметрично по цилиндрической поверхности электрода (рис. 27). Внутри электрода параллельно его оси расположены три медных стержня с выводом на один провод кабеля. Кабель свободно проходит через середину электрода (по оси цилиндра) и после сборки последнего крепится к нему конусными пробками, с помощью которых достигается герметичность внутренних соединений. Чтобы уравнивать давление внешней среды с давлением внутри электрода, свободное пространство в электроде заполняется нейтральной жидкостью (трансформаторным маслом). Применение описанного выше неполяризующегося электрода практически исключило случаи прихвата снаряда в скважине и обеспечило получение осредненного значения потенциала в каждой точке при стабильной собственной поляризации.

#### ПРИМЕРЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МЕТОДА НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ СЛЮДЯНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Участок Пертиварака месторождения Карельского сложен глиноземистыми гнейсами и приурочен к субширотной Пертиозерской антиклинали шириной около 2,5 км [34]. Пегматитовые жилы простираются в меридиональном направлении и расположены в виде кулисообразной серии тел длиной 30–100 м, а в совокупности – до 250–350 м. Л.Л. Гродницкий [39] выделяет на участке три продольно-зональные пегматитоносные зоны, оси которых трассируются пегматитами IY и Y типов. На участке Пертиварака и прилегающей к нему с востока и юга площади проведены работы методом естественного поля по сети 100x10 м (рис. 28). Известные тектонические пегматитоносные зоны совместно с развитыми в них гнейсами, измененными процессами метасоматоза, отмечаются максимумами естественного поля относительной интенсивностью 30–40 мВ и шириной 150–200 м (рис. 29). Пегматитоносные зоны по аномалиям  $U$ , им соответствующим, прослежены на юг примерно на 0,5 км (рис. 28). Кроме того, в пределах той же Пертиозерской антиклинали выявлено еще несколько аномалий, по направлению простираения и ширине аналогичных аномалиям над известными зонами. Наиболее перспективной является зона, получен-

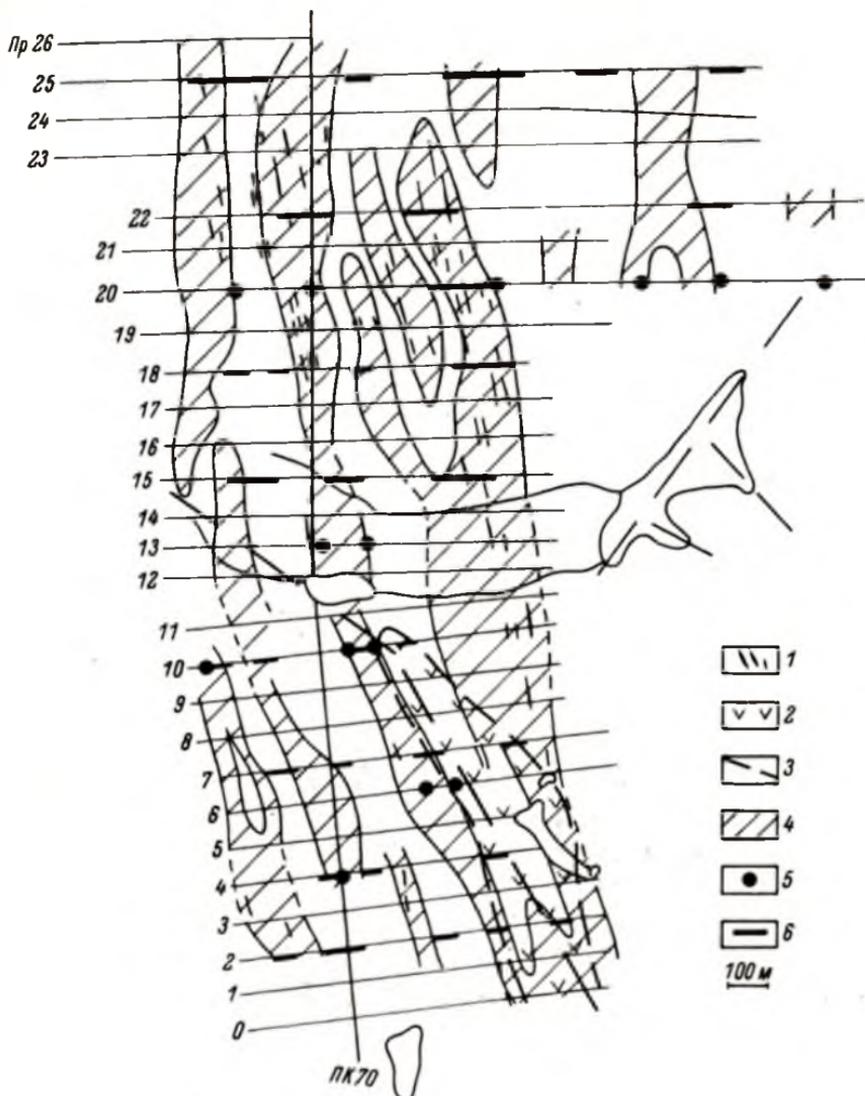


Рис. 28. План результатов геофизических работ на участке Пертиварака.

1 - пегматитовые жилы, 2 - дайка ультраосновных пород, 3 - предполагаемые тектонические нарушения, 4 - аномалии естественного электрического поля; аномалии метода ВП: 5 -  $t = 0,5$  с, 6 -  $t = 0$  с.

ная на северо-востоке участка, где кроме максимума естественного поля получен гравитационный минимум (см. гл. 6).

Месторождение слюды Малиновая варака приурочено к верхней части разреза чупинской свиты, сложенной в основном дистено-

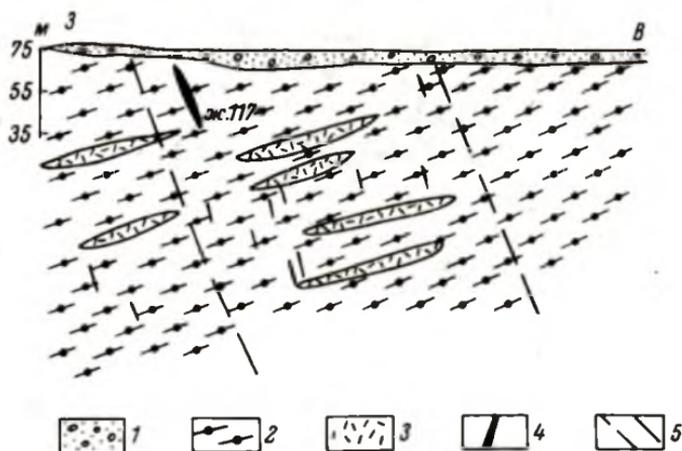
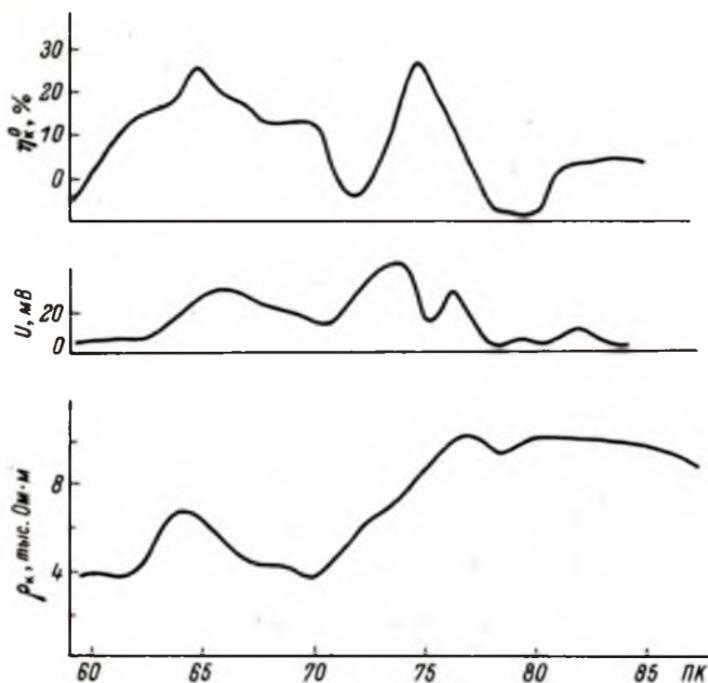


Рис. 29. Графики кажущейся поляризуемости, потенциала естественного поля и кажущегося сопротивления над пегматитоносной зоной.

1 - четвертичные отложения, 2 - гранато-биотитовые гнейсы, 3 - аплитовидные породы, 4 - пегматитовые жилы, 5 - границы пегматитоносной зоны.

гранато-биотитовыми и гранато-биотитовыми гнейсами. В структурном отношении месторождение локализовано в субширотной Чупинской антиклинали с размахом крыльев 8-9 км, значительно осложненной продольными и поперечными складками более высоких порядков. Подавляющее большинство пегматитов имеет субмеридиональное простирание, соответствующее простиранию двух выделенных здесь пегматитоносных полос [39] с симметричной продольной зональностью. На месторождении выделяются два участка развития пегматитов - Южный и Северный. Геофизические работы методами естественного поля и вызванной поляризации проведены на площади, разделяющей эти два участка, полностью перекрытой четвертичными отложениями большой мощности. В результате исследований выделено несколько интенсивных (до 60 мВ) и широких максимумов потенциала естественного поля и менее интенсивных (порядка 20 мВ), но прослеживающихся на большое расстояние (до 100 м). Аномалиям естественного поля, как правило, сопутствуют аномалии кажущейся поляризуемости. Таким образом, следует предположить, что и на исследованном участке, также как на Южном и Северном, существуют зоны метасоматически измененных более пористых гнейсов с повышенной концентрацией электропроводящих минералов, за счет которых и создаются аномалии естественного поля и вызванной поляризации. Для проверки этих аномалий комбинатом „Карелслюда“ пройдена из подземной горной выработки горизонтальная скважина длиной 270 м (рис. 30). Скважина пересекла маломощные жилы пегматита с мусковитом и аплита. В гнейсах вблизи этих тел значение магнитной восприимчивости увеличивается в два раза. Следовательно, повышается содержание пирротина. Гнейсы в интервале скважины 175-185 м характеризуются повышенным значением  $\mu$  и пониженной плотностью (в среднем  $2,80 \text{ г/см}^3$  по сравнению с  $2,85 \text{ г/см}^3$  на первых 125 м скважины). Значение диэлектрической проницаемости гнейсов вблизи пегматитовой жилы (интервал 205-230 м) вдвое превышает значение этого параметра остальных образцов породы. Среднее содержание пирротина по 10 пробам из керна этой скважины составило 0,1%, что характерно для гнейсов, измененных процессами метасоматоза. Все эти данные позволяют сделать вывод о том, что скважина в интервале 125-250 м пересекла тектоническую пегматитоносную зону. Интересно отметить, что пирротин, отобранный из гнейсов вблизи пересеченной жилы (интервал 180-220 м), значительно магнитнее пирротина из гнейсов, пересеченных скважиной в интервале 0-125 м.

В пределах месторождения слюды Лейвойва на Кольском полуострове Л.Л. Гродницкий установил продольно-симметричную зональность пегматитоносной полосы по размещению внутри нее пегматитов различных парагенетических типов [38]. Зональность проявляется в направленном усложнении парагенетического типа пегматитов вкрест простирания полосы от периферии к ее центру - последовательный переход от жил I-II типов к жилам У типа. На

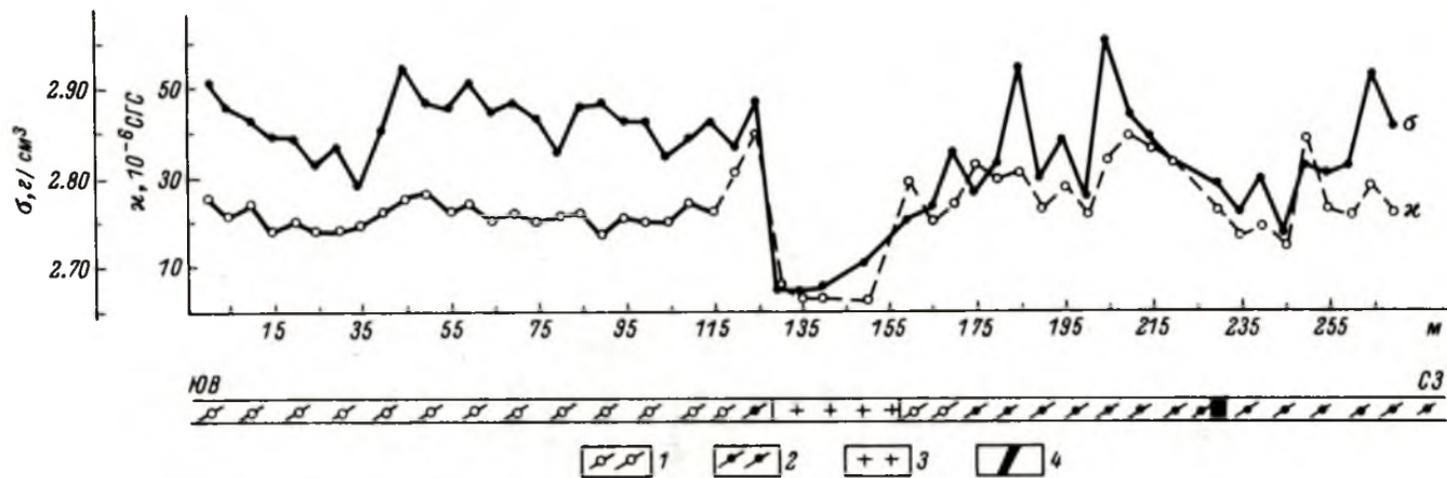


Рис. 30. Графики плотности и магнитной восприимчивости по скважине. Месторождение Малиновая варака.  
 1 - дистено-гранато-биотитовые гнейсы, 2 - гранато-биотитовые гнейсы, 3 - мигматит, 4 - пегматитовая жила.

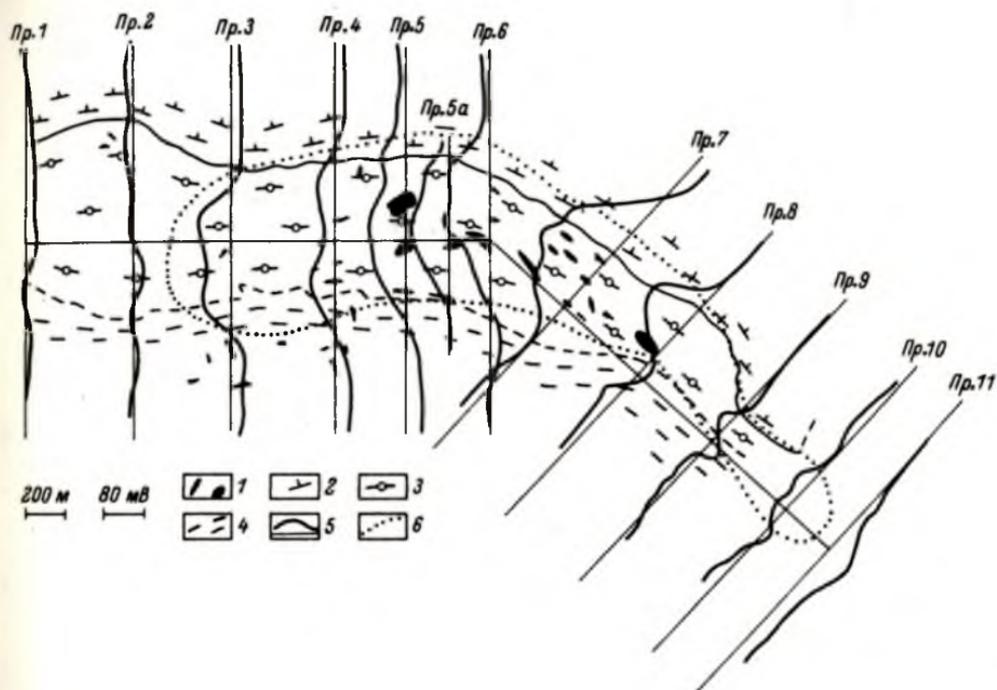


Рис. 31. План графиков потенциала естественного поля на месторождении Лейвойва (геологическая основа В.И. Разореновой).

1 - пегматитовые жилы, 2 - гранито-гнейсы, 3 - дистено-гранато-биотитовые гнейсы, 4 - биотитовые и гранато-биотитовые гнейсы, 5 - линии наблюдения и графики  $U$ , 6 - контур аномалии естественного поля.

северо-западе пегматитоносной полосы с появлением пегматитов I типа зональность замыкается; на юго-востоке, где коренные породы перекрыты четвертичными отложениями большой мощности, замыкания пегматитоносной полосы не установлено. Месторождение приурочено к породам лейвойвинского горизонта енской свиты, сложенного дистено-гранато-биотитовыми, гранато-биотитовыми и биотитовыми плагигнейсами. Горизонт в целом хорошо выделяется электрофильтрацией, однако жильные зоны в нем этим методом отметить не удается. Съёмка естественного поля проведена на площади  $10 \text{ км}^2$  по 12 профилям, 10 из которых двухкилометровой длины, расстояние между профилями составляло в большинстве случаев 0.5 км (рис. 31). Измерения проведены над жильной зоной, а также за пределами пегматитового поля.

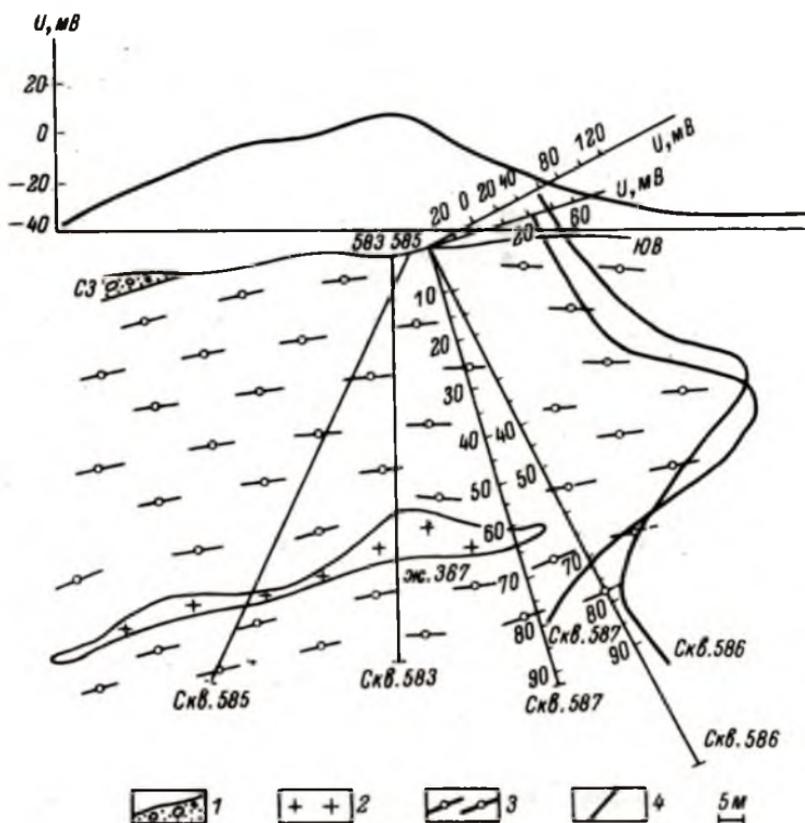


Рис. 32. Графики потенциала естественного поля на месторождении Лейвоива.

1 - четвертичные отложения, 2 - пегматитовая жила, 3 - дистеногранато-биотитовые гнейсы, 4 - скважины.

По профилю 1, пересекающему горизонт продуктивных гнейсов на северо-западе участка, получена отрицательная аномалия  $U$  небольшой интенсивности (рис. 31), на следующем к востоку пересечении на профиле 2 наблюдается знакопеременная аномалия также небольшой интенсивности. Начиная с профиля 3 и по профиль 10 прослеживается положительная аномалия естественного электрического поля длиной 4 км и шириной от 350 м на юго-востоке до 850 м на северо-западе. Аномалия приурочена к продуктивным гнейсам, контуры ее почти совпадают с контуром продуктивных пород. На профиле 11 получена отрицательная аномалия естественного поля. Таким образом, в продуктивном горизонте гнейсов оконтурена площадь измененных процессами метасоматоза пористых пород, вмещающих слюдоносные пегматиты. На профилях 3 и 4 аномалия  $U$  выходит к югу за пределы продуктивной полосы гнейсов, однако в этой части участка развиты метасоматически измененные

глиноземистые породы. Относительная интенсивность максимума потенциала естественного поля изменяется от 75 мВ на 3-м и 4-м профилях до максимального значения 120 мВ на профиле 7 и спад к 6-му и 10-му профилям до 50 мВ, чем подчеркивается зональность пегматитоносной полосы — от пегматитовых жил самого развитого У типа в центре до бесплодных жил I типа по краям. По интенсивности аномалий  $U$  можно судить о несимметричности этой зональности, так как к северо-востоку от центра полосы наблюдается более постепенная смена типов жил, чем к юго-западу.

