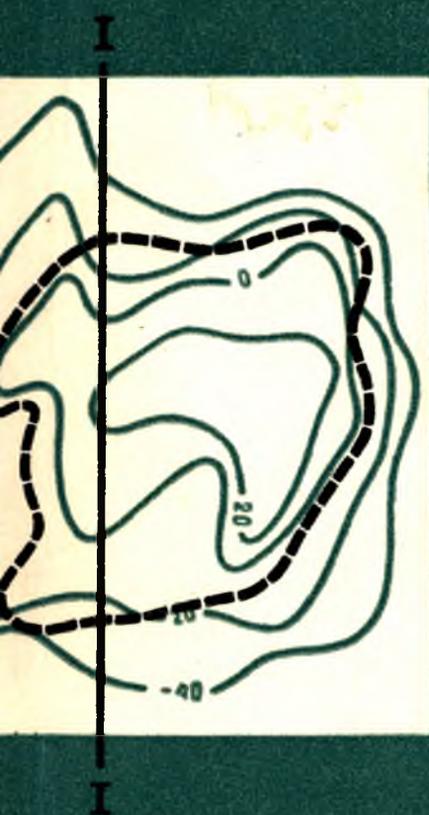


А К А Д Е М И Я   Н А У К   С С С Р



Геофизические  
методы  
при поисках  
сланцевых  
месторождений

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
КАРЕЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ, ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

---

Труды

Выпуск 17

Геофизические  
методы  
при поисках  
слюдяных  
месторождений



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ЛЕНИНГРАД · 1973

Геофизические методы при поисках слюдяных месторождений. — Труды Института геологии Карельского филиала АН СССР, вып. 17. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1973. 111 с.

В книге изложены результаты использования различных геофизических методов — электроразведки (методы срединного градиента, естественного поля, вызванной поляризации), магниторазведки, сейсморазведки и других при геологическом картировании докембрийских метаморфических пород, при поисках слюдяных месторождений и отдельных глубокозалегающих пегматитовых жил на месторождениях слюды Карело-Кольского региона. Описана методика полевых и лабораторных измерений физических свойств горных пород, слагающих слюдяные месторождения (удельное электрическое сопротивление, диэлектрическая проницаемость, поляризуемость, магнитная восприимчивость, плотность и скорость прохождения упругих колебаний). Приводятся также корреляционные зависимости физических параметров от минерального состава горных пород. Показано, что на слюдяных месторождениях вблизи пегматитов существует околожильный ореол, породы которого характеризуются определенными физическими параметрами, минеральным и химическим составом и вместе с пегматитовым телом могут быть объектом поисков геофизическими методами. Табл. — 23, илл. — 86, библ. — 155 назв.

А в т о р ы:

М. И. ГОЛОД, А. С. ГРИШИН, Т. С. ИГНАТЬЕВА,  
Г. И. ДМИТРИЕВ, Л. К. ДМИТРИЕВА

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. РОБОНЕН, М. А. ЕЛИСЕЕВ (секретарь)

Н а у ч н ы й р е д а к т о р Б. Я. АЛЕКСЕЕВ

## Введение

В Карелии и на Кольском полуострове добывается высококачественная слюда-мусковит. На этой территории проводятся геологическая съемка, поиски и разведка слюдяных пегматитов. Однако геологические исследования чрезвычайно затруднены, так как район в большей своей части заболочен и покрыт четвертичными отложениями мощностью 3—10 м и более. Поэтому наряду с геологосъемочными, буровыми и другими видами геологоразведочных работ в последние 35 лет в Карело-Кольском регионе применяются и геофизические методы исследований.

Впервые опытные геофизические работы на месторождениях слюды Карелии проводились в 1934 г. под руководством С. Я. Лиогенького. Опробовались методы электропрофилирования установками *AMNB*, *AMONB*, *AB*, эманационная съемка и магниторазведка. В 1936 г. аналогичные работы, выполненные С. Я. Лиогеньким и Б. П. Михайловым, были уже опытно-производительными и проводились с целью поисков пегматитовых жил под четвертичными отложениями. В результате работ предвоенных лет было установлено, что единственным геофизическим методом поисков пегматитовых жил может стать электроразведка постоянным током, остальные опробованные методы из-за отсутствия разницы в соответствующих физических свойствах пегматитов и вмещающих пород удовлетворительных результатов дать не могут.

В 1948 г. Н. Н. Тарасов показал, что при поисках пегматитовых жил хорошие результаты дает использование метода срединного градиента, а в 1950 г. А. С. Поляков разработал аппаратуру и на одном из слюдяных месторождений Карелии опробовал метод срединного градиента на токе низкой частоты, после чего именно эта модификация электропрофилирования получила наибольшее распространение из-за большой ее производительности. Поиски пегматитовых жил геофизическими методами проводили тресты Ленгеолслюда, Ленгеолнеруд, Западный геофизический, Северо-Западное территориальное геологическое управление. Работами руководила большая группа геофизиков: А. И. Иванов, Г. Б. Бам, Е. Э. Попова, Г. Ш. Меламед, В. С. Волчек, В. С. Анастасьев, М. И. Голод, Т. С. Игнатьева, Р. М. Власова, Л. К. Дмитриева, П. А. Лебедев, Н. Н. Тарасов, О. М. Кабанов и др.

В 1950 г. В. И. Коптев и А. И. Иванов впервые применили электроразведку для картирования разрывных нарушений, в 1952 г. Г. Ш. Меламед опробовал магниторазведку с целью поисков пегматитовых жил, с этой же целью в 1958 г. М. И. Голод начал опытные работы методом естественного электрического поля, а в 1962 г. — методом вызванной поляризации. В. С. Волчек в 1962—1964 гг. разработал методику приближенной оценки длины по простираанию, протяженности по падению, мощности и угла склонения пегматитовых жил по данным метода срединного градиента. Н. М. Нейштадт провел опытные работы пьезоэлектрическим методом как в наземном, так и в скважинном вариантах.

Слюдяные месторождения Карелии и Кольского полуострова приурочены к беломорскому комплексу гнейсов архея, расчлененных К. А. Шуркиным на восемь свит. Е. П. Чуйкина гнейсы беломорского комплекса в пределах Чупино-Лоухского слюдоносного района подразделила на пять свит (с запада на восток): западную, котозерскую, чупинскую, хетоламбинскую и керетскую, а Л. В. Калафати гнейсы Енского слюдоносного района (Кольский полуостров) — на семь свит (Мишарев и др., 1960; Шуркин и др., 1962). Общая структура северо-западного Беломорья рассматривается как восточное крыло крупной Карело-Кольский антиклинали (Е. П. Чуйкина, Н. В. Горлов), другая группа исследователей считает, что беломорский комплекс гнейсов входит в синклинирий северо-западного направления (Мишарев и др., 1960; Шуркин и др., 1962).

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. Кроме того, широко развиты эффузивные и интрузивные породы, наиболее молодыми из которых являются пегматиты. Среди пегматитов района наиболее часто встречаются тела плитообразной и линзовидной формы. Преобладающими на месторождениях Северной Карелии являются крутопадающие, секущие пегматитовые жилы, на месторождениях Кольского полуострова распространены как согласные, так и секущие тела.

Как показали работы большой группы геологов (Шуркин и др., 1962), основными факторами контроля слюдоносных пегматитов являются литологический, метаморфический и структурный. Связь слюдоносных пегматитов с глиноземистыми гнейсами была установлена Г. Н. Бунтиным, и в дальнейшем, в результате работ Д. Т. Мишарева, Е. П. Чуйкиной, Л. Л. Гродницкого и других геологов, этот фактор приобрел значение важнейшего поискового критерия. В. Д. Никитин подчеркивал важность для слюдообразования состава подстилающих пегматитовую жилу пород: слюда образовывалась только в том случае, если подстилающие породы имели плагиоклазовый состав, при микроклинсодержащих подстилающих породах могли образовываться только керамические жилы. В. В. Зарубин среди группы высокоглиноземистых плагиогнейсов выделяет две разновидности: дистено-гранато-биотитовые крупно- и среднезернистые яснополосчатые гнейсы и гранато-биотитовые среднезернистые неяснополосчатые гнейсы. Первые из них являются более благоприятными для залегания слюдоносных пегматитов.

Зависимость количества пегматитов от степени мигматизации вмещающих пород выражается в том, что насыщенность жилами уменьшается при увеличении степени мигматизации от средней до высокой, а также при ее уменьшении до слабой (Шуркин и др., 1962).

В вопросе структурного контроля слюдяных пегматитов существуют два направления: одни геологи считают основным фактором контроля разрывные структуры, другие — складчатые. Предположение о существовании региональных зон трещиноватости как рудоконтролирующих структур было высказано Э. А. Купфером и затем поддержано многими исследователями: Н. А. Игнатьевым, А. В. Скропышевым, П. П. Боровиковым, В. Д. Никитиным, Б. Я. Алексеевым, Ю. Е. Рыцком и др. Е. П. Чуйкина, Э. А. Поляк, В. И. Едовин на основании своих работ сделали вывод о блоковом строении архея, а пегматитоносную трещиноватость связали с блоковыми движениями. Л. Л. Гродницкий большое значение придает изучению пегматитоносных полос как основных рудоконтролирующих структур. С другой стороны, Н. В. Горлов делает

вывод о связи ряда слюдяных месторождений с крупными антиклинальными складками двух взаимно перпендикулярных направлений, а Л. Я. Сидоренко, П. П. Скабичевский, В. И. Жданов — о связи пегматитовых жил с мелкой складчатостью.

Существуют многочисленные классификации слюдяных пегматитов, наиболее современная из них принадлежит Л. Л. Гродницкому, который по структурно-минералогическому принципу разделил пегматиты чупинской свиты на четыре типа.

I. Плаггиоклазовые, азональные тела, сложенные пегматитом орто-тектитовой и неяснографической структуры с мелкими единичными гнездами кварц-мусковитового комплекса. Пегматиты этого типа представлены чаще всего телами длиной до 50 м и мощностью до 2 м. Практической ценности не имеют.

II. Плаггиоклазовые, четко зональные тела с кварцевой осью. Широко развит кварц-мусковитовый комплекс. Крупные кристаллы мусковита располагаются в пределах зоны блокового плаггиоклаза. Размеры тел от 30 до 150 м в длину и от 2 до 10 м по мощности.

III. Пегматитовые жилы отличаются от тел II типа наличием микроклина, образующего серии блоков в зоне блокового плаггиоклаза, а также значительно большими размерами и содержанием слюды.

IV. Микроклин-плаггиоклазовые пегматитовые жилы с относительно слабо выраженной зональной текстурой. Эти жилы характеризуются низким качеством мусковита и сравнительно бедным ослюдением. Тела пегматита крупные: до 300—400 м в длину при мощности 15—20 м.

Наибольшее промышленное значение имеют пегматиты III и II типов. Изучением изменений вмещающих пород на контактах с пегматитовыми жилами занимались В. Д. Никитин, М. Е. Салье, Г. П. Сафронова, А. М. Колесникова, С. И. Макиевский и другие геологи.

Книга написана сотрудниками Института геологии Карельского филиала АН СССР М. И. Голодом, А. С. Гришиным, Т. С. Игнатевой, Г. И. Дмитриевым и сотрудницей СЗТГУ Л. К. Дмитриевой под руководством М. И. Голода. Использованы материалы Института геологии и частично материалы СЗТГУ и ЗГТ.

В измерении физических свойств горных пород принимали участие Б. Н. Клабуков, М. Н. Клабукова, А. И. Савицкий, С. Я. Соколов. Химические анализы выполнили Г. И. Капустина, З. П. Помазан, В. А. Доильницына, М. А. Алейникова, минералогический анализ — Н. Д. Сырмятина.

По рукописи были сделаны замечания Б. Я. Алексеевым, Л. Л. Гродницким, К. И. Хейсканеном, В. А. Коншиным. Всем перечисленным лицам, оказавшим большую помощь в выполнении работы и составлении книги, авторы выражают свою искреннюю благодарность. Особо признательны авторы проф. А. С. Семенову, постоянный интерес которого к их работе в значительной мере стимулировал геофизические исследования при поисках слюдяных месторождений.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПЕГМАТИТА  
И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Из физических свойств горных пород, слагающих месторождения слюды Северо-Запада СССР, довольно хорошо изучены плотность и магнитная восприимчивость (Шустова, 1963; Дортман и др., 1964; Игнатьева, 1968б), намного хуже — электрические и упругие свойства (Лиюгенький, 1959а; Голод и др., 1968; Дмитриев, Голод, 1968), и лишь в последнее время проводится сопоставление физических параметров горных пород с их химическим и минеральным составом. В данной главе обсуждаются результаты измерений физических характеристик горных пород и минералов, проведенных в Институте геологии Карельского филиала АН СССР.

## Удельное электрическое сопротивление

Удельное электрическое сопротивление  $\rho$  горных пород слюдяных месторождений определялось только на обнажениях коренных пород или по параметрическим ВЭЗ, так как при измерениях на образцах в лабораторных условиях вносятся большие искажения в значения  $\rho$ . С помощью четырехэлектродной установки ( $AB=1.0$  м,  $MN=0.1$  м) сделано около двух тысяч параметрических измерений на месторождениях слюды Карелии и Кольского полуострова. По их данным составлена таблица удельного электрического сопротивления горных пород слюдяных месторождений (табл. 1).

В табл. 1, кроме пределов изменения величины удельного электрического сопротивления пород, даны некоторые его статистические характеристики: среднее арифметическое  $\bar{x}$ , мода  $M_0$ , эмпирическая дисперсия  $m^2$ , коэффициент вариации  $V$ , показатели асимметрии  $A$  и эксцесса  $\mathcal{E}$ . По характеристикам рассеивания  $m^2$ ,  $V$  можно говорить о достаточной электрической однородности изученных пород. Несколько особняком стоят пегматиты, так как в эту выборку вошли крупнозернистые и мелкозернистые разновидности породы. Небольшие значения асимметрии и эксцесса указывают на близость распределения удельного сопротивления к нормальному.

На рис. 1 представлены эмпирическая вариационная кривая удельного электрического сопротивления дистено-гранато-биотитовых гнейсов месторождения Малиновая варака и теоретическая кривая нормального распределения, рассчитанная по формуле

$$f(t) = \frac{Nk}{m} \cdot \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{t^2}{2}}, \quad (1)$$

где  $N$  — число измерений  $\rho$ ;  $k$  — величина интервала эмпирического ряда распределения;  $m$  — среднее квадратическое отклонение;  $t = \frac{x - \bar{x}}{m}$  — нормированное отклонение.

Таблица 1

Порода	Количество измерений	$\rho, 10^3 \text{ ом} \cdot \text{м}$			Mo	$m^2$	V	A	Э
		от	до	$\bar{x}$					
Пегматиты Кольского полуострова . . . . .	18	21.7	86.0	46.5	—	—	—	—	—
Пегматиты Карелии Шатковоборский гранит . . . . .	152	5.0	50.0	22.1	24.0	114	0.48	2.88	-0.3
Дистено-гранато-биотитовые гнейсы Карелии . . . . .	193	5.0	35.0	19.4	20.0	37	0.31	0.25	-0.3
Дистено-гранато-биотитовые гнейсы Кольского полуострова . . . . .	561	1.0	26.5	13.0	12.0	18.4	0.33	0.30	-0.1
Биотитовые гнейсы Кольского полуострова . . . . .	200	4.2	50.0	18.7	16.0	109	0.48	0.37	-0.2
Гранато-биотитовые гнейсы Карелии	349	4.1	27.0	12.8	10.5	24.4	0.38	0.57	-0.3
Амфиболо-биотитовые гнейсы Карелии	146	4.0	32.0	15.9	12.8	34	0.37	0.43	-0.6
Габбро-нориты Карелии . . . . .	226	2.0	29.0	13.0	10.0	31.6	0.43	0.39	-0.6
	132	2.0	22.0	10.0	10.0	14.1	0.37	1.15	0.2

Близость эмпирического распределения к теоретическому оценена по критерию А. Н. Колмогорова. Распределения  $\rho$  гнейсов хорошо соответствуют одно другому: вероятность  $p$  ( $\lambda$ ) значительная (0.97), в то время

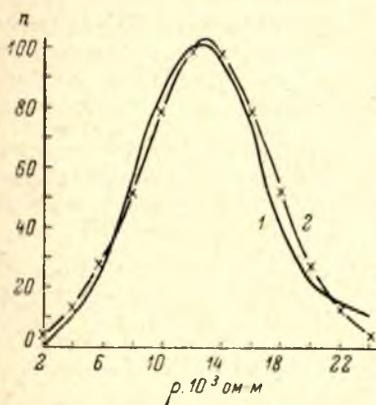


Рис. 1. Вариационные кривые удельного сопротивления дистено-гранато-биотитовых гнейсов ( $N=561$ ).

1 — эмпирическая кривая; 2 — теоретическая кривая нормального распределения.

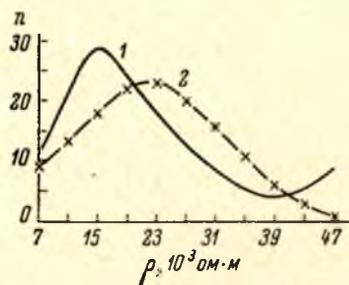


Рис. 2. Вариационные кривые удельного электрического сопротивления пегматита ( $N=152$ ).

1 — эмпирическая кривая; 2 — теоретическая кривая нормального распределения.

как распределение  $\rho$  пегматитов Карелии не соответствует нормальному (вероятность 0.0007) в связи с тем, что измерялось сопротивление различных видов этой породы (рис. 2).

Удельное электрическое сопротивление пегматита и дистено-гранато-биотитовых гнейсов Кольского полуострова в 1.5—2 раза превышает сопротивление аналогичных по петрографическому составу пород Каре-

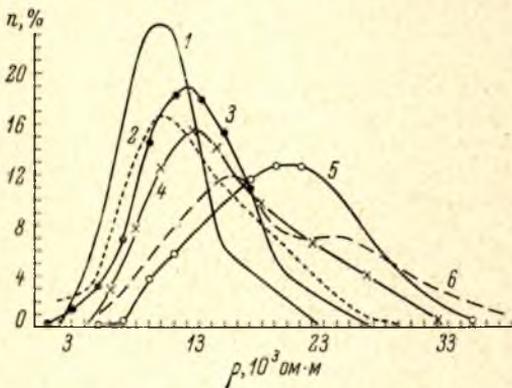
ли, что объясняется более низким уровнем грунтовых вод (и, следовательно, меньшей влажностью приповерхностных пород) на месторождениях слюды Кольского полуострова.

По результатам параметрических ВЭЗ, проведенных на месторождении Тэдино, составлена табл. 2, в которой, кроме удельного сопротивления коренных пород, показано  $\rho$  различных типов четвертичных отложений, характерных для слюдяных месторождений Карелии.

Т а б л и ц а 2

Порода	Количество ВЭЗ	$\rho, 10^3 \text{ ом} \cdot \text{м}$		
		от	до	среднее
Торф . . . . .	32	0.15	1.0	0.3
Глинистый песок . . . . .	13	1.1	5.0	2.8
Песок с валунами и галькой	9	1.0	21.0	10.0
Комплекс различных гнейсов . . . . .	54	1.6	18.8	6.3

Данные табл. 1 и 2 и вариационные кривые  $\rho$  (рис. 3) показывают, что сопротивление пород, слагающих месторождения слюды, колеблется в широких пределах, но при этом явно видна зависимость величины его от петрографического состава коренных пород: сопротивление уменьшается по мере увеличения основности породы. Однако вариационные кривые почти полностью перекрывают друг друга, что свидетельствует о невоз-



можности расчленить петрографические различия пород Карелии при электропрофилировании. В то же время разница в сопротивлении светло-серых биотитовых и дистеногранато-

Рис. 3. Вариационные кривые удельного сопротивления горных пород Карелии.

1 — габбро-норит ( $N=131$ ); 2 — амфиболо-биотитовый гнейс ( $N=224$ ); 3 — дистеногранато-биотитовый гнейс ( $N=527$ ); 4 — гранато-биотитовый гнейс ( $N=143$ ); 5 — гранит шатковоборский ( $N=196$ ); 6 — пегматит ( $N=177$ ).

биотитовых гнейсов Кольского полуострова настолько велика, что позволяет рекомендовать применение электроразведки для выделения «продуктивного» горизонта, сложенного дистенсодержащими гнейсами.

Пегматит обладает удельным электрическим сопротивлением, в среднем в 1.5—2 раза превышающим сопротивление гнейсов, что дает возможность при благоприятных условиях выделить электроразведкой пегматитовые жилы по максимумам  $\rho_x$ . Однако вполне возможны случаи, когда пегматитовые тела не будут отличаться по сопротивлению от вмещающих пород, и при электропрофилировании они не выделятся на кривой  $\rho_x$ .

Как известно, и для пегматита и для вмещающих его гнейсов породообразующими являются одни и те же минералы (кварц, полевой шпат, слюда). Они имеют высокое удельное электрическое сопротивление, которое должно обусловить такое же высокое сопротивление пород, сложенных

ими. Но в условиях Карелии, где уровень грунтовых вод практически совпадает с дневной поверхностью, в состав любой горной породы входит и вода, обладающая низким сопротивлением. И хотя содержание влаги в породе часто не превышает 1%, она, обволакивая зерна, образует токопроводящие каналы, что является достаточным для резкого увеличения проводимости породы (Семенов, 1948а, 1948б). Указанное обстоятельство приводит к тому, что  $\rho$  горных пород слюдяных месторождений (особенно Карелии) сильно зависит от их трещиноватости: более трещиноватые породы одного и того же петрографического состава обладают меньшим сопротивлением, чем монолитные.

### Диэлектрическая проницаемость

Измерение диэлектрической проницаемости  $\epsilon$  горных пород и минералов проводилось с помощью универсального моста Е12-2, пределы измерения емкости которого 10 пф—100 мкф, рабочая частота 1000 гц. Воздушно-сухие пиленные образцы, имеющие форму пластинки толщиной 0.2—0.5 см, закреплялись в измерительном конденсаторе специальным зажимным устройством. Диэлектрическая проницаемость определялась по формуле (Эме, 1967)

$$\epsilon = \frac{kl(C_m - C_n)}{1 + \alpha}, \quad (2)$$

где  $k=113/Q$  — коэффициент установки ( $Q$  — площадь электрода);  $l$  — толщина образца;  $C_m$  — измеряемая емкость;  $C_n$  — подводящая емкость установки;  $\alpha = \frac{l}{\pi r} \ln\left(\frac{\pi r}{l} + 3.77 \frac{l}{\pi r}\right)$  — поправка за искажение поля на краях конденсатора;  $r$  — радиус электрода. Подводящая емкость установки вычислялась по измеренной емкости эталона  $C'_m$ , в качестве которого использовалась пластина горного хрусталя с  $\epsilon=4.5$ .

$$C_n = C'_m - \frac{4.5(1 + \alpha)}{kl}. \quad (3)$$

Результаты измерения диэлектрической проницаемости 465 образцов пород трех главнейших месторождений слюды Карелии и Кольского полуострова приведены в табл. 3.

Диэлектрическая проницаемость пегматита и составляющих его минералов невелика и постоянна, а гнейсов — в 1.5—2 раза больше (больше

Т а б л и ц а 3

Порода (минерал)	Количество измерений	$\epsilon$				$m^2$	$V$	$A$	$\vartheta$
		от	до	$\bar{x}$	Мо				
Кварц . . . . .	2	5	7	6	—	—	—	—	—
Пегматиты . . . . .	22	2	6	5	—	—	—	—	—
Дистено-гранато-биотитовые гнейсы:									
Кольский полуостров	211	3	27	12	10	9.5	0.31	0.6	0.1
Карелия . . . . .	38	3	20	8	—	—	—	—	—
Гранато-биотитовые гнейсы:									
Кольский полуостров	8	6	16	18	—	—	—	—	—
Карелия . . . . .	129	3	17	8	7.5	4.0	0.27	0.03	—0.6
Биотитовые гнейсы . . . . .	44	4	25	10	—	—	—	—	—
Амфиболиты . . . . .	5	8	28	15	—	—	—	—	—
Габбро-нориты . . . . .	6	5	10	7	—	—	—	—	—

я пределы ее изменения). На Кольском полуострове  $\epsilon$  гнейсов больше, чем в Карелии, что связано с их большей проработкой гидротермальными растворами. Вариационные кривые  $\epsilon$  (рис. 4) близки к нормальному распределению, но если для гнейсов Карелии кривая не отличается от нормальной (по критерию А. Н. Колмогорова веро-

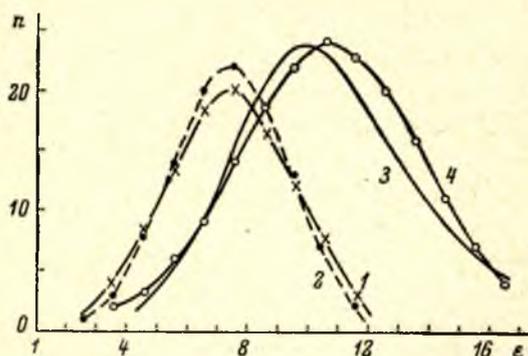


Рис. 4. Вариационные кривые диэлектрической проницаемости гнейсов.

1 — эмпирическая кривая (Карелия),  $N=129$ ; 2 — теоретическая кривая нормального распределения (Карелия); 3 — эмпирическая кривая (Кольский полуостров),  $N=211$ ; 4 — теоретическая кривая нормального распределения (Кольский полуостров).

ятность равна 1), то для гнейсов Кольского полуострова это отличие значительнее ( $p=0.05$ ). Для небольшого количества образцов гнейсов, которые отобраны вблизи пегматитовых жил, характерны очень высокие (порядка 20) значения диэлектрической проницаемости.

## Поляризуемость

Поляризуемость  $\eta$  образцов горных пород определялась на установке, незначительно отличающейся от сконструированной в ВИТР (Комаров, 1962). Для регистрации вызванных потенциалов использовалась измерительная часть электроразведочной станции ВПО-62. Время зарядки равнялось 3 мин., измерения  $\Delta U_{\text{ВП}}$  проводились через 0.5 сек. после выключения тока. Для насыщения влагой образцы перед измерениями замачи-

Таблица 4

Порода	Количество измерений	$\eta, \%$				$m^2$	V	A	Э
		от	до	$\bar{x}$	Mo				
Пегматиты . . . . .	40	0	3.4	1.3	1.0	—	—	—	—
Дистено-гранато-биотитовые гнейсы:									
Карельские месторождения . . . . .	123	0.5	7.5	2.9	3.0	1.61	0.44	0.44	1.0
Кольские месторождения . . . . .	224	1.3	16.8	4.5	4.5	2.16	0.35	1.1	1.0
Гранато-биотитовые гнейсы:									
Карельские месторождения . . . . .	267	0.5	8.5	2.5	2.0	2.0	0.56	0.39	2.0
Кольские месторождения . . . . .	30	0.3	10.8	3.8	—	—	—	—	—
Биотитовые гнейсы:									
Карельские месторождения . . . . .	7	1.4	5.4	3.1	—	—	—	—	—
Кольские месторождения . . . . .	34	0.7	15.6	4.0	—	—	—	—	—
Амфиболиты . . . . .	5	1.2	5.0	2.6	—	—	—	—	—
Габбро-нориты . . . . .	4	1.1	2.8	1.9	—	—	—	—	—

вались в воде в течение суток. Всего измерена поляризуемость 734 пиле-ных образцов, отобранных в подземных выработках и буровых скважинах на месторождениях слюды Кольского полуострова и Карелии. Из табл. 4 следует, что наибольшей поляризуемостью (как и диэлектрической про-ницаемостью) обладают дистено-гранато-биотитовые гнейсы Кольского полуострова. Поляризуемость гранато-биотитовых гнейсов меньше, чем дистено-гранато-биотитовых (рис. 5). Очень небольшой поляризуемостью

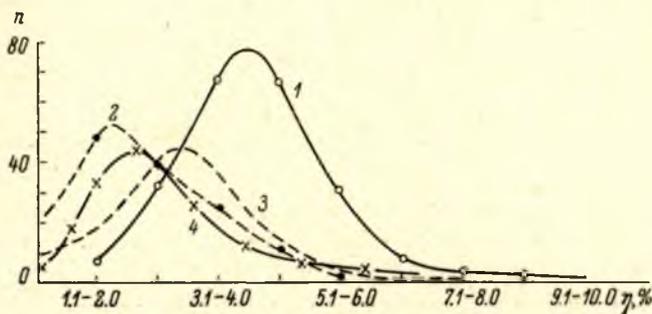


Рис. 5. Вариационные кривые поляризуемости гнейсов.

1 — дистено-гранато-биотитовые гнейсы Кольского полуострова,  $N=217$ ; 2 — дистено-гранато-биотитовые гнейсы месторождения Малиновая варака (Карелия),  $N=123$ ; 3 — гранато-биотитовые гнейсы месторождения Малиновая варака,  $N=120$ ; 4 — гранато-биотитовые гнейсы месторождения Тэдино (Карелия),  $N=147$ .

характеризуется пегматит — она в 2—4 раза меньше, чем у вмещающих пород. Наиболее однородными по поляризуемости являются дистено-гранато-биотитовые гнейсы Кольского полуострова (коэффициент вариации 0.35), распределение поляризуемости их очень близко к нормальному —  $p(\lambda)=0.71$ . Наименее однородны гранато-биотитовые гнейсы месторождения Тэдино —  $p(\lambda)=0.20$ ; гнейсы месторождения Малиновая варака занимают промежуточное положение.

Таким образом, при изучении месторождений слюды методом вызванной поляризации пегматитовые жилы должны отмечаться минимумами  $\eta_k$ , причем наилучшие результаты могут быть получены на месторождениях Кольского полуострова.

Замечено, что некоторые образцы, отобранные из околожильных гнейсов, имеют аномально высокую поляризуемость — до 15—16%.

## Пьезоэлектрические свойства

Пьезомодуль определялся Н. М. Нейштадтом для пород одного из слюдяных месторождений Карелии. Результаты этой работы представлены в табл. 5.

Наибольшим пьезомодулем обладают пегматиты и аплиты, которые при работе методом сейсмоэлектрического эффекта в подавляющем большинстве случаев должны выделяться максимумами.

## Магнитные свойства

Магнитная восприимчивость  $\chi$  более 1600 образцов горных пород слюдяных месторождений Карелии и Кольского полуострова измерена на каппаметре ИМВ-2. В табл. 6 приводятся результаты этих измерений.

Таблица 5

Порода	Количество измерений	$d, 10^{-10}$ СГС		
		от	до	наиболее часто встречающиеся
Пегматиты . . . . .	6	0	2.5	0.4—2.5
Аплитовидная порода . . . . .	24	0	6.9	1.5—1.2
Бiotитовые, гранато-биотитовые, гнейсы . . . . .	16	0	3.9	0—0.2
Биотит-амфиболовые, амфиболовые гнейсы . . . . .	8	0	1.1	0
Амфиболиты . . . . .	10	0	0.8	0
Габбро-нориты . . . . .	4	0	—	0

Найдены наиболее вероятные значения магнитной восприимчивости для пегматита  $(0-2) \cdot 10^{-6}$  СГС и гнейсов  $(20-25) \cdot 10^{-6}$  СГС. Можно отметить, что магнитная восприимчивость гнейсов возрастает по мере увеличения содержания темноцветных минералов, от дистено-гранато-биотитовых до амфиболо-биотитовых разностей. Следовательно, при определенных геологических условиях амфиболо-биотитовые гнейсы и амфиболиты могут быть выделены магниторазведкой среди дистено-гранато-биотитовых гнейсов.

Интересно, что одни и те же по петрографическому составу породы (например, гранато-биотитовые гнейсы) различных месторождений, почти

Таблица 6

Порода (минерал)	Количество измерений	$\chi, 10^{-6}$ СГС				$m^3$	$V$	$\Lambda$	$\vartheta$
		от	до	$\bar{x}$	Mo				

## Карелия

Дистено-гранато-биотитовые гнейсы . . . . .	397	0	90	24	20	145	0.5	1.22	2.8
Гранато-биотитовые гнейсы	498	0	105	28	25	287	0.6	1.49	3.5
В том числе месторождения:									
Тэдино . . . . .	301	0	105	31	25	383	0.6	1.27	1.65
Малиновая варака	116	0	55	24	25	119	0.45	0.32	0.1
Карельский . . . . .	81	0	45	20	20	70	0.42	0.47	-0.7
Биотитовые гнейсы . . . . .	114	0	298	34	—	—	—	—	—
Амфиболо-биотитовые гнейсы	27	17	397	51	—	—	—	—	—
Амфиболиты, габбро-нориты	35	0	285	54	—	—	—	—	—
Пегматиты . . . . .	161	0	29	2	—	—	—	—	—
Аплиты . . . . .	33	0	62	9	—	—	—	—	—
Кварц . . . . .	25	0	12	1	—	—	—	—	—
Плагиоклаз . . . . .	18	0	3	1	—	—	—	—	—
Микроклин . . . . .	14	0	1	0	—	—	—	—	—
Мусковит . . . . .	3	7	17	13	—	—	—	—	—
Биотит . . . . .	11	10	77	30	—	—	—	—	—

## Кольский полуостров

Дистено-гранато-биотитовые гнейсы . . . . .	212	2	53	19	18	67	0.43	0.52	1.2
Биотитовые гнейсы . . . . .	51	2	31	16	18	49	0.43	0.17	-0.1
Гранато-биотитовые гнейсы	11	0	28	15	—	—	—	—	—
Амфиболиты . . . . .	7	41	78	58	—	—	—	—	—
Биотитовые гранито-гнейсы	4	0	10	4	—	—	—	—	—
Пегматиты и кварц . . . . .	9	0	2	0	—	—	—	—	—

не отличаясь по моде магнитной восприимчивости, отличаются по среднему значению, ее дисперсии и приближению распределения к нормальному. Гранато-биотитовым гнейсам месторождения Тэдино, обладающим наибольшей магнитной восприимчивостью ( $\chi = 31 \cdot 10^{-6}$  СГС), присущи наибольшая дисперсия и наименьшее приближение распределения  $\chi$  к нормальному ( $p = 0.15$ ), в то время как гранато-биотитовым гнейсам месторождения Карельский при наименьшей магнитной восприимчивости ( $\chi = 20 \cdot 10^{-6}$  СГС) присущи наименьшая дисперсия (табл. 6) и наибольшее приближение распределения  $\chi$  к нормальному ( $p = 0.99$ ). Такая закономерность, вероятно, отражает разницу в составе аналогичных пород месторождений. О том, что гранато-биотитовые гнейсы месторождений Карелии различаются между собой, свидетельствуют вариационные кривые

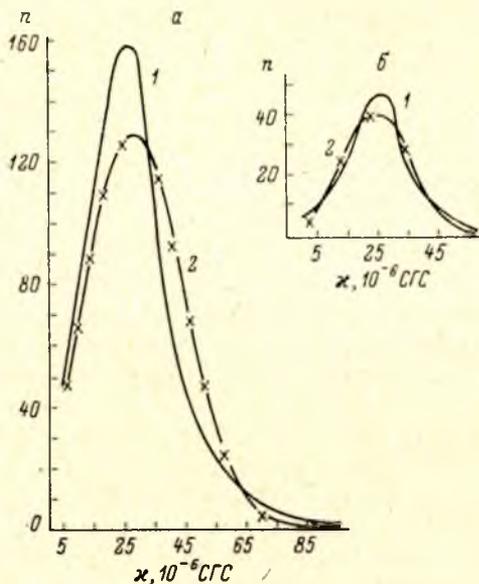


Рис. 6. Вариационные кривые магнитной восприимчивости гранато-биотитовых гнейсов.

1 — эмпирическая кривая; 2 — теоретическая кривая нормального распределения; а — месторождения Карелии в целом ( $N=498$ ); б — месторождение Малиновая варака ( $N=116$ ).

$\chi$  по отдельным месторождениям, которые близки к нормальным (рис. 6, б), и по всем месторождениям в целом, значительно отличающиеся от нормальной (рис. 6, а).

Измерение магнитной восприимчивости образцов пород из подземных горных выработок месторождения Малиновая варака показало, что с глубиной  $\chi$  гнейсов несколько возрастает (табл. 7). Это связано, видимо, с выветрелостью гнейсов в приповерхностной зоне.

Таблица 7

Порода	Количество измерений	$\chi, 10^{-6}$ СГС		
		от	до	среднее
Пегматит . . . . .	36	0	7	0
Дистено-гранато-биотитовый гнейс . . . . .	101	4	133	28
Гранато-биотитовый гнейс . . . . .	75	11	1000	34

Остаточное намагничение пород слюдяных месторождений изучено слабее, чем магнитная восприимчивость, однако выяснено, что обе величины одного порядка (табл. 8). Из последней таблицы следует, что наиболее магнитной породой слюдяных месторождений является серпентинизированный перидотит. Вследствие того, что основные и ультраосновные породы в большинстве случаев залегают согласно с гнейсовидностью, магниторазведка может быть использована при структурном геологическом картировании слюдяных месторождений. Небольшая разница в магнитной восприимчивости слюдяных пегматитов и вмещающих дистено-

Таблица 8

Порода	Количество измерений	$\tau$ , $10^{-6}$ СГС			Количество измерений	$J_n$ , $10^{-4}$ СГС		
		от	до	сред-нес		от	до	сред-нес
Биотитовые гнейсы . .	22	0	72	17	12	0	223	43
Гранато-биотитовые гнейсы . . . . .	134	0	400	33	70	0	800	45
Амфиболиты . . . . .	14	0	285	50	10	0	780	82
Диабазы . . . . .	2	37	64	50	2	3	11	7
Пегматиты . . . . .	32	0	9	0	12	0	0	0
Перидотиты серпентинизированные . . . . .	14	1345	6000	3080	10	1390	29200	5200
Амфиболитизированные габбро-нориты и пироксениты . . . . .	17	3	254	90	3	11	60	39

гранато-биотитовых и гранато-биотитовых гнейсов, а также магнитная неоднородность последних не позволяют использовать магниторазведку при прямых поисках слюдоносных жил.

### Плотность

Плотность  $\sigma$  свыше 2000 образцов горных пород слюдяных месторождений Карелии и Кольского полуострова определялась путем взвешивания в воде и воздухе, погрешность определения  $\sigma$  равна  $0.01 \text{ г/см}^3$ . Значения плотности приведены в таблицах отдельно для Северной Карелии (табл. 9), Кольского полуострова (табл. 10) и Слюдяноборского месторождения слюды, расположенного в районе г. Беломорска (табл. 11). Плотность пород, слагающих месторождения слюды, полностью зависит от их петрографического состава: наименьшая характерна для кислых пород, наибольшая — для основных. Средние значения плотности аналогичных пород из различных слюдоносных районов близки между собой. Напри-

Таблица 9

Порода (минерал)	Количество измерений	$\sigma$ , $\text{г/см}^3$				$m^2$	V	A	Э
		от	до	$\bar{x}$	Mo				
Дистено-гранато-биотитовые гнейсы . . . . .	373	2.62	2.98	2.79	2.78	0.0041	0.023	1.36	1.2
Гранато-биотитовые гнейсы . . . . .	453	2.62	3.10	2.77	2.75	0.0047	0.025	1.18	4.2
В том числе месторождений:									
Тэдино . . . . .	264	2.62	3.10	2.78	2.76	0.0058	0.027	1.25	3.4
Малиновая ва-рака . . . . .	108	2.62	2.94	2.77	2.76	0.0029	0.019	0.04	1.4
Карельский . . . . .	81	2.62	2.86	2.74	2.72	0.0021	0.017	0.32	1.0
Биотитовые гнейсы . . . . .	57	2.64	3.10	2.77	—	—	—	—	—
Амфиболо-биотитовые гнейсы . . . . .	14	2.75	3.13	2.94	—	—	—	—	—
Габбро-нориты . . . . .	20	2.82	3.13	3.07	—	—	—	—	—
Пегматиты . . . . .	184	2.57	2.74	2.65	2.64	0.0011	0.012	0.5	0.33
Аплиты . . . . .	47	2.59	2.78	2.66	2.64	0.0018	0.016	0.75	0.33
Кварц . . . . .	23	2.59	2.72	2.65	—	—	—	—	—
Плагноклаз . . . . .	12	2.54	2.69	2.65	—	—	—	—	—
Микроклин . . . . .	4	2.55	2.58	2.57	—	—	—	—	—

Порода (минерал)	Количество измерений	$\sigma$ , г/см <sup>3</sup>				$m^2$	V	A	Э
		от	до	$\bar{x}$	Mo				
Дистено-гранато-биотитовые гнейсы . . . . .	216	2.67	2.92	2.79	2.78	0.0022	0.017	0.33	0.1
Гранато-биотитовые гнейсы . . . . .	14	2.66	2.94	2.76	—	—	—	—	—
Биотитовые гнейсы . . . . .	52	2.62	2.90	2.74	2.75	0.0026	0.019	0.06	0.7
Амфиболиты . . . . .	5	3.00	3.27	3.12	—	—	—	—	—
Биотитовые гранито-гнейсы . . . . .	5	2.66	2.77	2.70	—	—	—	—	—
Пегматиты . . . . .	10	2.60	2.68	2.64	—	—	—	—	—
Мусковит . . . . .	4	2.71	2.76	2.74	—	—	—	—	—
Плагиоклаз . . . . .	66	2.55	2.68	2.63	—	—	—	—	—
Кварц . . . . .	10	2.62	2.64	2.63	—	—	—	—	—
Микроклин . . . . .	5	2.56	2.58	2.57	—	—	—	—	—

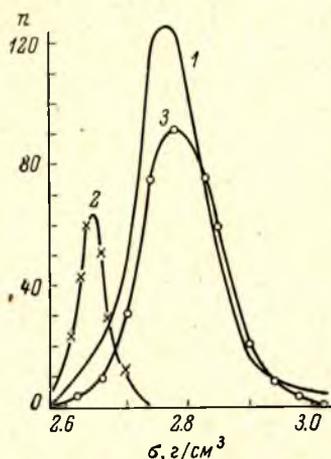
мер, мода плотности дистено-гранато-биотитовых гнейсов Северной Карелии и Кольского полуострова 2.78 г/см<sup>3</sup>, а гранато-биотитовых гнейсов месторождений слюды района г. Беломорска, Северной Карелии и Кольского полуострова соответственно 2.74, 2.75 и 2.76 г/см<sup>3</sup>. Близки эти значения и для пород одинакового петрографического состава различных месторождений в пределах слюдоносного района. Однако по характеристикам рассеивания плотности и приближению кривой распределения  $\sigma$  к нормальной гнейсы явно дифференцируются как в пределах одного слюдоносного района, так и в различных районах. По дисперсии плотности и коэффициенту вариации (как и по соответствующим характеристикам магнитной восприимчивости) гранато-биотитовые гнейсы Чупинского слюдоносного района в Карелии разделяются на достаточно однородные и неоднородные — от месторождений Карельского ( $m^2=0.0021$ ,  $V=0.017$ ) и Малиновая варака ( $m^2=0.0029$ ,  $V=0.019$ ) до месторождения Тэдино ( $m^2=0.0058$ ,  $V=0.027$ ). Сравнение табл. 9 и 10 показывает, что дистено-гранато-биотитовые гнейсы изученных месторождений Кольского полуострова по плотности значительно однороднее, чем аналогичные гнейсы Карелии.

Таблица 11

Порода (минерал)	Количество измерений	$\sigma$ , г/см <sup>3</sup>			
		от	до	$\bar{x}$	Mo
Амфиболиты . . . . .	12	2.83	3.06	2.99	—
Амфиболсодержащие гнейсы и сланцы . . . . .	22	2.82	3.03	2.91	2.90
Гранато-биотитовые гнейсы . . . . .	27	2.65	2.86	2.74	2.74
Пегматиты, аплиты . . . . .	54	2.55	2.69	2.63	2.64
Микроклин . . . . .	7	2.55	2.58	2.56	—

Значительная разница в плотности между габбро-норитами и гнейсами ( $\sigma_{\text{н.о.}}=0.3$ ) дает возможность при геологическом картировании выделять гравиразведкой скрытые под наносами основные породы, что особенно важно в том случае, если они немагнитны. Плотность пегматитов заметно ниже, чем вмещающих пород (рис. 7), но  $\sigma_{\text{н.о.}}$  явно недостаточна для того, чтобы успешно проводить прямые поиски маломощных пегматитовых жил

гравirazведкой. В то же время расчеты и практика работ показывают, что эта разница ( $\sigma_{изб} = 0.13$ ) достаточна для того, чтобы гравirazведкой определять глубину залегания аплитов, подстилающих продуктивные гнейсы на некоторых месторождениях слюды (Игнатьева, 1968а).



### Скорость прохождения упругих колебаний

Результаты измерения скорости прохождения упругих колебаний  $v$  в образцах горных пород приведены в табл. 12. Измерения проведены прибором ИПА. Контакт между ультра-

Рис. 7. Вариационные кривые плотности горных пород Карелии.

1 — дистено-гранато-биотитовый гнейс ( $N=373$ ); 2 — пегматит ( $N=184$ ); 3 — гранато-биотитовый гнейс ( $N=453$ ).

звуковым усилителем-излучателем и приемником осуществлялся с помощью промежуточных сред (вазелин, пластилин). Вводилась поправка

Таблица 12

Порода	Количество измерений	$v$ , м/сек.		
		от	до	среднее
Пегматит . . . . .	41	2350	6100	4170
Дистено-гранато-биотитовые гнейсы . . . . .	95	1980	5200	3470
Гранато-биотитовые гнейсы . . . . .	96	1150	5530	3840
Биотитовые гнейсы . . . . .	13	3900	4890	4370
Амфиболо-биотитовые гнейсы . . . . .	9	3600	5250	4400
Габбро-нориты . . . . .	10	3640	4260	3970

за вызываемое ими увеличение времени прохождения волны, которое контролировалось при каждом измерении. Величины неисправленного времени, отсчитываемого с экрана осциллоскопа, 12—48 мксек., исправленного времени — 10—45 мксек.

Таблица 13

Индекс образцов	$v$ , м/сек.		
	250 кгц	170 кгц	70—90 кгц
124-д	4880	4330	4100
75-б	6080	5270	4940
71-б	5120	4830	4350
64-в	5500	5400	5130
64-ж	5400	5400	4500
40-г	6000	5570	5570

Скорость прохождения упругих колебаний в некоторой степени зависит от состава породы: она больше для лейкократовых разностей гнейсов, чем для меланократовых. Заметна разница скорости прохождения упругих колебаний в пегматитах и дистено-гранато-биотитовых гнейсах; для остальных типов гнейсов эта разница невелика.

Следует отметить, что при ультразвуковом определении скорости кристаллический датчик-приемник настроен на одну волну (точнее, на весьма

узкую полосу волн с неизменным частотным максимумом), поэтому результатом определений является не групповая (как по сейсморазведке), а волновая скорость для определенной датчиком-приемником частоты. Измерения на образцах указывают на прямую зависимость волновой скорости от частоты (табл. 13). Используемые при определении скорости частоты весьма далеки от рабочих частот сейсморазведки (20—200 гц), поэтому естественно ожидать регистрацию на местности меньших групповых скоростей, чем приведенные в табл. 12.

### Корреляция физических параметров горных пород

Изучение физических параметров горных пород (диэлектрической проницаемости, поляризуемости, плотности и магнитной восприимчивости) по одним и тем же образцам позволяет провести корреляцию этих параметров (Рыжов, Гудков, 1966). Эмпирические кривые корреляционной связи между диэлектрической проницаемостью и поляризуемостью для

дистено-гранато-биотитовых гнейсов Кольского полуострова (рис. 8, б) и гранато-биотитовых гнейсов Карелии (рис. 8, а) хорошо совпадают с подсчитанными по следующим формулам: для гнейсов Карелии

$$\epsilon = -6.6e^{-0.367\eta} + 11.7; \quad (4)$$

для гнейсов Кольского полуострова

$$\epsilon = -13e^{-0.367\eta} + 15.5. \quad (5)$$

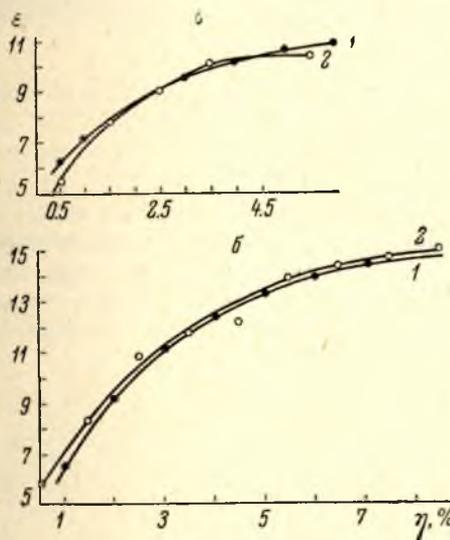


Рис. 8. Кривые корреляционной связи поляризуемости и диэлектрической проницаемости дистено-гранато-биотитовых гнейсов.

1 — теоретическая кривая; 2 — эмпирическая кривая; а — месторождения Карелии; б — месторождения Кольского полуострова.

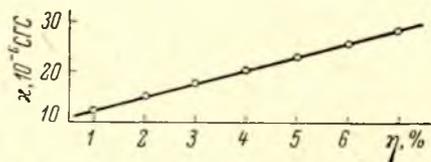


Рис. 9. График корреляционной связи поляризуемости и магнитной восприимчивости дистено-гранато-биотитовых гнейсов Кольского полуострова (N=204).

Характер связи ε и η одинаков для пород различных месторождений, разница лишь в том, что как ε, так и η дистено-гранато-биотитовых гнейсов Кольского полуострова значительно выше, чем эти же параметры гранато-биотитовых гнейсов Карелии. Это явление связано, как уже указывалось, с большей проработкой гнейсов гидротермальными растворами на месторождениях Кольского полуострова.

Корреляционная связь устанавливается не только между электрическими свойствами пород, но и между электрическими и магнитными, магнитными и упругими. По 204 измерениям η и x образцов дистено-гранато-биотитовых гнейсов получена прямолинейная корреляция (коэф-

коэффициент корреляции  $r=0.80$ ) этих параметров (рис. 9) с уравнением связи

$$x = 2.7\eta + 9.6. \quad (6)$$

Эта зависимость объясняется тем, что магнитная восприимчивость и поляризуемость изменяются одинаково с изменением в них количества одного и того же минерала — пирротина.

Корреляционная связь между магнитной восприимчивостью и плотностью дистено-гранато-биотитовых гнейсов Карелии (314 измерений) и Кольского полуострова (209 измерений) описывается одним и тем же уравнением:

$$x = 80\sigma - 200. \quad (7)$$

Связь эта очень тесная, так как коэффициент корреляции равен 0.84, и объясняется зависимостью как плотности, так и магнитной восприимчивости породы от содержаний в ней рудных и темноцветных минералов.

Таким образом, физические свойства пород, слагающих слюдяные месторождения Карелии и Кольского полуострова, отражая состав породы, стохастически связаны между собой. Определив одно из них ( $\eta$ ,  $\epsilon$ ,  $\sigma$ ,  $x$ ), можно с большой степенью достоверности судить о среднем значении остальных.

#### Физические свойства пород в зоне околожилных изменений

При изучении физических свойств горных пород слюдяных месторождений отмечаются аномально высокие значения поляризуемости, диэлектрической проницаемости и магнитной восприимчивости некоторых образцов гнейсов, отобранных вблизи пегматитовых жил. Это обстоятельство предопределило методику отбора образцов для определения их физических

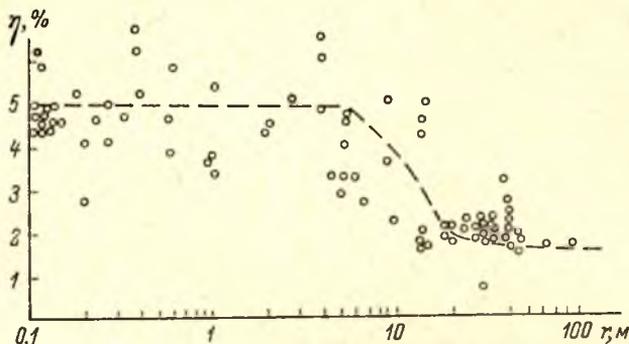


Рис. 10. Зависимость поляризуемости образцов горных пород от расстояния до жилы.

параметров: по профилям, пересекающим пегматитовые тела. Например, изучение поляризуемости образцов гнейсов, отобранных подобным образом, показало, что вблизи пегматитовых жил  $\eta$  выше, чем вдали от них (рис. 10); «нормальная» поляризуемость пород равна примерно 2%, а значения  $\eta$  гнейсов, расположенных вблизи пегматитов, достигают 5—6% (для Карелии). Наибольшие значения поляризуемости гнейсов получены примерно в полуметре от жилы.

Из подземных горных выработок месторождения Тэдино отобрано 129 образцов гранато-биотитовых гнейсов, в том числе 20 в десятиметро-

вой околожильной зоне. Среднеарифметическое значение диэлектрической проницаемости по всем образцам равно 8.4, в то время как по образцам из околожильной зоны получено  $\epsilon_{cp} = 13$ . Таким образом, гнейсы, расположенные вблизи пегматитовых жил, обладают повышенной поляризуемостью и диэлектрической проницаемостью.

Устанавливается также (правда, по небольшому количеству образцов), что гнейсы, расположенные вблизи пегматитовых жил, обладают и повышенной магнитной восприимчивостью: при средних значениях  $\chi = (20 \div 30) \cdot 10^{-6}$  СГС магнитная восприимчивость гнейсов на контакте с пегматитовой жилой может достигать  $(80 \div 90) \cdot 10^{-6}$  СГС (рис. 11). Изучение большого количества образцов дистено-гранатобiotитовых гнейсов месторождения Малиновая варака показывает, что при среднеариф-

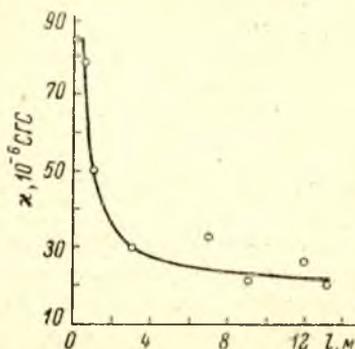


Рис. 11. Зависимость магнитной восприимчивости образцов горных пород от расстояния до пегматитовой жилы.

метическом значении магнитной восприимчивости этих пород, равной  $24 \cdot 10^{-6}$  СГС (по 398 измерениям), среднеарифметическое значение  $\chi$  в пятиметровой прижильной зоне равно  $29 \cdot 10^{-6}$  СГС (по 100 измерениям), причем  $\chi_{cp}$  вне этой зоны равно  $22 \cdot 10^{-6}$  СГС. Следовательно, намечается хотя и небольшое, но явно заметное увеличение значений магнитной восприимчивости дистено-гранатобiotитовых гнейсов вблизи пегматитовых жил.

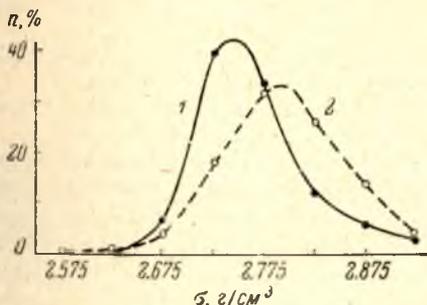


Рис. 12. Вариационные кривые плотности дистено-гранатобiotитовых гнейсов.

1 — гнейсы из пятиметровой прижильной зоны ( $N=104$ ); 2 — все гнейсы ( $N=314$ ).

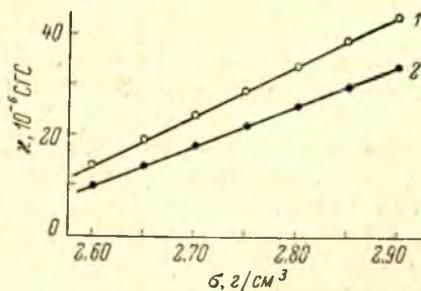


Рис. 13. Графики корреляционной связи плотности и магнитной восприимчивости дистено-гранатобiotитовых гнейсов.

1 — гнейсы из пятиметровой зоны ( $N=104$ ); 2 — все гнейсы ( $N=314$ ).

При среднеарифметическом значении плотности дистено-гранатобiotитовых гнейсов месторождения Малиновая варака, равном  $2.79 \text{ г/см}^3$  (по 373 измерениям), среднеарифметическое значение  $\sigma$  этих пород в пятиметровой прижильной зоне равно  $2.76$  (по 96 измерениям), причем  $\sigma$  гнейсов вне этой зоны равно  $2.80 \text{ г/см}^3$ . Следовательно, существует хотя и небольшое, но заметное уменьшение плотности дистено-гранатобiotитовых гнейсов вблизи пегматитовых жил (рис. 12).

Стохастическая связь магнитной восприимчивости и плотности дистено-гранатобiotитовых гнейсов месторождения Малиновая варака почти одинакова для всех образцов (уравнение связи  $\chi = 80\sigma - 198$ ) и для образцов, отобранных в прижильной зоне (уравнение связи  $\chi = 100\sigma - 246$ ),

но при одной и той же плотности гнейсы из прижильной зоны обладают несколько большей магнитной восприимчивостью (рис. 13).

Итак, изучение физических свойств горных пород слюдяных месторождений приводит к мысли о существовании вокруг пегматитов приконтактной зоны гнейсов, отличающейся повышенной поляризуемостью, диэлектрической проницаемостью, магнитной восприимчивостью и пониженной плотностью и, видимо, повышенной пористостью по сравнению с вмещающими породами. Эта зона может быть выделена геофизическими методами значительно проще, чем маломощные пегматитовые тела, к тому же не отличающиеся значительно по физическим свойствам от гнейсов, в которых они залегают.

## ОКОЛОЖИЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

В связи с тем, что основой для поисков пегматитовых жил может служить околожильная зона измененных гнейсов, целесообразно рассмотреть геологическую природу этих изменений, что и делается в настоящем разделе.

В современных представлениях о генезисе пегматитов, помимо кристаллизации магматического расплава, существенная роль отводится метасоматическим процессам при формировании пегматитов. При этом на всех стадиях пегматитообразования отмечается взаимодействие между пегматитами и вмещающими их породами, что привело к контактовым изменениям вещественного состава вмещающих пород. С другой стороны, вмещающие породы оказывают свое влияние на состав и промышленную специализацию пегматитов.

## Минеральные изменения в экзоконтактах с пегматитовыми жилами

При изучении вмещающих слюдоносные пегматиты пород на месторождениях Северной Карелии повсеместно наблюдаются заметные изменения их вещественного состава в экзоконтактах с пегматитовыми жилами, обусловленные последовательными процессами пегматитообразования.

Визуальные наблюдения на многих месторождениях Северной Карелии (Малиновая варака, Тэдино, Карельский, Хетоламина) и одном из месторождений Кольского полуострова показали, что приконтактные изменения характерны для пегматитовых жил всех структурно-минералогических типов, причем в экзоконтактах промышленно-слюдоносных жил (жилы II—IV типов по Л. Л. Гродницкому) они проявлены наиболее полно и интенсивно. Детальные минералого-петрографические исследования выполнены в основном на месторождении Малиновая варака, на примере которого и рассматриваются закономерности контактовых изменений минерального состава вмещающих пород. Подавляющее большинство пегматитовых жил месторождения залегает в средне- и мелкозернистых полосчатых дистено-гранато-биотитовых гнейсах чупинской свиты (по стратиграфической схеме Е. П. Чуйкиной). Некоторые жилы залегают в гранато-биотитовых гнейсах с прослоями дистено-гранато-биотитовых гнейсов (жилы № 183, 186 и др.).

Характерной особенностью приконтактных изменений является перекристаллизация гнейсов с увеличением размеров слагающих минералов, главным образом биотита и в меньшей степени граната, кварца и плагиоклаза. Явления перекристаллизации наблюдаются повсеместно и не-

однократно отмечались многими исследователями. На изученном месторождении в экзоконтактах пегматитовых жил всех структурно-минералогических типов перекристаллизация вмещающих гнейсов устанавливается довольно четко. В экзоконтактах пегматитовых жил I типа (жилы № 78, 91, 106 и др.) явления перекристаллизации наиболее интенсивно проявлены в висячих контактах. Мощность зоны перекристаллизованных гнейсов у жил этого типа, как правило, не превышает 20—30 см (рис. 14). В экзоконтактах пегматитовых жил II—IV типов (жилы № 1, 2—5, 132, 141, 152, 154, 183 и др.) визуально наблюдаемые явления перекристаллизации проявлены наиболее интенсивно с образованием грубо- и крупнозернистых разновидностей вмещающих гнейсов. Мощность зоны перекристаллизованных гнейсов составляет 0.5 м и достигает иногда 1—2 м в висячих контактах (рис. 15, 16).

Следующей характерной особенностью околожилных изменений вмещающих пород является их мусковитизация. Мусковит развивается по биотиту под воздействием метасоматических растворов в стадию повышающейся кислотности и соответствует образованию кварцево-мусковитового замещающего комплекса в пегматитовых жилах. Интенсивность процесса мусковитизации различна, и можно выделить две формы развития мусковита. Наиболее

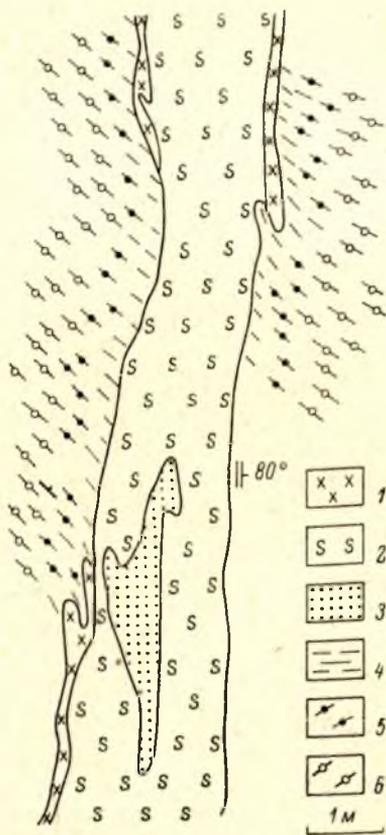


Рис. 14. Геологический план жилы № 78 месторождения Малиновая варака.

1 — плагиоклазовый мелкозернистый пегматит ортопиктитовой структуры; 2 — плагиоклазовый среднезернистый пегматит апографической структуры; 3 — блокочный кварц; 4 — крупнозернистые биотитовые гнейсы; 5 — гранато-биотитовые гнейсы; 6 — дистено-гранато-биотитовые гнейсы.

характерно появление в гнейсах единичных чешуек мусковита, ориентированных по гнейсовидности. Количество мусковита по направлению к контактам жил возрастает, но почти всегда биотит резко преобладает над мусковитом. Мощность зоны мусковитизации незначительна и редко достигает 1 м; как правило, не превышает 15—20 см. Иногда на расстоянии 20—30 см от контактов жил наблюдается резкое увеличение количества беспорядочно ориентированных чешуек мусковита с образованием экзоконтактовых зон мусковитового слюдита. Интенсивность развития процесса мусковитизации определяется рядом факторов, и в первую очередь соотношением пегматитов и вмещающих пород. Наиболее интенсивную мусковитизацию претерпевают гнейсы в висячих экзоконтактах жил, особенно на участках согласного с гнейсовидностью залегания. Отчетливо устанавливается зависимость интенсивности мусковитизации от структурно-минералогического типа пегматитовых жил. Так, в экзоконтактах жил I типа зоны мусковитизированных гнейсов не превышают 20—30 см (рис. 14), а у зональных жил II—IV типов они достигают 1 м и более (рис. 15, 16).

В околожильных гнейсах происходят изменения количественных соотношений породообразующих минералов (граната, дистена, биотита). Минералого-петрографическое изучение приконтактных гнейсов позволяет выделить минеральный ореол измененных вмещающих гнейсов, характеризующийся следующей метасоматической зональностью (по направлению к жиле): неизмененные дистено-гранато-биотитовые гнейсы, измененные

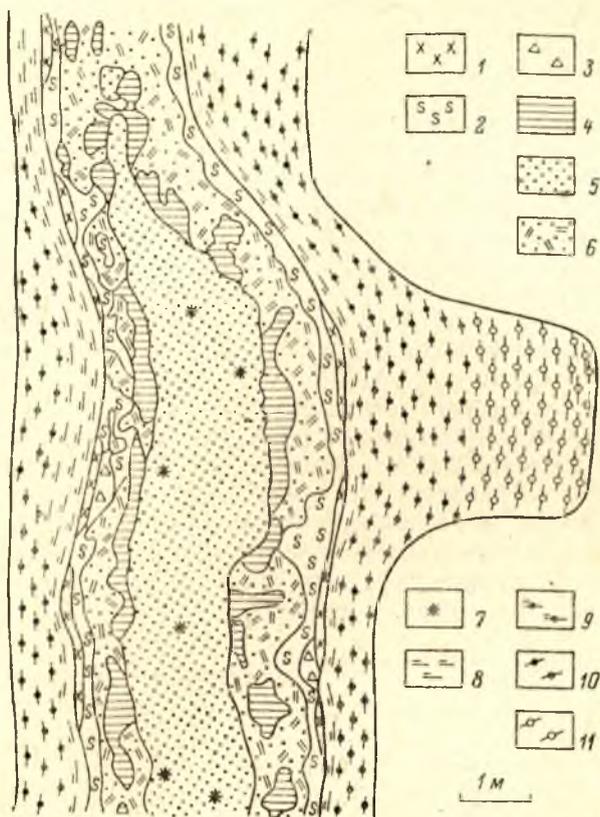


Рис. 15. Геологический план пегматитовой жилы № 152 месторождения Малиновая варака.