На месторождении Лейвойва проводились также работы методом естественного поля в скважинном варианте. Один из примеров таких измерений приведен на рис. 32, где показаны кривые  $U$  по скважине, пересекающей пегматитовую жилу, и по скважине, прошедшей в нескольких метрах от нее. В обеих скважинах получены аномалии  $U$  относительной интенсивностью до 200 мВ. Измерения по скважине и на поверхности увязаны между собой (рис. 32). Материалы свидетельствуют о том, что процессы, создающие аномальное естественное поле вблизи пегматитовой жилы, протекают во всем объеме околожилных гнейсов в большей степени в наджилльной части и по простиранию и в меньшей — в гнейсах, подстилающих жилу. Детализация кривых естественного поля в скважинах с шагом в 1 м показала, что на фоне максимума  $U$  вблизи пегматитовой жилы наблюдаются узкие и чрезвычайно интенсивные минимумы (относительная интенсивность до 500 мВ). Отложения максимума естественного поля узкими минимумами следует связывать с наличием рудных пропластков пирротина в гнейсах над пегматитовыми жилами, которое устанавливается геологическими наблюдениями. Таким образом, в отдельных случаях (при скоплении электропроводящих минералов) вблизи пегматитовых жил на аномалии естественного поля диффузионно-адоорбционного происхождения накладываются аномалии электрохимического происхождения.

Измерение естественного электрического поля в скважинах, пройденных на различном расстоянии от пегматитовых жил, показало, что аномалии наблюдаются по крайней мере в 30 м от слюдоносных пегматитов по их простиранию, что свидетельствует о возможности выделения тектонических пегматитоносных зон не только в плане, но и в разрезе.

#### ПРИМЕР ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МЕТОДА НА МЕСТОРОЖДЕНИИ СЛЮДЯНО-КЕРАМИЧЕСКИХ ПЕГМАТИТОВ

Месторождение слюдяно-керамических и керамических пегматитов Хетоламбина сложено породами хетоламбинской свиты, представленными биотитовыми, эпидото- и амфиболо-биотитовыми гнейсами. Пегматиты отличаются большой мощностью (до 15 м) и длиной по простиранию (до 400 м). Пегматитоносная тектоническая

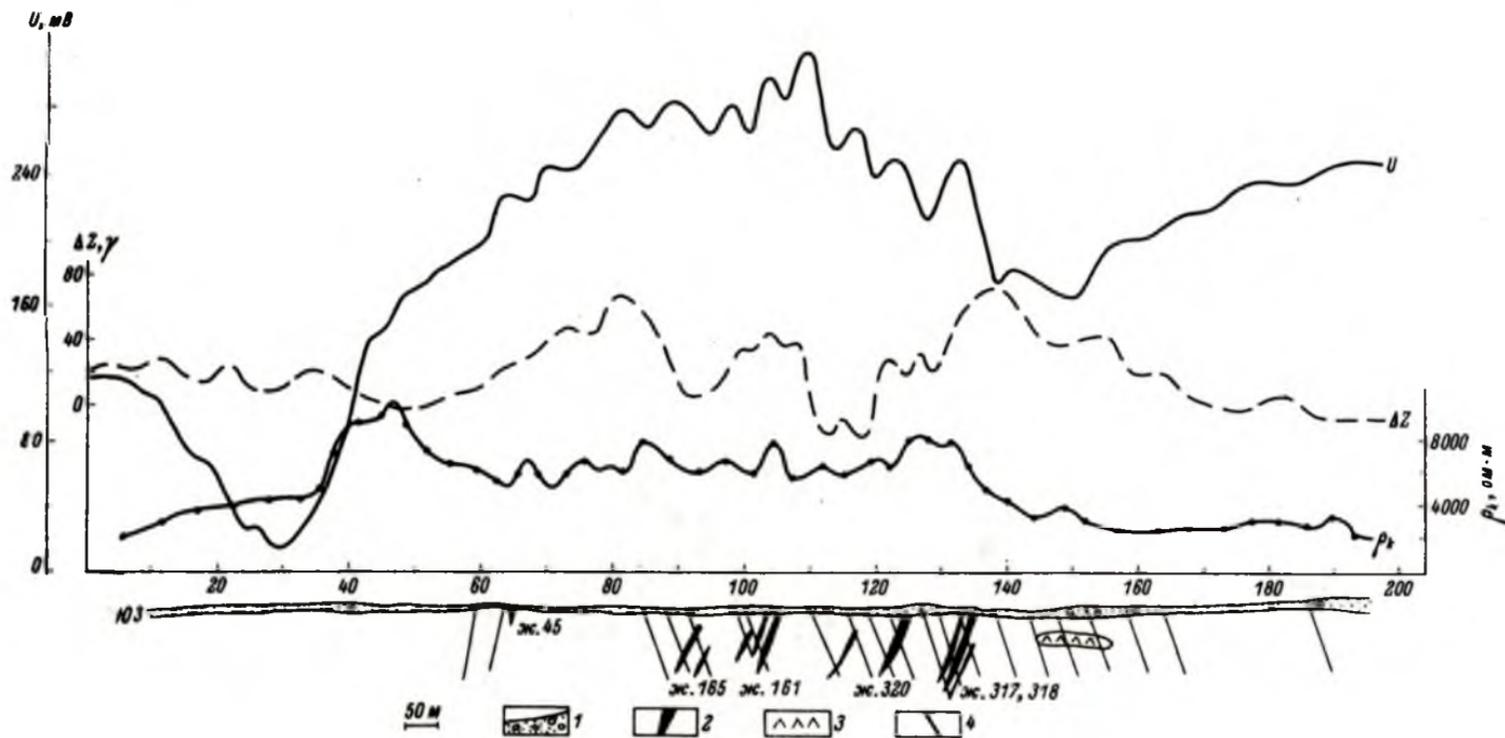


Рис. 33. Графики потенциала естественного поля, вертикальной составляющей магнитного поля и кажущегося сопротивления на месторождении Хетоламбина.

1 - четвертичные отложения, 2 - пегматитовые жилы, 3 - габбро-нориты, 4 - скважины.

зона субмеридионального направления прослежена более чем на 5 км и имеет ширину от 800 до 1600 м.

На этом месторождении методом естественного поля исследовано шесть профилей длиной по 2 км, четыре профиля пересекли пегматитоносную зону и два пройдены к югу от нее. По профилям, пересекшим пегматитоносную зону, получены максимумы естественного поля относительной интенсивностью до 100–150 мВ и шириной 0,8–0,9 км. Кривая потенциала осложнена максимумами небольшой интенсивности (20–30 мВ), соответствующими известным пегматитовым жилам (рис. 33). Пегматитоносная тектоническая зона отмечается также некоторым повышением магнитного поля (на 40–50 гамм) и поля кажущегося сопротивления. Положительная аномалия  $\rho_k$  над зоной своим происхождением обязана широкому распространению здесь мощных пегматитовых тел. На профилях, пройденных южнее известной части пегматитоносной полосы, где мощность четвертичных отложений значительно больше, чем в районе месторождения, также получены аномалии естественного поля несколько меньшей интенсивности (до 60 мВ), что позволяет сделать предположение о продолжении хетоламбинской пегматитоносной полосы на юг.

#### ПРИМЕР ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МЕТОДА НА МЕСТОРОЖДЕНИИ КЕРАМИЧЕСКИХ ПЕГМАТИТОВ

Геофизические работы проводились на одном из участков Чкаловского месторождения керамических пегматитов – Медвежьем, сложенном породами хетоламбинской свиты: эпидото–биотитовыми, гранато–биотитовыми и биотитовыми гнейсами. Так же как и на других участках, методом естественного поля получены аномалии над пегматитовыми полосами шириной 100–150 м и относительной интенсивностью 60–80 мВ. Аномальные зоны прослежены под четвертичными отложениями на 0,4–0,5 км. Магниторазведкой на участке выделены тела основных пород, оконтурены выходы амфибол–биотитовых гнейсов, обнаружена дайка перидотитов.

Как уже отмечалось выше, на месторождениях слюдяных пегматитов, в гнейсах, измененных процессами метасоматоза, обнаруживается повышенное содержание пирротина. На месторождениях слюдяно–керамических и керамических пегматитов в измененных гнейсах заметно повышенное содержание магнетита: по семи образцам гранато–биотитовых и амфибол–гранато–биотитовых гнейсов, отобранных в пегматитоносной тектонической зоне участка Медвежьего, среднее содержание магнетита равно 0,1%.

Таким образом, вследствие повышенной пористости метасоматически измененных пород, слагающих тектонические пегматитоносные зоны или их части, методом естественного электрического поля возможно выделение таких зон. В отдельных случаях по результатам метода можно судить о морфологии пегматитоносных полос.

МЕТОД ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ ПРИ ПОИСКАХ  
ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПЕГМАТИТОНОСНЫХ ЗОН

## МЕТОДИКА РАБОТ

Впервые исследования методом вызванной поляризации проведены на месторождениях слюды с целью поисков пегматитовых жил в 1962 г. [30, 32]. При этом было установлено, что участки околожилных гнейсов отмечаются максимумами  $\eta_k$  в связи с повышенной концентрацией электропроводящих минералов в них [23]. Затем в 1967 г. начались опытные работы по поискам тектонических пегматитовых зон этим методом. Для измерения кажущейся поляризуемости применялась в основном аппаратура ВПО-62, работающая на постоянном токе; время зарядки 2-3 мин, измерение  $\Delta U_{вп}$  через 0,5 с после выключения тока в цепи. Часть работ проведена аппаратурой ВПП-70 („Енисей“) с измерением  $\Delta U_{вп}$  через 0,005, 0,015 и 0,030 с после выключения тока. Методика работ описана в монографиях В.А. Комарова [52, 100]. При полевых и экспериментальных исследованиях опробована также методика с измерением  $\Delta U_{вп}$  в момент выключения тока и подсчетом  $\eta_k$  в этот момент. Последняя методика основана на характеристике поляризационных свойств горных пород параметром поляризуемости

$$\eta^0 = \frac{E_{вп}}{E_0 + E_{вп}} \cdot [100],$$

где  $E_{вп}$  — напряженность поля поляризации породы,  $E_0$  — напряженность первичного поля,  $\eta^0$  — поляризуемость в момент выключения тока ( $t = 0$  с).

Предыдущее уравнение приводится к

$$\eta_k^0 = \frac{\rho_k - \rho_{\omega}}{\rho_k} [18],$$

где  $\rho_k$  — кажущееся сопротивление, измеренное на постоянном токе,  $\rho_{\omega}$  — кажущееся сопротивление, измеренное на переменном токе.

Таким образом, если при одной установке электродов измерить кажущееся сопротивление на постоянном и переменном токе, можно вычислить величину полной кажущейся поляризуемости ( $\eta_k^0$ ). Для ее измерения использовалась серийно выпускаемая аппаратура

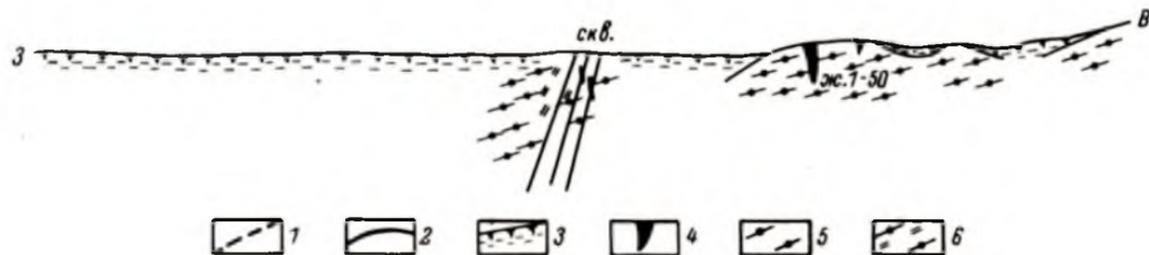
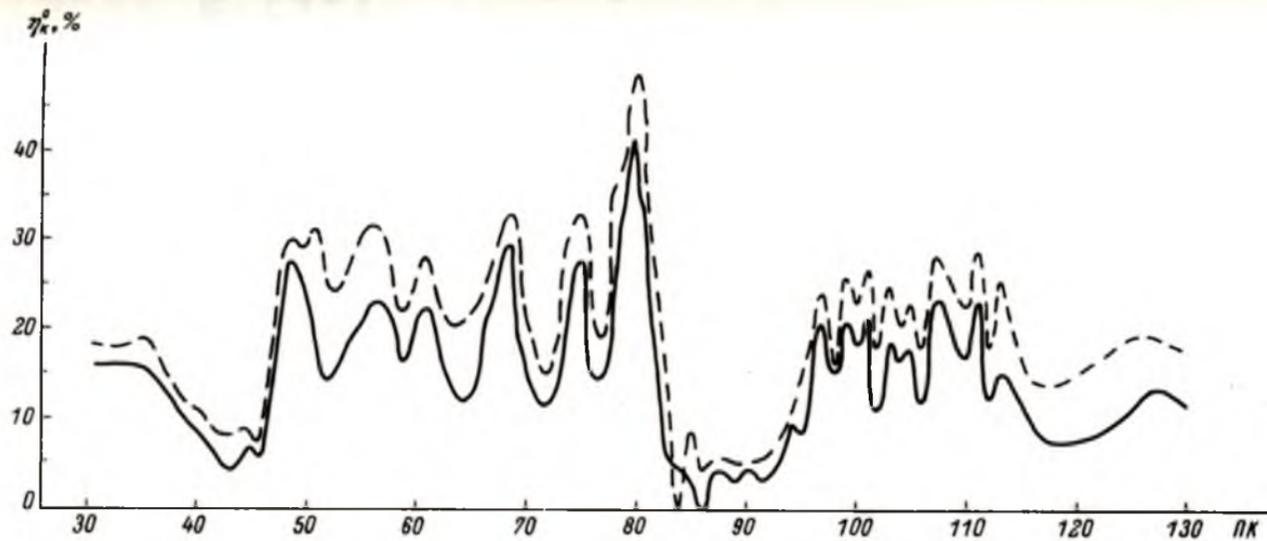


Рис. 34. Графики кажущейся поляризуемости на месторождении Карельском.

1 - наблюдаемый график, 2 - исправленный график, 3 - четвертичные отложения, 4 - пегматитовые жилы, 5 - гранато-биотитовые гнейсы, 6 - гранато-биотитовые гнейсы с мусковитом.

ИКС-50 и ЭСК-1 и специально изготовленная приставка, принципиальное описание которой дано в работе А.Э. Вишнякова [18].

В связи с тем что кажущееся сопротивление, измеренное на постоянном токе, больше, чем на переменном при одной и той же установке,  $\eta_k^0$  имеет положительный знак. Однако при полевых исследованиях иногда получаются и отрицательные значения  $\eta_k^0$ . По-видимому, это явление может быть объяснено наличием помех в районе действия промышленных предприятий. Возможно также наблюдение отрицательных значений  $\eta_k^0$  над обводненными тектоническими зонами (зонами большой проводимости), где при использовании переменного тока возникают вторичные вихревые токи, разность потенциалов которых складывается с разностью потенциалов на токе низкой частоты. На возможность отличия в таких случаях  $\rho_k$  и  $\rho_\omega$  указывал А.В. Вешев [17].

Полевые измерения кажущейся поляризуемости и кажущегося сопротивления в одних и тех же точках показывают, что существует корреляция полей  $\rho_k$  и  $\eta_k$ : с увеличением сопротивления ионопроводящих пород увеличивается и их поляризуемость [66]. Такая же зависимость получена и для пород слюдяных месторождений (см. гл. 7). Возникает вопрос о введении поправки в график  $\eta_k$  за счет влияния сопротивления на поляризуемость. Поправка вводится по кривой корреляции  $\rho_k$  и  $\eta_k$  вычитанием из измеренного значения  $\eta_k$  значения, соответствующего данному  $\rho_k$ . Исправление кривой  $\eta_k$  за влияние кажущегося сопротивления проведено по одному из профилей на участке Пертиварака месторождения слюды Карельского (рис. 34). По своему характеру наблюдаемые и исправленные кривые  $\eta_k^0$  практически совпадают, хотя исправленные значения кажущейся поляризуемости всегда меньше наблюдаемых. В связи с этим на месторождениях пегматитов нет необходимости вводить поправку за кажущееся сопротивление.

## ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ КАЖУЩЕЙСЯ ПОЛЯРИЗУЕМОСТИ

Опытные работы методом срединного градиента на постоянном и переменном токе (определение  $\eta_k^0$ ) проводились на моделях в водном баке. В баке размерами 2x1.5x0.8 м, сделанном из оргстекла, размещалась модель пегматитовой жилы с „приконтактной“ зоной – прессованный картон, который с двух сторон покрыт тонкими (0.25 мм) медными пластинами, спаянными между собой в нескольких местах медной проволокой. Толщина модели 6 см. В другой серии опытов для имитации жильной зоны использовались две параллельные пластины мощностью по 2 см каждая с расстоянием между ними 4 см. Удельное электрическое сопротивление „жилы“ примерно в 2 раза превышает удельное сопротивление „вмещающих пород“ (воды). Величина разносов питающих электродов составляла 160 см, приемных – 2.5 см, шаг наблюдений

2 см. Проводились измерения  $\eta_k^0$  установкой постоянного и переменного тока, описанной выше, и  $\eta_k$  - аппаратурой „Енисей“.

Экспериментальные работы в водном баке показали, что объективно существует возможность получения над моделью аномалий вызванной поляризации комплексом электропрофилеирования на постоянном и переменном токе. Ниже обсуждаются четыре серии опытов, проведенных в водном баке.

При глубине погружения модели, равной ее мощности ( $h/d = 1$ ), и профилеировании через центр модели под прямым углом к ней над моделью получена аномалия  $\eta_k^0$  (рис. 35), по интенсивности, ширине и форме практически совпадающая с аномалией  $\eta_k$ , которая получена аппаратурой „Енисей“ (измерение через 0.03 с после выключения тока).

При увеличении глубины погружения модели относительная интенсивность аномалий  $\eta_k$ , естественно, уменьшается, но степень уменьшения различна для разных видов съемки. При глубине погружения модели, равной удвоенной ее мощности ( $h = 2d$ ), на профиле, который проходит через центр модели, относительная интенсивность аномалии  $\eta_k^{0.03}$  („Енисей“) уменьшается в 6 раз по сравнению с предыдущим случаем ( $h = d$ ), в то время как интенсивность аномалии  $\eta_k^0$  только в 3 раза (рис. 36). Кроме того что аномалия  $\eta_k^0$ , полученная комплексом методов постоянного и переменного тока, в 2 раза интенсивнее  $\eta_k$ , полученной методом ВП, она и более дифференцирована - на ней четко выделяются контакты модели.

Третий эксперимент проводился по профилю, проходящему в стороне от модели на расстоянии, равном  $1/3$  ее мощности, перпендикулярно продолжению оси модели. Глубина погружения модели равна ее мощности. Модель и в данном случае хорошо отмечается аномалиями  $\eta_k$ , полученными обоими методами (рис. 37), однако относительная интенсивность аномалии  $\eta_k^0$  примерно в 2 раза больше, чем аномалии, полученной прибором „Енисей“.

Исследования над комплексом моделей проводились по профилю, проходящему через их центры. На рис. 38 показаны графики над двумя моделями (мощность по 2 см каждая), расположенными в 6 см одна от другой; глубина погружения их верхней кромки равна 9 см. Такие сближенные модели отмечаются аномалиями как  $\eta_k^{0.03}$ , так и  $\eta_k^0$ . Аномалия  $\eta_k^0$  несколько более интенсивна, чем аномалия  $\eta_k^{0.03}$ , и более дифференцирована - на ее фоне отдельными максимумами выделяются обе модели.

Таким образом, экспериментальные исследования свидетельствуют о том, что метод измерения кажущейся поляризуемости комплексом постоянного и переменного токов не только сопоставим с общепринятым методом ВП, но в отдельных случаях имеет большую разрешающую способность.