1 — плагиоклазовый мелкозернистый пегматит ортотектитовой структуры; 2 — плагиоклазовый среднезернистый пегматит апографической структуры; 3 — плагиоклазовый среднезернистый пегматит неяснографической структуры; 4 — плагиоклазовый крупнозернистый пегматит пегматоидной и блоковой структур; 5 — блоковый кварц; 6 — кварцево-мусковитовый комплекс; 7 — сульфиды меди и железа (пирротин, пирит); 8 — крупночешуйчатый мусковито-биотитовый слюдит; 9 — измененные гранато-биотитовые гнейсы мусковитизированные; 10 — измененные гранато-биотитовые гнейсы; 11 — дистено-гранато-биотитовые гнейсы.

гранато-биотитовые гнейсы, измененные биотитовые гнейсы, мусковит-биотитовый слюдит. В качестве примера на рис. 16 показан характер околожильных изменений вмещающих пород в всяческом контакте пегматитовой жилы № 154. Указанная схема метасоматической зональности выражена довольно отчетливо. Мощность контактово-измененных пород достигает 10 м. Мощность и полнота развития метасоматической зональности околожильного ореола зависит в первую очередь от структурно-минералогического типа пегматитовых жил. Наиболее мощные и полно развитые ореолы наблюдаются на контактах промышленно-слюдоносных жил. В экзоконтактах пегматитовых жил II—IV типов мощность изме-

ненных гнейсов достигает 10 м, а в экзоконтактах жил I типа она незначительна (до 1—2 м).

Важное значение имеет выяснение закономерностей изменения количественных соотношений породообразующих и второстепенных минералов вмещающих пород в экзоконтактах с пегматитовыми жилами, так как вещественный состав пород оказывает большое влияние на величину их физических параметров.

Первой наиболее ярко выраженной особенностью является резкое увеличение количества биотита в составе околожильных гнейсов, до образования экзоконтактовых зон биотитового слюдита. Эти явления наблюдаются в экзоконтактах пегматитовых жил всех структурно-минералогических типов, но мощность экзоконтактовых зон, обогащенных биотитом, зависит от типа жилы и достигает наибольшей величины (до 2—5 м) у зо-

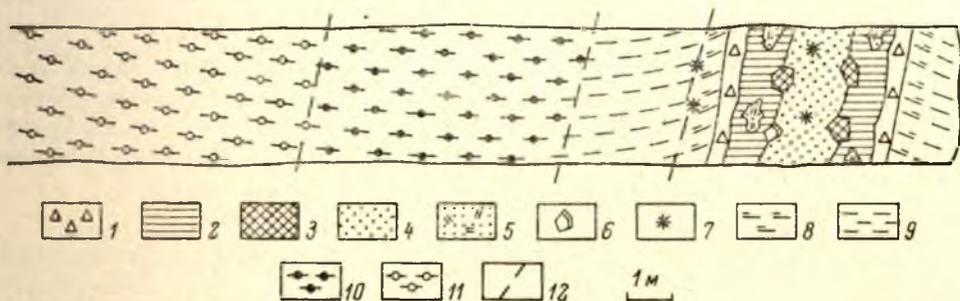


Рис. 16. Характер околожильных изменений в всячем контакте пегматитовой жилы № 154 месторождения Малиновая варака.

1 — плагиоклазовый среднезернистый пегматит неяснографической структуры; 2 — плагиоклазовый крупнозернистый пегматит пегматоидной и блоковой структур; 3 — микроклиновый крупнозернистый пегматит пегматоидной и блоковой структур; 4 — блоковый кварц; 5 — кварцево-мусковитовый комплекс; 6 — крупные кристаллы мусковита; 7 — сульфиды меди и железа (пирротин, пирит); 8 — крупночешуйчатый мусковито-биотитовый слюдит; 9 — измененные среднезернистые биотитовые гнейсы; 10 — измененные гранато-биотитовые гнейсы; 11 — неизмененные дистено-гранато-биотитовые гнейсы; 12 — границы зон измененных пород.

нальных жил II—IV типов. В экзоконтактах пегматитовых жил I типа повышенное содержание биотита наблюдается только на расстоянии 20—50 см от контактов (рис. 14).

В табл. 14 приведены результаты количественного минералогического анализа искусственных шлихов дистено-гранато-биотитовых гнейсов (%), отобранных на разных расстояниях от контактов из лежачего бока жилы № 152, а в табл. 15 — из всячего бока жилы № 152 (пробы № 432—440) и лежачего бока жилы № 132 (пробы № 441—511). По данным этих таблиц устанавливаются изменения количественных соотношений минералов тяжелой фракции. По мере приближения к пегматитовым жилам в составе гнейсов происходит уменьшение содержания граната и дистена, а количество сульфидов (в основном пирротина) возрастает.

Количество граната изменяется от 5—8% в гнейсах на расстоянии более 10—20 м от контактов с пегматитовыми жилами до 3—1% в экзоконтактовых зонах. Содержание дистена в гнейсах из экзоконтактовых зон постепенно уменьшается, и часто непосредственно в контакте дистен исчезает. Особенно это характерно для экзоконтактов жил с промышленным ослюдением.

Весьма примечательно поведение рудных минералов, которые представлены сульфидами (пирротин, пирит) и реже магнетитом. Если в гнейсах на расстоянии более 10—20 м от пегматитовых жил количество сульфидов не превышает 1%, то в экзоконтактовых зонах их количество возрастает до 2.5% и более. При этом замечено, что наибольшая концентрация рудных минералов происходит в экзоконтактах промышленно-слюдо-

Таблица 14

Минерал	Номер пробы (в числителе) и расстояние до жилы, м (в знаменателе)														
	417 120	418 112	419 103	420 93	421 88	422 84	423 75	424 66	425 58	426 48	427 33	428 28	429 19	430 13	431 11
Гранат . . . . .	6.1	4.9	3.6	6.0	7.5	5.3	8.0	6.4	6.5	2.6	6.1	3.4	3.2	1.6	5.0
Дистен . . . . .	0.7	0.9	0.5	1.0	1.0	1.0	1.6	0.8	1.2	1.1	1.6	0.7	1.1	0.5	1.9
Пирротин, пирит . . . . .	0.7	0.9	0.6	0.8	2.6	1.6	0.9	2.4	1.5	1.3	1.4	1.0	2.0	2.0	2.4
Апатит . . . . .	0.01	Ед.зн.	0.02	0.01	Ед.зн.	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	—	0.01	0.05
Рутил . . . . .	0.1	0.2	0.2	0.1	0.3	0.2	0.3	0.2	0.2	0.1	0.3	0.05	0.4	0.3	0.7
Циркон . . . . .	0.01	Ед.зн.	0.02	0.01	0.07	0.02	0.01	Ед.зн.	0.02	0.01	—	0.05	—	—	0.01
Выход тяжелой фракции, % . . . . .	15.3	13.8	10.0	16.1	21.9	16.8	21.9	19.5	19.3	10.4	19.1	12.5	13.6	5.6	10.2

Таблица 15

Минерал	Номер пробы (в числителе) и расстояние до жилы, м (в знаменателе)														
	432 9	433 7	434 2	435 4	436 7	437 11	438 21	439 30	440 40	441 27	442 17	443 12	445 7	455 2	511 0.1
Гранат . . . . .	3.5	0.8	0.7	1.4	0.9	1.1	0.9	1.4	5.2	2.0	2.5	6.6	2.6	3.0	0.4
Дистен . . . . .	0.7	0.1	0.3	0.2	0.9	1.2	1.9	0.7	1.5	0.4	1.9	0.9	0.5	0.7	—
Пирротин, пирит . . . . .	1.7	1.6	2.1	1.3	1.5	0.5	0.5	0.8	1.3	1.0	1.2	2.2	1.6	1.8	1.5
Апатит . . . . .	0.02	0.03	0.02	Ед.зн.	0.02	0.02	0.15	0.05	0.02	0.01	—	0.05	0.01	0.02	—
Рутил . . . . .	0.6	0.02	0.05	0.01	0.05	—	—	—	—	0.01	—	0.05	—	0.02	—
Циркон . . . . .	0.02	0.03	0.03	0.02	Ед.зн.	0.03	—	0.03	—	0.05	0.05	—	0.01	0.01	0.01
Выход тяжелой фракции, % . . . . .	14.1	3.0	3.4	5.1	6.0	5.5	7.0	6.0	11.7	6.7	11.2	19.4	9.0	9.8	2.2

носных пегматитовых жил. Мощность зоны околожилльных гнейсов, обогащенных рудными минералами, достигает 20 м. Повышенное содержание сульфидов в пробах № 421 и 422 (табл. 14) объясняется околожилльным ореолом измененных пород в апикальной части жилы № 154, залегающей в 30 м ниже точек отбора этих проб.

Из акцессорных минералов в экзоконтактах с пегматитовыми жилами заметно увеличивается количество апатита, а концентрация рутила происходит на некотором удалении (около 10 м) от контактов жил.

Таким образом, в экзоконтактах пегматитовых жил существует ореол, который выражается в качественном и количественном изменении минерального состава вмещающих пород. Особенно важно, что в экзоконтактах с пегматитовыми жилами во вмещающих гнейсах происходит увеличение содержания биотита и рудных минералов, оказывающих большое влияние на величину физических параметров пород.

Как было отмечено выше, околожилльные вмещающие гнейсы обладают повышенной поляризуемостью, диэлектрической проницаемостью и магнитной восприимчивостью. Ореол изменения физических параметров вмещающих пород вблизи пегматитов пространственно приурочен к зоне околожилльных измененных гнейсов. Причиной повышения магнитной восприимчивости гнейсов вблизи пегматитов может быть только увеличение содержания в породах магнитных минералов, к которым относятся прежде всего пирротин и биотит. Повышенная поляризуемость околожилльных

гнейсов обусловлена наличием в составе пород электроннопроводящих (рудных) минералов. Таким образом повышение поляризуемости и магнитной восприимчивости околожильных гнейсов вызвано общей причиной, а именно увеличением содержания в породах рудных минералов. Об этой общности свидетельствует наличие корреляционных связей

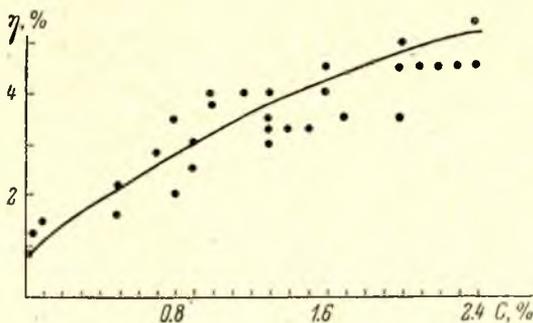


Рис. 17. Зависимость поляризуемости образцов горных пород от содержания в них рудных (электроннопроводящих) минералов.

между физическими параметрами образцов горных пород. Кроме того, устанавливается корреляционная зависимость между величиной поляризуемости пород и содержанием в них электроннопроводящих (рудных) минералов (рис. 17).

#### Геохимический ореол в экзоконтактах пегматитовых жил

Ниже рассматриваются закономерности изменения химического состава вмещающих гнейсов и их минералов в экзоконтактах с пегматитовыми жилами.

**Особенности состава гнейсов в экзоконтактах пегматитовых жил.** На месторождении Малиновая варака изучен химический состав дистеногранато-биотитовых гнейсов в зависимости от расстояния до пегматитовых жил разных структурно-минералогических типов. В табл. 16 в качестве примера приведены результаты химических анализов проб дистеногранато-биотитовых гнейсов в экзоконтакте пегматитовой жилы № 132 мусковит-плагиоклазового состава. По мере приближения к пегматитовой жиле химический состав гнейсов претерпевает некоторые изменения. Заметно повышается роль железа ( $\text{FeO}$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) и магния в составе гнейсов вблизи жилы, с чем связано увеличение коэффициента  $f_m$  от 30—36% вне влияния жилы до 48,8% в экзоконтактной зоне. Отчетливые изменения устанавливаются и в содержании щелочей: количество кальция и натрия в экзоконтактах уменьшается, а калия увеличивается, но натрий преобладает над калием. По мере приближения к пегматитовой жиле уменьшается количество свободного кремнезема. Мощностъ зоны, где происходит изменение химического состава гнейсов в экзоконтакте жилы № 132, достигает 25 м. По-видимому, на магматической стадии пегматитового процесса из околожильных гнейсов происходил вынос кальция, натрия и кремнезема при инертном поведении железа, магния и алюминия. На постмагматической стадии пегматитового процесса в околожильные гнейсы привносился калий, что отвечало по времени процессу мусковитизации биотита вмещающих пород. Вполне возможен также привнос некоторой части железа (особенно окисного) в боковые породы.

Отмеченные особенности изменения химического состава околожильных гнейсов хорошо согласуются с минеральным ореолом в экзоконтактах с пегматитовыми жилами.

Компоненты	Расстояние до контакта, м						
	экзоконтакт	2	7	17	27	37	57
	номер пробы						
	534	445	444	442	441	440	438
SiO <sub>2</sub>	58.90	58.71	63.22	60.65	62.59	64.72	71.63
TiO <sub>2</sub>	0.77	0.94	0.76	0.77	0.77	0.67	0.52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.14	17.67	17.70	15.63	16.86	17.41	13.97
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.63	1.04	0.69	1.04	0.28	0.92	0.11
FeO	7.34	8.67	6.43	7.38	6.59	4.95	4.07
MnO	0.08	0.12	0.08	0.10	0.09	0.08	0.03
MgO	4.30	4.91	3.90	4.20	3.82	3.12	2.09
CaO	2.15	1.69	2.08	1.45	2.37	2.28	2.14
Na <sub>2</sub> O	2.89	1.95	2.17	1.45	2.77	2.95	3.50
K <sub>2</sub> O	3.95	2.95	2.12	2.55	2.53	2.03	1.80
H <sub>2</sub> O	0.13	0.11	0.15	0.14	0.16	0.12	0.17
П. п. п.	1.83	1.58	1.17	1.06	1.05	1.07	0.42
Сумма	100.11	100.29	100.47	100.42	99.88	100.34	100.45

## Коэффициенты Нигглы

<i>al</i>	32.7	33.1	37.5	39.2	35.2	38.7	38.0
<i>fm</i>	42.4	48.9	42.0	44.9	40.4	36.5	30.6
<i>c</i>	7.6	5.7	8.2	5.3	9.1	9.2	10.6
<i>alk</i>	17.3	12.3	12.3	10.6	15.3	15.6	20.8
<i>si</i>	191	187	227	207	221	244	331
<i>ti</i>	2.0	2.1	2.2	2.0	2.1	2.0	1.7
<i>k</i>	0.47	0.50	0.39	0.54	0.38	0.30	0.47
<i>mg</i>	0.49	0.47	0.50	0.47	0.50	0.48	0.25
<i>c/fm</i>	0.18	0.12	0.19	0.12	0.23	0.26	0.34
<i>t</i>	+11	+15	+18	+23	+11	+14	+7
<i>gz</i>	+21.7	+37.7	+77.5	+53.8	+59.7	+81.3	+147.9

**Особенности химического состава биотитов.** При изучении химического состава биотитов были проанализированы его мономинеральные пробы из дистено-гранато-биотитовых гнейсов месторождения Малиновая варака, взятые на различном расстоянии от пегматитовых жил № 132, 141, 152. Пробы отбирались из подземных горных выработок, пересекающих жилы вкрест их простирания. Расположение проб показано на геологических разрезах (рис. 18, 19). Всего изучено 52 биотита и дополнительно использованы анализы двух биотитов из работы Г. П. Сафроновой (1968). Пересчет результатов химических анализов на кристаллохимические формулы осуществлялся по методике, предложенной И. Д. Борнеман-Старынкевич (1964). Кроме того, определялись дополнительные следующие параметры:

1) коэффициент железистости, показывающий роль закисного железа,

$$f = \frac{\text{FeO}}{\text{FeO} + \text{MgO}} \cdot 100\%;$$

2) коэффициент общей железистости

$$F = \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} \cdot 100\%;$$

3) коэффициент окисления железа

$$f_0 = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3} \cdot 100\%;$$

4) относительное количество Al в тетраэдре, отражающее изоморфизм  $Si^{4+}$  и  $Al^{3+}$  в четверной координации,

$$a_{Si} = \frac{Al_{IV}}{Si_{IV} + Al_{IV}} \cdot 100\%;$$

5) относительное количество Al в группе Y, замещающего двух- и трехвалентные атомы в шестерной координации;

$$\frac{Al_{VI}}{Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn + Ti + Al_{VI}} \cdot 100\%.$$

В приложении 1 приведены результаты химических анализов биотитов, показывающие характер изменений их состава в экзоконтактах с пегма-

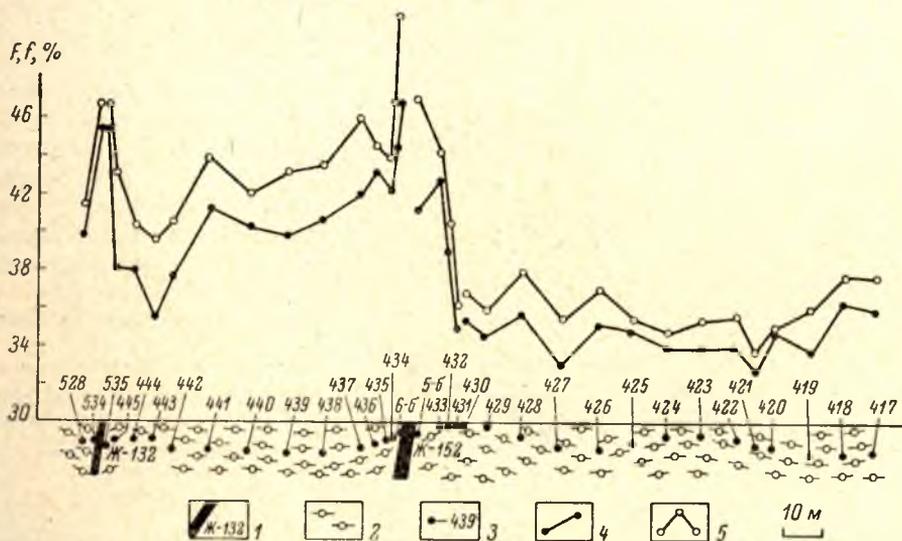


Рис. 18. Графики коэффициентов железистости биотитов.

1 — пегматитовые жилы; 2 — дистено-гранато-биотитовые гнейсы; 3 — пробы биотита; 4 — график коэффициентов железистости  $f$ ; 5 — график коэффициентов железистости биотитов  $F$ .

титовыми жилами. Кристаллохимические формулы и дополнительные коэффициенты наглядно отражают изменения химического состава биотитов по мере приближения к контактам с пегматитовыми жилами. В целом химический состав соответствует типичному биотиту (Дир и др., 1965).

Количество щелочей в биотитах изменяется незначительно и без видимых закономерностей. Коэффициент при группе X колеблется в пределах 0.71—1.0, но, как правило, бывает меньше единицы.

Наиболее существенные и закономерные изменения затрагивают элементы шестерной координации. По мере приближения к пегматитовым жилам в биотите гнейсов закономерно увеличивается содержание двухвалентного железа от 0.78 формульных единиц вне влияния пегматитовых жил до 1.04 в зонах экзоконтактов. В противоположность двухвалентному железу количество магния закономерно уменьшается от 1.61 формульных единиц вдали от жил до 1.26 в приконтактных зонах. Намечается тенденция к увеличению роли трехвалентного железа в биотитах вблизи жил. Содержание титана в биотите колеблется без видимых закономерностей от 0.06 до 0.16 формульных единиц. Количество алюминия в кислородных тетраэдрах изменяется в пределах 1.20—1.35 формульных единиц при незначительном его возрастании в тетраэдрических слоях биотитов из гнейсов вблизи с пегматитовыми жилами.

Отмеченные закономерности изменения химического состава биотитов отчетливо отражаются в резком повышении коэффициентов железистости ( $f$  и  $F$ ) по мере приближения к пегматитовым жилам (рис. 18, 19). Если коэффициенты железистости биотитов из вмещающих гнейсов за пределами влияния пегматитовых жил, как правило, не превышают 34—36%, то в зонах экзоконтактов их значения возрастают до 51%. ореол околожилных гнейсов, для которого характерна повышенная железистость биотитов, достигает наибольшей мощности в висячих экзоконтактах пегматитовых жил. Например, в висячем контакте жилы № 152 мощность этого ореола около 50 м, а в лежащем — не более 10 м.

Как отмечают многие исследователи (Великославинский, Соколов, 1960; Другова, Глебовицкий, 1965, и др.), биотиты каждой из метаморфических фаций характеризуются некоторыми общими особенностями состава. С повышением степени метаморфизма понижается железистость биотита, т. е. его химический состав может служить показателем термодинамических условий образования биотитсодержащей породы. Изученные биотиты

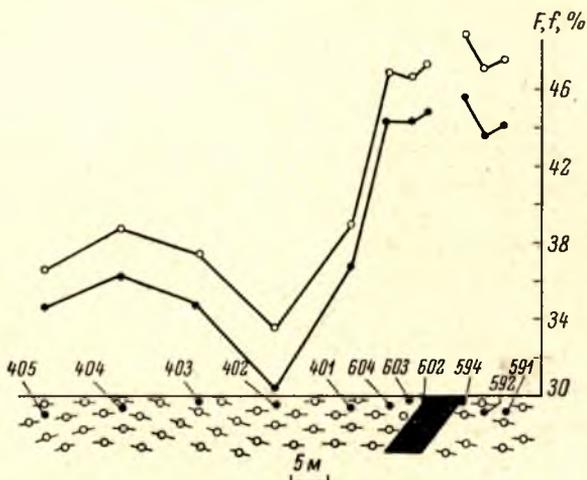


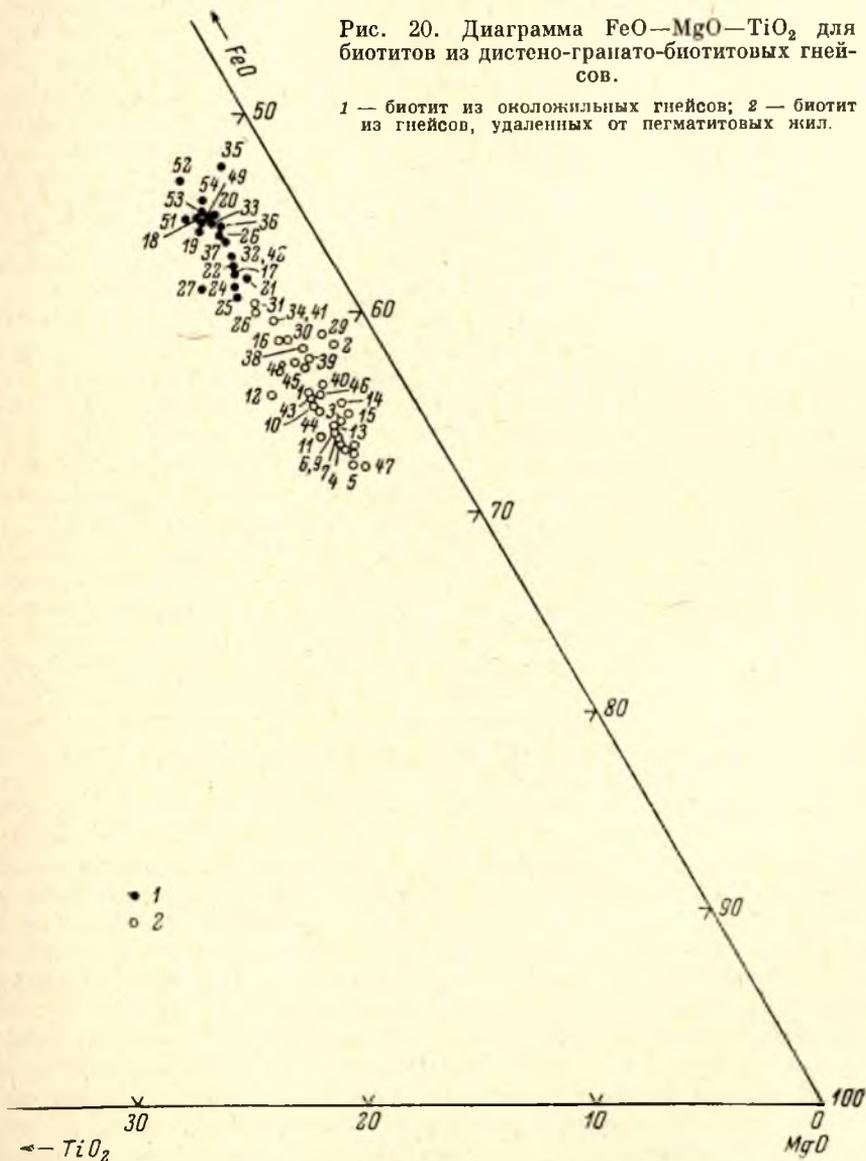
Рис. 19. Графики коэффициентов железистости биотитов.

Условные обозначения см. на рис. 18.

нанесены на диаграмму (рис. 20) для пород с избытком глинозема, на которой в вершинах треугольника находятся окислы  $FeO$  (общее железо),  $MgO$  и  $TiO_2$  (Другова, Глебовицкий, 1965). Все биотиты располагаются в поле, отвечающем условиям амфиболитовой фации метаморфизма. Однако на этой диаграмме достаточно четко обособляются две группы биотитов. Одна из них, соответствующая биотитам из околожилных гнейсов, наиболее приближена к вершине  $FeO$ , а другая — к вершине  $MgO$  (для биотитов из гнейсов вдали от пегматитовых жил). Пространственная приуроченность преобразованных биотитов к экзоконтактам пегматитовых жил свидетельствует о влиянии процессов пегматитообразования на состав биотитов околожилных гнейсов. Действительно, в экзоконтактах пегматитовых жил происходит обогащение околожилных гнейсов биотитом до образования непосредственно в экзоконтактах зон биотитового слюдита. Кроме того, широко развиты явления перекристаллизации околожилных гнейсов с укрупнением, в частности, чешуек биотита. Эти явления протекали при повышении относительного количества железа и магния в составе вмещающих пород за счет выноса кальция и натрия в жильные тела. Поскольку биотит является одним из немногих железо-магнезиальных минералов вмещающих гнейсов, то изменения химизма среды прежде всего отражаются на его химическом составе, а именно в биотитах из экзоконтактов с пегматитовыми жилами повышается роль железа. Отмеченные особенности химического состава биотита свидетельствуют о том, что преобразование вмещающих околожилных гнейсов происходило при изменении термодинамических условий. Повышенная роль железа в составе биотитов из околожилных

гнейсов указывает на то, что контактовые изменения протекали при более низкой температуре, отвечающей условиям регрессивной стадии в пределах амфиболитовой фации метаморфизма.

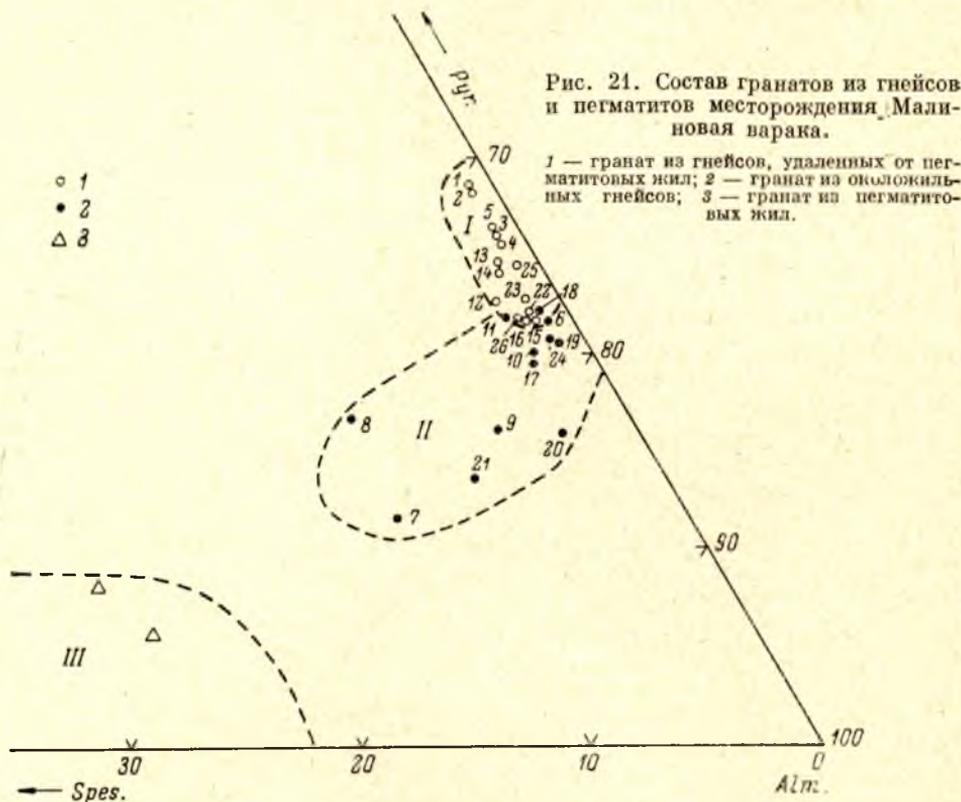
Особенности химического состава гранатов. Гранат вмещающих слюдосные пегматиты пород является одним из немногих минералов, в котором



имеются большие возможности изоморфных замещений одних компонентов другими при изменении условий среды. С целью установления закономерностей изменения химического состава граната вмещающих пород под влиянием процессов пегматитообразования анализировались его мономинеральные пробы, отобранные на различном расстоянии от пегматитовых жил № 132, 141, 152 месторождения Малиновая варака. Изучено 25 гранатов из дистено-гранато-биотитовых гнейсов по тем же геологическим разрезам, по которым отбирались пробы биотитов. Кроме того, привлечены результаты химического анализа двух гранатов из экзокон-

тактов пегматитовой жилы № 152, приведенные в работе Г. П. Сафроновой (1968). Пересчет аналитических данных на кристаллохимические формулы осуществлен по методике И. Д. Борнеман-Старынкевич (1964).

Результаты изучения химизма гранатов (приложение 2) свидетельствуют о существенном изменении их состава по мере приближения к пегматитовым жилам. Характерной чертой исследованных гранатов является



резкое преобладание альмандиновой составляющей, содержание которой колеблется от 63.1 до 74.7%. Количество альмандина по мере приближения к жилам закономерно возрастает. В то же время содержание пироповой составляющей в гранате при приближении к пегматитовой жиле уменьшается от 28.6 до 10.0%. Одновременно с увеличением количества альмандина в контактовых ореолах отчетливо устанавливается увеличение количества спессартиновой составляющей от 1.0% вне влияния пегматитовых жил до 12.7% в экзоконтактах. Андрадит и гроссуляр являются второстепенными составляющими в изученных гранатах, и поскольку они взаимосвязаны, то повышение количества одного из них вызывает уменьшение другого. Однако проявляется тенденция увеличения количества гроссуляра в экзоконтактных зонах, часто при полном отсутствии андрадита.

На треугольной диаграмме (рис. 21) показан состав изученных гранатов из вмещающих гнейсов и пегматитов. Состав гранатов из пегматитов заимствован из работы Г. П. Сафроновой (1968). На диаграмме видно, что гранаты распределены в виде трех обособленных полей. Первое поле отвечает гранатам из вмещающих гнейсов, удаленных от пегматитовых жил. Оно вытянуто вдоль стороны альмандин—пироп и отражает колебания содержаний этих компонентов при относительно постоянном коли-

честве спессартина. Второе поле занимают гранаты из экзоконтактовых гнейсов, для которых также характерны вариации содержаний альмандина и пирропа. Однако количество спессартина (2—12%) в них заметно выше, чем в гранатах, удаленных от пегматитовых жил. Поле гранатов из пегматитовых жил вытянуто вдоль стороны альмандин—спессартин и отражает значительные колебания этих составляющих при постоянном содержании пирропа, количество которого много меньше, чем в гранатах из вмещающих гнейсов.

Отмеченные особенности состава гранатов отражают характер изменения их химизма под влиянием процессов пегматитообразования. В дистено-гранато-биотитовых гнейсах гранат является основным концентратом двухвалентного железа, количество которого возрастает вблизи пегматитов, о чем свидетельствует увеличение коэффициента железистости  $F$  от 68.8% (вне влияния пегматитов) до 87.8% (вблизи пегматитов). В противоположность двухвалентному железу содержание магния в гранатах по мере приближения к жилам уменьшается. Для гранатов из околожилльных гнейсов характерно значительное повышение содержания марганца.