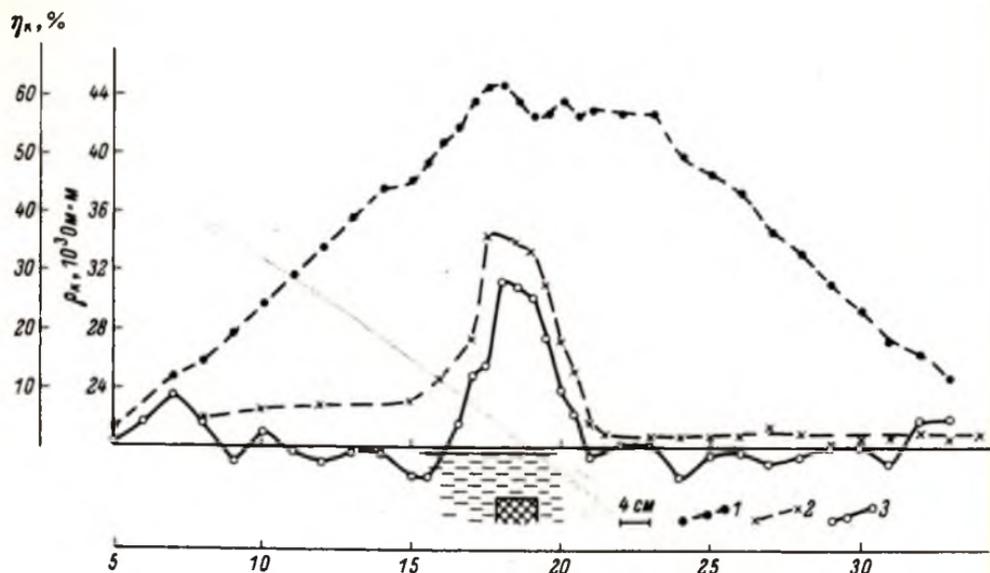


Рис. 35. Экспериментальные кривые по профилю, проходящему через центр модели ( $h = d$ ).

1 -  $\rho_k$ , 2 -  $\eta_k$  ( $t = 0.03$  с), 3 -  $\eta_k$  ( $t = 0$  с).

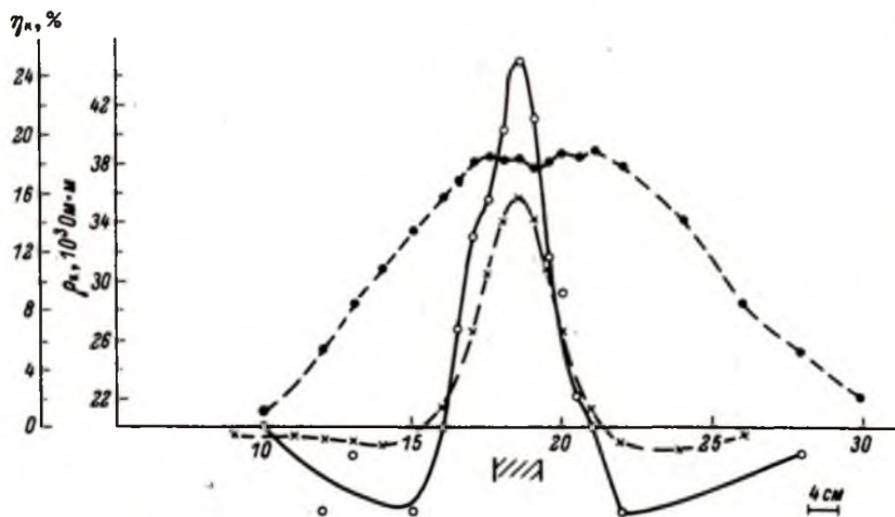


Рис. 36. Экспериментальные кривые по профилю, проходящему через центр модели ( $h = 2d$ ).

Условные обозначения те же, что на рис. 35.

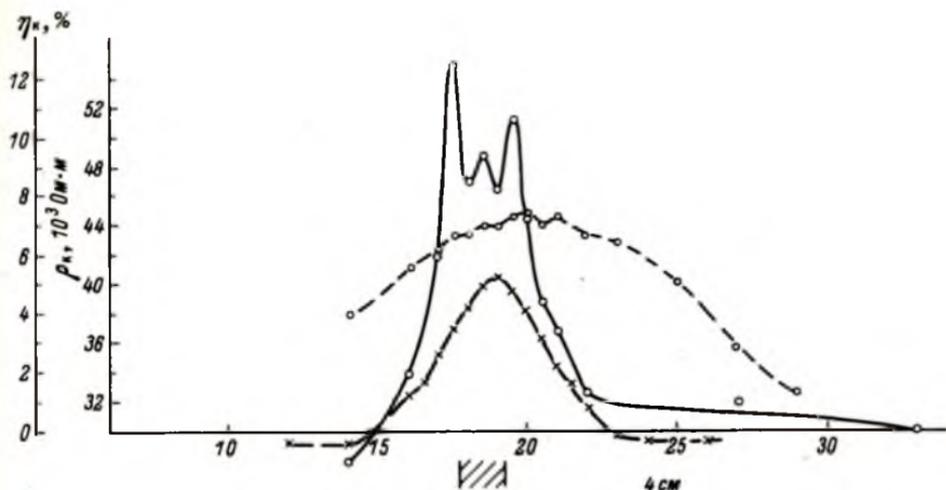


Рис. 37. Экспериментальные кривые по профилю, проходящему в стороне от модели ( $h = d$ ).

Условные обозначения те же, что на рис. 35.

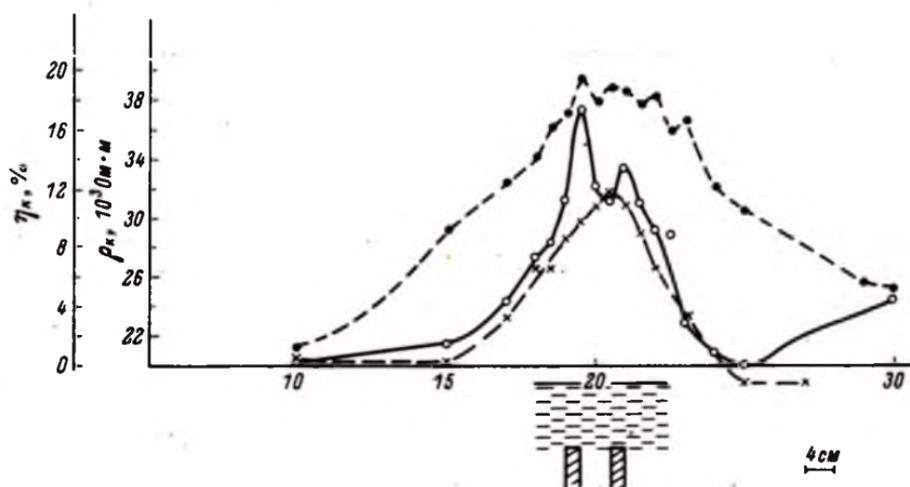


Рис. 38. Экспериментальные кривые над системой моделей.

Условные обозначения те же, что на рис. 35.

## ПРИМЕРЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МЕТОДА

В связи с относительной трудоемкостью метода вызванной поляризацией измерения осуществлялись не по всей площади развития тектонических пегматитоносных зон, а по отдельным профилям, пересекающим эти зоны. Работы методом вызванной поляризации проводились на месторождениях Карельском, Малиновой вараке, горе Риколатве, Хетоламбина и Чкаловском. В данной работе об-

суждаются наиболее характерные примеры применения этого метода на месторождениях Риколатвы и участке Пертиварака месторождения слюды Карельского.

Месторождение слюдяно-керамических пегматитов Риколатва приурочено к риколатвинской свите беломорского комплекса, которая сложена гранато-биотитовыми гнейсами, прорванными интрузиями основных пород, двуслюдяными и мусковитовыми аллитовидными гранитами и пегматитами разных возрастов. На этом месторождении В.П. Проскурнина выделила разлом „Скалистый” (рис. 39), вдоль которого сосредоточены пегматитовые тела типа У-Б [37, 38]. В субширотном направлении от этой области отходят три узкие зоны, в которых размещаются пегматиты подтипа У-А.

Руководствуясь различиями типов пегматитов и степенью их сложности, Л.Л. Гродникий предполагает, что три узкие зоны, где размещаются пегматиты типа У-А, представляют собой оперяющие разрывные нарушения относительно разлома „Скалистый”. В областях, промежуточных между периферией месторождения, где преобладают простые непромышленные пегматиты I типа, и осями оперяющих зон, представленными пегматитами У-А, развиваются наиболее ослюденелые пегматиты IV типа. Зональность пегматитоносной системы принадлежит к поперечному асимметричному виду.

Субширотные оперяющие нарушения не были выражены в виде сплошных или прерывистых крупных трещин, но являлись областями повышенной мелкой трещиноватости гнейсов, пористости, относительно более ослабленными и доступными для растворов, чем породы, удаленные от них. Наличие указанных трех субширотных зон подтверждается также резкими различиями в густоте размещения жильных тел в осевых и периферических зонах пегматитоносной структуры. Геофизические исследования на месторождении проведены методами естественного поля по четырем профилям и методом вызванной поляризации по двум из них (I и IV на рис. 39), с точками наблюдений через 20 м.

Над средней субширотной зоной месторождения наблюдается аномалия естественного поля, относительная интенсивность которой достигает 150 мВ (рис. 40). Зона четко прослеживается в широтном направлении по всем четырем профилям, мощность ее 400–600 м (рис. 39). Южная и северная субширотные тектонические зоны отмечаются аномалиями естественного поля малой интенсивности (до 40–60 мВ) и ширины (до 100 м).

Работы методом вызванной поляризации проводились аппаратурой ВПО-62 с измерением  $\Delta U_{вп}$  через 0.5 с после выключения тока. Размеры питающей линии 500 м, приемной 20 м. При „нормальном” поле кажущейся поляризуемости 3–4% над пегматитоносными зонами значения  $\eta_k$  увеличиваются до 5–6%, а границы зон, установленные комплексными геолого-геофизическими работами, отмечаются максимумами с относительной интенсивностью до 7–10%, что, по-видимому, является следствием наибольшей концентрации электропроводящих минералов в гнейсах у контактов пегматитоносных зон (рис. 40). Признаками пегматитонос-

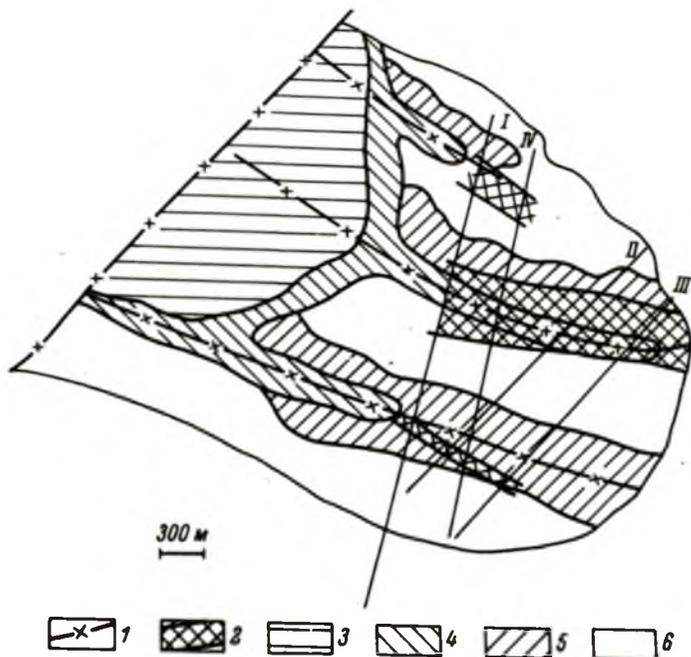


Рис. 39. Схема расположения тектонических зон и геофизических профилей на горе Риколатве.

1 - осевые линии пегматитоносных структур, 2 - тектонические зоны по геофизическим данным; области размещения пегматитов разных типов: 3 - I, 4 - IV, 5 - V-A; 6 - V-B; 1-IV - геофизические профили.

ной полосы для геофизических методов являются большая пористость пород в зоне и их обогащение рудными минералами, но так как эти признаки не обязательно должны совпадать на всем пространстве пегматитоносной полосы, часто получается смещение аномалий кажущейся поляризуемости относительно аномалий естественного поля. В некоторых случаях (северная зона на рис. 40) методом ВП пегматитоносные полосы отмечаются лучше, чем методом естественного поля. На юге участка наблюдается изменение „нормального“ уровня полей  $U$  и  $\eta_k$ , связанное с изменением состава пород - сменой продуктивных гранато-биотитовых гнейсов непродуктивными амфибол-содержащими породами. Некоторые аномалии естественного электрического поля, полученные над тектоническими пегматитоносными зонами горы Риколатвы, - не просто максимумы, а комплексные аномалии, характеризующиеся как максимумом, так и минимумом. В связи с тем что минимальным значениям потенциала естественного поля обычно соответствуют максимумы кажущейся поляризуемости и наблюдается понижение поля  $\rho_k$ , можно предположить, что в этих частях пегматитоносных полос настолько увеличивается содержание рудных минералов, что создаются условия для возникновения естественных полей электрохимического происхождения.

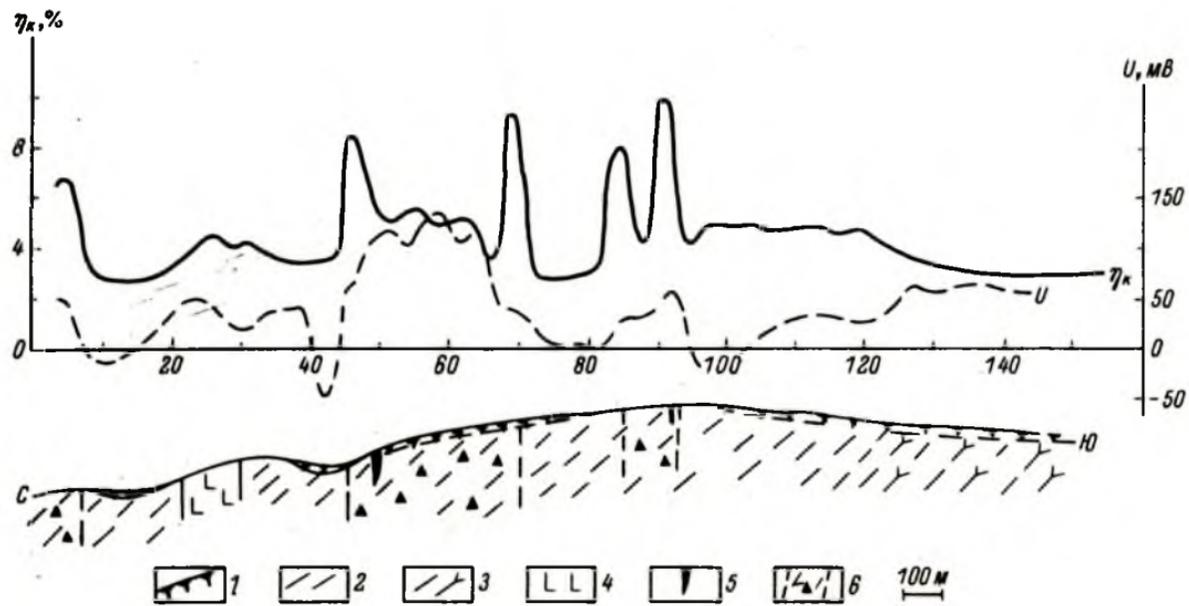


Рис. 40. Графики кажущейся поляризуемости и потенциала естественного поля на месторождении горы Риколатвы.

1 - четвертичные отложения, 2 - гранато-биотитовые гнейсы, 3 - амфиболо-биотитовые гнейсы, 4 - габбро-нориты, 5 - пегматитовые жилы, 6 - пегматитоносные зоны.

На месторождении Риколатва некоторое повышение значений  $\eta_k$  и  $U$  получены и над массивами основных пород (рис. 40).

На участке Пертиварака месторождения слюдяных пегматитов Карельского работы методом ВП проводились в основном в модификации измерения кажущегося сопротивления на постоянном и переменном токе ( $\eta_k^0$ ). Как правило, аномалии  $\eta_k^0$  имеют ширину 150–200 м (рис. 29, 34), т.е. такую же, как пегматитоносные зоны. Абсолютные значения  $\eta_k^0$  достигают 30%, превышая значения  $\eta_k$  при времени измерения 0,5 с примерно в 3 раза. Аномальные отрезки кривой  $\eta_k^0$  обычно изрезаны — очевидно, как за счет неравномерного распределения электропроводящих минералов в гнейсах, слагающих пегматитоносные зоны, так и за счет погрешности наблюдений (большей при больших значениях  $\eta_k^0$ ). Часты также случаи, когда максимальные значения  $\eta_k^0$  приурочены к контактам пегматитоносной зоны с неизменными гнейсами, в то время как над самой зоной поле  $\eta_k$  понижается, иногда даже до нормальных значений (рис. 29). В некоторых случаях пегматитоносные зоны отличаются невыразительными аномалиями  $\eta_k^0$  с относительной интенсивностью всего 10%. Такое разнообразие аномалий по форме, интенсивности и изрезанности кривых  $\eta_k^0$  надо связывать с неравномерным распределением вкрапленности электропроводящих минералов в породах пегматитоносных зон. Аномалии  $\eta_k^0$  пространственно совпадают с аномалиями естественного электрического поля или несколько смещены относительно их (рис. 28). Аномалии  $\eta_k^{0,03}$ , полученные аппаратурой „Енисей“ на месторождении Карельском (как и аномалии  $\eta_k^{0,5}$ , полученные аппаратурой ВПО-62 на месторождении Риколатва), обычно имеют небольшую ширину и, как правило, приурочены к краевым частям аномалий естественного электрического поля. Различие по характеру и площади распространения аномалий вызванной поляризации, измеренной сразу же после выключения тока ( $\eta_k^0$ ) и через некоторое время спустя ( $\eta_k^t$ ), по всей вероятности, связано с различной разрешающей способностью методов (что выяснено экспериментальными работами в водном баке), различным порогом чувствительности к количеству электропроводящих минералов и, естественно, с различным временем снятия  $\Delta U_{ВП}$  после выключения тока в питающей линии.

На месторождении Карельском аномалии вызванной поляризации (как  $\eta_k$ , так и  $\eta_k^0$ ) получены также над измененными породами в контактах гнейсов с дайкой перидотитов (рис. 28).

## СКВАЖИННЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ

При поисках и разведке пегматитовых жил и пегматитоносных зон приходится большое количество буровых выработок — их объем только на пегматитовых месторождениях Северной Карелии превышает 100 тыс. м в год [42]. Для большей эффективности

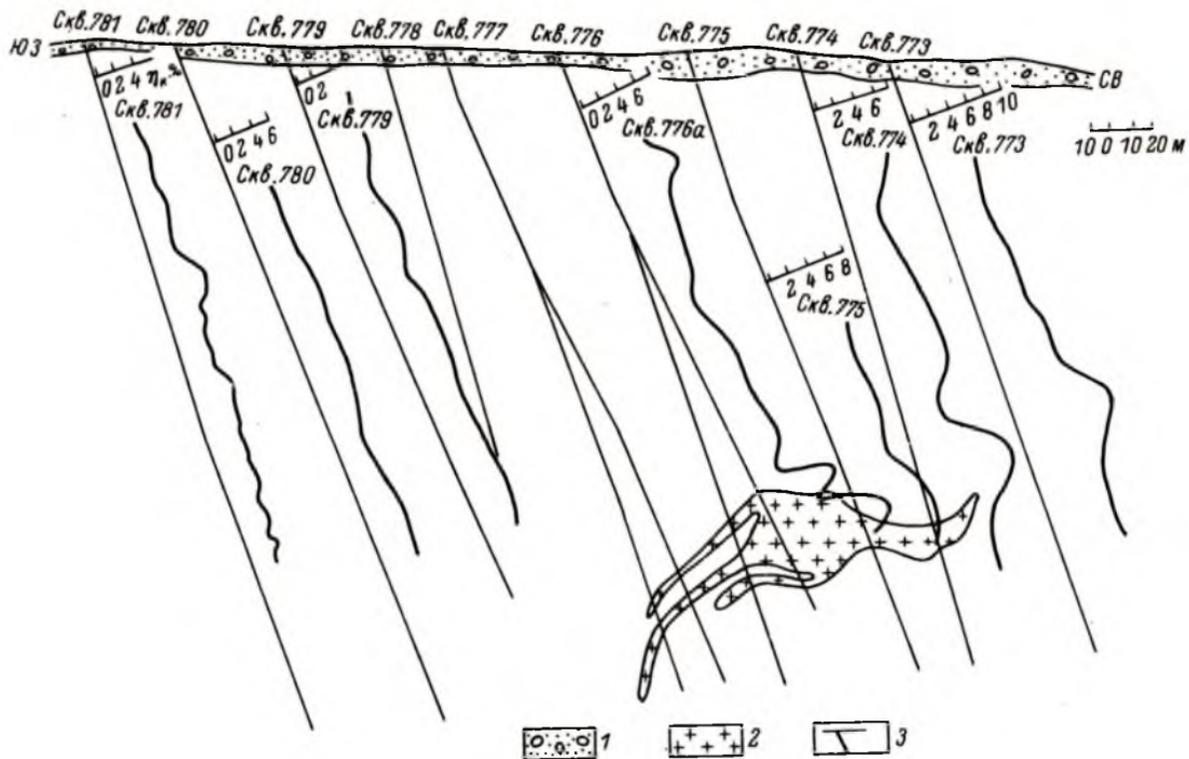


Рис. 41. Графики кажущейся поляризуемости по скважинам.