Существенные изменения химического состава граната в околожилльных гнейсах происходят при повышении относительного количества железа и магния в составе вмещающих пород за счет выноса из них кальция и натрия. Повышение роли железа и марганца в гранатах из околожилльных гнейсов указывает на то, что преобразование последних происходило при более низких температурных условиях по сравнению с температурой образования неизмененных вмещающих пород. Здесь уместно также указать на количественные соотношения граната и биотита, являющихся единственными железо-магнезиальными минералами в составе околожилльных вмещающих гнейсов. Многие исследователи отмечают увеличение количества граната с повышением степени метаморфизма и уменьшение при этом количества биотита в составе метаморфических пород (Маракушев, 1965; Другова, Глебовицкий, 1965, и др.). В нашем случае наблюдаются резкое увеличение биотита и уменьшение граната в околожилльных гнейсах, что дополнительно указывает на изменение термодинамических условий (в частности, на понижение температуры) преобразования вмещающих пород в экзоконтактах с пегматитовыми жилами. Эти изменения протекали в условиях регрессивной стадии амфиболитовой фации метаморфизма.

Таким образом, изучение химического состава биотитов и гранатов из вмещающих пород показало, что формирование последних отвечает условиям амфиболитовой фации регионального метаморфизма. В экзоконтактах с пегматитовыми жилами вмещающие породы испытали существенные преобразования под влиянием постмагматических процессов, что отразилось на изменении химического состава минералов переменного состава. Особенности химизма биотитов и гранатов из околожилльных гнейсов свидетельствуют о том, что контактовые изменения вмещающих пород происходили при более низких температурных условиях в пределах регрессивной стадии амфиболитовой фации метаморфизма.

Итак, ореолу изменения физических свойств вмещающих пород вблизи пегматитовых жил отвечает ореол преобразованных околожилльных вмещающих гнейсов, вещественный состав которых претерпел существенные изменения во время сложных и длительных процессов пегматитообразования.

# Г Л А В А II Физические поля над слюдяными пегматитами

## ПОЛЕ КАЖУЩЕГОСЯ СОПРОТИВЛЕНИЯ

Пегматитовые жилы за счет разницы в удельном электрическом сопротивлении с вмещающими гнейсами на кривых  $\rho_k$ , как правило, отмечаются максимумами (рис. 22, а). Интенсивность максимумов зависит от соотношения сопротивлений пегматита и гнейса. Так как  $\rho$  крупнокристалли-

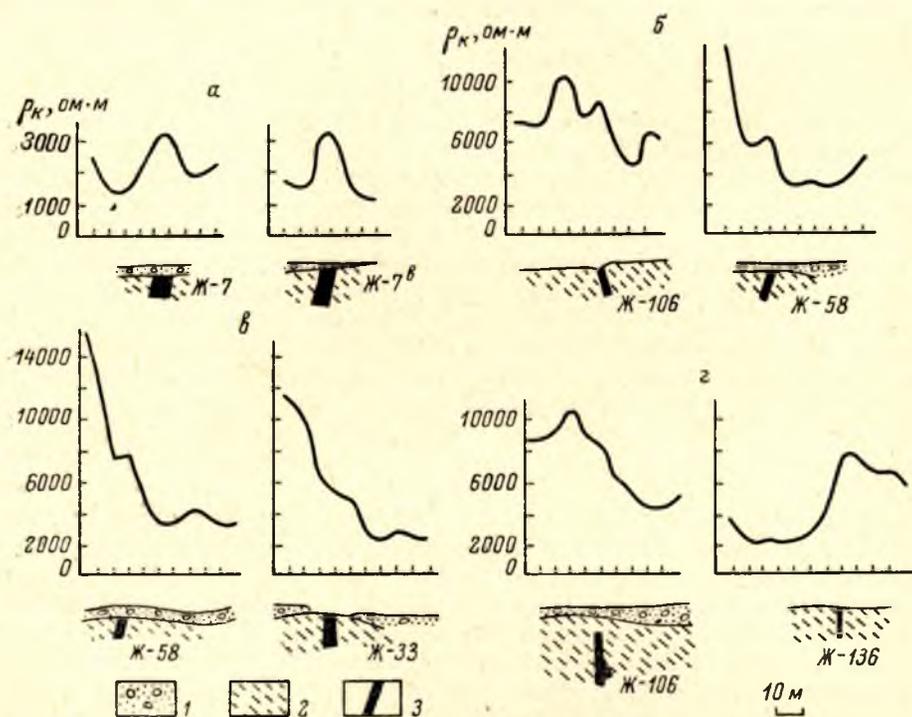


Рис. 22. Кривые кажущегося сопротивления над пегматитовыми жилами.  
1 — четвертичные отложения; 2 — гнейс; 3 — пегматит.

ческих разностей пегматита из-за их трещиноватости меньше, чем  $\rho$  мелкокристаллических непромышленных разностей пегматита, то при электроразведке наиболее интенсивные максимумы  $\rho_k$  наблюдаются над жилами мелкозернистого пегматита.

Электроразведочные работы показывают, что далеко не во всех случаях над пегматитовыми жилами наблюдаются максимумы  $\rho_k$ : часто на графике им соответствует переход от максимума к минимуму кажущегося сопротивления (перепад  $\rho_k$ , или электрическая ступень) или максимум на фоне такого перепада (рис. 22, б—г; табл. 17).

Таблица 17

Характер кривой кажущегося сопротивления	Количество пересечений жил	Число случаев, % к количеству пересечений
Максимум . . . . .	113	44.3
Перепад . . . . .	104	40.8
Максимум в перепаде . .	19	7.4
Минимум . . . . .	6	2.4
На графике жила не отмечается . . . . .	13	5.1
Итого . . . . .	255	100.0

Итак, только над 44.3% исследованных пегматитовых жил при электропрофилировании получаются максимумы  $\rho_k$ , почти половине всех жил соответствуют перепады кажущегося сопротивления. Такая связь, по-видимому, обусловлена тем, что на границе пород с различными физическими свойствами создавались наиболее благоприятные условия для образования трещин.

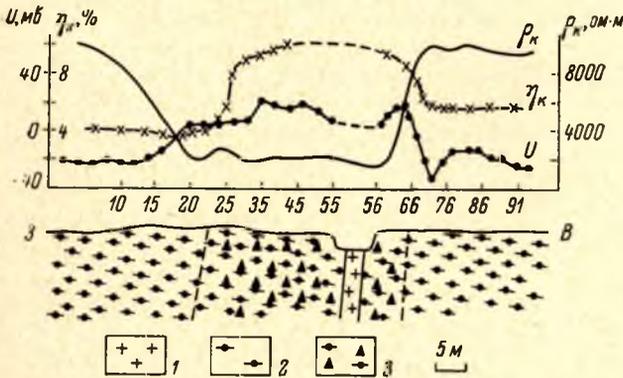


Рис. 23. Кривые кажущегося сопротивления, потенциала естественного поля и кажущейся поляризуемости над пегматитовой жилой № 1 месторождения Малиновая варака.

1 — пегматит; 2 — гранато-биотитовый гнейс; 3 — зона околожилных измененных пород.

Некоторые пегматитовые жилы расположены в зонах дробления, выделяющихся минимумами  $\rho_k$ . Пегматит в этих зонах по своему удельному электрическому сопротивлению не отличается от вмещающих его гнейсов, и поэтому жилы на графиках  $\rho_k$  не отмечаются. Таких жил на исследованных месторождениях не более 5—6% от всего числа изученных тел.

Обычно околожильная зона измененных пород не влияет на характер кривой  $\rho_k$  над пегматитовой жилой, так как их пористость увеличивается незначительно, а рудная вкрапленность не имеет непрерывной связи и поэтому не снижает  $\rho$  гнейсов. Однако в мощных, хорошо проработанных гидротермальными растворами околожильных зонах пористость и трещиноватость настолько велики, что эти зоны часто выделяются минимумами кажущегося сопротивления. Например, зона измененных пород вблизи жилы № 1 месторождения Малиновая варака отмечается минимумом  $\rho_k$  шириной 30 м (рис. 23). При этом значения  $\rho_k$  над измененными

дистено-гранато-биотитовыми гнейсами не превышают 2000 ом·м, в то время как над этими же породами вне зоны  $\rho_k = 10\,000$  ом·м. Мощность зоны со стороны висячего бока 25 м, со стороны лежачего — 3 м. И в этом случае пегматитовая жила расположена вблизи резкого перепада  $\rho_k$ .

Таким образом, подавляющая часть слюдяных пегматитов при электропрофилировании отмечается или максимумом, или перепадом  $\rho_k$ ; в последнем случае почти всегда наблюдается максимум, хотя и с некоторым смещением относительно жилы. В связи с этим на первом этапе поисков, когда необходимо обнаружить мощные и неглубоко залегающие тела, следует использовать электроразведку методами сопротивления в комплексе с другими геофизическими методами для прямых поисков жил. При этом аномалии  $\rho_k$  необходимо проверять длинными канавами или профилями скважин колонкового бурения и обращать внимание не только на максимумы, но и на перепады  $\rho_k$ .

### ПОЛЕ КАЖУЩЕЙСЯ ПОЛЯРИЗУЕМОСТИ

Известно, что «нормальное» значение поляризуемости для безрудных пород многих районов Советского Союза не превышает 2% при измерении через 0.5 сек. после трехминутной зарядки (Кумаров, 1966). Над гнейсами, слагающими месторождения слюды Карелии и Кольского полуострова, наиболее часто измеряемые величины  $\eta_k$  равны 2—4% (рис. 24) при  $AO = 75 \div 100$  м. В случае большей пирротинизации гнейсов «нормальное» поле  $\eta_k$  может достигать 6%. Основная часть измерений  $\Delta U_{ВП}$  на слюдяных месторождениях проведена через 0.5 сек. после выключения тока, небольшая часть — через 0.25 сек.

Судя по разнице поляризуемости пегматита и вмещающих его пород (см. табл. 4), над пегматитовыми телами при профилировании методом ВП должны создаваться минимумы кажущейся поляризуемости. Однако из-за влияния околожильной зоны пирротинизированных пород чаще всего локализация пегматитовых жил связывается с максимумами  $\eta_k$ . Измерения  $\eta_k$  по скважинам по-

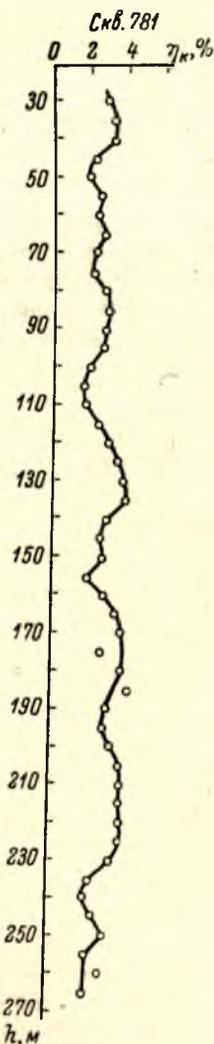


Рис. 24. Кривая кажущейся поляризуемости в «безрудной» скважине.

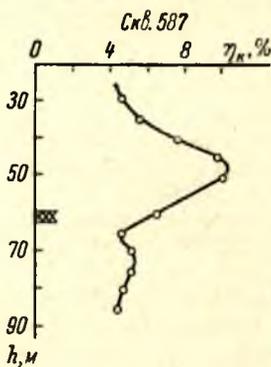


Рис. 25. Кривая кажущейся поляризуемости по скважине, пересекающей пегматитовую жилу.

казывают, что при пологом залегании пегматитовой жилы (месторождение слюды Кольского полуострова) максимум  $\eta_k$  соответствует наджильным, наиболее проработанным гидротермальными растворами породам (рис. 25). Относительная интенсивность максимума превышает 10% при нормальном поле 4%, ширина максимума 25 м при мощности жилы 2.5 м. При крутом падении пегматитов (жила № 1 месторождения Малиновая варака) максимум  $\eta_k$  возникает за счет около-

жилых измененных пород (рис. 23). Ширина максимума  $\eta_k$ , полученного за счет пирротинизированных пород, в висячем боку жилы достигает 20 м, в лежащем — 5 м. Таким образом, ширина максимума  $\eta_k$  над пегматитовыми жилами в 2—2.5 раза превышает зону повышенной поляризуемости вблизи пегматитов, установленную по измерениям  $\eta$  образцов (рис. 10). Судя по ширине аномалий  $\eta_k$  над пегматитовыми жилами, метод ВП, которым выделяются околожилные изменения, должен быть более глубинным, чем методы, рассчитанные на прямые поиски жил.

## ЕСТЕСТВЕННОЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ ПОЛЕ

Измерения по методу естественного электрического поля в скважинах свидетельствуют о спокойном нормальном поле на месторождениях слюды, что связано с относительной однородностью пород. Особенно относится это к исследованному месторождению Кольского полуострова, для которого приводятся графики потенциала естественного электрического поля по поисковым скважинам, не пересекающим пегматитовых тел (рис. 26).

Аномалии естественного электрического поля возникают как над крутопадающими (рис. 27), так и пологопадающими жилами (рис. 28 и 29), причем над пологопадающими жилами аномалия  $U$  в плане имеет изометрическую или неправильную форму, а над крутопадающими — линейно вытянутую. Относительная интенсивность аномалий над крутопадающими жилами достигает 40—50 мв, над пологопадающими приближается к 100 мв (рис. 28).

Ширина аномалии над крутопадающими жилами в несколько раз превышает их мощность, над пологопадающей жилой примерно равна длине ее по простиранию (рис. 28), в плане она оконтуривается изолиниями потенциала естественного поля (рис. 29).

Аномалии естественного поля над крутопадающими жилами детально изучены на месторождении Малиновая варака в Карелии по трем профилям длиной 80—100 м. Измерения проведены через 1 м. На профиле 2, пересекающем жилу I (рис. 23), относительная величина максимума  $U$  достигает 40 мв, причем этой аномалией четко отмечается зона околожилных измененных пород, мощность которых достигает 25 м со стороны висячего бока и 5 м со стороны лежащего бока пегматитовой жилы. Также четко отмечаются границы зоны измененных пород и вблизи жилы 2-5 этого же месторождения (рис. 30).

Изучение аномалий естественного поля над пологопадающими жилами Кольского полуострова показало, что они создаются за счет наджилевой

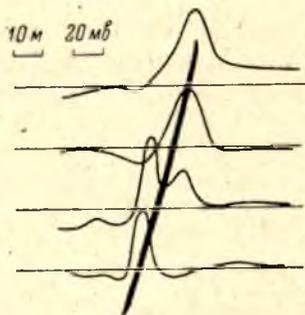


Рис. 27. План графиков потенциала естественного поля над крутопадающей жилой (Кольский полуостров).

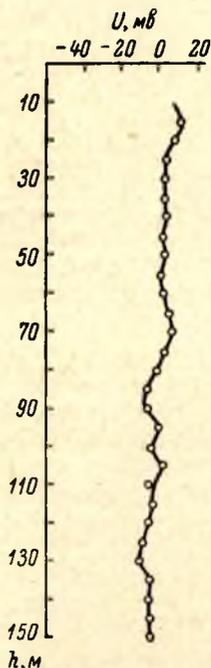


Рис. 26. Кривые потенциала естественного поля в «безрудной» скважине.

измененной зоны вмещающих пород. На рис. 31, а приведена кривая  $U$ , полученная по одной из скважин колонкового бурения, пересекающей пегматитовую жилу на глубине 60 м, и кривая, рассчитанная по формуле

$$U = \frac{x}{0.00062x^2 - 0.0458x + 1}, \quad (8)$$

где  $x$  — расстояние от точки с  $U=0$ . Так как кривые практически совпадают,

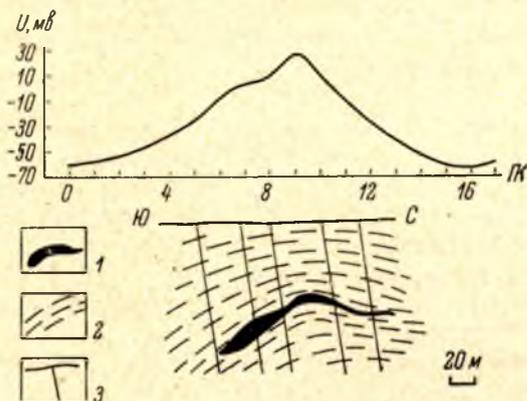


Рис. 28. Кривая потенциала естественного поля над пологозалегающей жиллой (Кольский полуостров).

1 — пегматит; 2 — гнейс; 3 — скважины.

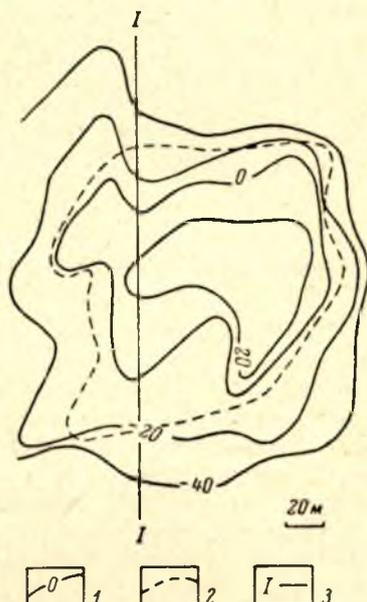


Рис. 29. План изолиний потенциала естественного поля над пологозалегающей жиллой (Кольский полуостров).

1 — изолинии потенциала; 2 — контур пегматитовой жилы; 3 — линия разреза (рис. 28).

по формуле (8) подсчитано, что над подобной пегматитовой жиллой за счет измененных пород аномалия в 20 мв создается на расстоянии 110 м вверх от жилы и 18 м вниз от нее. И действительно, на поверхности

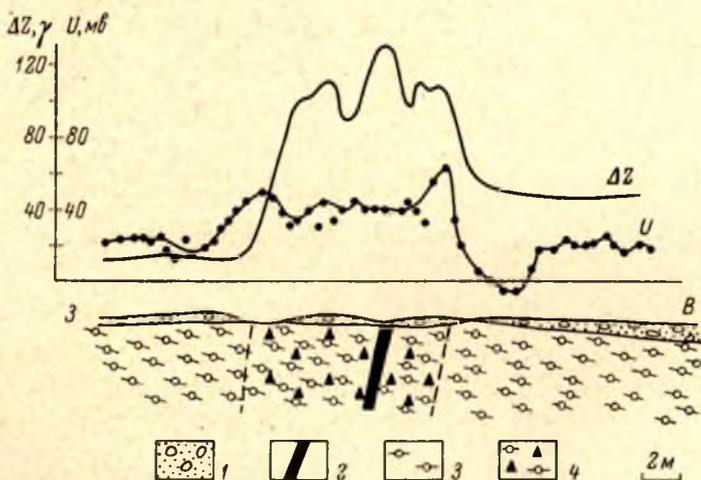


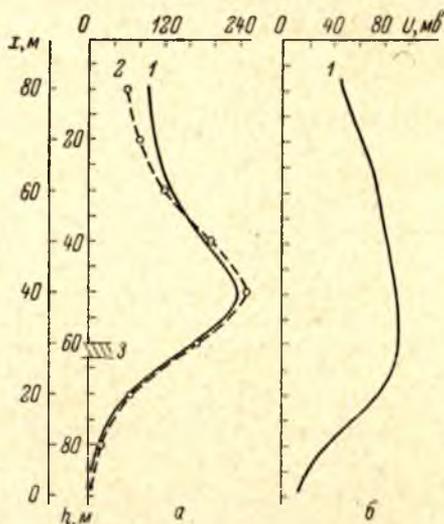
Рис. 30. Кривые потенциала естественного поля и вертикальной составляющей магнитного поля над пегматитовой жиллой № 2-5 месторождения Малиновая варака.

1 — четвертичные отложения; 2 — пегматитовая жила; 3 — гранито-гранато-биотитовые гнейсы; 4 — зона околосжилльных изменений (рис. 31).

над этой жилой получена довольно интенсивная аномалия естественного поля (рис. 28). Асимметричное расположение максимума  $U$  относительно пегматитовой жилы объясняется более сильной проработкой гидротермальными растворами пород всяческого бока жилы. Наибольшие значения потенциала естественного поля получены в 10 м от всяческого контакта пегматитового тела. Аномалия естественного поля хорошо заметна и в скважине, пробуренной в 25 м от выклинившейся части жилы (рис. 31, б) и свидетельствует о распространении измененных вмещающих пород по всем направлениям от пегматитового тела.

Рис. 31. Кривые потенциала естественного поля по скважине, пересекающей пегматитовую жилу (а) и прошедшей в 25 м от жилы (б).

1 — наблюдаемая кривая; 2 — теоретическая кривая; 3 — пегматит.



Таким образом, ширина аномалий естественного электрического поля над пегматитовыми жилами равна или превышает ширину аномалий, полученных другими геофизическими методами. Характерно, что максимумы  $U$  получены почти во всех пересечениях пегматитовых жил (240 из 274).

## МАГНИТНОЕ ПОЛЕ

В связи с несколько большей магнитной восприимчивостью гнейсов слюдяных месторождений по сравнению с пегматитами над жилами должны создаваться минимумы  $\Delta Z$ . Магниторазведочные работы, проведенные на месторождениях слюды, показывают, что мощные пегматитовые тела, например жилы № 7 и 31 месторождения Тэдино, выделяются минимумами  $\Delta Z$  интенсивностью в 50—100 гамм (рис. 32). В то же время

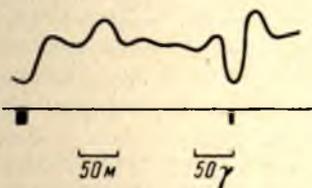


Рис. 32. Кривая вертикальной составляющей магнитного поля над пегматитовыми жилами № 7 и 31 месторождения Тэдино.

установлено, что вмещающие пегматит породы магнитно неоднородны, и изменения  $\Delta Z$  над гнейсами намного превосходят по величине аномалии над пегматитовыми жилами.

Детальные магниторазведочные работы (шаг 0.5 м) по профилям, пересекающим пегматитовые жилы, свидетельствуют о том, что околожилные гнейсы более магнитны, чем гнейсы, расположенные вдали от пегматитов. Над зоной околожилных измененных пород вблизи жилы № 1 месторождения Малиновая варака получен максимум  $\Delta Z$  относительной интенсивностью 30—40 гамм (рис. 33), кривая над зоной изрезана, что объясняется магнитной неоднородностью гнейсов. Над жилой 2-5 этого же месторождения максимум  $\Delta Z$  превышает 100 гамм (рис. 30). Мощность

зоны околожилльных измененных пород по данным магниторазведки несколько меньше, чем по данным электроразведки методом естественного электрического поля.

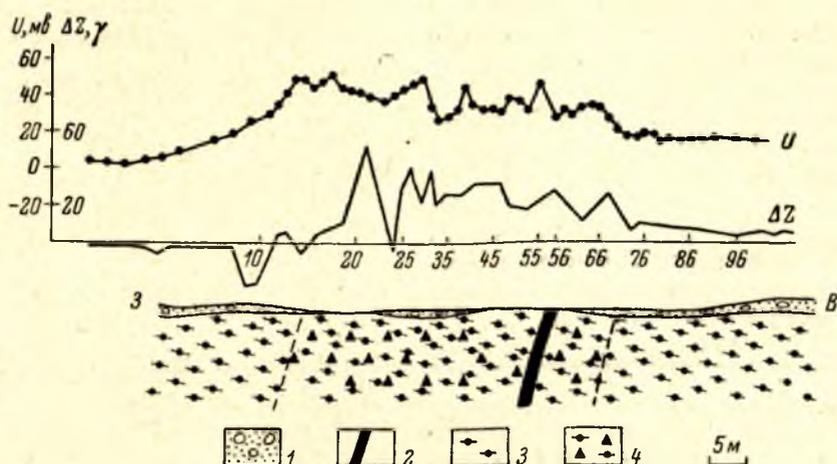


Рис. 33. Кривые потенциала естественного поля и вертикальной составляющей магнитного поля над пегматитовой жилкой № 1 месторождения Малиновая варака.

1 — четвертичные отложения; 2 — пегматитовая жила; 3 — гранато-биотитовый гнейс; 4 — зона околожилльных измененных пород.

Таким образом, в тех случаях, когда магниторазведка используется для поисков пегматитовых жил, следует обращать внимание не только на минимумы, но и на максимумы  $\Delta Z$ .

## СКОРОСТНОЕ ПОЛЕ

Известно, что в распределении плотности пород слюдяных месторождений существуют следующие закономерности: 1) средняя плотность пород чупинской толщи в пределах пегматитового поля ниже, чем за флангами месторождения (Игнатьева, 1968а); 2) около пегматитовых жил существует ореол пониженных значений плотности вмещающих пород (Дмитриев, 1968). Поскольку можно говорить о прямой корреляционной связи между плотностью пород и скоростью упругих волн в них (Дмитриев, Голод, 1968), указанные закономерности характерны также для скоростного поля или для поля упругих параметров.

Учитывая преимущественно субвертикальный характер расположения пегматитовых жил, слюдяные месторождения Карелии можно представить в виде модели вертикально-слоистой среды, перекрытой наносами, которая достаточно хорошо известна в рудной сейсморазведке (Иванов, Караев, 1969).

Таким образом, представляется возможным опробовать на слюдяных месторождениях Карелии оба направления рудной сейсморазведки: параметрическую и структурную сейсморазведку.

Параметрическая сейсморазведка связана с изучением распределения сейсмических параметров в изучаемой среде (в частности, скорости распространения упругих волн). Структурная (лучевая) сейсморазведка имеет дело с сейсмическими границами внутри среды, вызывающими общедифракционные явления. Несмотря на четкость существующих сейсмических границ на слюдяных месторождениях Карелии (Дмитриев, Голод,

1968), использование структурной сейсморазведки в пределах месторождений встречает значительные теоретические и практические трудности, связанные в основном с малыми по сравнению с длиной волны геометрическими размерами изучаемых объектов (жил и околожилных зон). Опыт рудной сейсморазведки в различных районах СССР и за рубежом свидетельствует о том, что применение лучевой сейсморазведки при поисках жильных полей (месторождений) безусловно перспективно, если можно конкретизировать морфологические типы структур, контролирующих размещение пегматитовых кустов.

Сейсмоскоростной метод (ССМ) в принципе равнозначен любому другому параметрическому методу геофизики, в частности электроразведке (методами естественного поля, вызванной поляризации). Поэтому эффективность его применения сравнима с эффективностью указанных методов. Следовательно, ССМ может привлечь внимание специалистов только в том случае, если он окажется по крайней мере не хуже традиционных геофизических методов по другим практическим показателям (производительности, мобильности, стоимости).

Проще изучать площадное распределение скорости по поверхности кристаллических пород, используя метод первых вступлений (МПВ), по которым можно определить граничную скорость, отождествляемую со средней скоростью продольных волн. При этом с успехом могут быть использованы малоканальная сейсмическая аппаратура и малые интервалы возбуждения колебаний. Эффективность ССМ можно повысить, изучая распределение скоростного поля на глубину (например, по методу рефрагированных волн — МРВ). Применение МРВ требует увеличения интервалов возбуждения колебаний до сотен метров и километров, что связано с использованием более интенсивных источников упругих волн, т. е. приводит к некоторому усложнению, удорожанию ССМ.

На месторождениях Северной Карелии в 1966—1968 гг. опробовался ССМ в модификации МПВ (изучалось площадное распределение скорости) с помощью шестиканальной сейсмостанции типа АСМ-1, оснащенной сейсмоприемниками СПМ-16. Колебания возбуждались ударом кувалды весом 4—10 кг. Наблюдения проводились по методике непрерывного профилирования. Для прослеживания преломленных волн по профилю применялась система встречных и нагоняющих географов. Одна стоянка сейсмоприемников отработывалась с двух ближних и с двух дальних пунктов удара. Профиля располагались вкрест простирания жилы. Длина их выбиралась таким образом, чтобы захватывать нормальное поле скорости по обе стороны от жилы. Длина профилей 80—140 м, расстояние между ними 20—40 м, ударный интервал 20 м. Данный ударный интервал при возбуждении колебаний кувалдой 10 кг обеспечивал достаточно уверенное прослеживание преломленной волны. При расстановке сейсмоприемников применялся переменный шаг (в порядке интервалов от пункта удара) 1—2—3—4—5 м. Часть объема работ выполнена с ударным интервалом 10 м, который применялся при наблюдениях на обнажениях коренных пород, с постоянным шагом 2 м между сейсмоприемниками.

Полученные сейсмограммы имеют длительность полезной записи не более 0.05 сек. (рис. 34). Первые вступления состоят из прямой волны в верхнем слое четвертичных отложений, преломленных волн от промежуточных преломляющих границ и основной преломленной волны от границы коренных пород. Кажущиеся скорости в четвертичных отложениях лежат в пределах 0.1—0.8 км/сек., кажущаяся скорость основной волны не меньше 1.5—2 км/сек. Это резкое различие в скоростях позволяет рассматривать среду как двуслойную. Эффективная скорость усредненной прямой волны в четвертичных отложениях оказывается в пределах 0.3—0.6 км/сек. Привязка основной преломленной волны к границе

коренных пород не вызывает затруднений из-за наличия на ряде профилей обнажений коренных пород. Во всех тех случаях, когда мощность четвертичных отложений не превышала 0.3—0.5 м, сейсмографы закапывались до коренных пород.

Таким образом, в большинстве случаев граничная скорость определялась как эффективная скорость прямой волны. Следует отметить, что годограф прямой волны на обнажениях не является прямой линией, а имеет вид параболы. При этом на малых расстояниях кажущаяся скорость близка к значению скорости в наносах. Параболическая форма годографа свидетельствует о том, что по крайней мере в верхних частях коренных пород скорость меняется нелинейно, увеличиваясь с глубиной по экспоненциальному закону, т. е. регистрируемые основные преломленные волны фактически являются рефрагированными с различной степенью проникновения в коренные породы, зависящей от интервала наблюдения и пути скольжения на границе раздела. Последнее, очевидно, при постоянном интервале наблюдений зависит от мощности наносов. О существовании явления рефракции свидетельствует также непараллельность нагоняющих годографов (рис. 35). Это означает, что абсолютное сопоставление граничных скоростей от точки к точке возможно лишь при учете степени проникновения рефрагированной волны в коренные породы. Так как это не всегда возможно, приходится прибегать к приближенным определениям. Первое допущение: при равных интервалах наблюдения глубина рефракции одинакова независимо от мощности наносов.

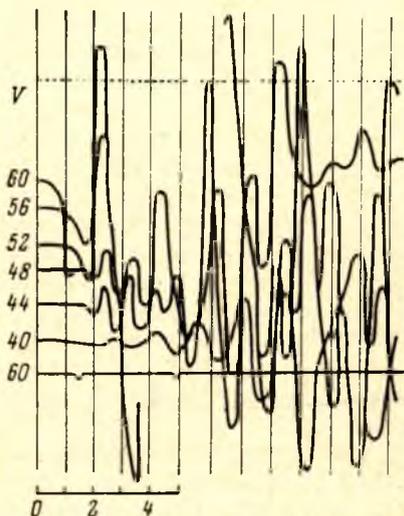


Рис. 34. Сейсмограмма ССМ.

Наиболее простым способом вычисления граничной скорости является способ кажущихся скоростей, при котором используется формула

$$v_r = \frac{2v'_r \cdot v''_r}{v'_r + v''_r}, \quad (9)$$

где  $v_r$  — граничная скорость;  $v'_r$  и  $v''_r$  — кажущиеся скорости, вычисленные по прямому и обратному годографам. Формула (9) обеспечивает достаточную точность при углах наклона граници до  $10^\circ$  и более.

Однако решающее значение придается способу разностных годографов, достоинством которого, кроме простоты, является способность исключить влияние поверхностных неоднородностей. Вводятся новые допущения: 1) форма преломляющей граници мало отличается от плоскости в пределах интервала, 2) скорость в покрывающей среде не испытывает сильных и частых изменений. При соблюдении указанных выше условий и постоянстве граничной скорости разностный годограф представляет собой прямую линию. Если преломляющая граници имеет несколько участков с различными значениями скорости, разностный годограф расчленяется на звенья, соответствующие различным участкам интервала. Изменение угла наклона разностного годографа может быть обусловлено: 1) наличием нескольких слоев с различными граничными скоростями или вертикальным градиентом скорости, 2) существованием горизонтального гра-

диента скорости. Сделанное выше допущение о постоянстве глубины рефракции позволяет приписать решающее значение горизонтальному изменению скорости.

Графики скорости строятся в виде двумерных кривых в системе координат  $v, x$ , где  $x$  — расстояние по профилю от начала. Пример обработки профиля приведен на рис. 35. Погрешность определения скорости при указанных допущениях не превышает 10%. Она определяется в основном точностью отсчета времени с сейсмограмм (Дмитриев, 1968).