1 - четвертичные отложения, 2 - пегматитовая жила, 3 - скважины.

буровых работ необходимо проведение геофизических исследований в скважинах. Северо-Западным геологическим управлением разработана методика „просвечивания“ на постоянном токе при одновременном опускании точечного источника и приемных электродов в соседние выработки (В.С. Волчек), а ВИТРОм – межскважинное пьезоэлектрическое просвечивание [68]. Эти методы перспективны, однако первым из них отмечаются пегматитовые жилы, расположенные на небольшом расстоянии от скважин, а применение второго метода затруднено необходимостью производить мощные взрывы. Карельский филиал АН СССР проводил работы методом вызванной поляризации в скважинном варианте.

В зависимости от расположения электродов на поверхности и в скважинах различается несколько модификаций скважинного варианта метода ВП [28, 79, 80, 89]. При работах, которые описываются ниже, этот метод использовался в модификациях вертикального градиента, погруженных электродов, ВП-просвечивания и азимутальной съемки. Основной объем работ проведен по вертикальному профилю, при этом один из питающих электродов заземлялся вблизи скважин, а второй относился в „бесконечность“. При падении значений разности потенциалов ВП питающий электрод опускался в скважину на фиксированную глубину. Измерения  $\Delta U_{\text{вп}}$  проводились через 0.5 с после выключения тока, время зарядки 2–3 мин.

Наиболее типичные результаты получены на Лейвойвинском месторождении слюды (Кольский полуостров). Исследованная жила – пластовая, полого залегающая, кровля которой располагается на глубине 215–230 м от поверхности. По разведочному профилю здесь исследовано семь скважин. Жила пересечена тремя из них (рис. 41). Ширина максимумов  $\eta_{\text{к}}$  над жилой равна примерно 50 м, интенсивность – около 10%. В скважине, не пересекшей пегматитовое тело и отстоящей от него в 30–40 м, жила также отмечается интенсивным и широким максимумом  $\eta_{\text{к}}$ , в скважинах же, находящихся на расстоянии 100–150 м от жилы, интенсивных аномалий не наблюдается. В то же время заметно, что над пегматитовой жилой значения  $\eta_{\text{к}}$  повышены, и если за аномалию принимать не только интенсивный максимум, а и увеличение значений  $\eta_{\text{к}}$  в 2 раза против нормального поля (т.е. примерно до 5%), то общая ширина аномалии ВП достигнет 80–120 м. Следовательно, аномалией  $\eta_{\text{к}}$  отмечается и само пегматитовое тело и пегматитоносная полоса шириной не менее 100 м.

Экспериментальные и полевые работы по методике  $\eta_{\text{к}}^0$  свидетельствуют о перспективности этого направления в методе ВП. Технически методика  $\eta_{\text{к}}^0$  должна совершенствоваться за счет улучшения наблюдений  $\rho_{\text{к}}$  на постоянном токе или вообще отказа от наблюдений на постоянном токе, в этом случае проводятся работы на двух частотах – низкой и более высокой. Погрешность измерений при этом резко уменьшится.

Методом вызванной поляризации на месторождениях пегматитов отмечаются тела основных и ультраосновных пород, что надо иметь в виду при интерпретации графиков ВП.

МЕТОДЫ ЭЛЕКТРОПРОФИЛИРОВАНИЯ  
ПРИ КАРТИРОВАНИИ ПЕГМАТИТОНОСНЫХ ЗОН

Электропрофилирование (метод срединного градиента) на постоянном токе и токе низкой частоты является наиболее распространенным геофизическим методом при поисках пегматитовых жил и картировании месторождений пегматитов. Электроразведка на переменном токе частотой более 100 Гц практически не используется на месторождениях пегматитов Северо-Запада СССР.

ЭЛЕКТРОПРОФИЛИРОВАНИЕ  
НА ПОСТОЯННОМ ТОКЕ  
И ТОКЕ НИЗКОЙ ЧАСТОТЫ

Метод срединного градиента с разносом питающих электродов 2-3 км 88 и съемкой площади до 1 км<sup>2</sup> при одном положении питающей линии используется на месторождениях пегматитов в основном в двух направлениях: изучение зон трещиноватых и обводненных пород, т.е. выявление молодых или долгоживущих тектонических нарушений, и выделение участков пород с различным сопротивлением, к перепадам которого приурочены пегматитовые тела [8, 26, 61, 62].

Тектонические нарушения выделяются по минимумам кажущегося сопротивления с абсолютными значениями менее 2000-4000 Ом · м [62, 63]. Эти нарушения представляют собой зоны трещиноватых пород, что определено по выходу керна при бурении скважин: при прохождении этих зон выход керна уменьшается на 10-20% [62]. Образование зон трещиноватости связано с пострудными тектоническими движениями, но часть из них проходит по древним тектоническим зонам (в частности, выполненным телами древних основных и ультраосновных пород), что дает возможность электропрофилированием в какой-то мере поднять рисунок древней дорудной тектоники [63]. Однако залеченные тектонические зоны, трансформирующиеся пегматитовыми жилами на протяжении сотен метров (и даже нескольких километров), как правило, в поле  $\rho_k$  не выделяются. Даже такая мощная (ширина 1 км) пегматитовая зона, как зона жил № 1-№ 183 на месторождении Малиновая варакка, не выделяется на графике  $\rho_k$  [23]. В то же время в некоторых

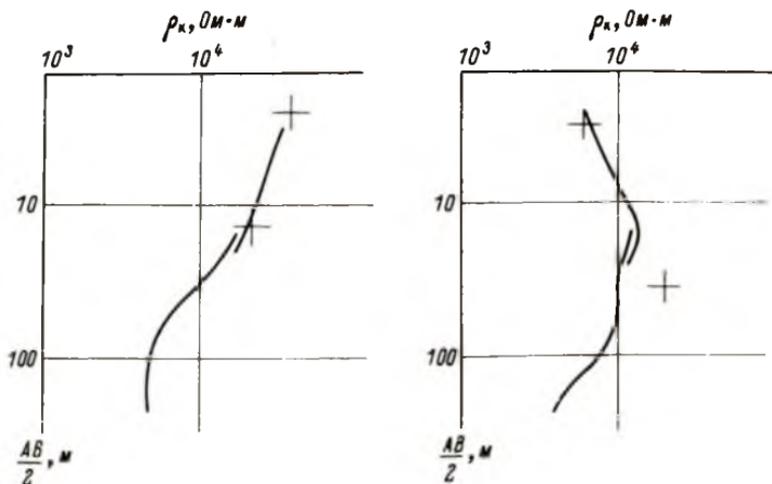


Рис. 42. Кривые ВЭЗ на профиле 5 месторождения Лейвойва.

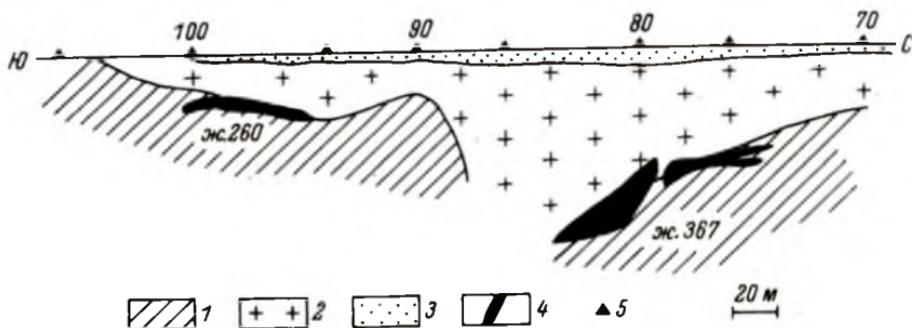


Рис. 43. Геоэлектрический разрез по профилю 5 месторождения Лейвойва.

Породы с удельным электрическим сопротивлением: 1 — от 3000 до 5000 Ом · м, 2 — от 20000 до 24000 Ом · м, 3 — более 25 000 Ом · м, 4 — пегматитовые жилы, 5 — точки ВЭЗ.

случаях удается установить пространственную связь пегматитовых тел с зонами низких значений  $\rho_k$ . Так, на месторождении слюды, расположенном на северном берегу Лоухского озера в Карелии Н.Н. Тарасовым показано, что пегматитовые жилы тяготеют к зонам низких  $\rho_k$  северо-восточного направления и лежат в них частично или полностью [23].

Участки пород различного сопротивления выделяются по планам изолиний  $\rho_k$ , построенным по квадратной сети (от 20x20 м до 100x100 м в зависимости от масштаба съемки). Проводятся

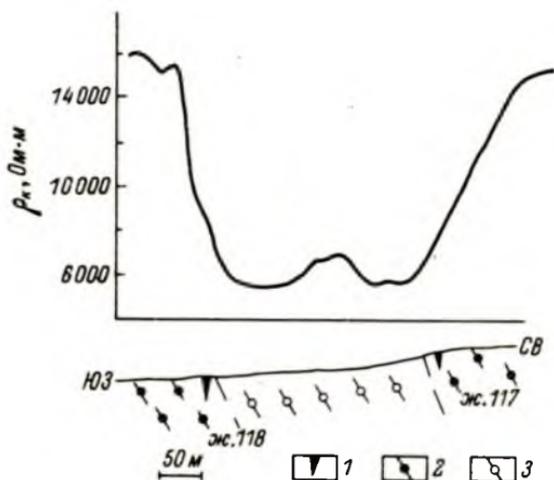


Рис. 44. График кажущегося сопротивления на месторождении Тэдино.

1 - пегматитовые жилы, 2 - гранато-биотитовые гнейсы, 3 - дистено-гранато-биотитовые гнейсы.

обычно изолинии 2000, 4000, 6000, 10000 Ом · м, причем поля  $\rho_k$  свыше  $10^4$  Ом · м связываются с блоками монолитных пород. Пегматитовые жилы обычно приурочены к определенным полям  $\rho_k$ : на одной группе месторождений - к полям 6000-10000 Ом · м (на месторождении Тэдино, например, 82% всех пегматитов), на другой группе месторождений - к полям 2000-6000 Ом · м - до 75% всех пегматитовых жил [26, 61]. Отмечено также, что в Северной Карелии часть пегматитовых тел приурочена к области контакта полей кажущегося сопротивления средней (6000-8000 Ом · м) и большой (10000-11000 Ом · м) величины, а другая часть - к области контакта полей средней и малой (2000-4000 Ом · м) величины, т.е. к электрическим ступеням [23, 32]. Приуроченность пегматитов к электрическим ступеням отмечается не только в плане, но и в разрезе. На месторождении Лейвойва (Кольский полуостров) по одному из профилей проведена серия ВЭЗ с разносами питающих электродов до 450 м. Получены кривые типа  $K$  и  $Q$  (рис. 42), свидетельствующие о том, что с глубиной сопротивление пород уменьшается. По интерпретированным кривым ВЭЗ построен геоэлектрический разрез (рис. 43), на котором отчетливо видно, что полого залегающие пегматитовые жилы месторождения пространственно приурочены к зоне перепада удельного электрического сопротивления от 3000-5000 к 20000-24000 Ом · м. Области резких перепадов сопротивления, по-видимому, соот-

ветствуют зонам, которые благоприятны для развития трещин, впоследствии заполненных пегматитами.

Таким образом, результаты электропрофилирования дают возможность судить о тектоническом строении месторождений пегматитов. Этим же методом можно получить некоторые сведения о метаморфизме пород, что видно на примере работ на месторождении слюдяных пегматитов Тэдино. Породы месторождения разделены В.В. Зарубиным [44] на две группы: 1) более хрупкие — мелкозернистые, неясносланцеватые, часто порфиробластические, мигматизированные гнейсы, образующиеся в условиях амфиболитовой фации метаморфизма; 2) более пластичные — среднезернистые, с хорошо выраженной кристаллизационной сланцеватостью, полосчатые, мигматизированные гнейсы, образующиеся в условиях низкотемпературной части амфиболитовой и, возможно, эпидот-амфиболитовой фации. Первая группа пород — гранато-биотитовые, вторая — дистено-гранато-биотитовые гнейсы, часто с мусковитом. Дистено-гранато-биотитовые и двуслюдяные гнейсы, являясь четкополосчатыми и крупнозернистыми разностями, поддаются выветриванию лучше, чем монолитные мелкозернистые гранато-биотитовые гнейсы, с которыми связаны поля высокого кажущегося сопротивления, и отмечаются пониженными значениями  $\rho_k$  (рис. 44). Контакты пород первой и второй групп, как правило, совпадают с резкими перепадами кажущегося сопротивления, что, по-видимому, и дает геологическое объяснение тезису о приуроченности пегматитов к электрическим ступеням. Следовательно, минимумами  $\rho_k$  отмечаются как пострудные и дорудные подновленные тектонические зоны, так и зоны пород, измененных в процессе метаморфизма, что не дает возможности однозначно интерпретировать результаты электропрофилирования.

Электропрофилирование на месторождениях пегматитов используется также для определения направления простираения гнейсов, что возможно благодаря их большой электрической анизотропии [72]. В.А. Меньшиков [64] для месторождений мамско-чуйских слюдяных пегматитов установил корреляционную связь электрического сопротивления вмещающей среды с удельным качеством мусковита в жилах и разработал методику прогнозной оценки качества мусковита по результатам электропрофилирования методом среднего градиента.

## ЭЛЕКТРОПРОФИЛИРОВАНИЕ НА ПЕРЕМЕННОМ ТОКЕ

Опробование электропрофилирования на переменном токе проведено на месторождении слюдяных пегматитов Лейвойва по профилю длиной 1 км с точками измерений через 20 м. Исследование проводилось методом частотного зондирования, что дало возможность построить кривые электропрофилирования на разных частотах.

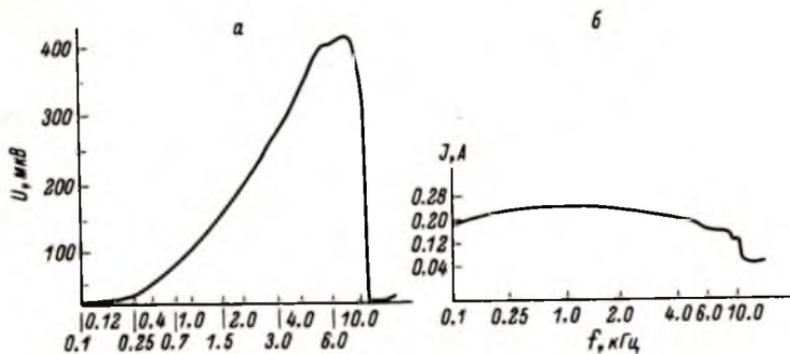


Рис. 45. Кривые разности потенциала (а) и силы тока (б) по методу НЧЗ.

Физической основой частотного зондирования, как известно, является скин-эффект, т.е. связь глубины проникновения электромагнитного поля в проводник с его частотой. Расстояние между питающим и приемным диполями (или рамками) в методе частотного зондирования остается неизменным, а частота электромагнитных колебаний изменяется, чем и достигается различная глубина проникновения тока. Для измерений использовалась электроразведочная станция непрерывных частотных зондирований (НЧЗ-64), в которой применен генератор качающейся частоты, обеспечивающий питание источника поля током с плавно меняющейся частотой от 8 Гц до 10 кГц [45]. Построение графика электропрофилирования возможно на любой частоте в пределах этого диапазона. Прием электромагнитных колебаний проводится как на электрический диполь (электрическая компонента поля  $E_x$ ), так и на петлю (магнитная компонента поля  $B_z$ ). Хотя измерения  $E_x$  технически легче, в данной работе проводились измерения магнитной составляющей поля, так как опытные исследования в районе рудников Малиновая варака и Хетоламбина показали наличие помех, не дающих возможности достаточно точно измерить электрическую составляющую поля. Помехи от промышленных предприятий и электрофицированной железной дороги зарегистрированы на расстоянии до 10 км от места их расположения. Опытным путем и исходя из масштаба исследований, выбраны размеры приемной петли — квадрат со стороной 10 м. Использовалась экваториальная установка с измерением 15 точек с одной стоянки питающего диполя — по 7 точек с каждой стороны от центра. Крайние зондирования на каждом отрезке проводились с двух соседних стоянок питающего диполя, длина которого составляла 200 м. Кратчайшее расстояние между центром питающего диполя и линией наблюдения равнялось 370 м, что намного превышало глубину залегания опорного горизонта, равную примерно 50 м. В результате наблюдений получались непрерывные записи  $\Delta U_{B_z}$  (обычно от 30 до 400 мкВ) и тока — до 250-

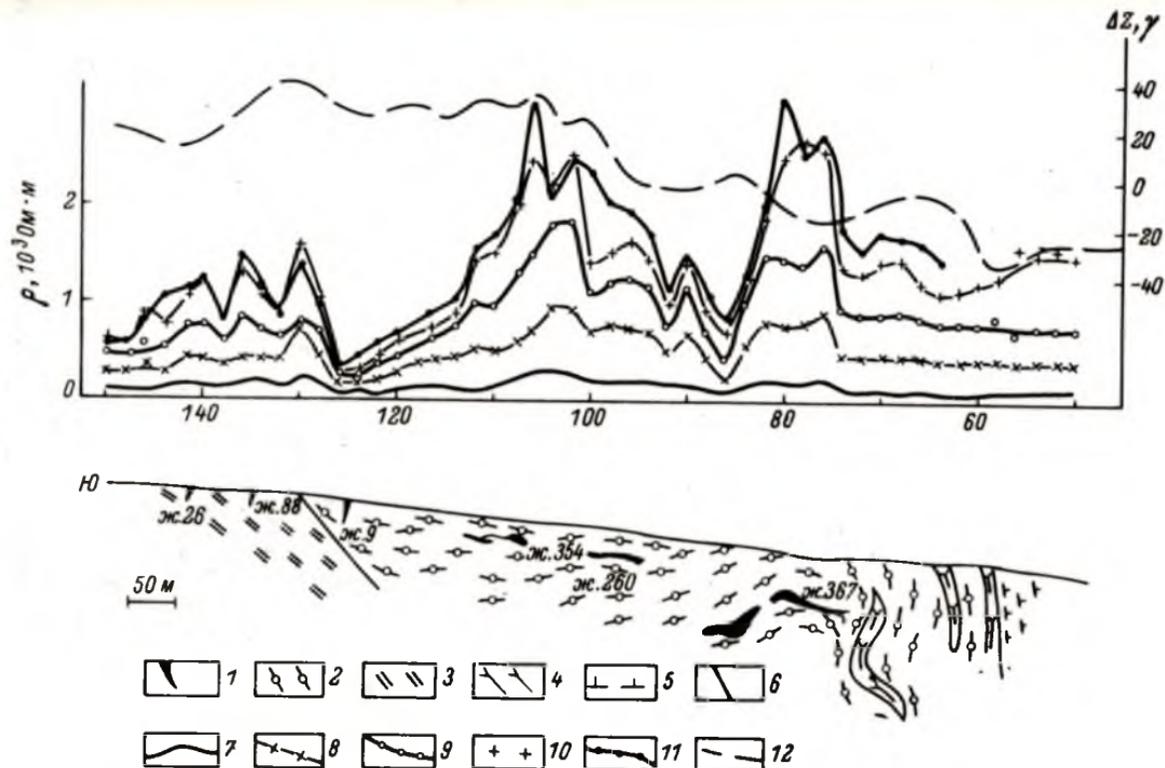


Рис. 46. Графики кажущегося сопротивления и вертикальной составляющей магнитного поля по профилю 5 месторождения Лейвойва.

1 - пегматитовые жилы, 2 - дистено-гранато-биотитовые гнейсы, 3 - двуслюдяные гнейсы, 4 - амфиболиты, 5 - гранито-гнейсы, 6 - границы продуктивного горизонта; графики  $\rho_{\omega}$  на различных частотах в кГц: 7 - 0.15, 8 - 1, 9 - 2, 10 - 4, 11 - 7, 12 - график  $\Delta Z$ .

300 мА (рис. 45), которые практически свободны от помех, несмотря на то, что работа проведена непосредственно в зоне действия мощного рудника. Для обработки наблюдений выбрано 16 фиксированных частот: 0.08, 0.09, 0.12, 0.15, 0.25, 0.4, 0.7, 1.0, 1.5, 2.0, 3.0, 4.0, 6.0, 7.0, 8.0, 10.0 кГц, для которых рассчитано  $\rho_{\omega}$ . На каждой точке наблюдения осуществлялись 2-3 записи при разных значениях тока. Эти повторные измерения показали, что при устойчивой работе бензоагрегата записи получаются идентичными. Работа аппаратурой НЧЗ-64 высокопроизводительна: даже при методике двух-трех записей на точке за 8-часовой рабочий день выполняется не менее 15-20 зондирований. Среднеарифметическая погрешность определения  $\rho_{\omega}$ , складывающаяся из погрешности наблюдений и погрешности снятия данных с ленты самописца, составила 3%, причем наибольшая погрешность (до 6%) получена на экстремальных частотах (0.08, 0.09, 9.0, 10.0 кГц), а минимальная (0.9%) - на частоте 1.0 кГц.

Опытные работы по электроразведке на переменном токе проведены по профилю, пересекающему всю продуктивную толщу дистеногранато-биотитовых гнейсов Лейвоинского месторождения, включающую слюдяные пегматиты как крутопадающие, так и пологопадающие. Из 16 кривых  $\rho_{\omega}$ , полученных на разных частотах, на рис. 46 приводятся пять. В южной части профиля над круто падающими секущими жилами пегматита, не имеющими на месторождении промышленной ценности, на всех частотах получены узкие максимумы  $\rho_{\omega}$

относительной интенсивностью  $\left(\frac{\rho_{\text{ан}}}{\rho_{\text{ан}} + \rho_{\text{фон}}}\right)$  порядка 25%. На низких частотах (т.е. на больших глубинах) аномалии менее контрастны. В центральной части профиля пологозалегающие промышленноценные пегматитовые жилы № 354 и 260, верхняя кромка которых расположена на глубине 25 м от поверхности, отмечаются общей широкой аномалией на всех частотах. Относительная величина максимума  $\rho_{\omega}$  изменяется от 70% на самой большой (7 кГц) и самой малой (0.15 кГц) частотах до 81% на частоте 2 кГц. В северной части профиля также интенсивной аномалией отмечается согласная жила № 367, верхняя кромка которой расположена в 50 м от поверхности. Аномалия  $\rho_{\omega}$  получена на всех частотах, однако относительная интенсивность ее увеличивается от 50% на высокой частоте (7 кГц) до 60% на низкой частоте.

Таким образом, на Лейвоинском месторождении пегматитов методом электроразведки на переменном токе отмечаются секущие пегматитовые жилы небольшими по ширине аномалиями невысокой интенсивности и согласные полого падающие пегматиты - широкими аномалиями большой интенсивности. Относительная интенсивность аномалий снижается при большей глубине залегания объектов. По результатам профилирования на нескольких частотах качественно можно судить о глубине залегания жил.

Все полученные на данном профиле кривые частотного зондирования имеют сходный характер, показывающий, что с уменьшением

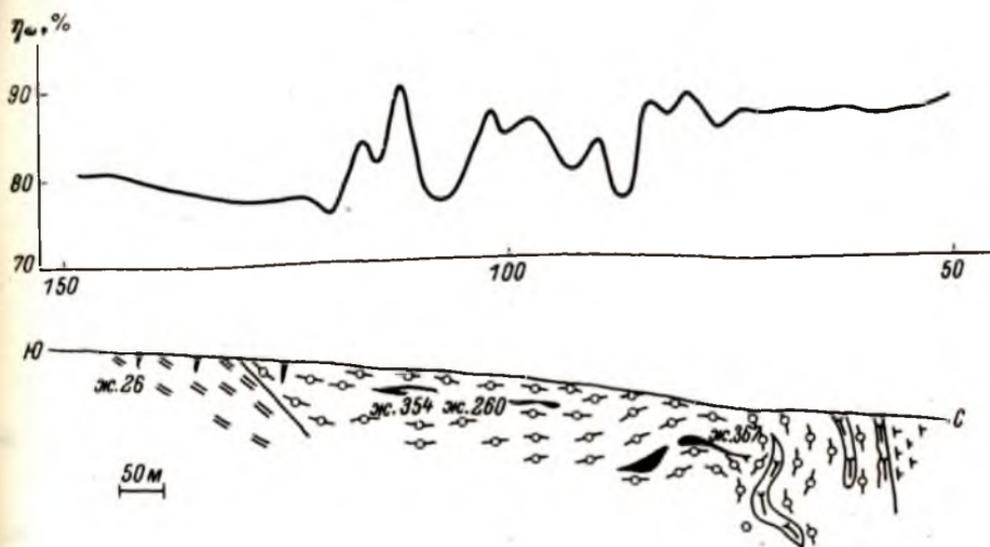


Рис. 47. График кажущейся поляризуемости по профилю 5 месторождения Лейвойва.

Условные обозначения те же, что на рис. 46.

частоты сопротивление пород уменьшается, т.е. на большей глубине расположены более проводящие породы. Такой разрез согласуется с геоэлектрическим разрезом, построенным на этом же профиле по данным ВЭЗ (рис. 43).

Электропрофилирование на нескольких частотах позволяет не только получить несколько кривых  $\rho_{\omega}$ , но и рассчитать поляризуемость по разнице  $\rho_{\omega}$  на различных частотах — метод частотной дисперсии, разработанный Л.Т. Исаевым и С.М. Шейнманом [49, 50].

В принципе можно построить множество кривых  $\eta_{\omega} = \frac{\rho_{\omega_2} - \rho_{\omega_1}}{\rho_{\omega_1}}$ , однако Л.Т. Исаев и С.М. Шейнман [50] на моделях кассетеритовых и пиритовых руд показали, что аномальный ход дисперсии наблюдается в диапазоне частот 0.1–1000 Гц, поэтому  $\rho_{\omega_1}$  и  $\rho_{\omega_2}$  следует выбирать именно в этих пределах. Один из графиков  $\eta_{\omega}$ , который построен как разность значений  $\rho_{\omega}$  на частотах 1000 и 90 Гц, отнесенная к  $\rho_{\omega}$  на частоте 1000 Гц, показан на рис. 47. На кривой  $\eta_{\omega}$  выделяются три максимума по числу трех пересеченных профилем полого залегающих пегматитовых тел. Крутопадающие жилы в южной части профиля не отмечаются на кривой  $\eta_{\omega}$ . В то же время пегматитовые жилы № 354 и 260, создающие общий максимум  $\rho_{\omega}$  (рис. 46), на графике  $\eta_{\omega}$  отмечаются отдельными максимумами, а отмеченная неинтенсивным максимумом  $\eta_{\omega}$  глубоко залегающая жила № 367 создает отчетливую аномалию  $\rho_{\omega}$ . Следовательно, комплексирование методов частотного профилирования и частотной дисперсии дает возможность более

уверенно интерпретировать геофизические данные. По-видимому, контрастное выделение на кривых  $\rho_{\omega}$  и  $\eta_{\omega}$  полого залегающих пегматитовых тел и неконтрастное крутопадающих обусловлено измерением в проведенных работах вертикальной составляющей электромагнитного поля  $\Delta U_{Bz}$ , нормальной к плоскости залегания полого падающих тел. Для более контрастного выделения крутопадающих пегматитов необходимо изучать горизонтальную составляющую поля.

Таким образом, первые опыты по использованию электроразведки переменным током на месторождении слюдяных пегматитов позволяют сделать заключение о преимуществах этой модификации перед электроразведкой постоянным током из-за невосприимчивости к помехам от промышленных установок, а также из-за большего количества информации, получаемой за счет работы на нескольких частотах. В то же время при электроразведочных исследованиях на большой площади незаменим метод срединного градиента на токе низкой частоты благодаря его большой производительности.

ГРАВИРАЗВЕДКА И МАГНИТОРАЗВЕДКА  
ПРИ КАРТИРОВАНИИ  
ПЕГМАТИТОНОСНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОН

## ГРАВИРАЗВЕДКА

В 1962 г. по просьбе А.Н. Спиридонова автором были отобраны образцы гнейсов и аплитовидной породы из глубокой скважины на месторождении слюдяных пегматитов на северном берегу Лоухского озера (Карелия). Измерение плотности этих образцов показало, что между указанными породами существует заметная дифференциация — избыточная плотность равна  $0,15 \text{ г/см}^3$  при средней плотности дистено-гранато-биотитовых и гранато-биотитовых гнейсов  $2,78 \text{ г/см}^3$  (38 образцов) и аплитовидных пород  $2,63 \text{ г/см}^3$  (35 образцов). В связи с тем что описываемое месторождение слюды подстилается аплитовидными породами, была дана рекомендация об использовании гравirazведки для изучения геологических особенностей месторождения. В дальнейшем вместе с массовым измерением плотности образцов пород месторождения на всей его площади Т.С. Игнатьевой были поставлены гравirazведочные работы, показавшие, что месторождение отмечается минимумом силы тяжести [35, 46, 47]. Аналогичные результаты получены и на месторождении горы Риколатвы на Кольском полуострове [23]. В настоящее время детальные гравirazведочные работы проводятся на всей площади распространения слюдяных пегматитов Северной Карелии с целью изучения как складчатых структур, так и гранитоидов, с которыми предположительно связаны месторождения пегматитов. Эти исследования позволили прийти к выводу о приуроченности слюдяных месторождений к периферийным частям максимумов  $\Delta g$  [55]. Попыток выделения пегматитоносных зон в пределах месторождений ранее не предпринималось.

Как показывают измерения плотности гнейсов вблизи пегматитовых жил и вдали от них, существует различие пород по этому параметру — избыточная плотность при этом достигает  $0,1 \text{ г/см}^3$  (рис. 10). Снижение плотности гнейсов вблизи жил при большом количестве пегматитов в зоне и значительной протяженности зоны по падению и простираению создает предпосылку для возникновения отрицательной аномалии силы тяжести над такой зоной. Подсчет показывает, что если пегматитоносную зону представить как горизонтальный цилиндр бесконечного простираения с радиусом 100 м, минимальное значение  $\Delta g$  над ней составит 0,3 мгл.

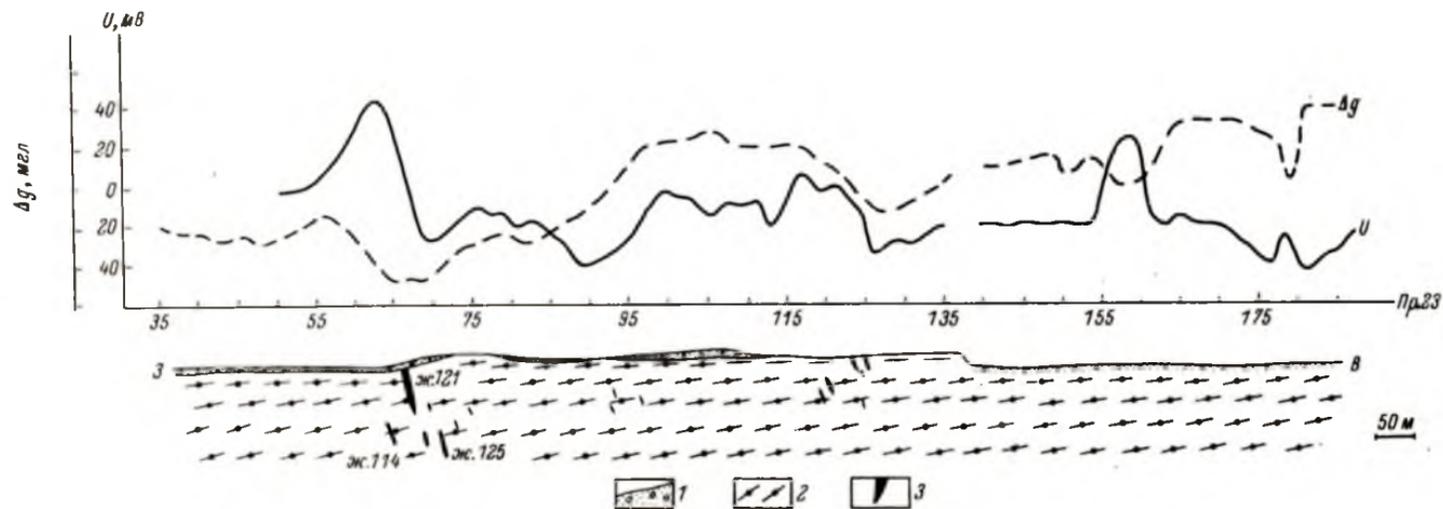


Рис. 48. Графики приращения силы тяжести и потенциала естественного поля на месторождении Карельском.

1 - четвертичные отложения, 2 - гранато-биотитовые гнейсы, 3 - пегматитовые жилы.

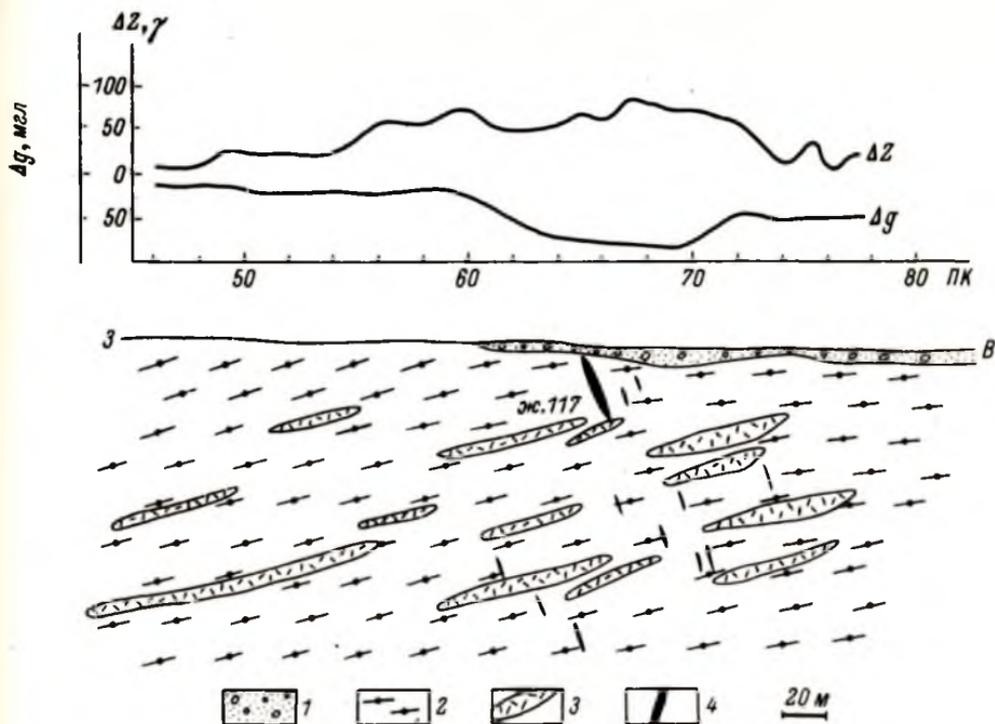


Рис. 49. Графики приращения силы тяжести и вертикальной составляющей магнитного поля на месторождении Карельском.

1 - четвертичные отложения, 2 - гранато-биотитовые гнейсы, 3 - амфиболовидная порода, 4 - пегматитовые жилы.

Опытные гравиразведочные работы с целью картирования пегматитоносных зон проведены на участке Пертиварака месторождения слюды Карельского по двум профилям общей протяженностью 2 км. Расстояние между точками наблюдений 10 м. Съёмка проведена гравиметром ГАК-ПТ (профиль 22 - двумя последовательно) короткими рейсами (до трех часов). Рейс начинался и заканчивался на одной и той же точке, почти все пункты его повторялись на обратном пути, большая часть рейсов выполнена дважды. На профиле 23, например, при количестве пикетов 150 выполнено 420 наблюдений. Такая методика позволила полностью выявить смещение нуля-пункта гравиметра в рейсе. Среднеквадратичная погрешность наблюдений составила  $\pm 0.05$  мг/г, причем в одном рейсе она не превышала  $\pm 0.07$  мг/г.

Графики  $\Delta g$  в редукции Буге представлены: по профилю 23 на рис. 48 и по профилю 22 на рис. 49. На профиле 23 получено два минимума  $\Delta g$  в его западной части, в пределах месторождения, и

два минимума в восточной части, за его пределами. Минимумы  $\Delta g$ , как правило, совпадают с максимумами естественного электрического поля, однако заметно смещение первых относительно вторых к востоку, в сторону падения пегматитоносных зон. Такое смещение аномалий может быть объяснено большей глубиной гравиразведки по сравнению с методом естественного поля. Над известными тектоническими пегматитоносными зонами участка мощностью порядка 200 м получены минимумы  $\Delta g$  относительной интенсивностью 0.3 мгл. Профиль 22 расположен в 160 м южнее профиля 21 и пересекает ту же пегматитоносную зону, что и профиль 21 в западной его части. Над зоной наблюдается минимум, по ширине и интенсивности аналогичный полученному на профиле 22 — ширина порядка 150 м, интенсивность 0.2 мгл. Аномалии силы тяжести на этом профиле соответствует широкий максимум магнитного поля интенсивностью 50 гамм. На структуру гравитационного поля может также влиять присутствие тел аплитовидных пород с пониженной плотностью, но, судя по разрезам, которые построены по данным бурения, распределены эти тела среди гнейсов довольно равномерно, масса их невелика, в связи с чем характер поля  $\Delta g$  от профиля к профилю не меняется.

Таким образом, опытные гравиразведочные работы подтверждают данные о снижении плотности пород в пегматитоносной зоне и показывают, что имеется принципиальная возможность использовать гравиразведку для выделения тектонических зон.

### МАГНИТОРАЗВЕДКА НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ СЛЮДЯНЫХ И СЛЮДЯНО-КЕРАМИЧЕСКИХ ПЕГМАТИТОВ

Данные магниторазведки широко и с успехом используются при картировании комплексов гнейсов [40, 74, 106, 108, 111], отдельных месторождений пегматитов [14, 21], массивов ультраосновных и основных пород, магнитные свойства которых, возможно, изменяются процессами метасоматоза одновременно с образованием мусковита в пегматитах [61]. Предпринимались попытки применения магниторазведки для прямых поисков слюдяных и слюдяно-керамических пегматитов; при этом считалось, что вследствие разницы в магнитной восприимчивости гнейсов и пегматитов над последними должны получаться минимумы  $\Delta Z$ . Действительно некоторые мощные пегматитовые тела выделяются на кривых  $\Delta Z$  минимумами интенсивностью 50–100 гамм, но из-за сильной магнитной неоднородности вмещающих пегматиты пород такие же по форме и интенсивности аномалии наблюдаются и над гнейсами. В то же время опытные работы показали, что из-за повышенной концентрации пирротина в околожильных измененных гнейсах над экзоконтактами пегматитов часто создаются максимумы  $\Delta Z$  [23].