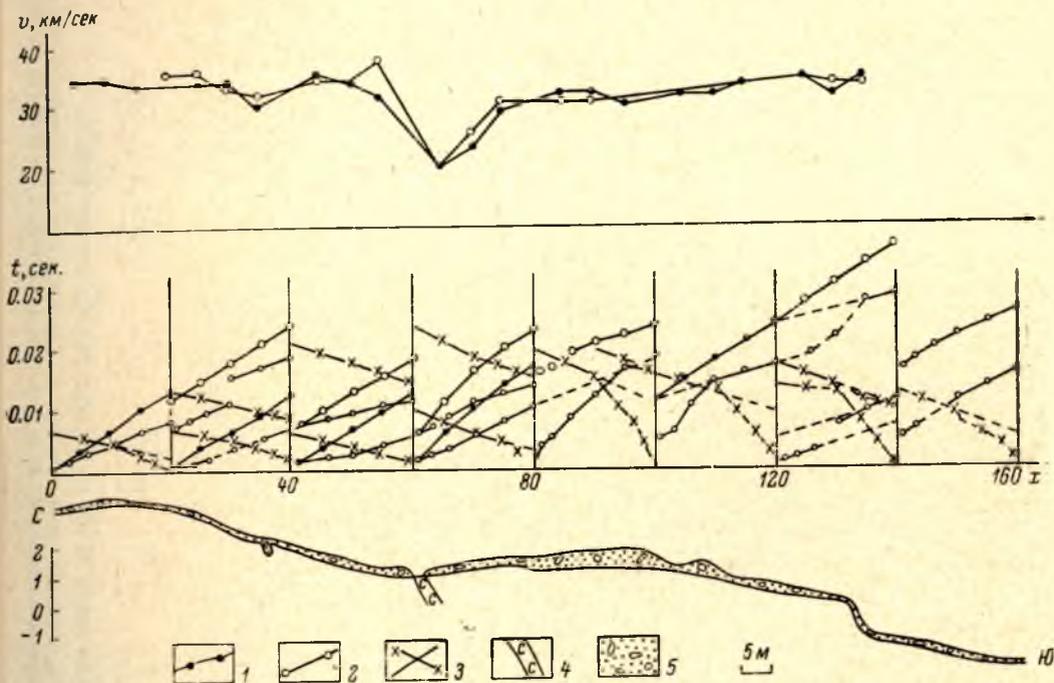


Рис. 35. Графики скорости по профилю I (жила № 78, месторождения Малиновая ва- рака).

1 — график скорости, разностный годограф для варьного интервала 40 м; 2 — то же, для интервала 20 м; 3 — прямой и обратный годографы; 4 — пегматитовая жила; 5 — четвертичные отложения.

Построение плана изолиний скорости по графикам скорости не отличается от известных способов. Выбранное сечение 0.5 км/сек., по нашему мнению, исключает влияние на общую картину шумовых неоднородностей. По отношению к обычным значениям скорости (2—3 км/сек.) оно составляет около 20—25%, что выходит далеко за пределы ошибок определения. Лишь в случае максимальной скорости (4 км/сек.) его доля доходит до 12.5%, приближаясь к ошибке.

Полученные графики скорости показаны на планах жил (рис. 36, 37). Как отмечалось выше, сопоставимые скорости получаются при постоянных интервалах наблюдений. В соответствии с этим строилось три вида кривых: по 10-, 20- и 40-метровым интервалам (рис. 36, 37). Графики представляют собой плавные кривые, состоящие из: а) спокойных участков максимального значения скорости, б) участков незначительных колебаний, в) участков значительного понижения скорости. Спокойные участки соответствуют, по-видимому, зонам развития неизменных гнейсов. Наличие мелких жилок и присутствие небольших массивов основных пород приводят к локальным понижениям скорости. Влиянием подобных при-

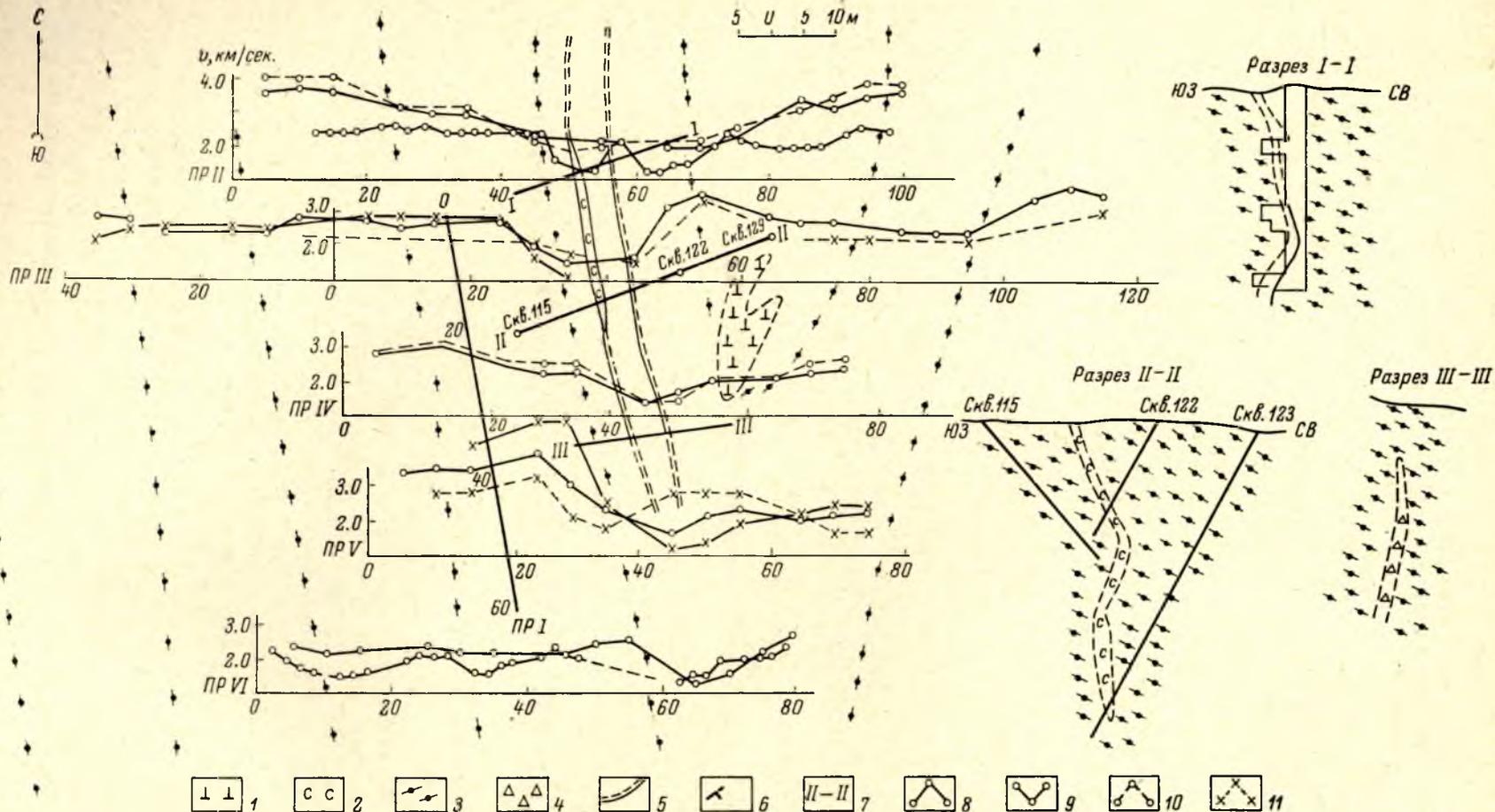


Рис. 36. Графики скорости в районе жилы № 106 месторождения Малиновая варак.

1 — аплиты; 2 — пегматитовая жила; 3 — гнейсы чупинской свиты; 4 — плагиоклазовый пегматит; 5 — проециии жилы на дневную поверхность; 6 — элементы залегания гнейсовидности; 7 — линии разрезов; 8 — графики скорости для интервалов 20 м, 9 — 10 м, 10 — 40 м; 11 — графики кажущихся скоростей.

чин объясняется существование участков второго типа. Участки третьего типа характерны для всех профилей, секущих жилы. Сопоставление кривых с геологическими данными (рис. 36, 37) показывает, что они неизменно связаны с пегматитовыми жилами различной мощности. Как правило, над жилами наблюдается минимум скорости, отличающийся от

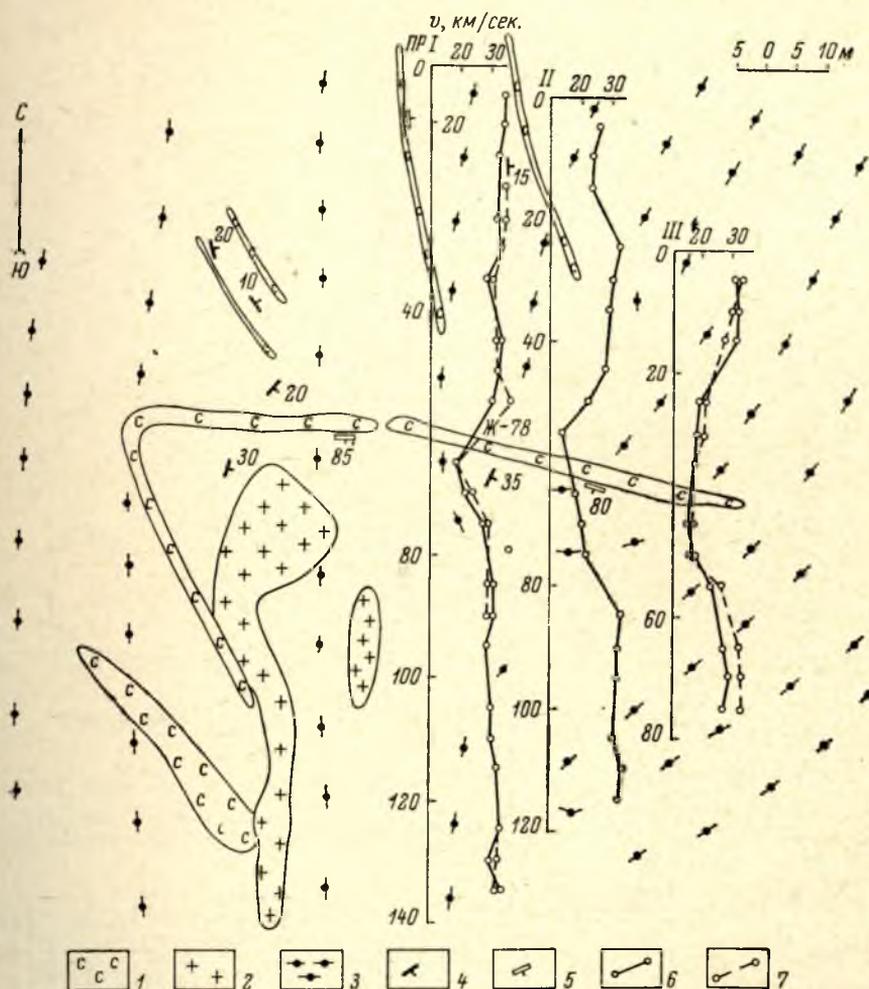


Рис. 37. Графики скорости в районе жилы № 78 месторождения Малиновая варака.

1 — пегматитовые жилы; 2 — аплиты; 3 — гнейсы чупинской свиты; 4 — элементы залегания гнейсовидности; 5 — элементы залегания плоскостей контактов; 6 — графики граничных скоростей для интервалов 20 м; 7 — то же для интервалов 40 м.

ближних максимумов до 2 раз. Следовательно, подобные минимумы могут служить разведочным критерием при поисках пегматитовых жил. Локализация жилы при этом легче всего, вероятно, осуществить по плану изоскоростей.

На планах изоскоростей (рис. 38, 39) жилы четко оконтуриваются изолиниями пониженных значений скорости. При этом вся измененная зона, вероятно, оказывается оконтуренной изоскоростями 2.5—3 км/сек. В районе жилы 78 (рис. 38) всю площадь можно разделить по скоростям на три зоны. Северная характеризуется изоскоростями 3 и 3.5 км/сек., между которыми имеются локальные неоднородности, обусловленные на-



отмечаются более низкими значениями. Выделяет их также характерная вытянутость форм изолиний, причем направление оси вытянутости совпадает с направлением простираения жилы. Таким образом, можно заклю-

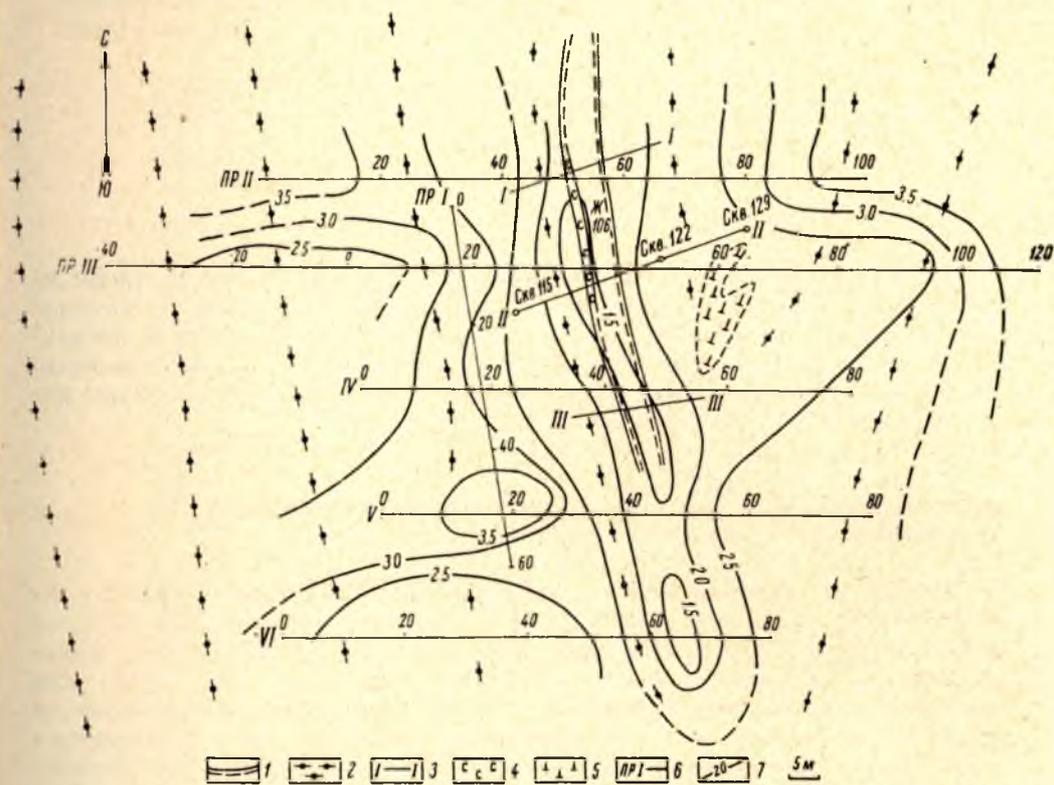


Рис. 39. План изоскоростей района жилы № 106 месторождения Малиновья варака.

1 — проекция жилы на дневную поверхность; 2 — дистено-гранато-биотитовые гнейсы; 3 — линии геологических разрезов; 4 — пегматит; 5 — аплит; 6 — сейсмические профили; 7 — изоскорости (км/сек.).

чить, что на еще не изученном участке эта характерная особенность жильных аномалий позволяет опознавать их.

Так как гнейсовое покрытие над слепой жилой несет в себе следы изменений, такие погребенные жилы должны отмечаться изолиниями пониженных значений скорости. В критическом случае вероятны цепочки локальных минимумов вида, отмеченного на рис. 39, где южная погруженная часть жилы отмечается небольшим овалом изолинии минимального значения скорости.

# Г Л А В А III Геофизические методы при геологическом картировании слюдяных месторождений

В слюдоносных районах Карелии и Кольского полуострова геофизические методы используются в основном при детальных работах: крупномасштабной геологической съемке, поисках пегматитовых жил и их разведке. Из работ более мелкого масштаба наибольший интерес представляет аэромагнитная съемка, проведенная на всей площади развития пород беломорского комплекса.

## МАГНИТОРАЗВЕДКА ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ КАРТИРОВАНИИ БЕЛОМОРСКОГО КОМПЛЕКСА ГНЕЙСОВ

Материалы аэромагнитных съемок (ЗГТ, ЛАЭМ Мингео СССР) свидетельствуют о слабой намагниченности пород Карело-Кольского слюдоносного региона. Все известные поля слюдоносных пегматитов располагаются в области спокойного магнитного поля, отрицательного или знакопеременного, интенсивностью до  $\pm 300$  гамм. Исключением является лишь юго-восточная часть Центрального пояса, повышенное магнитное поле над которым объясняется, вероятно, влиянием относительно магнитных пород свиты кейв. Такой характер магнитного поля, согласно А. И. Кацкову и Г. А. Поротовой, подтверждает общее антиклинальное строение Беломорского блока. Относительно пониженные и спокойные магнитные поля в пределах блока соответствуют крупным антиклиналям, а повышенные и знакопеременные — синклиналям. Различия в характере магнитного поля связаны с тем, что антиклинорные зоны сложены в основном немагнитными и слабомагнитными породами кислого состава (гнейсы, гранитоиды), а в синклинорных областях развиты преимущественно осадочно-вулканогенные породы и магматические комплексы основного состава. Структурно-тектоническое строение беломорид находит отражение в магнитном поле: согласно с изменением ориентировки основных складчатых структур региона северо-западное и субмеридиональное направление изолиний, характерное для Северной Карелии, изменяется на субширотное для Кольского полуострова.

Различные горизонты беломорского комплекса гнейсов. В разрезе беломорского комплекса наблюдается некоторое уменьшение интенсивности магнитного поля с запада на восток. Поле  $\Delta T_a$  над породами керетской свиты в среднем на 100—200 гамм ниже, чем над породами западной свиты. Особенно четко эти различия проявлены в контакте чупинской и хетоламбинской свит для районов Чупинской губы и Лоухского озера, однако в районе озер Дядино и Нигрозера (рис. 40) различия в характере магнитного поля над этими свитами менее четкие. Снижение интенсивности  $\Delta T_a$ , возможно, связано с различным метаморфизмом пород беломорского комплекса (Чечель, Верба, Сипакова, 1967). Сложные очертания изолиний в продуктивной на слюду чупинской свите, опреде-

ляемые сочетанием аномалий северо-восточного и северо-западного направлений, отражают поперечную складчатость пород этой свиты. Многие аномалии  $\Delta T_a$  связаны с пластовыми интрузиями основных пород, участвующими в складчатости и подчеркивающими антиклинальные структуры. Породам хетоламбинской и керетской свит соответствуют более

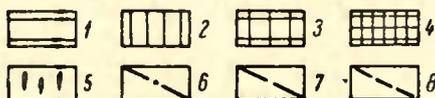
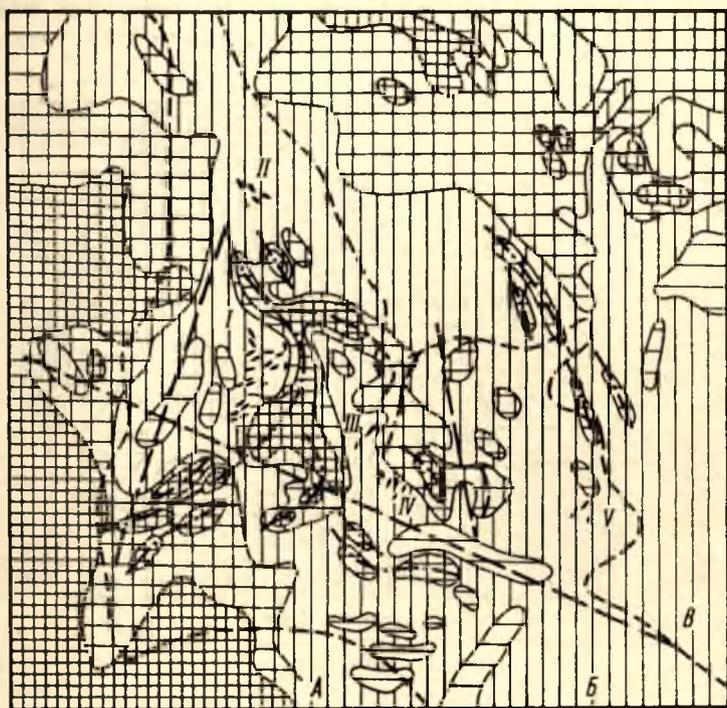


Рис. 40. Схема элементов тектоники района месторождения Тэдино (Карелия).

Участки с различной интенсивностью магнитного поля: 1 — ниже 0 гамм, 2 — от 0 до 50 гамм, 3 — от 50 до 100 гамм, 4 — свыше 100 гамм; 5 — пегматитовые жилы; 6 — доорогенные тектонические нарушения; 7 — посторогенные тектонические нарушения; 8 — границы свит беломорской серии (А — котозерская, Б — чупинская, В — хетоламбинская). Участки: I — Слюдоварана, II — Кунья гора, III — рудника Тэдино, IV — Сторонний, V — Полярная гора.

простые структуры магнитного поля. Размеры аномалий, их интенсивность тоже уменьшаются. Эти особенности магнитного поля наряду с другими, которые могут выявиться при детальной обработке материалов аэромагнитных съемок (построение карт изолиний, применение методов математической статистики) и детализации наземными магнитными съемками с параллельным изучением магнитных свойств пород, могут быть использованы в качестве критериев расчленения пород беломорского комплекса.

**Тектонические нарушения.** Аномалии  $\Delta T_a$  над зонами тектонических нарушений (в зависимости от минерализации этих зон) можно разделить на четыре группы:

1. Разломы, выполненные породами основного и ультраосновного состава. Большей частью это пластовые (доорогенные и синорогенные),

реже — трещинные интрузии, секущие складчатые структуры (позднеорогенные). Характер аномалий  $\Delta T_a$  над этими зонами определяется магнитными свойствами, формой, размерами и условиями залегания интрузий. Аномалии над пластовыми телами обычно подчинены складчатым структурам. Линейные, протяженные аномалии или цепочки аномалий изометрической формы окаймляют складчатые структуры (антиклинали) и могут быть использованы при геологическом картировании как маркирующие горизонты. Интенсивность аномалий достигает 300 гамм и более,

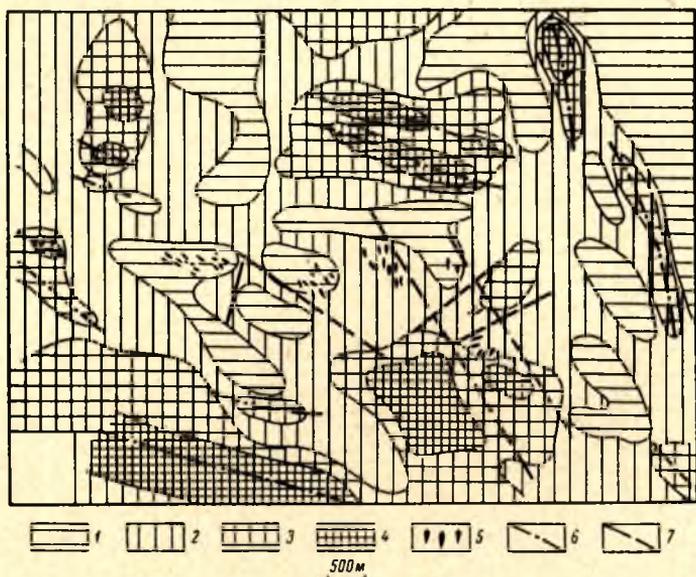


Рис. 41. Схема элементов тектоники района Станционного полуострова (Карелия).

Участки с различной интенсивностью магнитного поля: 1 — ниже 0 гамм, 2 — от 0 до 50, 3 — от 50 до 100, 4 — свыше 100 гамм; 5 — пегматитовые жилы; 6 — доорогенные разрывные нарушения; 7 — посторогенные разрывные нарушения.

протяженность их — до нескольких километров при ширине в несколько сотен метров. Для продуктивной чупинской свиты очертания этих аномалий довольно четко отражают рисунок перекрестной складчатости (рис. 40), в соседней хетоламбинской свите складчатость и соответствующие ей очертания аномалий упрощаются. Над секущими дайками основных и ультраосновных пород отмечаются линейные аномалии  $\Delta T_a$  различной интенсивности, секущие складчатые структуры. Протяженность их не более первых километров.

2. Разломы, выполненные кислыми породами — гранитами, аплитами и пегматитами (синорогенные, позднесинорогенные), в магнитном поле проявлены менее отчетливо. В некоторых случаях их удается проследить по прерывистым зонам магнитного поля относительно пониженной интенсивности, по нарушению сплошности линейных аномалий над зонами первого типа, по изменению направления изолиний, снижению магнитных свойств пород в зонах разлома — для магнитных пород (рис. 40, 41). Интенсивность аномалий, протяженность и размеры различны. Более детальное изучение магнитных свойств пород и характера магнитного поля некоторых месторождений мусковита Чурино-Лоухского района совместно с их геологическим строением подтвердило приуроченность

локальных понижений  $\Delta T_a$  к антиклинальным пегматитоносным структурам и дало объяснение этим аномалиям.

Одно из крупных месторождений Северной Карелии, расположенное на северном берегу оз. Лоухского, локализовано в брахиантиклинальной структуре. Ядерная часть ее сложена практически немагнитными породами, а периферийные части — несколько более магнитными. На карте изолиний  $\Delta T_a$  центральная часть складки фиксируется отрицательным

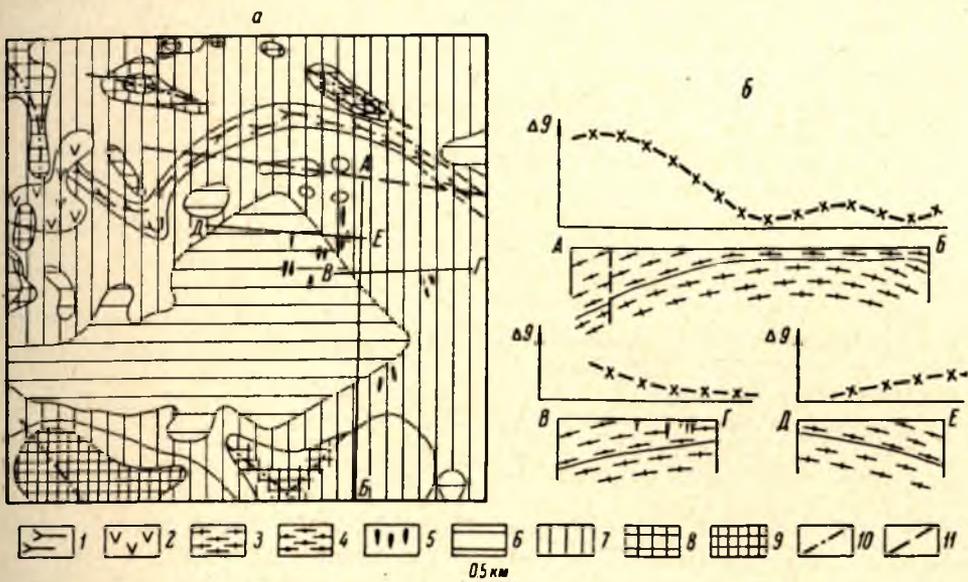


Рис. 42. Схема магнитного поля с элементами геологической структуры (а) и геологические разрезы с кривыми  $\Delta g$  (б) района берега оз. Лоухского (Карелия).

1 — пласт амфиболитов, нижний горизонт хетоламбинской свиты; 2 — габбро-нориты; 3 — аплитовидные гнейсы чупинской свиты; 4 — глинозёмистые гнейсы чупинской свиты; 5 — пегматитовые жилы. Участки магнитного поля с интенсивностью: 6 — до  $-100$  гамм, 7 — от  $-100$  до 0, 8 — от 0 до 100, 9 — свыше 100 гамм; 10 — оси магнитных аномалий; 11 — линии разломов.

магнитным полем интенсивностью около 100 гамм (рис. 42). Очертания изолиний 100 гамм создают представление о форме антиклинали в плане. По периферии структура оконтуривается положительными магнитными аномалиями, обусловленными линзами амфиболитов и габбро-норитов хетоламбинской свиты. Аналогичные аномалии  $\Delta T_a$  отмечаются и над другими пегматитоносными структурами.

Район Станционного полуострова представляет собой северо-восточное крыло Чупинской антиклинали, имеющей общее близкое к широтному направление и сложенное в основном породами чупинской свиты — биотитовыми, гранато-биотитовыми, дистено-гранато-биотитовыми гнейсами с прослоями амфиболовых гнейсов и амфиболитов. Простираение пород на западе северо-западное, на востоке — северо-восточное, падение к северо-западу, северу и северо-востоку. Пегматитовые поля известных здесь трех месторождений (Лопатова губа, Вуатварака, Важением-ламбина) располагаются в более мелких антиклинальных ступенеобразных перегибах крыла основной антиклинали. Аэромагнитной съемкой для этого района отмечено спокойное магнитное поле с локальными аномалиями  $\Delta T_a$  интенсивностью до 200—300 гамм и более (рис. 41).

3. Тектонические зоны, несущие разнообразную гидротермальную минерализацию (серицитизация, хлоритизация, сульфидизация и др.), в основном постпегматитового возраста. Нарушения могут быть прослежены

по изменениям интенсивности магнитного поля в двух случаях. Если эти зоны развиваются в породах с повышенными магнитными свойствами, то интенсивность поля в пределах разломов ослабевает вследствие снижения намагниченности. При обогащении зон магнитными минералами они прослеживаются по локальным максимумам  $Z_a$  интенсивностью до десятков и сотен гамм (рис. 43). Протяженность аномалий десятки и сотни метров, ориентированы они по простиранию жил, иногда приурочены к контактам, участкам выклинивания. Форма аномалий различна, иногда аналогична аномалиям от тел ограниченных размеров (рис. 44).

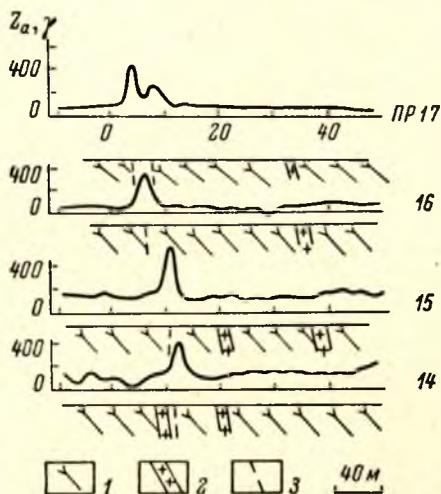


Рис. 43. Графики  $Z_a$  над постпегматитовым разломом в зоне экзоконтакта, несущим сульфидную минерализацию.

1 — сланцеватый амфиболит; 2 — пегматит; 3 — разлом.

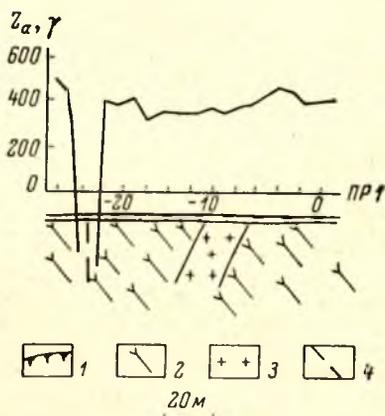


Рис. 44. Графики  $Z_a$  над постпегматитовыми разломами, несущими сульфидную минерализацию.

1 — четвертичные отложения; 2 — сланцеватый амфиболит; 3 — пегматит; 4 — разлом.

4. Молодые зоны дробления, катаклаза, милонитизации, проявляющиеся в современном рельефе, фиксируются снижением интенсивности магнитного поля над сильномагнитными породами.

**Антиклинальные структуры.** Характер отражения антиклинальных структур в различных физических полях, в частности в магнитном поле, имеет большое практическое значение, так как одним из основных поисковых критериев пегматитовых полей является локализация в структурах этого типа. Аэромагнитной съемкой над большинством месторождений и проявлений слюдоносных пегматитов были отмечены области пониженного спокойного отрицательного поля интенсивностью до 100—300 гамм. Эти области оконтуриваются положительными линейными аномалиями различной интенсивности. Они обусловлены, по-видимому, ультраосновными и основными породами в тектонических ослабленных зонах, ограничивающих небольшие брахиантиклинальные структуры (Пайв-Уайв, оз. Дядино, оз. Пулонгское и др.).

Район озер Дядино и Нигрозеро сложен породами котозерской, чупинской, хетоламбинской и керетской свит. Из шести известных здесь пегматитовых полей наиболее интенсивным и детально изученным является Слюдоваракское (рис. 40). Оно тяготеет к центральной части широкой антиклинали, сложенной преимущественно дистено-гранато-биотитовыми гнейсами. Второстепенная складчатость определяется сочетанием складок

северо-восточного и северо-западного направлений (Шуркин и др., 1962). С юга, востока и северо-востока антиклинальная структура подчеркивается крупными пластовыми телами габбро-норитов.