Опытные магниторазведочные работы по профилям, пересекающим тектонические пегматитоносные зоны, проводились на место-

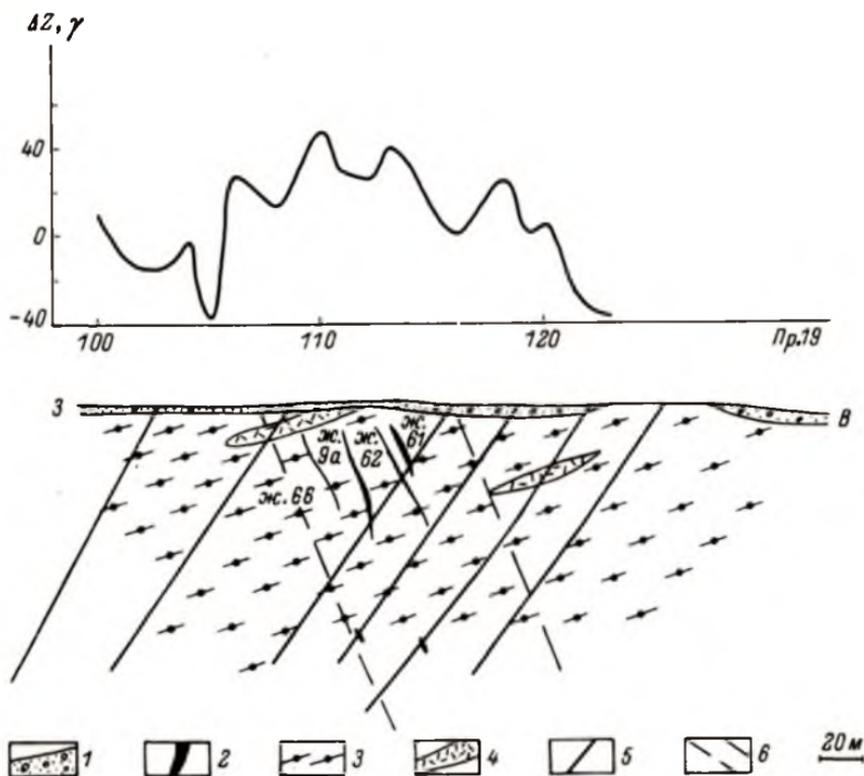


Рис. 50. График вертикальной составляющей магнитного поля над пегматитоносной зоной месторождения Карельского.

1 - четвертичные отложения, 2 - пегматитовые жилы, 3 - гранато-биотитовые гнейсы, 4 - аплитовидная порода, 5 - скважины, 6 - контуры пегматитоносной зоны.

рождениях слюдяных и слюдяно-керамических пегматитов - Карельском и Хетоламбина; графики  $\Delta Z$  по участку Пертиварака месторождения Карельского приведены на рис. 50. На профиле 19 над пегматитоносной зоной получен максимум  $\Delta Z$  относительной интенсивностью порядка 60 гамм, а на профиле 22, пересекающем эту же самую пегматитоносную полосу в 300 м южнее, интенсивный максимум получен над гнейсами в экзоконтакте жилы № 3-50; вся же зона, представленная, кроме указанной жилы, более мелкими и глубоко залегающими телами, а также мусковитизированными гнейсами, выделяется, скорее, понижением магнитного поля. Как уже указывалось, небольшие по интенсивности максимумы  $\Delta Z$  получены и над другими пегматитоносными зонами как этого месторождения (рис. 29), так и месторождения слюдяно-керамических пегматитов Хетоламбина (рис. 33).

Проведенные работы позволяют сделать заключение о тенденции повышения значений вертикальной составляющей магнитного поля над тектоническими пегматитоносными зонами.

## МАГНИТОРАЗВЕДКА НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ МЕЖБУДИННЫХ КЕРАМИЧЕСКИХ ПЕГМАТИТОВ

На месторождениях межбудиных пегматитов тела основных пород, с которыми связаны пегматитовые жилы, подчеркивают складчатые структуры, в связи с чем магниторазведка может стать ведущим геофизическим методом при выделении и прослеживании этих структур. Опытные работы методами магниторазведки и естественного электрического поля проводились на месторождении им. Чкалова. По данным Б.А. Николаева и наших измерений, породы, слагающие месторождение, характеризуются следующими магнитными свойствами: среднеарифметическое значение магнитной восприимчивости габбро-норитов составляет  $330 \cdot 10^{-6}$  СГС, естественной остаточной намагниченности  $230 \cdot 10^{-6}$  СГС; эти же параметры для амфиболсодержащих разновидностей гнейсов равны  $60 \cdot 10^{-6}$  и  $62 \cdot 10^{-6}$  СГС соответственно, для биотитовых разновидностей гнейсов —  $33 \cdot 10^{-6}$  и  $17 \cdot 10^{-6}$  СГС. Таким образом, существует возможность выделения магниторазведкой тел габбро-норитов среди гнейсов различного состава.

Опытные работы с целью прослеживания складчатой структуры, трассируемой телами основных пород, проведены на участке площадью  $10 \text{ км}^2$ , расположенном к юго-западу от куста жил Чкалова. Сеть наблюдений на участке, почти сплошь закрытом четвертичными отложениями,  $100 \times 10 \text{ м}$ .

Месторождение им. Чкалова сложено породами хетоламбинской свиты, в которой Е.П. Чуйкина и К.А. Охотина выделяют несколько горизонтов. В пределах участка выделены три из них — горизонт перемежаемости биотитовых, гранато-биотитовых, дистено-гранато-биотитовых гнейсов; горизонт биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов с крупными телами основных и ультраосновных пород; горизонт рассланцованных и массивных ортоамфиболитов с прослоями биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов (рис. 51).

Магнитной съемкой выделяется на участке четыре вида полей: 1) относительно спокойное нормальное поле, очевидно, соответствующее преимущественному распространению немагнитных биотитовых гнейсов; 2) линейно вытянутые аномалии небольшой интенсивности (50–80 гамм), очевидно, соответствующие породам несколько повышенной магнитности — амфиболовым гнейсам; 3) аномальные поля формы, близкой к изометрической, относительной интенсивностью 100–200 гамм, которые сопоставляются с телами габбро-норитов; 4) немногочисленные поля интенсивностью более

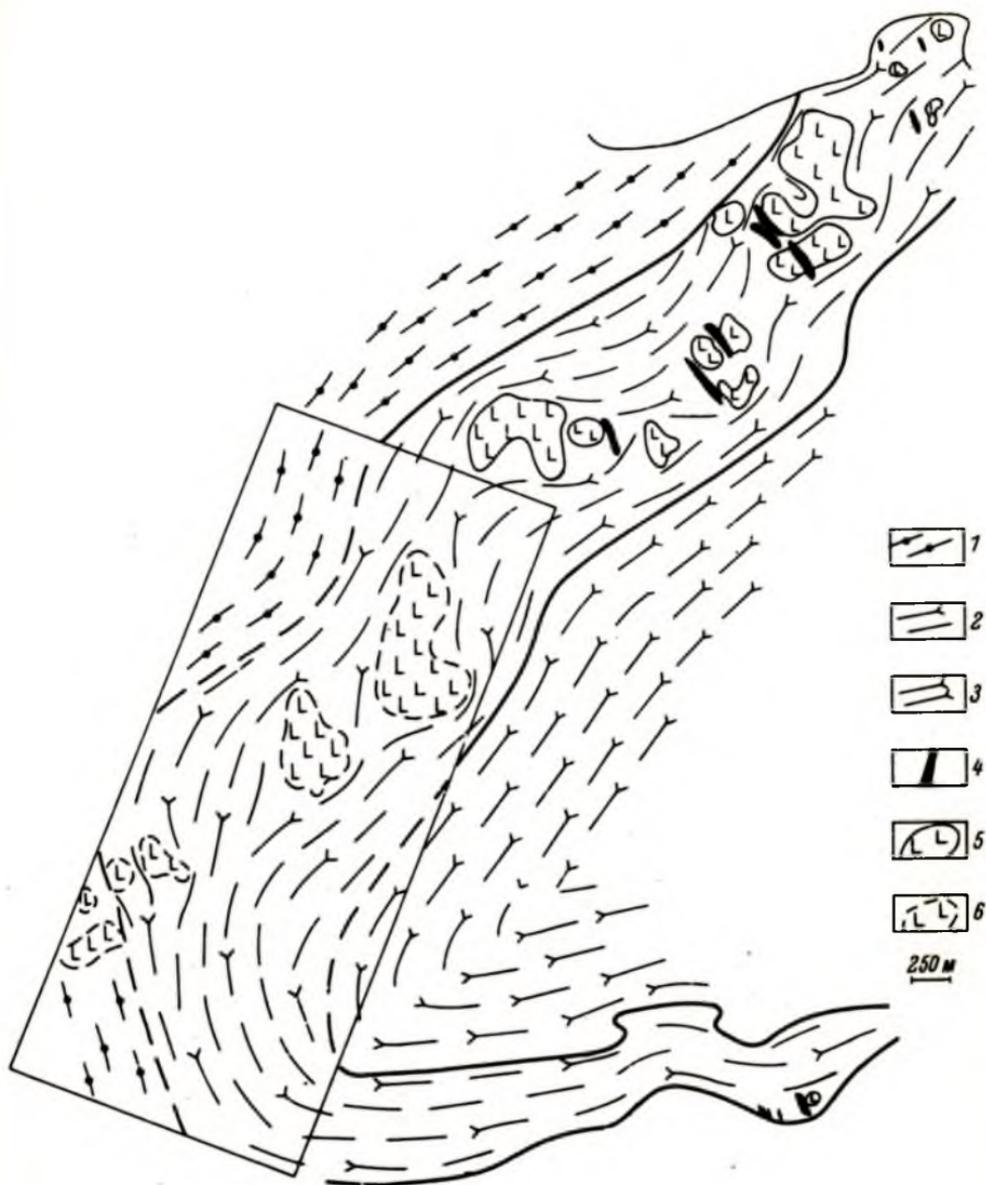


Рис. 51. Схема результатов геофизических работ на участке Чкаловском (геологическая основа Е.П. Чуйкиной и К.А. Охотиной).

1 - перемежаемость биотитовых, гранато-биотитовых и дистено-гранато-биотитовых гнейсов; 2 - биотитовые и амфиболо-биотитовые гнейсы; 3 - рассланцованные и массивные амфиболиты; 4 - пегматитовые жилы; 5 - габбро-нориты; 6 - предполагаемые тела габбро-норитов.

1000 гамм, по всей вероятности, соответствующие телам ультраосновных пород.

Линейно вытянутые магнитные аномалии в северной части участка имеют северо-восточное простирание, а в южной — северо-западное, что позволяет проследить складчатую структуру в пределах участка. Увязывая данные магниторазведки с известными контактами горизонтов хетоламбинской свиты, можно на изученном участке выделить породы продуктивного горизонта, а внутри него по интенсивным аномалиям изометрической формы — предполагаемые тела основных пород (рис. 51). Структура, трассируемая телами основных пород, прослеживается через весь участок с северо-востока на юго-запад.

По материалам, полученным на участке, сопоставлены аномалии естественного электрического и магнитного полей; при этом установлено, что в большинстве случаев отрицательным изометрическим аномалиям естественного электрического поля соответствуют положительные аномалии  $\Delta Z$ . Обращает на себя внимание тот факт, что при одинаковой сети наблюдений на участке Пертиварака и других, где существуют протяженные зоны измененных гнейсов, получены линейные аномалии естественного поля, а на участке Чкаловском, для которого такие зоны не характерны, преобладают аномалии естественного поля изометрической формы, т.е. первые из них соответствуют измененным породам тектонических зон, вторые — телам основных пород.

Использование магниторазведки при геологическом картировании месторождений пегматитов дает возможность определить положение тел основных и ультраосновных пород. Так, например, количественная интерпретация графиков  $\Delta Z$  на участке Пертиварака месторождения Карельского показывает, что мощность дайки перидотитов, расположенной здесь, примерно 170 м, падение на запад под углом 60–65°, суммарная намагниченность  $3 \cdot 10^{-3}$  сгс.

КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ  
ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

Многолетний опыт проведения геофизических работ на месторождениях пегматитов показывает, что нет одного универсального метода, с помощью которого можно было бы обнаружить пегматитоносные зоны или отдельные пегматитовые жилы. Более успешно эту задачу можно решить комплексом нескольких геофизических методов, дающих различную геологическую информацию. С целью изучения информативности геофизических методов проведена корреляция некоторых (наиболее часто используемых на месторождениях пегматитов) полей: магнитного, естественного электрического, кажущегося сопротивления, кажущейся поляризуемости.

Корреляция магнитного и естественного электрического полей проводилась на месторождении слюдяных пегматитов Карельском и месторождении керамических пегматитов им. Чкалова. Зависимости, полученные при этом, аналогичны (рис. 52): при низких значениях естественного электрического поля получена обратная его корреляция с магнитным полем, при высоких — прямая. Таким образом, „нормальному“ естественному полю (ниже 0–5 мВ) соответствует обратная, а аномальному (выше 5 мВ) — прямая корреляция магнитного поля. Коэффициент корреляции для „нормального“ естественного поля достигает 0,67, для аномального — 0,73. Изменение магнитного поля в пределах „нормального“ естественного поля невелико — 10 гамм на месторождении Карельском и 30 гамм на месторождении Чкаловском, где развиты амфиболиты и габбро-нориты. Таким образом, эти изменения, по-видимому, связаны с составом пород. Положительная корреляция магнитного и естественного электрического полей характерна, скорее всего, для участков развития пегматитовых жил (пегматитоносных зон), где повышенному содержанию рудных минералов в гнейсах соответствует повышенная их пористость.

Характер связи поля кажущегося сопротивления с магнитным и естественным электрическим полями для месторождения Карельского показан на рис. 53, из которого видно, что эти поля независимы одно от другого. Правда, полю с большим  $\rho_k$  (по-видимому, лейкократовые породы) соответствует несколько пониженное магнитное поле, что вполне объяснимо, но заметной корреляционной зависимости между полем  $\rho_k$  и магнитным и, особенно, полем  $\rho_k$

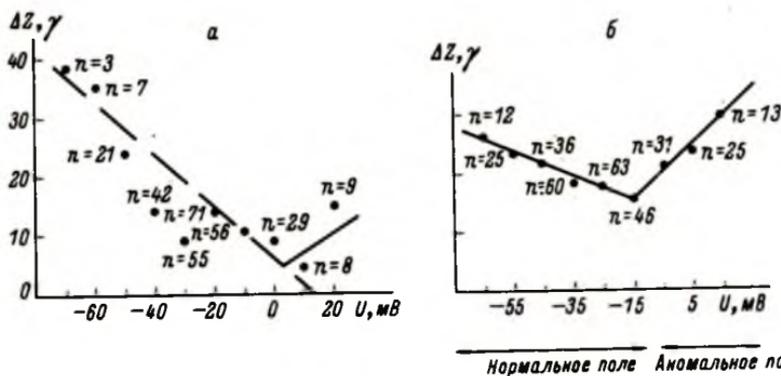


Рис. 52. Корреляция естественного электрического и магнитного полей.

а – месторождение Чкаловское, б – месторождение Карельский.

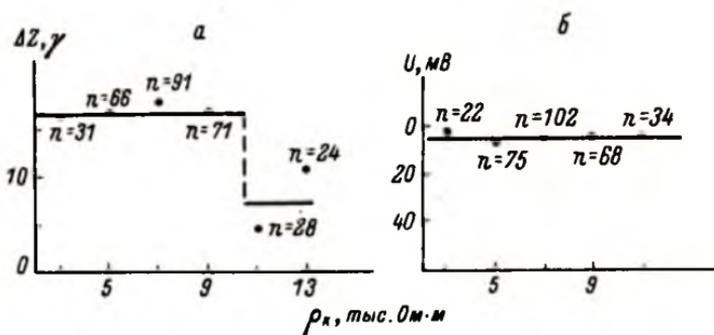


Рис. 53. Корреляция поля кажущегося сопротивления с магнитным (а) и естественным электрическим (б) полями.

и естественным электрическим полем не существует. В то же время получена достаточно четкая связь между наведенными электрическими полями – кажущегося сопротивления и кажущейся поляризуемости. Рассчитывалось два вида связи: между полем  $\rho_k$ , измеренным на токе низкой частоты, и  $\eta_k$  (рис. 54), а также между полем  $\rho_k$ , измеренным на постоянном токе, и полем кажущейся поляризуемости, измеренной через 0,5 с после выключения тока. Сопоставлены значения  $\rho_k$  и  $\eta_k$ , полученные одной и той же установкой в одних и тех же точках наблюдения. Установлено, что связь этих полей достаточно устойчива – и в том и в другом случае коэффициент корреляции равен 0,7.

Таким образом, потенциальные поля на месторождениях пегматитов – естественное электрическое и магнитное (следовательно, и гравитационное) коррелируются между собой, наведенные электрические поля – между собой. Связи между этими двумя группами

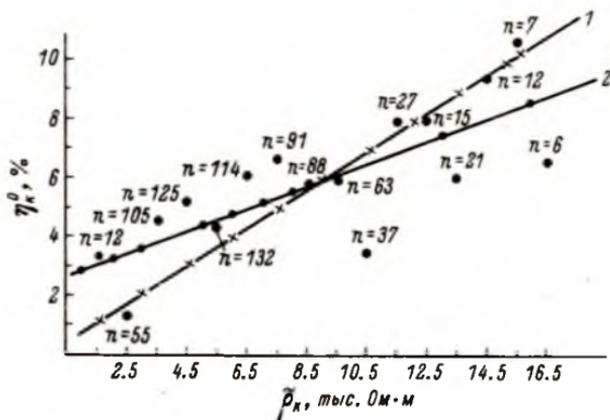


Рис. 54. Графики корреляционной связи между электрическими полями.

$$1 - \eta_k = f(\rho_k), \quad 2 - \rho_k = f(\eta_k).$$

полей не устанавливается. Следовательно, для получения разнообразной информации в геофизический комплекс при работах на месторождениях пегматитов целесообразно включать методы, использующие обе группы полей. В то же время корреляционные связи характеризуют в основном нормальные поля, для выделения аномалий следует использовать физические характеристики пород (пористость, вкрапленность рудных минералов и т.д.).

В настоящее время при геофизических исследованиях (в том числе и на месторождениях пегматитов) обычно используется комплекс методов, поэтому весьма актуальным является вопрос о комплексной интерпретации материалов, полученных различными методами. Использование при этом ЭВМ позволяет быстро обработать наблюдения, проведенные даже на больших площадях.

Один из таких комплексных методов интерпретации материалов геофизических съемок был предложен в работе [23]. Это так называемый метод дискриминатора, который представляет собой некоторый новый признак, несущий в себе информацию нескольких исходных признаков. Формула дискриминатора была получена из линейной дискриминантной функции при предположении, что все коэффициенты корреляции между признаками равны нулю. Выше было показано, что часть физических полей коррелируется между собой, поэтому описываемый способ не универсален и может быть использован лишь при комплексной интерпретации одного из потенциальных и одного из наведенных полей.

По нашему мнению, более подходящим способом комплексной интерпретации геофизических полей месторождений пегматитов является методика, предложенная А.П. Петровым и Ю.И. Пивоваровым [71], которая заключается в приведении параметров, полученных

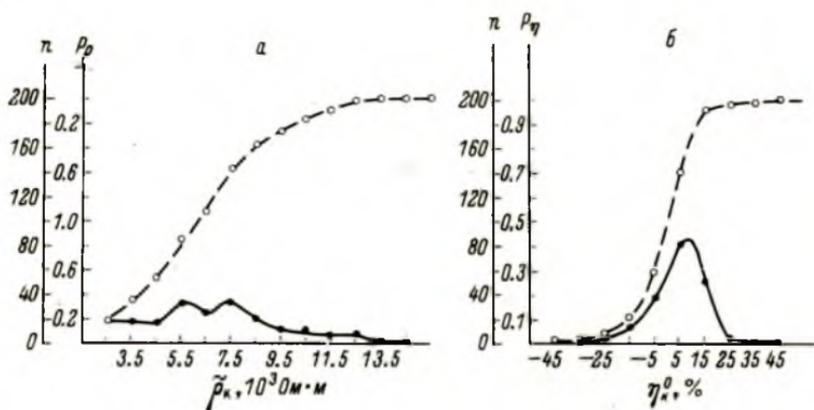


Рис. 55. Вариационные кривые и кривые накопления частот для полей кажущегося сопротивления (а) и кажущейся поляризуемости (б).

в каждой точке, к единой мере с последующим их объединением в каждом пункте геофизической сети. В результате можно построить графики по профилям или планы изолиний нового комплексного параметра. Такая методика интерпретации была опробована при обработке наблюдений на некоторых месторождениях пегматитов Карелии. Ниже приводится пример комплексной интерпретации геофизической съемки по одному из профилей на месторождении Карельском (участок Пертиварака) по методике А.П. Петрова и Ю.И. Пивоварова.

Для сопоставимости параметров различных полей их необходимо привести к одной мере, лучше всего так, чтобы каждый параметр изменялся от 0 до 1. Из геолого-геофизических соображений выясняется, какой из параметров увеличивается при наличии полезного ископаемого, какой уменьшается. Так, известно, что вблизи наиболее мощных и слюдоносных пегматитовых жил, к тому же залегающих на небольшой глубине, должна получаться наиболее интенсивная положительная аномалия кажущейся поляризуемости. На вариационной кривой  $\eta_{\kappa}^0$  такие значения поля должны находиться намного правее максимума, нормальное поле — левее его. На кривой накопления частот (рис. 55) суммирование проводится в направлении увеличения параметра. В пределах максимальных значений  $\eta_{\kappa}^0$ , указывающих на наиболее вероятное наличие объекта поиска, значения функции равны единице или близки к ней. В области минимальных значений  $\eta_{\kappa}^0$ , где наличие объекта мало вероятно, значения функции будут равны нулю. По кривой накопления частот можно перейти от старого параметра ( $\eta_{\kappa}^0$ ) к новому ( $\rho_r$ ), величина которого изменяется от 0 до 1, причем большим значениям  $\eta_{\kappa}^0$  соответствуют и большие значения  $\rho_r$ . Если же искомый объект (пегматитовая жила, пегматитоносная

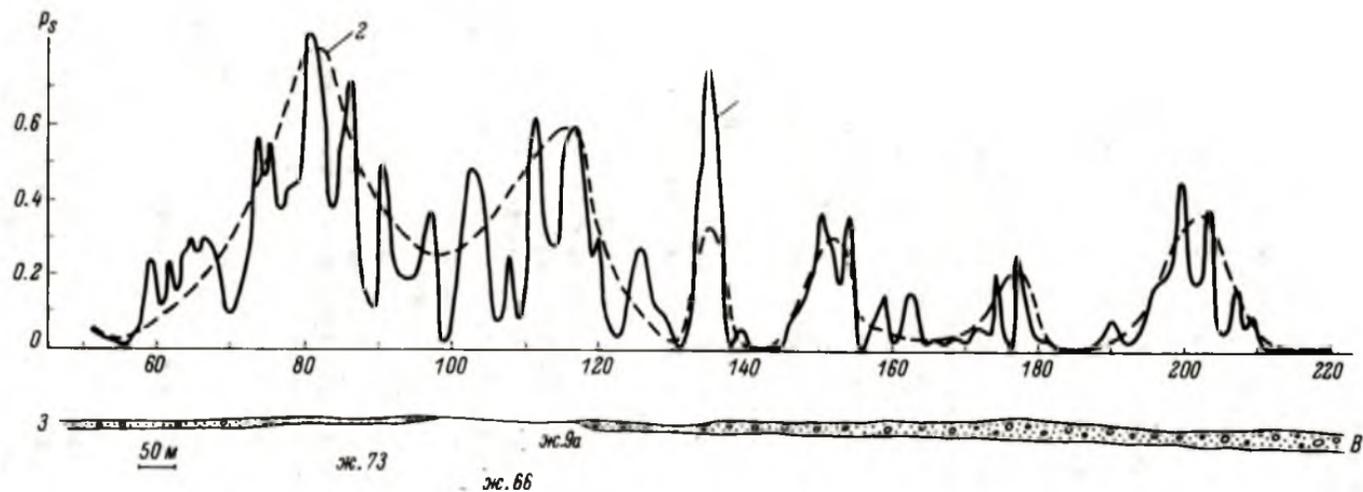


Рис. 56. График суммарного параметра поля по вычисленным значениям (1) и сглаженный (2).

полоса) отмечается минимумами (предположим, ускорения силы тяжести), то суммировать частоты надо в направлении уменьшения параметра. Тогда минимальному значению наблюдаемого параметра будет соответствовать максимальное значение приведенного параметра. В частном случае, когда неизвестно, как в поле  $\rho_k$  должна отразиться пегматитоносная тектоническая зона — минимумом ли  $\rho_k$  вследствие большей раздробленности пород в ней, максимумом ли  $\rho_k$  вследствие ее насыщенности пегматитами (учитывая, что пегматитовые жилы приурочены к полям  $\rho_k$  средней интенсивности), принимается среднее значение поля  $\rho_k$  за единицу ( $\rho_p = 1$ ). Самые низкие значения и самые высокие значения  $\rho_k$  соответствуют нулю нового параметра (рис. 56). Новый параметр ( $\rho_p$ ) посчитан для каждой точки профиля по кривой накопления частотостей. Считая, что пегматитоносной зоне соответствуют повышенные значения естественного электрического поля, высчитан также параметр  $\rho_v$ . Результат объединения данных трех параметров ( $\rho_v, \rho_p, \rho_\eta$ ) можно представить в виде среднеарифметического, среднегеометрического или произведения параметров [71]. В данной работе использовано для получения суммарного параметра произведение параметров полей  $P_S = \rho_v \rho_p \rho_\eta$ , так как в этом случае наибольшими величинами отметятся сильные поля, связанные с относительно неглубоко залегающими объектами; слабые поля еще более сгладятся. При поисках глубоко залегающих объектов, отмечающихся аномалиями небольшой интенсивности, по-видимому, обобщенный параметр следует находить как среднеарифметическое из суммы частных параметров.

На рис. 56 приведен график суммарного параметра по трем физическим полям ( $U, \rho_k, \eta_k^0$ ) на профиле 20 (месторождение Карельский), пересекающем Пертивараку и почти на километр продолженному к востоку от нее. Местоорождение четко выделяется максимумом  $P_S$  (пикеты 65–125) с двумя вершинами, которые по-видимому, соответствуют двум пегматитоносным тектоническим зонам — западной, трассируемой жилами № 147, 121, 114, 117, 136 и восточной (жилы 3–50, 9а и др.). Если за нормальный фон графика  $P_S$  принять 0,2–0,25, считая, что аномалия каждого метода соответствует величине параметра, во всяком случае превышающего 0,6, то в восточной части профиля можно выделить еще три аномалии  $P_S$ , менее интенсивных по величине и меньших по мощности, чем аномалии на Пертивараке. Учитывая, что мощность четвертичных отложений в восточной части профиля значительно больше, чем в западной, целесообразно проверить эти аномалии скважинами.

Таким образом, можно рекомендовать построение графиков и планов изолиний суммарного параметра при геофизических исследованиях на месторождениях пегматитов, присоединив к описанным выше полям и магнитное поле. Естественно, обработка материала должна проводиться на ЭВМ. Однако в сложных геологических условиях месторождений слюды нельзя отказываться и от совмест-

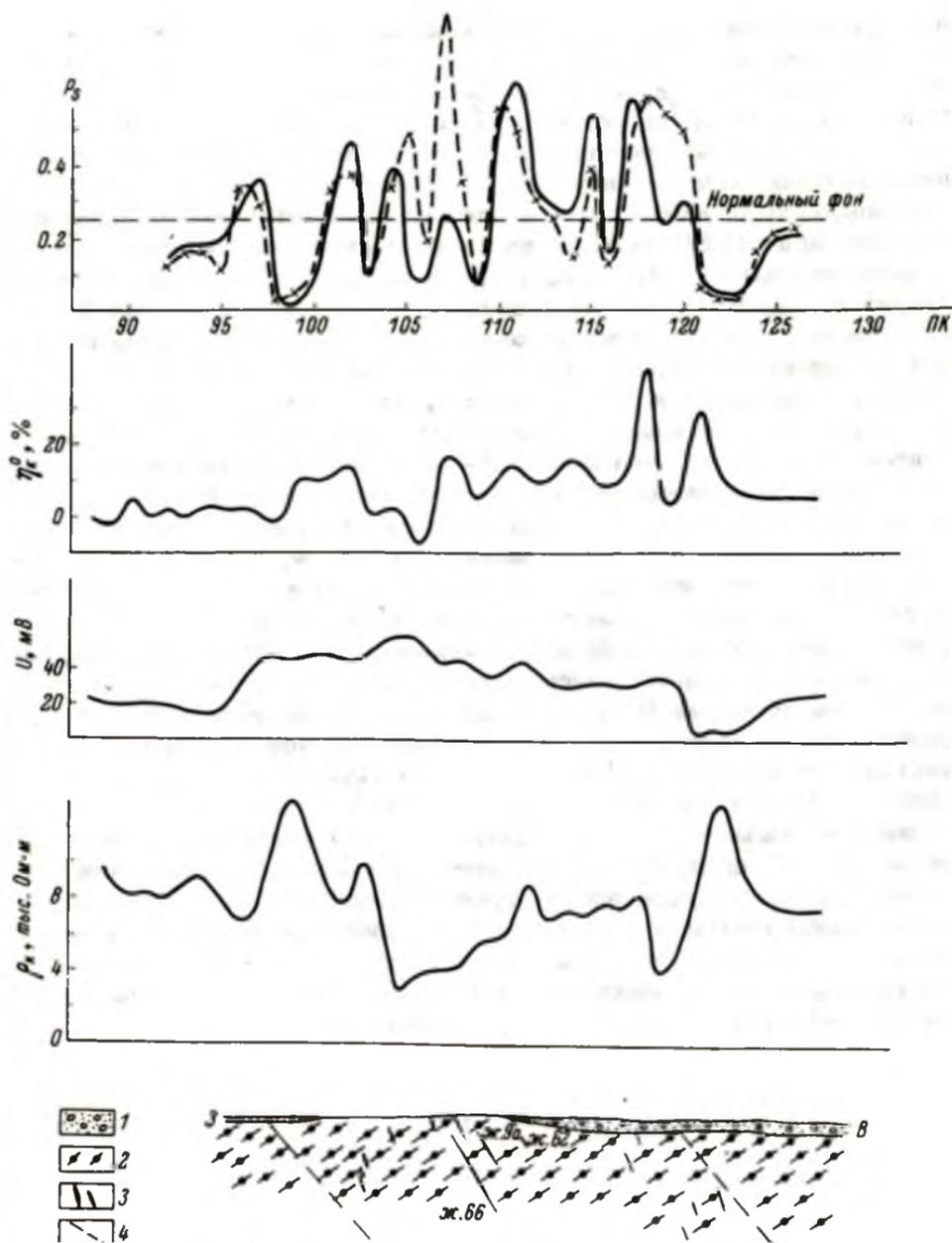


Рис. 57. Графики суммарного параметра, кажущейся поляризуемости, потенциала естественного поля, кажущегося сопротивления по профилю 20 месторождения Карельского.

1 - четвертичные отложения, 2 - гранато-биотитовые гнейсы, 3 - пегматитовые жилы, 4 - границы пегматитоносной зоны.

ного рассмотрения графиков геофизических полей, полученных различными методами. Для иллюстрации этого положения рассматриваются графики  $U$ ,  $\rho_k$ ,  $\eta_k^\circ$  и  $P_S$  над одной из пегматитоносных полос (район жилы 9а месторождения Карельского). Описываемая полоса имеет зональное строение с расположением самых развитых пегматитовых жил в центре зоны. На графике  $\rho_k$  (рис. 57) при нормальном поле 8000 Ом · м центральная часть зоны отмечается минимумом до 4000 Ом · м, а контакты зоны — максимумами  $\rho_k$  интенсивностью до 13,5 тыс. Ом · м; большей части зоны соответствует нормальное поле. На графике  $U$  естественного электрического поля вся пегматитоносная зона выделяется широкой положительной аномалией небольшой интенсивности (20–30 мВ). Поле кажущейся поляризуемости ( $\eta_k^\circ$ ), пожалуй, более изрезано над зоной и несколько выше нормального фона (10% на фоне 0% над западным контактом зоны, 10% на фоне 5% — над восточным контактом зоны при среднеарифметической погрешности наблюдений 3%). На этой же иллюстрации (рис. 57) приведены два графика обобщенного параметра  $P_S$ : один в предположении, что поле  $\rho_k$  над пегматитоносной зоной средней интенсивности (сплошная кривая), второй — пегматитоносная зона отмечается минимумом  $\rho_k$  (прерывистая кривая). Принципиального различия между кривыми нет, но все-таки кривая  $P_S$ , построенная в предположении, что пегматитоносная зона отмечается максимумами  $U$  и  $\eta_k^\circ$  и минимумом  $\rho_k$ , несколько более информативна (в частности, более четко отмечается восточный контакт зоны). Если на графике  $P_S$  значение 0,25 принять за нормальный фон, то пегматитоносная полоса отметится повышенными значениями  $P_S$  (кроме нескольких „высочивших“ точек). Из рассмотрения рис. 57 следует, что пегматитоносная зона (построенная по данным бурения) лучше всего отмечается методом естественного поля, однако аномалия  $U$  имеет очень небольшую интенсивность и на длинном профиле не всегда может быть отчетливо выделена. Рассматривая все графики вместе (в том числе график суммарного параметра), можно делать более уверенные выводы.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Поиски месторождений полезных ископаемых по околорудным изменениям вмещающих пород — направление, которое успешно развивается в последние годы. Использование геофизических методов в комплексе с геологическими намного увеличивает эффективность таких работ.

На месторождениях пегматитов в Карело-Кольском регионе при поисках пегматитоносных зон использование геофизических методов — естественного электрического поля, вызванной поляризации, электропрофилирования, гравиразведки, магниторазведки — дает хорошие результаты. Этими методами отмечаются не только зоны пегматитов, но в отдельных случаях и рудные поля (в понимании М.В. Семенова [90]) в целом.

В то же время не только один какой-нибудь метод, но и комплекс геофизических методов не может быть хорош всегда и на всех месторождениях, связанных с породами, которые изменены процессами метасоматоза, потому что распределение рудных минералов в породах неравномерно; пористость их также не только увеличивается в зонах и вблизи пегматитов, но иногда и понижается; не всегда отмечается трещиноватость измененных пород, естественные электрические поля могут изменяться в зависимости от сезона и погоды [23, 86] и т.д. Вследствие этого и в комплексе вышеназванных геофизических методов какой-то в каждом конкретном случае даст лучшие результаты, какой-то худшие. Но в общем случае (может быть, в наиболее часто встречающемся) указанный комплекс должен дать хорошие результаты.

Рекомендуемая методика геофизических работ может использоваться не только для поисков пегматитоносных зон с поверхности, но и для прослеживания этих зон на глубину (скважинные варианты геофизических методов).

Применяя геофизические методы, можно обнаружить только зону пород, измененных метасоматическими процессами. Обнаружение такой зоны необходимое, но еще не достаточное условие для нахождения пегматитов, так как в пределах зоны тела расположены прерывисто, кустами. Слюдоносные пегматиты развились лишь там, где имелись жилы метаморфогенного происхождения. Для поисков самих пегматитов в пределах тектонических зон, помимо косвенных методов (естественное поле, вызванная поляризация), следует использовать такой прямой на кварц метод, как сейсмоэлектрический [20, 68].

Совершенствование геофизического комплекса при картировании пегматитоносных зон, по-видимому, возможно за счет использования метода вызванной поляризации на разных частотах и амплитудо-фазовых измерений по этому методу.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Албул С.П. Рудопоисковая гидрогеохимия. М., 1969. 344 с.
2. Алексеев Б.Я., Голованова Л.С., Крохин А.И. Геологические основы разведки слюдяных месторождений Карелии. Л., "Наука", 1974. 84 с. (Тр. Ин-та геологии Карельск. филиала АН СССР, вып. 23).
3. Алтынцев Ю.В., Грязнов О.И. Околорудные изменения пород и их картирование геофизическими методами. - Тр. Свердл. горно-го ин-та, 1971, вып. 81, с. 56-60.
4. Арутюнов Г.М. Результаты определений содержания рассеянных элементов в биотите вмещающих пород на различном удалении от слюдяной пегматитовой жилы. - В кн.: Геология слюдяных месторождений Карелии и Кольского полуострова, методика их разведки и промышленное использование слюды. Петрозаводск, 1969, с. 134-144 (тр. Ин-та геологии Карельск. филиала АН СССР, вып. 4).
5. Арш Э.И., Красин Л.А., Эрперт А.М. Измерение диэлектрических свойств горных пород с помощью накладного конденсатора. - Геол. и геофиз., 1968, № 4, с. 91-94.
6. Беломорский комплекс Северной Карелии и Юго-Запада Кольского полуострова (геология и пегматитовосность). - Тр. лаб. геол. докембрия АН СССР, 1962, вып. 14, 306 с. Авт.: Шуркин К.А., Горлов Н.В., Салье М.Е. и др.
7. Белов К.П., Залесский А.В., Львова А.С. О температурной зависимости намагничивания пирротина. - Кристаллография, 1956, № 1, вып. 6, с. 696-702.
8. Богданов Н.А., Богданова К.Н., Сиваев В.В. Редкометалло-мусковитовые пегматиты одного из пегматитовых полей Карелии. - В кн.: Минералы - индикаторы особенностей вмещающей их среды. Л., "Наука", 1975, с. 97-102 (Тр. Ин-та геологии Карельск. филиала АН СССР, вып. 27).
9. Богдлюбов А.Н., Загоскин В.А., Куфтарева В.А. Применение геофизических и геохимических методов при поисках и разведке месторождений мусковита. - В кн.: Вопросы геологии, поисков и разведки мусковитовосных пегматитов. М., "Недра", 1971, с. 101-108.
10. Борнеман-Старынкевич И.Д. Руководство по расчету формул минералов. М., "Наука", 1964. 224 с.
11. Боровиков П.П. Магматический и структурный контроль пегматитовых месторождений. - В кн.: Материалы по геологии месторождений неметаллических полезных ископаемых. Л., 1961, с. 5-44 (Тр. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та, Нов. сер. Т. 57).
12. Бродовой В.В. Методы исследования геофизических полей над основными рудоносными структурами. Обзор. Региональная, разведочная, промысловая геофизика. М., ВИЭМС, 1975. 52 с.
13. Бродская С.Ю., Ветошкин И.Д., Жерденко О.Н. Связь магнитных свойств природных пирротинов с их составом. - Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1973, № 3, с. 112-120.
14. Верба В.В. Использование материалов аэромагнитной съемки для картирования комплексов пород на примере Балтийского щита. - В кн.: Аэрометоды геологических исследований. Л., 1971, с. 485-487.
15. Ветошкин И.Д., Жерденко О.Н. Особенности магнитных свойств и химического состава некоторых природных пирротинов. -

- В кн.: Тезисы докладов, УШ конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма, Ч. 2, М., ВИНТИ, 1970, с. 88-92.
16. В е ш е в А.В. Лабораторные исследования диэлектрической проницаемости и удельной проводимости образцов горных пород от частоты электромагнитных колебаний. - В кн.: Геофизические методы разведки. М., 1955, с. 19-24.
  17. В е ш е в А.В. Электропрофилирование на постоянном и переменном токе. Л., „Недра“, 1965. 478 с.
  18. В и ш н я к о в А.Э. Типовая электроразведочная аппаратура. Л., „Недра“, 1967. 279 с.
  19. В о л а р о в и ч М.П., Б о н д а р е н к о А.Т. Исследование частотной зависимости электрических свойств изверженных горных пород Кольского полуострова. - Тр. Ин-та физики Земли, 1966, № 37 (204), с. 206-220.
  20. В о л а р о в и ч М.П., С о б о л е в Г.А. Пьезоэлектрический метод геофизической разведки кварцевых и пегматитовых жил. М., „Наука“, 1969. 132 с.
  21. В о л ч е к В.С., Х о л о д о к Н.И. Применение магнитной съемки в районе Пулонгских озер КФССР. - Бюл. техн. информ. Ленгелне-рудтреста, 1955, № 2 (20), с. 8-12.
  22. В о р о ш и л о в Н.А., С о ч е в а н о в Н.Н. Поиски зон оруденения по изменению магнитной восприимчивости пород и минералов при нагревании. - Разведка и охрана недр, 1966, № 6, с. 40-45.
  23. Г е о ф и з и ч е с к и е методы при поисках слюдяных месторождений. Л., „Наука“, 1973. 111 с. (Тр. Ин-та геологии Карельск. филиала АН СССР, вып. 17). Авт: М.И. Голод, А.С. Гришин, Т.С. Игнатьева и др.
  24. Г о л о д М.И. Об использовании метода естественного электрического поля при разведке пегматитовых жил. - В кн.: Вопросы разведочной геофизики. М., вып. 1, 1962, с. 178-181.
  25. Г о л о д М.И. Естественные электрические поля слюдяных месторождений и их связь с пегматитовыми жилами. - В кн.: Геофизические исследования докембрийских образований Карелии. Петрозаводск. Карельск. кн. изд-во, 1968, с. 4-16 (Тр. Ин-та геологии Карельск. филиала АН СССР, вып. 2).
  26. Г о л о д М.И. Опыт применения метода срединного градиента при поисках слюдяных пегматитов Северной Карелии. - В кн.: Геофизические исследования докембрийских образований Карелии. Петрозаводск. Карельск. кн. изд-во, 1968, с. 17-25 (Тр. Ин-та геологии Карельск. филиала АН СССР, вып. 2).
  27. Г о л о д М.И. О гидрохимической обстановке на месторождениях слюды юго-запада Кольского полуострова. - В кн.: Геология слюдоносных районов и слюдяных месторождений и их разведка. Петрозаводск, „Карелия“, 1975, с. 102-104. (Тр. Ин-та геологии Карельск. филиала АН СССР, вып. 24).
  28. Г о л о д М.И. Метод вызванной поляризации при поисках пегматитовых жил в межскважинном пространстве. - В кн.: Геология слюдоносных районов и слюдяных месторождений и их разведка. Петрозаводск, „Карелия“, 1975, с. 110-115. (Тр. Ин-та геологии Карельск. филиала АН СССР, вып. 24).
  29. Г о л о д М.И., Г р и ш и н А.С. О связи физических свойств гнейсов слюдяных месторождений Карелии с их химическим и минераль-