Основные черты геологического строения района отражены неоднородным магнитным полем. Ядро складки фиксируется слабым магнитным полем интенсивностью  $\pm 50$  гамм. По периферии, на юге, востоке и северо-востоке, структура окаймлена линейными аномалиями  $\Delta T_a$  интенсивностью 300—400 гамм, обусловленными пластовыми интрузиями габбро-норитов. С запада и северо-запада структура ограничена широкой областью высокого аномального магнитного поля (до 200—300 гамм). Природа этой аномалии не установлена вследствие широкого развития рыхлых отложений и отсутствия горных выработок. Возможно, ее следует связывать с богатой вкрапленностью ильменита в гнейсах котозерской свиты. Аналогичен характер магнитного поля для участков Тэдино и Стороннего (рис. 40). Геологическими наблюдениями установлено, что участки Полярная Гора и Кунья Гора также локализованы в антиклинальных структурах. В магнитном поле они проявлены менее четко, так как сложены породами, менее дифференцированными по намагниченности. Кусты пегматитовых жил этих месторождений оконтуриваются понижениями интенсивности поля на 25—50 гамм. В ряде случаев по форме кривых  $\Delta T_a$  устанавливается направление падения контактов возмущающих тел. При пластовом залегании основных интрузий это идентично определению направления падения пород.

В магнитном поле отражаются и разрывные нарушения. Через весь участок, с северо-запада на юго-восток, по минимумам  $\rho_k$  и цепочке озер, болот, долин прослеживается зона разлома. В магнитном поле это нарушение фиксируется отдельными локальными аномалиями  $\Delta T_a$  пониженной интенсивности, нарушениями «сплошности» линейных аномалий, связанных с будинированием пластовых интрузий, изменением очертаний изолиний. Аналогичная зона сечет месторождение Слюдоварака в направлении длинной оси структуры по азимуту СВ 10—20°. Остальные, более мелкие разломы, прослеживаемые по кривым  $\rho_k$ , не находят четкого отражения в магнитном поле. Все эти разломы постскладчатые, постпегматитовые.

Месторождение Лоушки расположено в крупной антиклинали второго порядка. Ось антиклинали погружается в северо-восточном и восточном направлениях, крылья ее осложнены серией более мелких складок. Закартирована сложная система разрывных нарушений. Доорогенные и посторогенные разломы прослеживаются по пластовым интрузиям ортоамфиболитов, габбро-норитов, пироксенитов, перидотитов, а также гранитов и аплитов и зон обогащения пород кварцево-полевошпатовым материалом. Для постпегматитовых разломов характерны брекчирование, дробление, развальцевание пород, угловые несогласия в элементах залегания пород разных блоков, подвороты гнейсов. Системы постпегматитовых разломов СВ 290—320° и СЗ 50—80° разбивают основную складчатую структуру на ряд ромбовидных блоков. Поля и кусты слюдоносных пегматитов располагаются преимущественно в мелких антиклинальных структурах. Пегматиты из синклинальных структур промышленной мусковитизации не несут. Основная антиклинальная структура фиксируется широкой областью отрицательного поля  $\Delta T_a$  интенсивностью до 100—200 гамм, на фоне которого прослеживаются полосовые или цепочечные аномалии интенсивностью до сотен гамм и более, создаваемые основными и ультраосновными интрузиями. Ориентировка аномалий подчеркивает сложную складчатую и разрывную тектонику месторождения — протяженные, ориентированные по простиранию пород аномалии от пластовых интрузий прерываются и изменяют ориентировку при пересечении их

более поздними тектоническими зонами. Аномалии северо-восточной ориентировки сменяются северо-западными, создавая впечатление поперечной складчатости. По форме кривых  $\Delta T_a$  в ряде случаев определяется направление падения пород и знак структуры. Кусты слюдоносных пегматитовых жил располагаются в отрицательном магнитном поле. Аномалии над мелкими антиклиналями неотчетливы.

Над группой месторождений Малиновая варака и Шатков Бор характер магнитного поля аналогичен. Пегматитовые поля этих месторождений локализуются в антиклиналях четвертого—пятого порядков, усложняющих крылья крупной Чупинской антиклинали второго порядка, характеризующейся магнитным полем интенсивностью  $\pm 50$  гамм. На этом фоне оконтуриваются линейные положительные аномалии  $\Delta T_a$  интенсивностью до 300 гамм и более, обусловленные пластовыми и секущими интрузиями основных и ультраосновных пород. Выходы гранитоидных в ядерных частях брахиантиклиналей фиксируются минимумами  $\Delta T_a$  около 100 гамм. Слюдоносные пегматитовые жилы располагаются в полях интенсивностью не более 50 гамм. Точное оконтуривание мелких пегматитовых структур только по данным магнитных съемок не представляется возможным.

Месторождения Хетоламбина, Постельное озеро расположены в хетоламбинской свите, менее дифференцированной по магнитным свойствам пород, чем чупинская. Магнитное поле относительно однородно и дает менее детальную информацию о структуре района. Пегматитовые поля здесь также располагаются в антиклинальных структурах и зонах антиклинальных перегибов шарниров складок, однако, по данным аэромагнитной съемки, эти структуры прослеживаются нечетко. Вероятно, для таких площадей необходимы более точные наземные исследования или применение других методов.

Месторождения слюды Кольского полуострова также фиксируются аномалиями магнитного поля повышенной интенсивности. Приуроченность полей пегматитов к антиклинальным структурам, закономерное распределение в этих структурах пород с различными магнитными свойствами, обуславливающее появление над ними локальных понижений интенсивности  $\Delta T_a$ , имеет общий характер для Беломорского пегматитового пояса.

**Поисковые критерии.** Сведения о магнитных свойствах пород региона и характере магнитного поля над различными объектами позволяют наметить критерии решения различных задач, связанных с геологической съемкой пегматитовых районов, а также поисками и разведкой слюдоносных пегматитов.

**А.** Районы распространения слюдоносных пегматитов в целом характеризуются относительно однородными слабыми магнитными полями интенсивностью  $\pm (200 \div 300)$  гамм. Материалы региональных магнитных съемок наряду со сведениями о геологическом строении районов и данными других геофизических методов могут быть использованы для прогнозной оценки пегматитовости территорий.

**Б.** Складчатая тектоника пегматитовых районов в определенных условиях достаточно четко отражается в характере и особенностях магнитного поля за счет наличия в их строении магнитоактивных горизонтов. Направление изолиний магнитного поля, как правило, соответствует общему направлению простирания складчатых структур. Рисунок поперечной складчатости, характерной для продуктивной чупинской свиты, фиксируется сложной системой аномалий  $\Delta T_a$ , представляющей собой сочетание субширотных и субмеридиональных аномалий различных форм и размеров. Эти аномалии накладываются на общее, близкое к меридиональному (Северная Карелия) и к широтному (Кольский полуостров) направление поля и крупных структур I—II порядков.

Области относительно более слабых и однородных полей соответствуют антиклинальным структурам. Синклиналильные структуры характеризуются сравнительно интенсивными неоднородными полями. Эта закономерность проявляется как в региональном масштабе для крупных структур I—II порядков, так и для структур высших порядков.

В. Антиклинальные сводовые структуры и участки ступеневидных перегибов шарширов складок, контролирующие размещение полей слюдоносных пегматитов в продуктивной свите, фиксируются локальными аномалиями магнитного поля до  $-(100 \div 200)$  гамм. Наиболее отчетливы аномалии над структурами, ограниченными по периферии пластовыми интрузиями основных пород (магнитоактивные горизонты). Структуры, сложенные слабомагнитными породами, фиксируются неотчетливо, и для их оконтурирования необходимо привлекать другие методы. Различия в магнитных свойствах пород центральных частей пегматитоносных структур и их «пустых» флангов усугубляются за счет процессов пегматитообразования и мусковитизации.

Г. Тектонические зоны, по которым происходило внедрение пород основного состава, фиксируются линейными положительными аномалиями  $\Delta T_a$ . По форме этих аномалий можно судить об относительном возрасте нарушений (доорогенные, синорогенные, посторогенные), а по интенсивности, размерам и форме кривых  $\Delta T_a$  — о форме, элементах залегания, протяженности тектонических зон и составе выполнивших их пород. Линейные аномалии различной интенсивности, наблюдаемые в пределах пегматитовых полей многих месторождений, являются признаками секущих тектонических зон, выполненных дайками основных или ультраосновных пород или тектонических зон, несущих гидротермальную минерализацию (сульфиды, магнетит). Характер проявлений в магнитном поле древних тектонических зон, залеченных кварцево-полевошпатовым материалом или заключающих в себе интрузии кислых пород, по данным магнитной съемки выяснить не удастся.

Д. Беломорский комплекс в целом является довольно однородной формацией слабомагнитных пород гранитоидного состава, поэтому возможности использования магниторазведки для картирования пород беломорской толщи в мелких масштабах ограничены. Более перспективным представляется использование этого метода для крупномасштабного картирования при условии проведения высокоточных наблюдений. Практическое значение может получить метод магнитного каротажа для расчленения разреза при бескерновом бурении (в комплексе с другими методами исследования).

## ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПРИ КРУПНОМАСШТАБНОМ КАРТИРОВАНИИ

Обычно при крупномасштабном геологическом картировании слюдяных месторождений Карелии и Кольского полуострова использовались два геофизических метода: электроразведка методом срединного градиента и магниторазведка. Началось опробование и внедрение в практику работ и других методов: естественного электрического поля, вызванной поляризации, гравиразведка.

### Метод срединного градиента

Метод срединного градиента в последнее время в связи с широким использованием токов низкой частоты вновь привлекает внимание большого числа геофизиков.

Основное преимущество метода срединного градиента (особенно на переменном токе) перед другими модификациями электроразведки — его высокая производительность. Кроме того, при работе этим методом влияние неоднородности пород вблизи питающих заземлений постоянно, поэтому кривая  $\rho_k$  не осложнена дополнительными экстремумами, как, например, при симметричном профилировании.

Подавляющая часть электроразведочных работ при геологическом картировании слюдяных месторождений проведена методом срединного градиента. Пегматитоносные структуры, как правило, фиксируются повышенными значениями  $\rho_k$ . На рис. 45 приведена схематическая карта кажущегося сопротивления двух крупных кустов пегматитовых жил месторождения Хетоламбина. Район сложен породами хетоламбинской свиты: биотитовыми, амфибол-биотитовыми и амфиболовыми гнейсами с редкими пластами амфиболитов. Общее простирание пород север-северо-западное, падение пологое (в среднем  $15^\circ$ ) на восток-северо-восток. Структура осложнена поперечными малыми

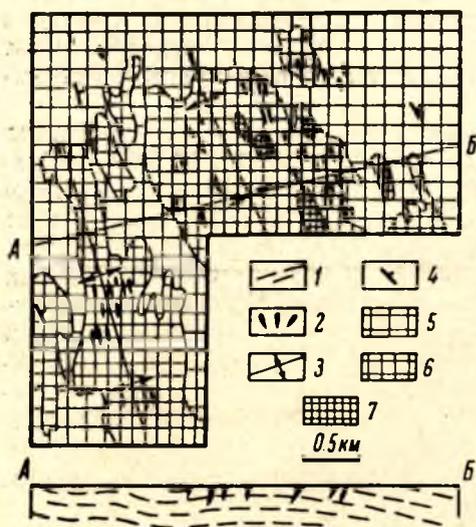


Рис. 45. Схема поля кажущегося электрического сопротивления района оз. Хетоламбина с элементами геологической структуры.

1 — гнейсы хетоламбинской свиты; 2 — пегматитовые жилы; 3 — оси второстепенных пологих антиклинальных поднятий; 4 — слоистость и сланцеватость. Поля кажущегося сопротивления: 5 — до 4000 ом·м, 6 — от 4000 до 8000; 7 — свыше 8000 ом·м.

и мелкими складками, погружающимися в том же восток-северо-восточном направлении. На пегматитоносных участках горизонтальное падение, местами очень пологое обратное (юго-западное).

На схеме зоны повышенного сопротивления совпадают с ядерными частями пологих второстепенных антиклиналей или с участками выполаживания падения. Локализация пегматитовых кустов на участках пород со средними сопротивлениями (4000—8000 ом·м) является характерной особенностью многих месторождений слюды.

В некоторых случаях методом срединного градиента можно получить более полные сведения о складчатой структуре месторождения слюды. Такие работы проведены, например, на месторождении Слюдяной Бор, которое сложено гнейсами различного состава: дистено-гранато-биотитовыми, дистепо-гранато-ставролитовыми, кордиерито-биотитовыми, гранато-биотитовыми, амфиболсодержащими, образующими антиклинальную складку с осью субмеридионального направления. Пегматитовые жилы имеют направление простирания, согласное с простиранием гнейсов, и приурочены к их высокоглиноземистым разностям. Участок почти сплошь перекрыт мощным плащом обводненных четвертичных отложений. По плану изолиний кажущегося сопротивления (рис. 46) можно судить и о складчатой и о разрывной тектонике месторождений. По направлению изолиний  $\rho_k$ , широтному на юге, меридиональному в средней части участка и северо-восточному на северо-западе, вырисовывается складчатая структура месторождения. По зонам низкого сопротивления (менее 4000 ом·м) прослеживаются разрывные нарушения трех направлений: северо-запад-

ного, близкого к широтному; субмеридионального и северо-восточного, причем наиболее протяженными и древними являются нарушения северо-западного направления, которые остальными не пересекаются. К этим же нарушениям приурочены и массивы основных пород. Все месторождение разбито тектоническими нарушениями на блоки с различным простира-

нием пород, что видно на геологической схеме (рис. 47), составленной по наблюдениям В. В. Сиваева и В. П. Хютте,

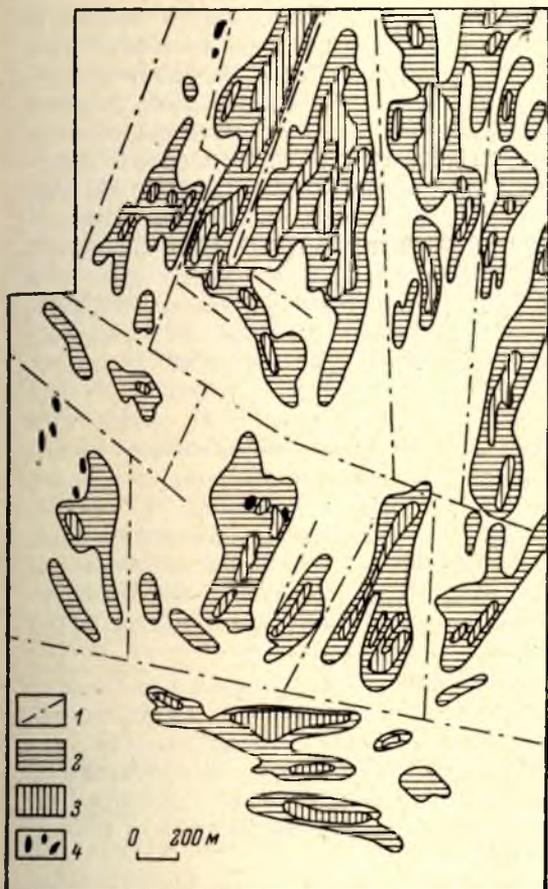


Рис. 46. План изолиний кажущегося сопротивления на месторождении Слюдяной Бор.

1 — оси полей низкого  $\rho_k$  (до 4000 ом·м); Поля кажущегося сопротивления: 2 — от 4000 до 10 000 ом·м; 3 — свыше 10 000 ом·м; 4 — пегматитовые жилы.

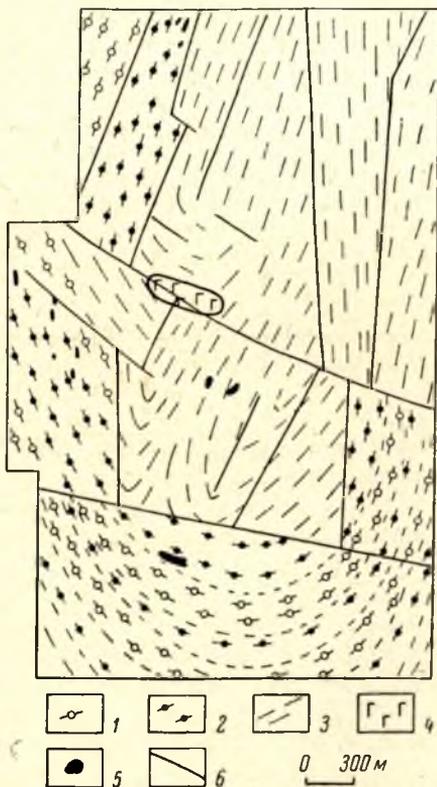


Рис. 47. Геологическая схема месторождения Слюдяной Бор.

1 — дистено-гранато-биотитовые и дистено-гранато-ставролито-кордиерито-биотитовые гнейсы; 2 — гранато-биотитовые гнейсы; 3 — биотитовые гнейсы; 4 — габбро-диабаз; 5 — пегматитовые жилы; 6 — линии тектонических нарушений.

и плану изолиний  $\rho_k$  (рис. 46). Пегматитовые жилы на месторождении, как правило, приурочены к электрическим ступеням, в связи с чем северная часть участка представляется наиболее перспективной для обнаружения новых жил.

При крупномасштабной геологической съемке методом срединного градиента в основном удастся картировать не складчатые структуры, а разрывные нарушения, которые отмечаются интенсивными минимумами  $\rho_k$ , так как удельное электрическое сопротивление пород зависит от их физического состояния — трещиноватости и обводненности. Естественно, электроразведкой выделяются лишь «молодые» нарушения и те древние, движения по которым впоследствии возобновлялись. Пол-

ностью залеченные (в том числе и пегматитом) тектонические трещины не выделяются. По-видимому, явление повторного раскрытия тектонических трещин было широко развито на месторождениях слюды, так как часто крупные «молодые» зоны разломов, отмечающиеся минимумами  $\rho_k$ , выполнены телами древнейших основных и ультраосновных пород. Таким образом, можно утверждать, что полученные при электропрофилировании минимумы  $\rho_k$ , которые прослеживаются на десятки, сотни, а иногда и тысячи метров, в значительной своей части обусловлены древними разрывными нарушениями. В некоторых случаях удается установить пространственную связь пегматитовых жил с тектоническими зонами (зонами низких значений  $\rho_k$ ). Так, на месторождении слюды, расположенном на северном берегу Лоухского озера в Карелии, Н. Н. Тарасовым выделяются зоны пониженных значений  $\rho_k$ , ориентированные в трех направ-

Т а б л и ц а 18

Величина поля $\rho_k$ при $AB = 500$ м, ом · м	Количество жил	Количество жил, %
2000—4000	3	3.5
4000—6000	10	11
6000—8000	14	16
8000—11000	58	66
Свыше 11000	3	3.5

лениях: широтном, северо-восточном и северо-западном. Широтная зона является наиболее крупным нарушением с интенсивно раздробленными породами (раздробленность установлена по скважинам и подземным горным выработкам). Зоны пониженного сопротивления, ориентированные в северо-западном направлении, соот-

ветствуют, скорее всего, пострудным трещинам, по которым наблюдается смещение пегматитовых тел. Пегматитовые жилы месторождения тяготеют к зонам низких  $\rho_k$  северо-восточного направления и лежат в них частично или полностью.

Г. Ш. Меламед (1968) разделяет 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 этих 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.

При картировании методом срединного градиента выделяются не только зоны низкого кажущегося сопротивления, но также блоки пород среднего и высокого сопротивления. Пегматитовые жилы обычно приурочены к определенным полям  $\rho_k$ . Например, на месторождении Тэдино две трети известных пегматитовых жил пространственно связаны с полями кажущегося сопротивления величиной 8000—10 000 ом · м (табл. 18). Замечено также, что часть пегматитовых жил приурочена к области контакта полей кажущегося сопротивления средней (6000—8000 ом · м) и большой (10 000—11 000 ом · м) величины, а другая часть — к области контакта полей средней и малой величины (2000—4000 ом · м), т. е. к электрическим ступеням (Голод, Меламед, 1967).

Таким образом, по величине кажущегося сопротивления методом срединного градиента выделяются тектонически ослабленные зоны и блоки монолитных пород, причем для поисков пегматитовых жил рекомендуются участки, характеризующиеся наличием электрических ступеней.

На рис. 48 показана схема разрывных нарушений участка Слюдоварака месторождения Тэдино, полученная в результате съемки методом срединного градиента. Месторождение сложено комплексом глиноземистых гнейсов, в восточной части участка согласно с ними залегают

массивы перидотитов. В структурном отношении это антиклиналь, к ядерной части которой в основном приурочены пегматитовые жилы. Длина по простиранию промышленноценных пегматитовых жил превышает 100 м, средняя мощность 1—3 м. Линиями нарушений считались оси зон, где сопротивление пород менее 4000 ом·м при  $AB=500$  м. Основным тектоническим нарушением, как видно из схемы, является мощная зона, оконтуривающая участок с северо-востока, востока и юго-востока. Это нарушение является дорудным, так как к нему приурочены тела древних ультраосновных пород. Более мелкие трещины, расположенные к западу от основного разлома, видимо, являются сопутствующими, так как направление простирания их северо-восточное ( $10-20^\circ$ ) и

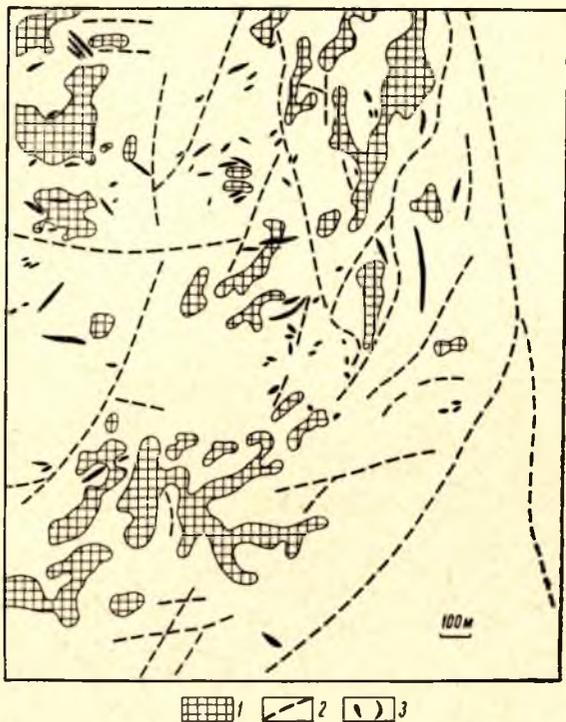


Рис. 48. Схема разрывных нарушений на участке Слюдоварака месторождения Тэдино.

1 — поля кажущегося сопротивления более 10 000 ом·м; 2 — оси зон пониженного кажущегося сопротивления (менее 4000 ом·м); 3 — пегматитовые жилы.

северо-западное ( $350^\circ$ ) совпадает с направлениями простирания основного разлома. Часть пегматитовых жил (с простиранием, близким к меридиональному) расположена вблизи мелких трещин и параллельно им, другая часть (с северо-восточным простиранием) — в трещинах, сопряженных с предыдущими. В блоках пород с высоким электрическим сопротивлением пегматитовые тела практически не встречаются, намного чаще они приурочены к электрическим ступеням.

## Магниторазведка

При крупномасштабном геологическом картировании слюдяных месторождений магниторазведка используется в основном для выделения и прослеживания массивов основных и ультраосновных пород.

Из табл. 6 и 8 следует, что габбро, габбро-нориты и перидотиты слюдяных месторождений могут быть как сильно магнитными, так и практически немагнитными. При полевых магниторазведочных работах также было замечено, что некоторые массивы основных и ультраосновных пород отмечаются аномалиями  $\Delta Z$ , превышающими 2000 гамм, другие — аномалиями, едва достигающими 50—100 гамм, третьи вовсе не создают магнитных аномалий. Естественно, магниторазведкой можно выделить породы только двух первых типов. Большое значение имеет картирование немагнитных массивов амфиболизированных габбро-норитов, так как с ними часто пространственно связаны месторождения слюды. Возможно, одни и

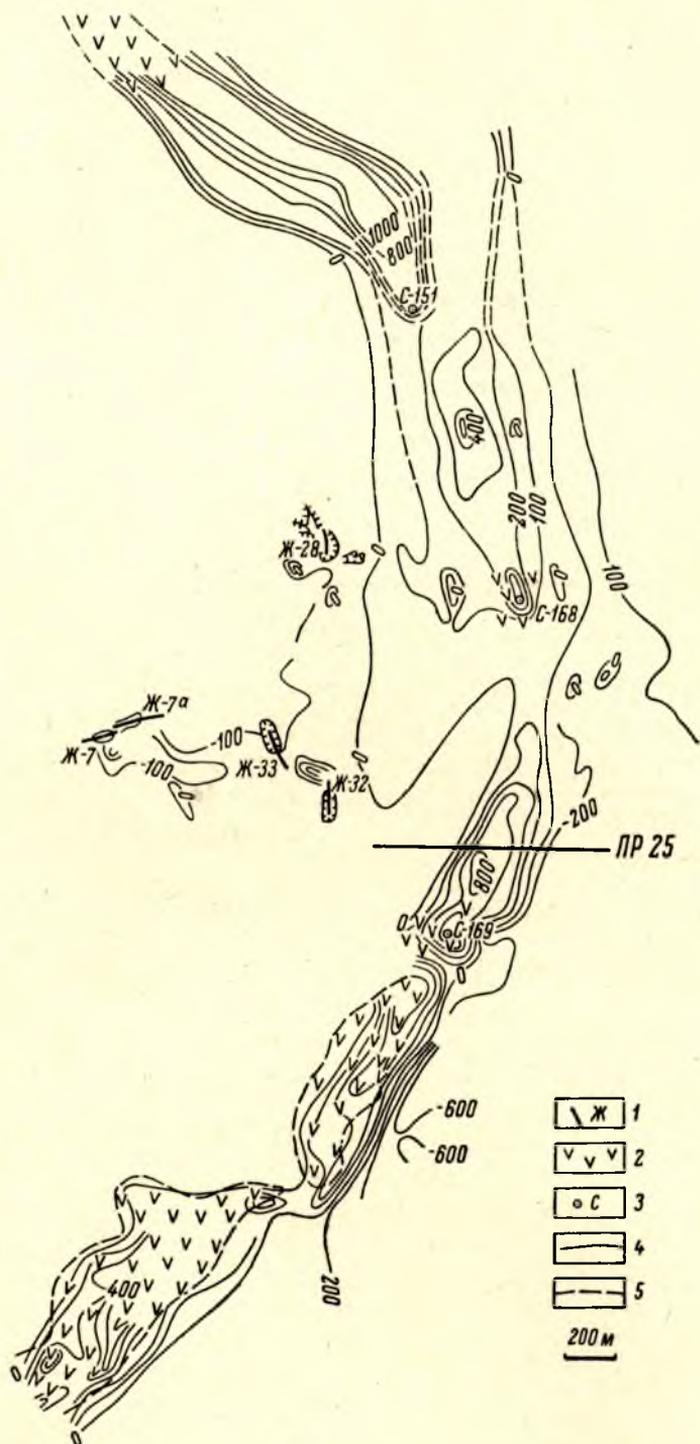


Рис. 49. План изолиний  $Z_n$  на участке Слюдоварака месторождения Тэдино.

1 — пегматитовые жилы; 2 — перидотиты; 3 — скважины колонкового бурения; 4 — положительные значения  $Z_n$ ; 5 — отрицательные значения  $Z_n$ .

те же растворы в процессе метаморфизма ответственны за амфиболизацию габбро-норитов и мусковитизацию пегматитов. Немагнитные массивы габбро следует выделять гравиразведкой ( $\sigma_{изб} = 0.4 \text{ г/см}^3$ ).

Выделение массивов основных и ультраосновных пород при геологическом картировании позволяет судить о тектоническом строении изучаемого района, так как массивы выполняют древнейшие зоны разломов, и в некоторых случаях — о стратиграфии участков (там, где основные породы залегают согласно с гнейсами и являются своеобразным маркирующим горизонтом).

Одним из примеров выделения массивов ультраосновных пород с целью детального геологического картирования является работа, проведенная на участке Слюдоварака месторождения слюды Тэдино в Карелии. До проведения магнитной съемки считалось, что направление простирания структур в юго-восточной части участка северо-восточное, близкое к широтному. Эта часть Слюдовараки покрыта мощными и обводненными наносами, вследствие чего она оказалась недоступной для обычных методов картирования. Предпосылкой для проведения магнитной

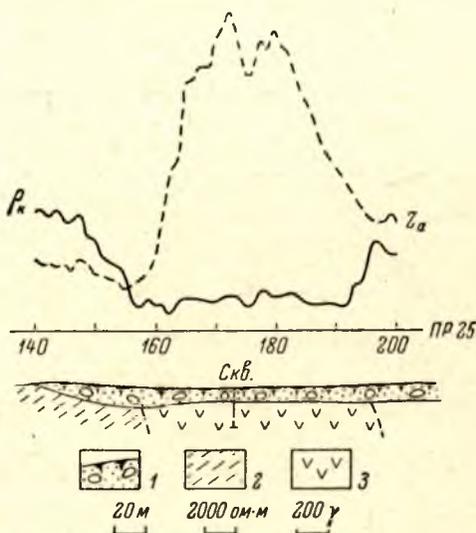


Рис. 50. Графики  $\rho_k$  и  $Z_a$  над массивом перидотитов.

1 — четвертичные отложения; 2 — гнейсы; 3 — перидотиты.

съемки являлось предположение о наличии массивов ультраосновных пород, скрытых наносами, но выходящих на дневную поверхность на соседних участках и залегающих согласно с вмещающими их гнейсами. Вероятно, эти массивы ранее являлись пластовыми интрузиями, впоследствии будинированными. Поэтому серия массивов перидотитов может служить своеобразным маркирующим горизонтом при составлении структурной геологической карты.

Магнитная съемка проведена по сети  $50 \times 10$  м, результаты представлены в виде плана изолиний  $Z_a$  (рис. 49). Широкой полосой через весь участок протягивается зона положительных аномалий, интенсивность которых в центральной ее части 200—800 гамм, ориентировка меридиональная. К югу направление изолиний постепенно меняется до северо-восточного, интенсивность аномалий возрастает до 1500 гамм. К северу направление северо-западное, интенсивность аномалий до 1200 гамм. Таким образом, массивы ультраосновных пород широкой дугой опоясывают Слюдовараку, подчеркивая антиклинальную структуру месторождения.

По характеру изолиний  $Z_a$  можно сказать, что угол наклона контактов массивов ультраосновных пород с гнейсами неодинаков в разных сечениях. Это видно по сгущению и разрежению изолиний вблизи контактов и по смещению максимальных значений  $Z_a$  ближе то к одному, то к другому контакту. Так, например, в районе профиля 25 (рис. 50) западный контакт массива основных пород более крутой, чем восточный, так как максимальные значения  $Z_a$  расположены ближе к западной части аномальной зоны. Пройденные здесь горные выработки показали, что угол падения гнейсов

у западного контакта  $80-85^\circ$ , у восточного —  $40^\circ$ . Глубина выклинивания тел ультраосновных пород, определенная по кривым  $Z_a$ , равна 250—400 м. Буровыми работами в полосе магнитных аномалий действительно были обнаружены тела ультраосновных пород. Таким образом, при помощи магниторазведки была уточнена геологическая структура месторождения.

Согласно табл. 6, из всех гнейсов беломорского комплекса наибольшей магнитной восприимчивостью обладают амфибол-биотитовые разности, что

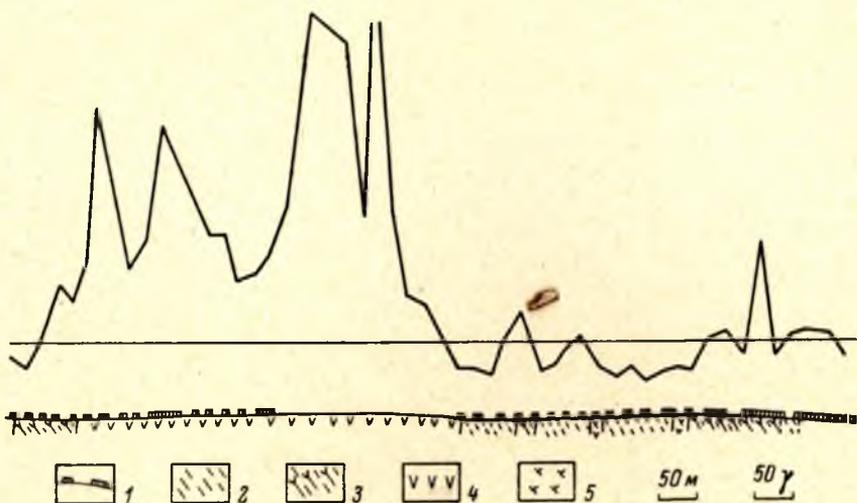


Рис. 51. График вертикальной составляющей магнитного поля по опорному разрезу.

1 — четвертичные отложения; 2 — биотитовые гнейсы; 3 — амфибол-биотитовые гнейсы; 4 — перидотиты; 5 — аплиты.

при благоприятных геологических условиях позволяет использовать пачки амфиболсодержащих гнейсов в качестве маркирующего горизонта при структурном геологическом картировании.

Так, на участке Южном месторождения Тэдино при составлении крупномасштабной геологической карты были использованы и магниторазведочные данные. Магнитная съемка проведена по сети  $200 \times 20$  м. Перед началом площадной съемки пройдено три опорных разреза с шагом 5 м по профилям, детально изученным горными выработками. Выяснилось что над пачками гранато-биотитовых гнейсов значения  $Z_a$  колеблются от  $-70$  до  $-5$  гамм при наиболее часто встречающихся значениях  $-45$  гамм, а средняя величина  $Z_a$  над амфибол-биотитовыми гнейсами равна 18 гамм. Разница в магнитном поле позволила по небольшим максимумам  $Z_a$  проследить маломощные пачки амфибол-биотитовых гнейсов (рис. 51).

### Метод естественного электрического поля

При геологическом картировании площадей, закрытых четвертичными отложениями, важно установить не только их тектонический рисунок, но и найти новые пегматитопроявления. Исходя из того, что слюдяные месторождения представляют собой участки максимальной тектонической деятельности и гидротермальной переработки вмещающих пород, в комплексе

с магниторазведкой и методом срединного градиента начинают применять метод естественного электрического поля.

Естественные электрические поля над слюдяными месторождениями достаточно стационарны для использования их в целях геологического

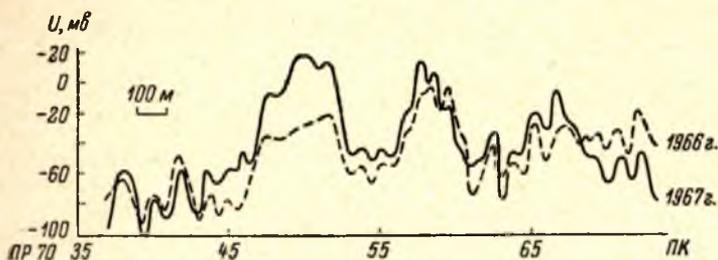


Рис. 52. Графики потенциала естественного поля, снятые в разные годы.

картирования, так как графики потенциала, полученные в разные годы, не только имеют один и тот же характер, но часто совпадают даже в деталях (рис. 52). При исследованиях методом естественного поля применяется

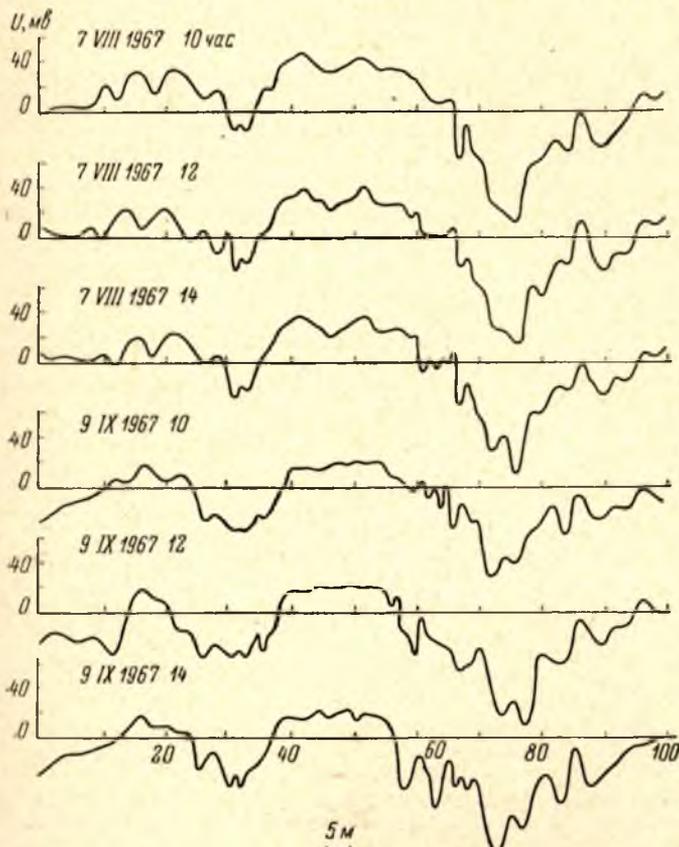


Рис. 53. Графики потенциала естественного поля, снятые в районе жилы № 141 в разное время дня.

способ потенциала с разнесами электродов до 150 м для уменьшения помех за счет промышленных и теллурических токов. При разнесах электродов 150 м значения потенциала естественного поля, полученные

на одном и том же профиле в разные дни, почти не отличаются между собой (рис. 53). Обычная сеть наблюдений  $100 \times 25$  м.

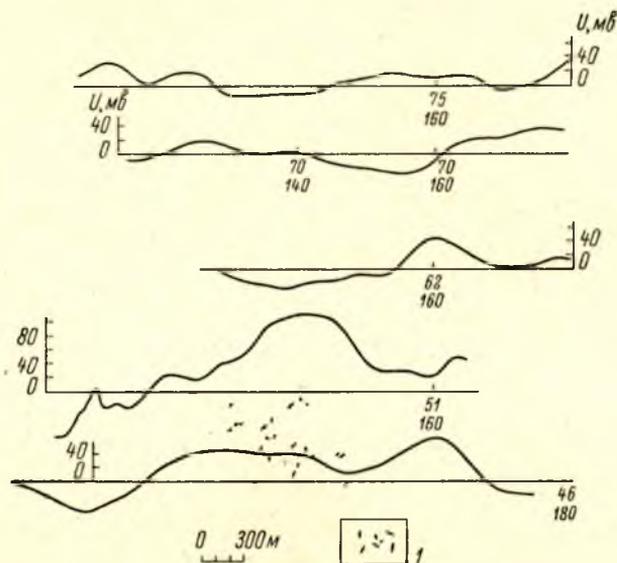


Рис. 54. План графиков потенциала естественного поля на месторождении Тэдино. Участок Сторонний.  
1 — пегматитовые жилы.

На рис. 54 приводится план графиков  $U$ , полученный на участке Стороннем месторождения слюды Тэдино, приуроченном к нижней части

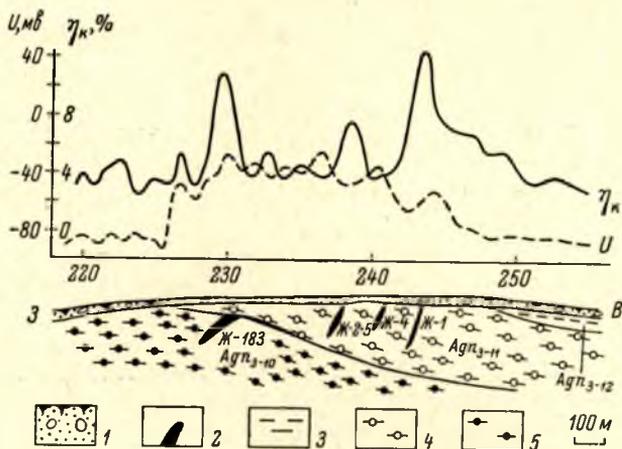


Рис. 55. Графики потенциала естественного поля и вызванной поляризации на участке Южном месторождения Малиновая варака.

1 — четвертичные отложения; 2 — пегматитовые жилы; 3 — гранато-биотитовые гнейсы и биотитовые гранито-гнейсы; 4 — дистено-гранато-биотитовые гнейсы; 5 — гранато-биотитовые гнейсы.

разреза чупинской свиты. Пегматитовые жилы, в том числе слюдоносные, известны только в южной части участка, где мощность четвертичных отложений невелика. Здесь, на профилях 46 и 51, наблюдается повышение значений естественного поля, особенно интенсивное на профиле 51, где

относительная величина максимума  $U$  над месторождением достигает 100 мв. Ширина аномальной зоны превышает 1.5 км, согласуясь с мощностью пегматитоносной полосы. На северных профилях участка в центральной части максимумов  $U$  нет, аномалии намечаются лишь на восточных окончаниях профилей 70 и 76. По характеру и интенсивности максимум потенциала естественного поля на профиле 70 аналогичен

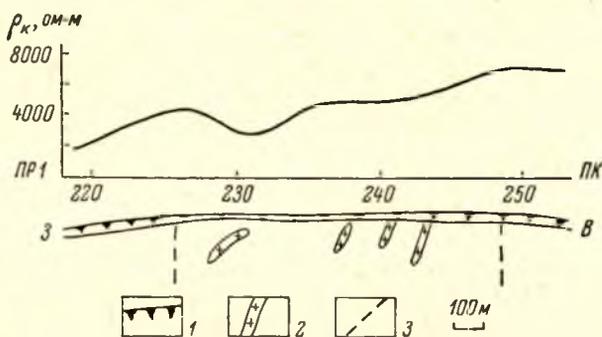


Рис. 56. График кажущегося сопротивления над месторождением Малиновая варака.

1 — четвертичные отложения; 2 — пегматитовые жилы; 3 — границы месторождения.

полученному над известной частью месторождения (профиль 46). Таким образом, пегматитоносная полоса прослеживается в северо-восточном направлении, и северо-восточная часть участка Стороннего является перспективной на обнаружение новых пегматитовых жил.

Через месторождение Малиновая варака, расположенное в верхней части разреза чупинской продуктивной свиты, методом естественного поля пройдено пять профилей. На рис. 55 показан один из них. Пегматитоносная полоса отмечается максимумом  $U$ , относительная интенсивность которого равна 50 мв, а ширина — 1.2—1.5 км, что несколько превышает мощность полосы. Пятью

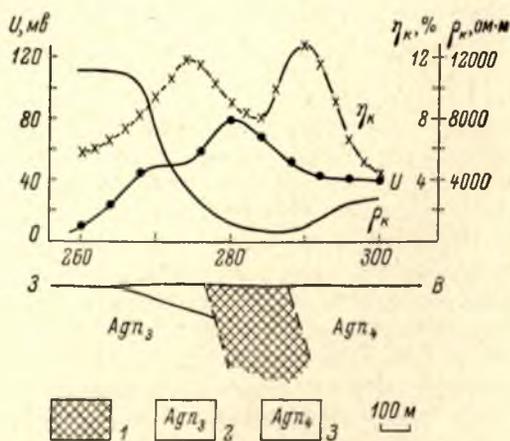


Рис. 57. Графики потенциала естественного поля, кажущейся поляризуемости и кажущегося сопротивления над зоной разлома.

1 — зона трещиноватых пород; 2 — породы чупинской свиты; 3 — породы хетоламбинской свиты.

профилями пегматитоносная зона прослеживается на расстояние 3 км.

Таким образом, методом естественного электрического поля, по-видимому, выделяется древняя тектоническая зона, залеченная пегматитом. Методом срединного градиента, как видно из рис. 56, эта зона не отмечается. На месторождении П. А. Лебедевым выделены четыре блока пород, различающихся по сопротивлению. Они разграничены разломами северо-восточного направления, зоны же пониженного сопротивления, имеющие меридиональное направление, распространены незначительно и прослеживаются на расстояние лишь в несколько сотен метров.

Необходимо отметить, что методом естественного электрического поля фиксируются и безрудные тектонические нарушения (молодые или «подвоненные»). На рис. 57 приведены графики  $U$ ,  $\eta_k$  и  $\rho_k$ , полученные над Пулонгским разломом. Интенсивность максимума естественного поля здесь такая же, как и над пегматитоносной полосой, однако из-за обводненности разлома он отмечается резким минимумом кажущегося сопротивления, в то время как над слюдяным месторождением такого минимума не получено (рис. 56).

Итак, при геологическом картировании слюдяных месторождений методом естественного электрического поля может быть использован для выделения дорудных зон разломов, залеченных пегматитом.

## Метод вызванной поляризации

Использование метода вызванной поляризации (ВП) в геофизической разведке основано на различной поляризуемости горных пород в электрическом поле в основном из-за различного содержания в них электронно-проводящих минералов. Применение метода ВП при крупномасштабном геологическом картировании слюдяных месторождений возможно в связи с широким развитием пирротинизации гнейсов вблизи пегматитовых жил. Однако малая производительность метода и его трудоемкость по сравнению с другими геофизическими методами (срединный градиент, естественное электрическое поле, магниторазведка) ограничивают его применение, особенно при геологическом картировании, когда необходимо покрыть значительные площади.

Измерения кажущейся поляризуемости на месторождениях слюды обычно проводят методом срединного градиента, обеспечивающего наибольшую производительность труда. Величина питающей и приемной линий выбирается с учетом силы поляризующего тока, которая определяется по формуле (Кожаров и др., 1966)

$$I \geq \frac{10\pi e \cdot AO^2}{\rho_k \cdot \eta_k \cdot MN}, \quad (10)$$

где  $e$  — средний уровень помех (обычно не превышает 0.3 мв), в;  $AO$  и  $MN$ , м;  $\rho_k$ , ом·м;  $\eta_k$  — в относительных единицах. При обычных значениях  $\rho_k$  на месторождениях слюды 5000—10 000 ом·м и силе тока 0.3—0.5 а разность  $AB=300 \div 500$  м,  $MN=25$  м.

Исследования методом ВП проводились по отдельным профилям, пересекающим месторождения слюды. Один из профилей, где проведены работы, разбит вдоль шоссеной дороги Чупа—Нижняя Пулонга. Установлено, что обычно значения кажущейся поляризуемости колеблются около 6%. Однако в пределах Южного участка месторождения Малиновая варака, пересекаемого профилем, максимумы  $\eta_k$  достигают 10—14% (рис. 55) и приурочены к пегматитовым жилам (каждой пегматитовой жиле соответствует максимум  $\eta_k$ ). В то же время в пределах месторождения в местах, где пегматитовые тела отсутствуют, значения  $\eta_k$  могут снижаться до нормальных.

Методом ВП исследован также профиль 3 на Южном участке (рис. 58). Нормальное поле здесь, так же как и на профиле № 1, равно 6—7%. Месторождение в целом отмечается повышенными значениями  $\eta_k$  (до 14%), график кажущейся поляризуемости не выходит из нормального поля в пределах месторождения. Это явление, по-видимому, можно объяснить большой концентрацией жил на участке, пересеченном профилем № 3, и, следовательно, развитием ореола измененных (пирротинизированных) пород на большой площади.

Таким образом, работы методом ВП, из-за трудоемкости проведенные в небольшом объеме, показали, что месторождения слюды, по-видимому, можно выделять по отдельным резким максимумам  $\gamma_k$ , соответствующим

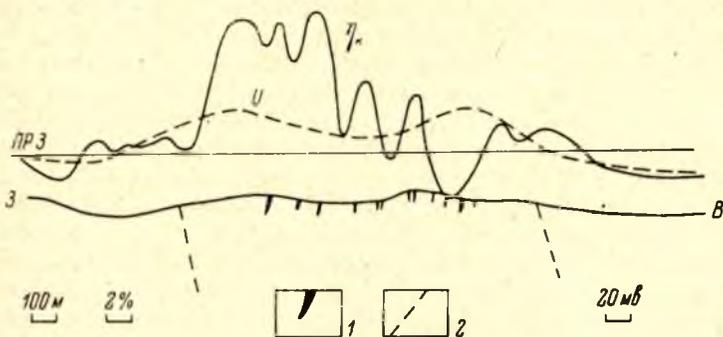


Рис. 58. Графики потенциала естественного электрического поля и кажущейся поляризуемости над месторождением Малиновая ва- рака (Южный участок).

1 — пегматитовые жилы; 2 — границы месторождения.

прижильным зонам гнейсов, или по общему поднятию поля, если оно не связано с пострудной тектонической зоной. В последнем случае повышенным значениям  $\gamma_k$  должны соответствовать пониженные значения  $\rho_k$  (рис. 51).

## Гравиразведка

Наличие тектонического контроля расположения пегматитов определяет интерес к изучению тектоники беломорид, особенно тектоники продуктивных горизонтов. Для решения задач, связанных с изучением складчатой тектоники, в последнее время привлекается гравиразведка. Западным геофизическим трестом в Чурино-Лоухском районе по результатам гравиразведки подтверждено глыбово-блоковое строение части Беломорья. На общем фоне моноклиналиного залегания сложноскладчатых толщ беломорид с пологим падением к северо-востоку выделен блок продуктивных глиноземистых гнейсов чупинской свиты. Он приподнят на 200—300 м и расположен между месторождениями Хетоламбина и им. Чкалова. Отмечена также приуроченность кустов слюдоносных жил к крыльям мелких складчатых структур, фиксируемых локальными аномалиями силы тяжести (Поротова, 1971). Одна из таких структур была изучена детальной гравиметрической съемкой.

Месторождение сложено породами чупинской свиты, представляющими собой сложное переслаивание дистено-гранато-биотитовых, гранато-биотитовых, двуслюдяных, амфиболсодержащих гнейсов и аплитовидных пород с прослоями и линзовидными телами амфиболитов, габбро, габбро-норитов (продуктивный горизонт). Эти породы слагают антиклинальную складку северо-восточного направления протяженностью около 10 км. Размах крыльев складки около 4—5 км, углы падения пологие, 10—15°. На глубинах от 200 м (в центральной части складки) до 600 м (на крыльях) скважинами были вскрыты светлые, хорошо раскристаллизованные породы кварцево-полевошпатового состава типа мигматитов, перемежающиеся с прослоями различных гнейсов. Пегматитовое поле располагается на северо-западном крыле структуры и приурочено к широтной зоне разлома субмеридионального простирания. Буровыми сква-

жинами пегматитовое поле прослежено на всю глубину распространения продуктивного горизонта, т. е. на 200—600 м.

Результаты массовых определений плотности позволяют считать структуру месторождения двухслойной. Верхний слой представлен разнообразными гнейсами продуктивного горизонта плотностью от 2.65 (биотитовые гнейсы) до 2.80—2.85 г/см<sup>3</sup> (дистено-гранато-биотитовые гнейсы). Амфиболиты и габбро-нориты, встречающиеся в виде изолированных линзовидных тел, имеют плотность 3.0—3.2 г/см<sup>3</sup>. Плотность аплитов и пегматитов 2.61—2.63 г/см<sup>3</sup>. Второй слой представлен породами типа мигматитов (плотность 2.61—2.65 г/см<sup>3</sup>) с прослоями гнейсов и амфиболитов. Приведенная плотность первого слоя 2.81 г/см<sup>3</sup>, второго — 2.69 г/см<sup>3</sup>.

Съемка проводилась гравиметрами ГАК-ПТ по квадратной сети. Жесткая опорная сеть и параллельная работа двумя приборами дали возможность получить погрешность рядовых пунктов наблюдений в 0.06 мгл. Топографическая поправка не вводилась, но при пологом рельефе и максимальном перепаде высот 14 м она не превышала 0.02—0.03 мгл. Не вводилась и поправка за влияние изменения мощности слоя рыхлых отложений. Его мощность изменялась от 0 до 7 м, что, учитывая относительный нулевой уровень съемки и избыточную плотность в 0.7 г/см<sup>3</sup>, вносит вероятную ошибку 0.06 мгл. Поскольку ошибки, связанные с неточностью определения координат пунктов наблюдений, практически свелись к нулю, общая ошибка съемки оценивалась в 0.09 мгл. Применение при вычислениях различных плотностей промежуточного слоя (стандартной 2.3 и истинной 2.81 г/см<sup>3</sup>) из-за малых перепадов высот привело к одному результату.

При окончательной обработке материалов выделена плавная аномалия (рис. 42) с градиентом порядка 2 мгл/км, соответствующая опусканию кровли мигматитов. На северо-восточном фланге, вдоль даек основных пород, связанных с широтной зоной разлома, интенсивность аномального градиента увеличивается до 3 мгл/км. Проверка результатов количественной интерпретации данных гравиметрии бурением показала, что при наличии опорных скважин граница раздела слоев определяется с достаточной точностью.

Многие месторождения мусковита Северной Карелии и Кольского полуострова приурочены к структурам, аналогичным исследованной. Применение гравirazведки для изучения этих структур (определение их размеров, формы, глубины залегания продуктивного горизонта) позволяет значительно ускорить и удешевить работы по определению перспектив месторождений.

\* \* \*

Геофизические методы, результаты применения которых изложены выше, в той или иной мере решают некоторые вопросы геологического картирования слюдяных месторождений. В зависимости от конкретных условий применяется различный комплекс методов. В следующем параграфе приводится пример использования комплекса геофизических методов на одном из месторождений мусковита Кольского полуострова.

### **Пример комплексного применения геофизических методов**

При детальном геологическом картировании площади месторождения применялся комплекс геофизических методов, состоящий из электроразведки, магниторазведки и гравirazведки в сочетании с петрофизическими исследованиями и геологическим дешифрированием аэрофотоснимков.

Электроразведочные и магниторазведочные работы проводились по густой сети на всей территории месторождения и на прилегающих площадях. Гравиметрические наблюдения выполнены по десяти профилям, пересекающим основную складчатую структуру по двум взаимно перпендикулярным направлениям. Для более уверенного истолкования геофизических данных использовались результаты петрофизических исследований, включавшие в себя измерения плотности и магнитной восприимчивости пород по образцам (2000 образцов), составление статистических диаграмм взаимосвязи этих величин и специальное изучение прозрачных шлифов, отобранных с учетом выявившихся статистических закономерностей. Подробное описание шлифов и характеристика процессов, приведших к изменению физических свойств пород, выполнены А. Е. Комаровой.

Исследованное месторождение мусковита расположено в замке складчатой структуры, сложенной породами трех свит беломорской серии: хетоламбинской, риколатвинской (так называемой «продуктивной») и кандской. Ширина структуры в границах продуктивной свиты составляет 2—3 км.

Вопрос о характере Риколатвинской складки в настоящий момент является дискуссионным. Некоторые исследователи трактуют ее как антиклиналь, другие — как синклиналь (Шуркин и др., 1962). В последнее время появилось новое представление о структуре как о гигантской древней зоне брекчирования (гигантоагматите), изогнутой в «нейтральную» складку, шарнир которой погружается в направлении, перпендикулярном к следу осевой поверхности (Куклей, 1968). Не существует единого мнения и о генетической связи мусковитоносных пегматитов со складчатыми структурами различных порядков, региональными разломами, магматизмом, характером метаморфизма и метасоматоза. Исследователи придают решающее значение, как правило, какому-либо одному из этих факторов.

Основная задача геофизических методов сводилась к выяснению структуры месторождения и выявлению локальных структур, контролирующей размещение мусковитоносных пегматитов. Решение этой задачи условно можно разделить на два главных этапа: 1) изучение и выявление закономерностей распределения слюдоносных жил в пределах геологически хорошо изученных участков и 2) поиски перспективных структур на закрытых площадях по совокупности признаков, выявленных на первом этапе. При этом делалась попытка оценить количественно перспективность выделенных структур по совокупности признаков, используя вероятностно-статистические способы, а именно метод дискриминатора (Калинин, Докторов, 1967).

Изучение тектоники месторождения сводилось к прослеживанию контактов продуктивных ржаво-бурых биотитовых и гранато-биотитовых гнейсов риколатвинской свиты с амфиболсодержащими гнейсами хетоламбинской свиты в плане и на глубине, т. е. к уточнению характера главной складчатой структуры месторождения. Контакты риколатвинской свиты отчетливо прослеживаются хорошо коррелирующимися зонами магнитных аномалий и относительно низких электрических сопротивлений. Обусловлены эти аномалии особенностями приконтактной зоны, к которой приурочены линзовидные тела диопсидовых ортоамфиболитов, амфиболизированных перидотитов и пироксенитов. Как правило, они имеют низкие сопротивления (2—10 тыс. ом·м при сопротивлении гнейсов 15—40 тыс. ом·м). К этой же зоне приурочены магнетитовые гранито-гнейсы, которые также располагаются в виде линз, часто на контакте с ортоамфиболитами.

Риколатвинская и хетоламбинская свиты отличаются по характеру электрических сопротивлений и магнитного поля. Для амфиболо-биоти-

товых и биотитовых гнейсов хетоламбинской свиты характерны несколько повышенные сопротивления (15—20 тыс. ом·м) по сравнению с гранато-биотитовыми гнейсами риколатвинской свиты (6—10 тыс. ом·м). Гранато-биотитовые гнейсы обычно отмечаются пониженным и довольно монотонным магнитным полем ( $\pm 20$  гамм), в то время как над амфиболсодержащими биотитовыми гнейсами оно имеет изрезанный характер, а общий уровень его несколько выше (50—100 гамм, отдельные аномалии до нескольких сотен гамм). Такого рода поля хорошо увязываются с данными о магнитной восприимчивости и с минеральным составом гнейсов. Так, гранато-биотитовые гнейсы риколатвинской свиты имеют магнитную восприимчивость  $\chi_{\text{ср.}} = 26 \cdot 10^{-6}$  СГС и стандарт  $S = 38 \cdot 10^{-6}$  СГС, а хетоламбинская свита характеризуется большим значением средней величины магнитной восприимчивости и большей ее неустойчивостью ( $\chi_{\text{ср.}} = 86 \times 10^{-6}$  СГС,  $S = 326 \cdot 10^{-6}$  СГС).

Как показали петрографические исследования, гнейсы обеих свит имеют свои специфические особенности, которые находят отражение в физических свойствах и соответственно в наблюдаемых физических полях. Так, в риколатвинских гнейсах отчетливей выражены черты осадочных пород, они содержат большее количество биотита, при этом биотит магнезиальный, плеохроирующий в коричнево-желтых тонах. Микроклинизация проявляется в них менее интенсивно, чем в хетоламбинских гнейсах, зато сильно развито окварцевание. В хетоламбинской свите наблюдается проявление магнезиально-железистого метасоматоза, связанного с основными породами, чего нет в риколатвинской свите. Более поздние процессы гранитизации и микроклинизации приводят к тому, что из железистых минералов в хетоламбинских гнейсах высвобождается железо в виде окислов: происходит хлоритизация амфибола с выпадением магнетита, распадается железистый биотит с образованием магнетита и иголок рутила. Очевидно, происходит и привнос магнетита при гранитизации. Все это приводит к обогащению магнетитом гнейсов хетоламбинской свиты и к созданию магнитных аномалий над ними. Более интенсивная гранитизация пород этой свиты делает их менее проницаемыми для растворов, что увеличивает электрическое сопротивление. Риколатвинские гнейсы содержат заметно большее количество биотита, поэтому в них сланцеватость выражена значительно отчетливей. Электрическая проводимость «продуктивных» гнейсов поэтому выше, чем «непродуктивных». Таким образом, особенности минерального состава, структуры и текстуры позволяют оконтуривать площади развития риколатвинских гнейсов с помощью электроразведки и магниторазведки на закрытых площадях.

Соотношение плотности этих толщ дает возможность по характеру гравитационного поля судить о форме контактов «продуктивных» пород не только в плане, но и на глубине. Хетоламбинские гнейсы имеют более высокую и более изменчивую плотность, чем риколатвинские ( $\sigma_{\text{ср.}} = 2.70$  г/см<sup>3</sup>,  $S = 0.13$  г/см<sup>3</sup>). Это обусловлено повышенным содержанием темноцветных минералов (главным образом зеленой роговой обманки, железистого биотита, иногда граната). Плотность их увеличивается также за счет более основного плагиоклаза (андезина), чем в составе риколатвинских гнейсов (альбит, олигоклаз). Риколатвинские гнейсы имеют  $\sigma_{\text{ср.}} = 2.65$  г/см<sup>3</sup>,  $S = 0.08$  г/см<sup>3</sup>. В строении риколатвинской свиты большую роль играют лейкократовые гранитоиды — двуслюдяные гнейсы и аплиты ( $\sigma = 2.58$  г/см<sup>3</sup>,  $S = 0.08$  г/см<sup>3</sup>). С учетом их влияния средняя плотность пород риколатвинской свиты равна 2.63 г/см<sup>3</sup> при  $S = 0.08$  г/см<sup>3</sup>. В хетоламбинской свите часто встречаются вытянутые линзовидные тела амфиболитов ( $\sigma = 2.94$  г/см<sup>3</sup>,  $S = 0.15$  г/см<sup>3</sup>). Средняя плотность пород хетоламбинской толщи равна 2.74 г/см<sup>3</sup> при  $S = 0.13$  г/см<sup>3</sup>.

Таким образом, избыточная плотность пород хетоламбинской свиты по отношению к риколатвинской равна  $0.11 \text{ г/см}^3$ . При существующих значениях выборочных дисперсий это различие в плотности можно считать существенным на основании проверки гипотезы о равенстве средних по критерию Стьюдента (Рыжов, Гудков, 1966). Поэтому над риколатвинскими гнейсами, расположенными в ядре складки, наблюдается минимум силы тяжести интенсивностью до 4 мгл. Минимум  $\Delta g$  смещен на северо-запад относительно оси складки по направлению падения ее крыльев. Интенсивность минимума увеличивается на юго-запад, очевидно в сторону погружения «продуктивных» пород, т. е. по направлению погружения шарнира риколатвинской складки. При погружении шарнира на юго-запад (внутри дуги, образующей замок складки) риколатвинскую складку следует трактовать как синклиналь.

При построении расчетных разрезов по всем профилям получилось, что на глубине первых сотен метров северный контакт становится круче, в то время как южный выполаживается, т. е. контакты с глубиной начинают сближаться и в разрезе вырисовывается структура, приближающаяся к синклинальной. Замыкание ее, по расчетным данным, должно располагаться к северо-западу северного контакта складки на глубине порядка 2—3 км (рис. 59). Однако расчетные контуры на такой глубине при существующем соотношении плотностей не являются надежными. Можно лишь утверждать, что синклинальный характер складки наиболее вероятен. Гипотезы об изоклинальном залегании крыльев (нейтральная складка с шарниром, погружающимся в вертикальной плоскости) и об антиклинали, сохраняющей углы падения крыльев, наблюдаемые с поверхности, не соответствуют данным гравиразведки.

По расчетам устанавливается также ступенчатый характер поверхности контакта на глубине. При этом крутые уступы ступеней соответствуют границам тектонических блоков, выделенным другими геофизическими методами и геологическими наблюдениями. Минимальная глубина распространения «продуктивных» пород отмечается на юго-востоке (около 700 м), в центральной части складки — около 1400 м, и в северной части, в области смыкания крыльев, — порядка 2—3 км.

Ведущую роль в геологическом строении месторождения играют разрывные нарушения и связанные с ними блоковые структуры. Детальными геофизическими работами отчетливо картируются зоны разломов и тектонические блоки, разнородные по физическим характеристикам и геологическому строению. Наиболее характерными являются тектонические зоны северо-западного, северо-восточного и меридионального направлений. Месторождение находится в зоне сочленения нескольких региональных разломов (Кюме, Скалистый, Куроптинский, Центральный).

Региональные зоны разломов отчетливо картируются геофизическими методами. Так, разломы Скалистый и Куроптинский характеризуются интенсивными минимумами электрического сопротивления, что вполне согласуется с геологическими их особенностями. В пределах этих зон наблюдаются интенсивно милонитизированные породы. По данным петрографических описаний, они несут следы регрессивного метаморфизма (сосюритизация плагиоклазов, хлоритизация биотита, ожелезнение по трещинам и другие процессы, повышающие пористость и проницаемость пород). Вдоль зон разломов располагаются массивы сильно разрушенных ультраосновных пород (зона Куроптинского разлома), создающих интенсивные магнитные аномалии. Массивы были обнаружены и околтурены с помощью магниторазведки на закрытом участке в долине р. Куропты. Их наличие подтверждено проверочными горными работами. Кроме того, разломы характеризуются различным направлением аномальных зон в соседних блоках, что соответствует обычно несогласному залеганию

пород в этих блоках. Нередко наблюдается различный уровень электрических сопротивлений и магнитного поля в соседних блоках.

Для анализа разрывной тектоники статистическим путем составляется карта интенсивности макротрещиноватости (суммарная длина трещин на единицу площади) по данным геологического дешифрирования аэрофотоснимков (методом «скользящего окна»). На этой карте обозначаются отчетливые зоны повышенной интенсивности макротрещиноватости основ-

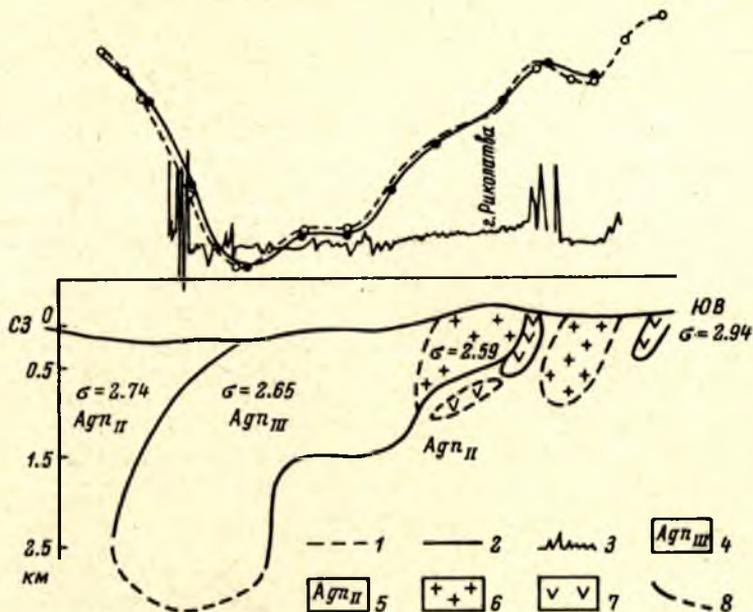


Рис. 59. Схематический разрез Риколатвинской складки.