- ным составом. — В кн.: Физические и механические свойства горных пород и минералов Карелии. Петрозаводск, 1974, с. 70–74. (Тр. Ин-та геологии Карельск. филиала АН СССР, вып. 29).
30. Голод М.И., Дмитриев Г.И., Гришин А.С. Об использовании метода вызванной поляризации на месторождениях слюды. — В кн.: Геофизические исследования докембрийских образований Карелии. Петрозаводск, Карельск. кн. изд-во, 1968, с. 26–30. (Тр. Ин-та геологии Карельск. филиала АН СССР, вып. 2).
  31. Голод М.И., Клабуков Б.Н., Гродницкий Л.Л. Электрические свойства плагиоклазов слюдяных пегматитовых жил. — В кн.: Физические и механические свойства горных пород и минералов Карелии. Петрозаводск, 1974, с. 80–86 (Тр. Ин-та геологии Карельск. филиала АН СССР, вып. 29).
  32. Голод М.И., Меламед Г.Ш. Методика геофизических работ при крупномасштабном геологическом картировании и поисках слюдяных месторождений Северной Карелии. — В кн.: Методика, техника и результаты геофизических работ. М., „Недра“, 1967, с. 449–455.
  33. Горлов Н.В. Структура Беломорид (северо-западное Беломорье). Л.-М., „Наука“, 1967. 111 с.
  34. Горлов Н.В. Структурный контроль пегматитов Беломорья. Л., „Наука“, 1973. 97 с.
  35. Горлов Н.В., Игнатьева Т.С., Холодок Н.И. Физические поля некоторых складчатых пегматитоносных структур Северной Карелии. — В кн.: Деформации и структуры докембрийских толщ. Л., „Наука“, 1967, с. 85–91.
  36. Гродницкий Л.Л. Структурно-минералогическая классификация пегматитов Северной Карелии. — В кн.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Л., „Наука“, 1971, с. 3–11. (Тр. Ин-та геологии Карельск. филиала АН СССР, вып. 7).
  37. Гродницкий Л.Л. Формации и парагенетические типы пегматитов восточной части Балтийского щита. ЗВМО, 1976, ч. 105, вып. 1, с.40–47.
  38. Гродницкий Л.Л., Голод М.И. Закономерности пространственного размещения пегматитов различных структурно-минералогических типов на одном из месторождений юго-запада Кольского полуострова. — В кн.: Геология слюдоносных районов и слюдяных месторождений и их разведка. Петрозаводск, „Карелия“, 1975, с. 24–29 (Тр. Ин-та геологии Карельск. филиала АН СССР, вып. 24).
  39. Гродницкий Л.Л., Полин А.К. Пегматиты Северной Карелии и их ореолы. Петрозаводск, 1975, 227 с. (Тр. Ин-та геологии Карельск. филиала АН СССР, вып. 23).
  40. Дедеев В.А. Методика изучения внутренней структуры фундамента платформ. Л., „Наука“, 1972. 158 с.
  41. Дортман Н.Б., Жданов В.В. Петрофизические исследования при геологическом картировании докембрийских образований. — В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л., „Наука“, 1967, с. 225–242.
  42. Дравант С.И. Состояние сырьевой базы слюдяной промышленности Карелии и базы полевошпатового сырья в Чупино-Лоухском районе. — В кн.: Состояние и перспективы расширения минерально-сырьевой базы Карелии. Петрозаводск, 1971, с. 86–102.
  43. Жоголев Л.П., Смелов А.А., Ромашин С.С. Возможности использования физических свойств горных пород при выявлении и изучении ореолов оклорудных изменений. — В кн.: Методика, техника и результаты геофизической разведки. М., „Недра“, 1967, с. 331–336.

44. З а р у б и н В.В. Тектонические условия формирования пегматитовых жил месторождения Тэдино (Северная Карелия). В кн.: Геология и генезис мусковитовых пегматитов. Л., 1973, с. 39-40.
45. И в а н о в А.П. Непрерывные частотные электромагнитные зондирования геологических структур, М., „Наука“, 1975. 80 с. (АН СССР, Геол. Ин-т, Тр., вып. 271).
46. И г н а т ь е в а Т.С. Физические свойства пород месторождения мусковита Чупино-Лоухского слюдоносного района. - В кн.: Геофизические исследования докембрийских образований Карелии. Петрозаводск, Карельск. кн. изд-во, 1968, с. 38-44. (Тр. Ин-та геологии Карельск, филиала АН СССР, вып. 2).
47. И г н а т ь е в а Т.С. Опыт применения гравиразведки для изучения складчатых структур. - В кн.: Геофизические исследования докембрийских образований Карелии. Петрозаводск, Карельск. кн. изд-во, 1968, с. 45-49. (Тр. Ин-та геологии Карельск, филиала АН СССР, вып. 2).
48. И л а е в М.Г. Измененные околорудные породы и их поисковое значение. - В кн.: Методические указания по геологической съемке масштаба 1 : 50 000, вып. 7. Л., „Недра“, 1970, с. 151-164.
49. И с а е в Л.Т., У л и т и н Р.В. Применение метода вызванной поляризации на переменном токе при поисках рудных месторождений. - В кн.: Методика и техника разведки. Л., ОНТИ ВИТР, 1975, № 86, с. 42-48.
50. И с а е в Л.Т., Ш е й н м а н н С.М. Перспективы развития метода низкочастотной поляризации. - В кн.: Проблемы рудной геофизики. Л., изд-во Ленингр. ун-та, 1972, с. 22-31.
51. К о л ч и н Г.И. Применение геофизических методов при поисках редкометальных месторождений, связанных с зонами метасоматического изменения древних пород. - Разведочная геофизика (Всесоюз. Науч.-исслед. ин-т геофиз. методов разведки), 1974, вып. 63, с. 91-98.
52. К о м а р о в В.А. Электроразведка методом вызванной поляризации. Л., „Недра“, 1972. 341 с.
53. К о н о н е н к о И.И. Электрические свойства горных пород Урала в высокочастотном электромагнитном поле. - В кн.: Теория и практика электроразведки. Свердловск, 1972, с. 135-145.
54. К о р е н н о в Б.И., Ч е р н ы й Г.М. Лабораторные исследования дисперсии диэлектрической проницаемости образцов горных пород. - Геол. и геоф., 1962, № 11, с. 108-114.
55. К о р с а к о в В.Н., В е р б и ц к и й Р.И., М а л о в Н.Д. Прогноз слюдоносных пегматитов по гравиметрическим данным. - Разведка и охрана недр, 1974, № 1, с. 18-21.
56. К о с т и к И.Е. Формация мусковитовых пегматитов Мугоджар. - В кн.: Геология и генезис мусковитовых пегматитов. Л., 1973, с. 49-51.
57. К р и в о п а л о в Ю.И. Каппаметрия и термокаппаметрия при поисках бокситовых месторождений. - Разведочная геофизика, 1975, вып. 68, с. 126-131.
58. Л и т в и н е н к о И.В. Сейсмический метод при изучении глубинного строения Балтийского щита. - Зап. Ленингр. горного ин-та, 1963, т. 46, вып. 2, с. 3-13.
59. Л ю б и м о в Н.И., М о р о з о в В.И. Физико-механические свойства рудовмещающих горных пород. М., „Недра“, 1973, 121 с.
60. М а р к у ш и н Я.В., Б о р ц о в В.Д., Ч у п р и н И.С. Сравнительные особенности вызванной поляризации некоторых рудных и породообразующих минералов. - Изв. АН СССР, Физ. Земли, 1973, № 2, с. 51-61.

61. М е л а м е д Г.Ш. Применение геофизических методов при крупномасштабном картировании месторождений мусковита в Северной Карелии. — В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л., „Наука“, 1967, с. 228-234.
62. М е л а м е д Г.Ш. Применение электроразведки при крупномасштабном картировании дизъюнктивных нарушений на слюдяных месторождениях Северной Карелии. — В кн.: Геофизические исследования докембрийских образований Карелии. Петрозаводск, Карельск. кн. изд-во, 1968, с. 31-37. (Тр. Ин-та геологии Карельск. филиала АН СССР, вып. 2).
63. М е л а м е д Г.Ш., Р ы ц к Ю.Е. Результаты применения геофизических методов и их геологическая интерпретация при крупномасштабном геологическом картировании на слюдяных месторождениях Северной Карелии. — Тр. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та, 1969, № 147, с. 229-247.
64. М е н ь ш и к о в В.А. К вопросу количественной оценки слюдоносности площадей по геофизическим данным на примере одного из месторождений мусковита Мамско-Чуйской группы. — Тр. Иркут. политехн. ин-та и Иркут. геол. упр. Сер. геофиз., 1971, вып. 68, с. 107-113.
65. М и н е р а л ы. Справочник. Под ред. Ф.В. Чухрова. Т. 1. М., Изд. АН СССР, 1960. 617 с.
66. М и х а й л о в Г.Н., Ю р г е н с И.Р., Я г о в к и н Б.В. Руководство по методу вызванной поляризации. Л., „Недра“, 1973. 168 с.
67. Н а г а т а Т. Магнетизм горных пород. М., „Мир“, 1965. 348 с.
68. Н е й ш т а д т Н.М. Использование сейсмоэлектрических и пьезоэлектрических явлений в разведочной геофизике. Л., „Недра“, 1970. 79 с.
69. П а р х о м е н к о Э.И. Электрические свойства горных пород. М., „Наука“, 1965. 164 с.
70. П а р х о м е н к о Э.И., Б о н д а р е н к о А.Т. Электропроводность горных пород при высоких давлениях и температурах. М., „Наука“, 1972. 279 с.
71. П е т р о в П.А. П и в о в а р о в Ю.И. Способ комплексной обработки и интерпретации геофизических данных на ЭВМ при поисках колчеданных и полиметаллических руд. — Экспресс-информ, ВИЭМС. Сер. регион. разв. и промысловая геофизика, 1973, № 9, с. 14-26.
72. П е т р о в П.А. Метод срединных градиентов с круговыми измерениями напряженности поля и его применение для целей геологического картирования. — Информ. сообщ. ВИЭМС, М., 1964, вып. 39 (1), 32 с.
73. П о л и н А.К., К о н ш и н В.А., Г р о д н и ц к и й Л.Л. Метасоматические фации глиноземистых гнейсов на месторождениях пегматитов северо-западного Беломорья. — ЗВМО, 1974, ч. 105, вып. 3, с. 316-328.
74. П о р о т о в а Г.А., Ц и р у л ь н и к о в а Р.Я. Геофизические методы при геологическом картировании докембрийских образований Балтийского кристаллического щита. — В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, 1966, с. 127-136.
75. П р о т о д ь я к о н о в М.М., Г е р л о в и н И.Л. Электронное строение и физические свойства кристаллов. М., „Наука“, 1975. 258 с.
76. Р ж е в с к и й В.В., Н о в и к Г.Я. Основы физики горных пород. М., „Недра“, 1973. 286 с.
77. Р ы ц к Ю.Е. Тектонические условия формирования слюдоносных пегматитов. — В кн.: Геологические факторы контроля слюдоносных пегматитов. Л., 1972, с. 225-322 (Тр. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та. Нов. сер. Т. 187).

78. Савицкий А.И., Голод М.И. Опыт изучения пористости пород слюдяных месторождений. - В кн.: Физические и механические свойства горных пород и минералов Карелии. Петрозаводск, 1974, с. 75-79. (Тр. Ин-та геологии Карельск. филиала АН СССР, вып. 29).
79. Саковцев Г.П., Редозубов А.А. Методы скважинной электроразведки при поисках и разведке рудных месторождений. М., "Недра", 1968. 128 с.
80. Скважинная электроразведка методом вызванной поляризации. Л., "Недра", 1969. 157 с. Авт.: В.А. Комаров, Л.С. Хлопонина, А.Н. Балашев и др.
81. Семенов А.С. Природа электрической проводимости древнего кристаллического фундамента. - Вестн. Ленингр. ун-та, 1970, № 12. Сер. геол. и геогр., вып. 2, с. 19-26.
82. Семенов А.С. Изучение анизотропии пород по измерениям поля точечного источника тока. - Учен. зап. Ленингр. ун-та, 1973, № 372. Сер. физ. и геол. наук, вып. 23, с. 153-167.
83. Семенов А.С. Электроразведка методом естественного электрического поля. Л., "Недра", 1974. 391 с.
84. Семенов А.С. О возможности использования измерений удельного электрического сопротивления при определении плотности некоторых типов горных пород. - Учен. зап. Ленингр. ун-та, 1974, № 382, Сер. физ. и геол. наук, вып. 24, с. 137-140.
85. Семенов А.С., Бхаттачария Б.Б. Поле заряженного линейного проводника в безграничной анизотропной среде. - Учен. зап. Ленингр. ун-та, 1974, № 382. Сер. физ. и геол. наук, вып. 24, с. 64-76.
86. Семенов А.С., Новожилова М.Е., Вешев А.С. Меняющееся естественное электрическое поле в земле. - В кн.: Вопросы рудной геофизики. М., Госгеолиздат, 1957, с. 83-113.
87. Семенов А.С., Новожилова М.Е., Бхаттачария Б.Б. Поле метода срединного градиента в анизотропной среде. - Вестн. Ленингр. ун-та, 1973, № 18, Геология, география, вып. 3, с. 5-14.
88. Семенов А.С., Турчанинов Л.В., Бархатов Д.Р. Метод срединного градиента при крупномасштабном геологическом картировании. - Вопр. рудной геофиз., 1961, вып. 2, с. 15-35.
89. Семенов М.В. Скважинный вариант метода вызванной поляризации. - Обмен опытом, вып. 48. Всесоюз. ин-т техн. разведки, 1961. 46 с.
90. Семенов М.В. Основы поисков и изучения колчеданно-полиметаллических рудных полей геофизическими методами. Л., "Недра", 1975. 152 с.
91. Семенова С.Г. Электрические свойства изверженных и метаморфических пород в электромагнитном поле радиочастотного диапазона. - Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1968, № 6, с. 74-81.
92. Слепнев П.В., Фельдман А.А. Использование данных измерения плотности горных пород при поисках скрытых полиметаллических месторождений. - Тр. Центр. науч.-исслед. геол.-разв. ин-та, 1972, вып. 104, с. 26-30.
93. Слюдоносные пегматиты Карелии (геология, минералогия, геохимия и генезис). Л., "Недра", 1976. 367 с. Авт.: В.В. Гордиенко, Ю.Б. Богданов, Г.Н. Бойцова и др.
94. Солиман М., Авдонин В.В. Некоторые особенности электрических свойств гидротермально измененных пород. - Сов. геология, 1966, № 11, с. 138-141.

95. Справочник физических констант горных пород. Под ред. С. Кларка, М., „Мир“, 1969. 544 с.
96. Стенарь М.М. Архей. — В кн.: Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л., „Наука“, 1973, с. 5—49 (Тр. Ин-та геологии Карельск. филиала АН СССР, вып. 16).
97. Стенарь М.М. Беломорский блок. — В кн.: Проблемы геологии докембрия Карело-Кольского региона. Петрозаводск, Карельск. филиал АН СССР, 1976, с. 13—18.
98. Стратиграфия, тектоника, пегматитоносность Северо-Западного Беломорья. Л., 1960. 112 с. (Тр. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та. Новая сер. Т. 31). Авт.: Д.Т. Мишарев, А.С. Амеландов, А.И. Захарченко и др.
99. Судовиков Н.Г. К геологической истории докембрия Западного Беломорья. — Тр. Лаб. геол. докембрия АН СССР, 1960, вып. 9, с. 94—95.
100. Теоретические основы интерпретации наблюдений в методе вызванной поляризации. Л., „Недра“, 1966. 204 с. Авт.: В.А. Комаров, Н.А. Пишларева, М.В. Семенов и др.
101. Теория диэлектриков. М.—Л., 1965. 344 с. Авт.: Н.П. Богородицкий, Ю.И. Волокобинский, А.А. Воробьев и др.
102. Тонконогов М.П. Диэлектрическая релаксация, электрической пробой и разрушение горных пород. М., „Недра“, 1975. 176 с.
103. Файнберг Ф.С., Семенов А.С. Изменение минерального состава и магнитной восприимчивости железосодержащих пород и руд в зависимости от температуры. — Учен. зап. Ленингр. ун-та, 1960, № 286. Сер. физ. и геол. наук, вып. 12, с. 99—106.
104. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых СССР. М., „Недра“, 1964. 326 с. Авт.: Н.Б. Дортман, В.И. Васильева, А.К. Вейнберг и др.
105. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика. М., „Недра“, 1976. 527 с.
106. Цирульников М.Я., Сокол Р.С. Особенности тектонического строения восточной части Балтийского щита по геофизическим данным. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., „Наука“, 1968, с. 78—89.
107. Цирульникова М.Я., Чечель Э.К., Шустова Л.Е., Сокол Р.С. Глубинное строение земной коры в восточной части Балтийского щита. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., „Наука“, 1968, с. 178—184.
108. Чечель Э.К., Верба В.В., Сипакова М.С. О связи гравитационного и магнитного полей восточной части Балтийского щита с составом и рельефом кристаллического фундамента. — Вопр. развед. геофиз., 1967, вып. 6, с. 47—49.
109. Чуйкина Е.П. Структуры и пегматитоносность Северной Карелии. — В кн.: Геология и генезис мусковитовых пегматитов. Л., 1973, с. 33—36.
110. Шустова Л.Е. Плотность горных пород северо-восточной части Балтийского щита. — Геофиз. разведка, 1963, № 13, с. 72—81.
111. Шустова Л.Е., Дедеев В.А., Кратц К.О. Глубинная структура земной коры Балтийского щита. Л., „Наука“, 1973. 67 с.
112. Эме Ф. Диэлектрические измерения. М., „Химия“, 1967. 224 с.
113. Iordache Sim. Rezultate privind cercetarea rocilor pegmatitice prin metoda determinarii cimpurilor electrice naturale. — In: Asoc. geol. Carpato-Balcan Congr. 5-lea, 1961, Bucuresti, vol. 6, Bucuresti, 1963, p. 346—348.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение .....	3
Глава 1. Пегматитоносные тектонические зоны слюдяных месторождений .....	7
Глава 2. Физические свойства горных пород и минералов месторождений пегматитов .....	13
Электрические свойства .....	13
Плотность.....	25
Магнитные свойства .....	26
Пористость .....	28
Связь физических свойств гнейсов с их химическим и минеральным составом .....	33
Изменение физических свойств гнейсов при нагревании .....	41
Гидрохимическая обстановка на месторождениях слюды .....	46
Электрические свойства плагиоклазов пегматитовых жил .....	48
Глава 3. Метод естественного электрического поля при поисках пегматитоносных зон .....	54
Некоторые вопросы методики работ .....	54
Пример использования метода на месторождениях слюдяных пегматитов .....	56
Пример использования метода на месторождении слюдяно-керамических пегматитов .....	63
Пример использования метода на месторождении керамических пегматитов .....	65
Глава 4. Метод вызванной поляризации при поисках тектонических пегматитоносных зон .....	66
Методика работ .....	66
Экспериментальные наблюдения кажущейся поляризуемости ..	68
Примеры использования метода .....	71
Скважинные наблюдения .....	75
Глава 5. Методы электропрофилирования при картировании пегматитоносных зон .....	78
Электропрофилирование на постоянном токе и токе низкой частоты .....	78
Электропрофилирование на переменном токе .....	81
Глава 6. Гравиразведка и магниторазведка при картировании пегматитоносных тектонических зон .....	87
Гравиразведка .....	87
Магниторазведка на месторождениях слюдяных и слюдяно-керамических пегматитов .....	90
Магниторазведка на месторождениях межбужинных керамических пегматитов .....	92
Глава 7. Комплексование геофизических методов .....	95
Заключение .....	103
Литература .....	104