1 — наблюдаемая кривая  $\Delta g$ ; 2 — расчетная кривая  $\Delta g$ ; 3 — кривая  $Z_b$ ; 4 — «продуктивные» гнейсы риколатвинской свиты; 5 — гнейсы хетоламбинской свиты; 6 — области гранитизации; 7 — амфиболиты; 8 — контакты.

ных тектонических направлений. При этом основные зоны разломов характеризуются повышенной макротрещиноватостью, а жилные зоны, располагающиеся вблизи них и параллельно им, — минимальной макротрещиноватостью. Блокам, максимально насыщенным жилами, как правило, свойственно почти полное отсутствие макротрещин. В блоках, имеющих повышенное содержание гранитоидов (двуслюдяных гнейсов, аплитов) и не содержащих жил, отмечается интенсивная макротрещиноватость.

Жильное поле месторождения также имеет отчетливо выраженное зональное строение. На статистических картах, составленных методом «скользящего окна», выделяются линейно вытянутые зоны повышенной концентрации жил (суммарная длина жил на единицу площади). Жилы располагаются, как правило, под некоторым углом к направлению зоны. Концентрация жил неодинакова. Выделяются блоки с различной степенью насыщенности пегматитом, а также блоки с преобладанием мусковитоносных пегматитов. Анализ распределения слюдоносных жил по площади (на основании аналогичных карт) показывает, что мусковитоносные пегматиты не создают самостоятельных протяженных зон.

В пределах «продуктивной» риколатвинской толщи блоки, неравноценные по насыщенности пегматитами, имеют различные физические характеристики. Было замечено, что пегматитовые жилы приурочены к блокам,

характеризующимся относительно пониженными сопротивлениями, магнитным и гравитационным полем. Статистически с помощью вариационных кривых установлены наиболее благоприятные интервалы этих величин для локализации жил. Такими интервалами являются  $\rho_k = 6 \div 15$  тыс. ом · м,  $Z_a = \pm 20$  гамм,  $\Delta g = 3.5 \div 4$  мгл. При этом установлено, что слюдоносные пегматиты не образуют самостоятельных распределений.

Возникает вопрос о выделении перспективных участков по сумме геофизических признаков и приближенной количественной оценке перспективности блоков на мусковитоносные пегматиты. Для этой цели использован метод дискриминатора. Дискриминатор представляет собой некоторый новый признак, который несет в себе информацию нескольких исходных признаков. Он является линейной комбинацией исходных признаков:

$$Z = \lambda_1 x_1 + \lambda_2 x_2 + \dots + \lambda_m x_m, \quad (11)$$

где  $x_1, x_2, \dots, x_m$  — суммируемые признаки. Формула дискриминатора получена из линейной дискриминантной функции при предположении, что все коэффициенты корреляции между признаками равны нулю. Эта формула имеет вид

$$Z_0 = \sum_{i=1}^m \frac{\bar{x}_{1i} - \bar{x}_{2i}}{S_i^2} x_i - \frac{1}{2} \sum_{i=1}^m \frac{(\bar{x}_{1i})^2 - (\bar{x}_{2i})^2}{S_i^2}, \quad (12)$$

где  $Z_0$  — значение дискриминатора для оцениваемого объекта;  $\bar{x}_{1i}$  — среднее значение одного признака для эталонного блока I класса (промышленно слюдоносный центральный блок);  $\bar{x}_{2i}$  — среднее значение того же признака для эталонного блока II класса (заведомо безжильного);  $S_i^2$  — сводная дисперсия по двум выборкам для одного признака (для эталонных блоков I и II классов);  $x_i$  — наблюдаемые значения того же признака в оцениваемом блоке. Суммирование производится по всем  $m$  признакам, выбранным для оценки. Величина

$$\frac{1}{2} \sum_{i=1}^m \frac{(x_{1i})^2 - (x_{2i})^2}{S_i^2}$$

называется порогом и является границей между выборками (классами). В данном случае порогом деления выборок будет нуль, т. е. объекты с положительными значениями дискриминатора относятся к I, с отрицательными — ко II классу. Оцениваемые объекты тем ближе к тому или иному классу, чем ближе к эталонным значениям их дискриминаторы. Сводная дисперсия рассчитана по формуле

$$S^2 = \frac{1}{n_1 + n_2 - 2} [(n_1 - 1) S_{1i}^2 + (n_2 - 1) S_{2i}^2], \quad (13)$$

где  $n_1$  — объем первой выборки;  $n_2$  — объем второй выборки;  $S_{1i}^2$  — дисперсия признака в первой выборке;  $S_{2i}^2$  — дисперсия признака во второй выборке.

В качестве признаков были взяты интенсивность магнитного поля  $Z_a$ , кажущееся сопротивление пород  $\rho_k$ , приращение силы тяжести  $\Delta g$  и интенсивность макротрещиноватости  $t$ . За эталон для блоков I класса выбран центральный блок (№ 7).

Если эталонный блок I класса является наиболее изученным на месторождении, то детальность изучения безжильных блоков несколько ниже. Поэтому в качестве эталонов II класса были взяты три блока, не содержащие жил (№ 10-а, 14-в, 16-б), и рассчитаны три варианта (рис. 60). Вели-

чины дискриминаторов рассчитывались на ЭВМ «Минск-22» в Кольском филиале АН СССР.

Кроме того, рассчитывались подварианты, в которых в качестве независимых признаков были приняты дисперсии наряду со средними значениями признаков. По всем вариантам положительную оценку получили одни и те же блоки, расположенные в центральной и северной частях

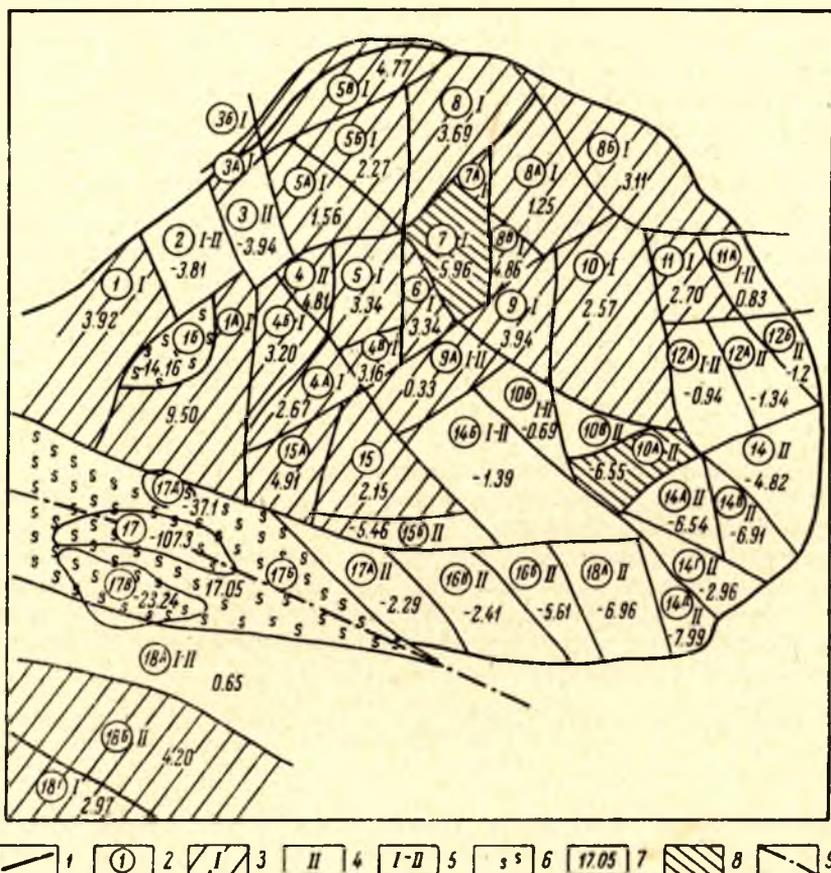


Рис. 60. Схема классификации тектонических блоков одного из месторождений Кольского полуострова по слюдоносности методом дискриминатора.

1 — контакт риндолавинской свиты; 2 — номер блока; 3 — блоки, перспективные на мусковит (I класс); 4 — блоки, не перспективные на мусковит (II класс); 5 — блоки промежуточного класса (I—II); 6 — дифференцированные массивы основных пород и тектонические зоны, не перспективные на мусковит; 7 — значения дискриминатора (вариант); 8 — эталонные блоки; 9 — ось Куроптинского разлома.

месторождения. Однако в вариантах, рассчитанных с участием дисперсий, результаты получились менее отчетливые, чем по средним значениям признаков. Отрицательную оценку имели блоки в юго-восточной части месторождения и два блока в северо-западной части, сходные по геологическому строению с юго-восточными. Некоторые блоки по величине дискриминатора имеют промежуточный характер, их нельзя с уверенностью отнести ни к I, ни ко II классу. Экстремальными значениями дискриминатора выделились блоки, не относящиеся ни к одному из выбранных типов, как бы «чужеродные». Это массивы магнитных основных и ультраосновных пород и Куроптинская зона дробления. Результаты оценки перспективности методом дискриминатора хорошо согласуются

с геологическими данными для изученных площадей, поэтому положительная оценка перспективности плохо обнаженных и недостаточно изученных блоков представляет практический интерес. На рис. 60 показана схема оценки перспективности блоков на мусковитонасность по одному из вариантов (без учета дисперсий признаков). Очевидно, метод дискриминатора в принципе применим для приближенной количественной оценки площадей на мусковитонасность по сумме признаков. Возможности его, видимо, можно расширить за счет привлечения новых признаков, как геофизических (например, естественное электрическое поле и кажущаяся поляризуемость), так и геологических, и отбора из них наиболее информативных. Положительный опыт применения метода дискриминатора является также доказательством эффективности выбранного комплекса геофизических методов при поисках структур, контролирующей локализацию слюдоносных пегматитов.

## Г Л А В А IV Геофизические методы при поисках и разведке пегматитовых жил

При поисках и разведке пегматитовых жил наибольшее распространение получил метод срединного градиента (Игнатьева, 1961; Волчек, 1962а, 1962б; Петров, 1964; Голод, Меламед, 1967; Голод, 1968б), в последнее время все чаще используется метод естественного электрического поля (Голод, 1962, 1968а; Jordache, 1963, 1966), апробируются методы вызванной поляризации (Голод, Дмитриев, Гришин, 1968), сейсмоэлектрического эффекта (Воларович, Пархоменко, Соболев, 1959; Нейштадт, 1961, 1970), сейсморазведки (Дмитриев, Голод, 1968), высокочастотной электроразведки (Крылов, 1953; Фролов, 1964).

### МЕТОД ЕСТЕСТВЕННОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ

Впервые на слюдяных месторождениях метод применен в 1958 г. Работы проведены по профилям, пересекающим участок Слюдоварака месторождения Тэдино. На графиках потенциала естественного поля (рис. 61) почти каждая жила отмечается максимумом, относительная интенсивность которого не превышает 40—50 мв. Аномальной является, как правило, одна точка, потому что шаг наблюдений равнялся 50 м, а мощность пегматитовых жил, пересеченных профилем, не более 7 м.

В дальнейшем проводились детальные опытные работы на участках, расположенных в районах известных пегматитовых тел, достаточно хорошо разведанных, но еще не выработанных. Площади участков от  $100 \times 100$  до  $200 \times 200$  м при сети наблюдений преимущественно  $10 \times 5$  м. Использовался способ потенциала; с одной точки стояния неподвижного электрода снимался небольшой планшет ( $100 \times 100$  м) во избежание помех от теллурических и промышленных токов. Повторные измерения осуществлялись при обратном ходе через 10 точек, снимались также повторно целые профили, а иногда и планшеты. Среднеарифметическая погрешность наблюдений составила 3.5 мв.

**О распространении естественных электрических полей на слюдяных месторождениях.** Известные месторождения слюды, приуроченные к беломорскому комплексу гнейсов, сосредоточены в трех районах: Енском на Кольском полуострове, Чупино-Лоухском в Северной Карелии и Беломорском вблизи г. Беломорска. Естественные электрические поля установлены во всех районах, в областях развития чупинской и хетоламбинской свит.

Пегматитовая жила № 78 месторождения Малиновая варака (рис. 62) перекрыта четвертичными отложениями небольшой мощности (до 0.5 м) или вообще выходит на дневную поверхность. Жила имеет серповидную форму в плане: южная ее часть ориентирована в северо-западном направлении с падением на северо-восток, в северной части ее простирание резко меняется до широтного с крутым падением на юг. Мощность пегматитового тела от 0.3 до 3 м. Эта жила хорошо оконтуривается изолиниями

потенциала естественного поля со значениями 0 и 10 мв. Форма аномалии в плане соответствует форме пегматитового тела. Значения потенциала

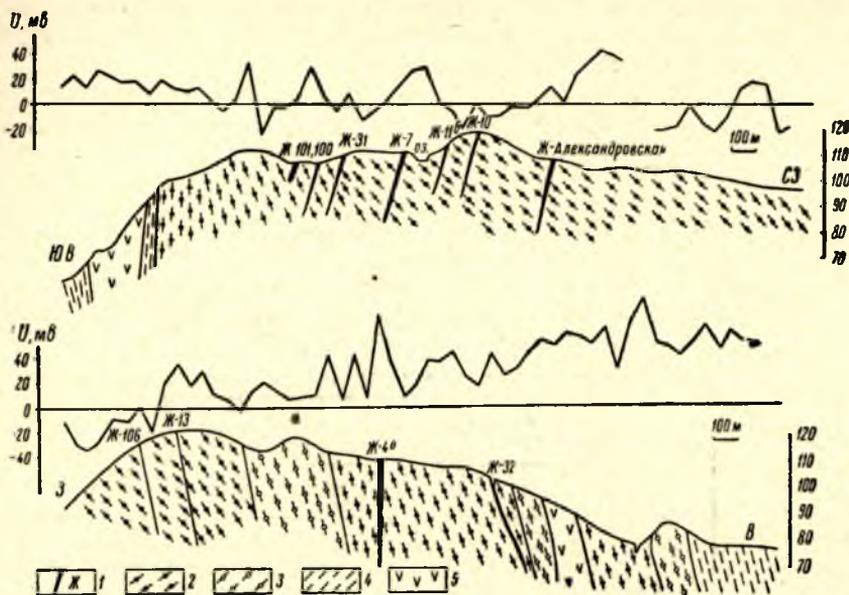


Рис. 61. Графики потенциала естественного поля по профилям через участок Слюдоварака Тэдинского месторождения.

1 — пегматитовые жилы; 2 — гранато-биотитовые гнейсы; 3 — дистено-гранато-биотитовые гнейсы; 4 — биотитовые гнейсы; 5 — перидотиты.

над жилой и вблизи нее 30 мв при нормальном поле от  $-10$  до  $-20$  мв. Таким образом, интенсивность аномалии достигает  $40-50$  мв при ширине порядка 20 м.

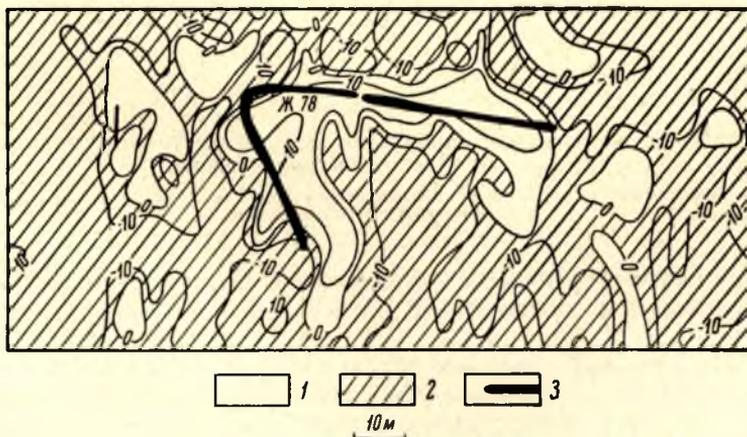


Рис. 62. План изолиний потенциала естественного электрического поля в районе жилы № 78. Месторождение Малиновья варака.

1 — значения потенциала естественного поля выше 0 мв; 2 — значения потенциала естественного поля ниже 0 мв; 3 — пегматитовая жила.

Местность в районе жилы № 13 месторождения Тэдино заболочена, мощность четвертичных отложений  $1.5-2$  м, мощность самой жилы около 1 м. Уровень грунтовых вод находится выше апикальной части

жилы. Во всех 16 пересечениях над пегматитовым телом получены максимумы потенциала интенсивностью 20—40 мв (рис. 63). Жила полностью оконтуривается изолиниями потенциала, равными —10 и —20 мв. На юго-западе ширина аномалии увеличивается за счет второй пегматитовой жилы, не выходящей на дневную поверхность.

Апикальная часть жилы № 141 месторождения Малиновая варака находится на глубине 25—30 м от поверхности. Это пегматитовое тело,

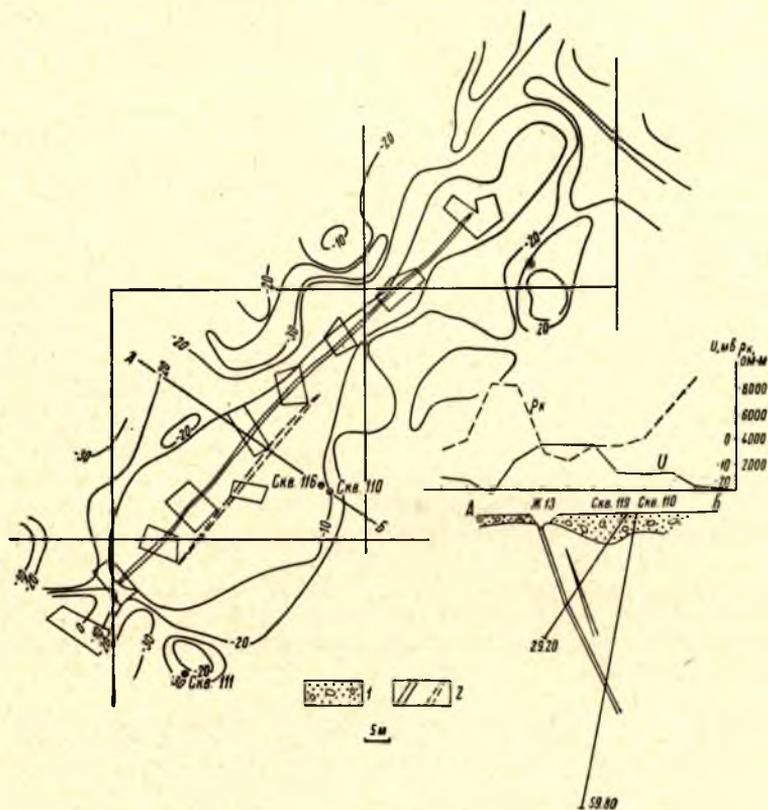


Рис. 63. План изолиний потенциала естественного поля и разрез по жиле № 13 месторождения Тэдино.

1 — четвертичные отложения; 2 — пегматитовые жилы (выходящие и не выходящие на дневную поверхность).

перекрытое как четвертичными отложениями, так и коренными породами, также фиксируется значительной аномалией естественного электрического поля.

Все вышеописанные жилы залегают в дистено-гранато-биотитовых гнейсах чупинской свиты. Куст жил № 7 месторождения Хетоламбина приурочен к амфиболо-биотитовым и биотитовым гнейсам хетоламбинской свиты. Пегматиты представлены серией сближенных жил, имеющих выдержанное северо-западное простирание и крутое юго-западное падение (рис. 64). Мощность жил колеблется от 1 до 5 м при длине до 150 м. Относительная величина аномалии естественного поля достигает 30—50 мв, но на многих профилях не превышает 10—20 мв, что, очевидно, объясняется сближенностью пегматитовых тел, когда аномалии над рядом расположенными жилами накладываются одна на другую (Грунторад, 1958).

Жила № 9 одного из слюдяных месторождений Кольского полуострова расположена в дистено-гранато-биотитовых гнейсах енской свиты. Относительная интенсивность аномалии естественного поля над этой жилой достигает 40—50 мв при ширине 15 м (рис. 27).

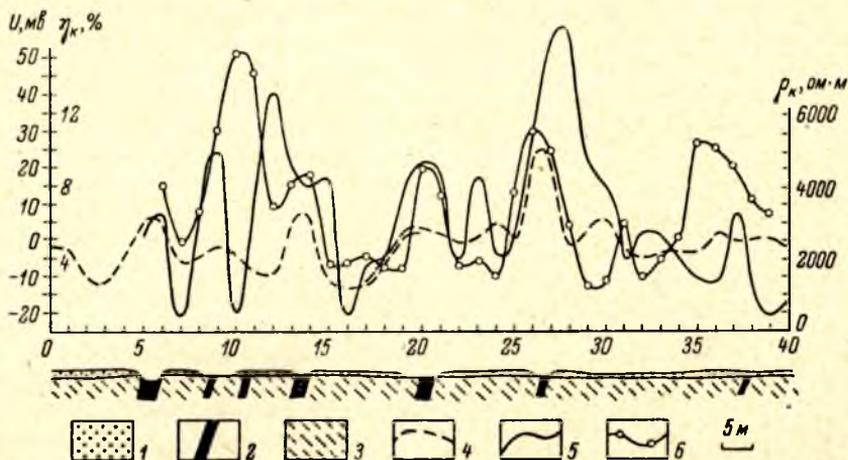


Рис. 64. Графики потенциала естественного поля, кажущегося сопротивления и кажущейся поляризуемости над пегматитовыми жилами месторождения Хетоламбина.

1 — четвертичные отложения; 2 — пегматитовые жилы; 3 — биотитовые гнейсы; 4 — график потенциала естественного поля; 5 — график кажущейся поляризуемости ( $\Delta U_{ВП}$  измерена через 0.25 сек. после выключения тока); 6 — график кажущегося сопротивления.

Таким образом, естественные электрические поля обнаружены на всех слюдяных месторождениях, приуроченных к беломорскому комплексу гнейсов, и над пегматитовыми жилами, как выходящими на дневную

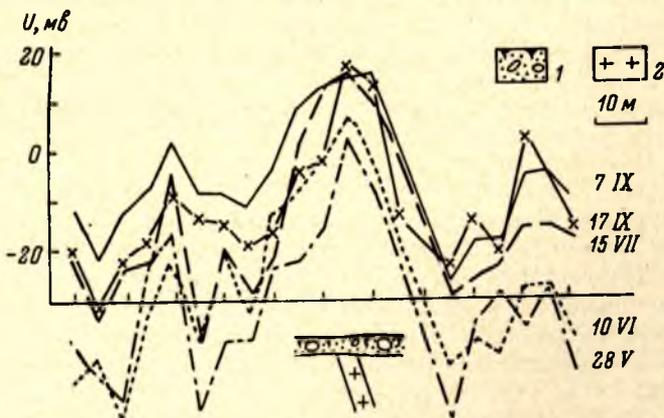


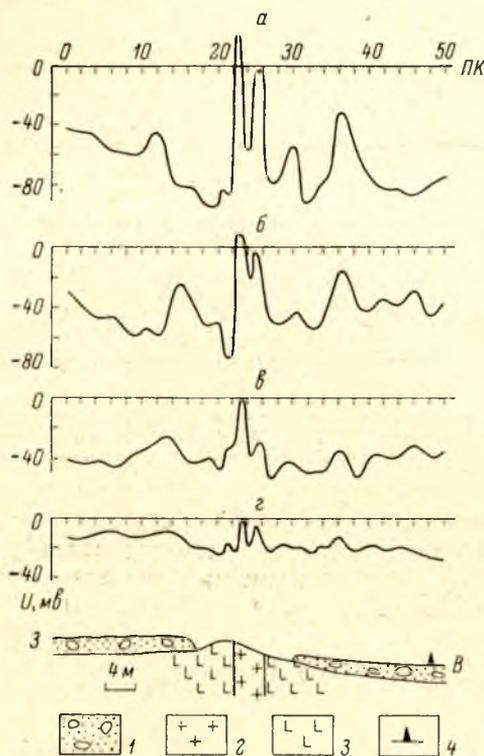
Рис. 65. Графики потенциала естественного поля над пегматитовой жилой, полученные в разное время года.

1 — четвертичные отложения; 2 — пегматитовая жила.

поверхность, так и перекрытыми четвертичными отложениями и коренными породами.

Особенности естественных электрических полей слюдяных месторождений. Стационарность полей во времени. Наблюдения естественного электрического поля, проведенные над пегматитовыми жилами Карелии в разное время суток и года, показали, что характер аномалии сохраняется

(рис. 65). Однако интенсивность аномалии изменяется по крайней мере под воздействием двух факторов: влажности пород и температуры перекрывающих их четвертичных отложений. Для определения зависимости величины аномалии естественного поля от влажности пород проводились многократные измерения потенциала по профилям, пересекающим пегматитовые жилы в разное время: после многодневной сухой погоды, сразу же после дождя, на следующий день после дождя и т. д. Устанавливается явная связь между интенсивностью аномалии и влажностью пород. На рис. 66 приведены четыре графика  $U$  над жилой № 46 месторождения Тэдино.



рождения Тэдино. При измерении после многодневной сухой погоды относительная интенсивность аномалии ( $U_{\max} - U_{\min}$ ) составила 117 мв, в сухую погоду — 75, при измерении на следующий день после дождя — 49, сразу же после дождя — 23 мв. Таким образом, чем больше влажность породы, тем меньше интенсивность аномалии над пегматитовой жилой. Интенсивность может изменяться весьма значительно, но знак аномалии остается прежним. Необходимо отметить, что абсолютная величина потенциала естественного поля при этом изменяется над самим пегматитовым телом намного меньше, чем над гнейсами прижильной зоны.

Рис. 66. Графики потенциала естественного поля, снятые при разной влажности пород. Жила № 46 месторождения Тэдино. а — после многодневной сухой погоды; б — в сухую погоду; в — на следующий день после дождя; г — сразу после дождя. 1 — четвертичные отложения; 2 — пегматит; 3 — основные породы; 4 — стоянка неподвижного электрода.

Температура почвы над пегматитовыми жилами Карелии и Кольского полуострова изменяется незначительно — даже в жаркие дни не более чем на  $2^{\circ}$ . Однако при сухих породах удается заметить, что с повышением температуры наносов увеличивается и интенсивность аномалии естественного поля над пегматитом. При большой влажности пород связи между температурой четвертичных отложений и интенсивностью аномалии не наблюдается.

Естественные электрические поля слюдяных месторождений имеют много общего с «меняющимися во времени полями», наблюдаемыми на рудных месторождениях (Вешев, Семенов, Новожилова, 1952; Бухникашвили, Кебуладзе, 1955; Семенов, Новожилов, Вешев, 1957; Рысс, 1961; Семенов, 1968).

Известно, что для «меняющихся во времени полей» установлена связь между изменениями естественного поля и температурой воздуха и почвы. В сухую и теплую погоду такая же закономерность наблюдается и над пегматитовыми жилами. Интенсивность изменения как «меняющихся во времени полей», так и полей над пегматитовыми жилами зависит от влажности почвы, и те и другие поля обнаруживаются на участках, покрытых

четвертичными отложениями небольшой мощности и сложенных породами с высоким электрическим сопротивлением. По-видимому, такое сходство полей связано с общностью их природы. По нашему мнению, естественные электрические поля слюдяных месторождений образуются за счет диффузионно-адсорбционных потенциалов, развивающихся в околожильной зоне переработки вмещающих пород растворами кислого состава.

Относительная интенсивность аномалий. Многочисленные измерения над пегматитовыми жилами четырех месторождений слюды (Тэдино, Малиновая варака, Карельский и Хетоламбина) показали, что подавляющее число жил отмечается максимумами, интенсивность которых ( $U - U_0$ ) превышает 15 мВ (табл. 19). Однако в 12% случаев пегматит невозможно выделить на кривой потенциала. Не отмечаются в основном мало-мощные и выклинивающиеся части жил.

Существует тенденция к возрастанию относительной величины аномалии с увеличением мощности пегматитовой жилы (или мощности зоны околожильных изменений).

Таким образом, естественные электрические поля над пегматитовыми жилами характеризуются очень малой интенсивностью.

Связь естественного поля со слюдоносностью. Ширина аномалий естественного электрического поля над пегматитовыми жилами довольно велика — в среднем 30 м, что примерно в 10 раз превышает мощность жил. Однако корреляционной связи между мощностью пегматитовых тел и шириной аномалии естественного поля на обнаружено. Значительную ширину аномалий можно объяснить связью их не с самим пегматитом, а с околожильными измененными породами. Этот вывод

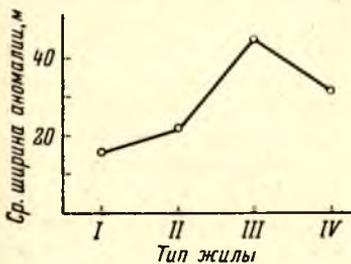


Рис. 67. График зависимости ширины аномалии естественного электрического поля от структурно-минералогического типа пегматитовых жил.

подтверждается характером зависимости ширины аномалий от типа пегматитовых жил (рис. 67). Наименьшая ширина аномалии (16 м) получена над жилами I типа, наибольшая (45 м) — над жилами III типа. Известно, что ширина зоны приконтактной проработки возрастает от жил I типа к жилам IV типа. В то же время, судя по составу пегматитов, растворы метасоматического этапа в жилах разных типов различались по кислотно-щелочным свойствам: для жил I и IV типов они были относительно щелочными, для жил II и III типов — относительно кислыми. Таким образом, на ширину аномалии естественного поля влияет кислотность-щелочность растворов позднего метасоматического этапа.

Устанавливается, что и относительная интенсивность аномалий естественного поля возрастает над пегматитовыми жилами, где присутствуют апатит и сульфиды железа. Относительная величина аномалии над ними намного больше, чем над жилами I и IV типов, где этих минералов прак-

Таблица 19

Величина аномалии, мВ	Количество аномалий	
	всего	% от общего числа
Более 30 . . . . .	82	30
От 15 до 30 . . . . .	119	44
От 10 до 15 . . . . .	39	14
Менее 10 (максимум отсутствует) . . . . .	34	12
Всего . . . . .	274	100

тически нет (табл. 20). В табл. 20 под сильными подразумеваются аномалии относительной интенсивностью более 30 мв, аномалии интенсивностью 15—30 мв — средней величины, слабые — 10—15 мв.

Т а б л и ц а 20

Величина аномалий	Сульфиды железа в жиле		Апатит в жиле	
	присутствуют	отсутствуют	присутствует	отсутствует
Количество пересечений жил . .	43	131	64	111
% от общего количества:				
а) сильные аномалии . .	40	23	34.5	25
б) средней величины . . .	51	46	47	36
в) слабые аномалии . . .	9	18	15.5	24.5
г) аномалии отсутствуют	—	13	3	14.5

Так как образование мусковита в пегматитовых жилах происходило под действием кислых растворов, существует прямая корреляция между шириной аномалии естественного поля и слюдоносностью пегматитового тела: они наибольшие для жил III типа, несколько меньше для жил IV типа и наименьшие для жил I типа.

**Примеры использования метода естественного поля для поисков и разведки пегматитовых жил.** Метод естественного электрического поля применяется при поисках и разведке пегматитовых жил в Карелии и на Кольском полуострове (Голод, 1962, 1968). Ниже приводится несколько примеров использования метода на различных месторождениях слюды этого региона.

На месторождении Слюдяной Бор (рис. 47) проведены детальные поисковые работы комплексом методов естественного поля и срединного градиента на площади 0.5 км<sup>2</sup>. Над пегматитовыми жилами получены максимумы потенциала относительной интенсивностью 30—40 мв (рис. 68). Протяженность аномальных зон 60—120 м, что соответствует длине жил по простираанию. По графикам заметно значительное увеличение значений потенциала с запада на восток — к центру месторождения (участок работ расположен у западной границы месторождения). К проверке скважинами колонкового бурения рекомендуются аномалии интенсивностью не менее 20 мв, протяженностью более 50 м, совпадающие с областями резких перепадов кажущегося сопротивления. Такая методика привела к открытию нескольких новых пегматитовых тел и позволила сократить объем бурения.

На месторождении Тэдино метод естественного поля применялся для разведки 58 пегматитовых жил. По материалам, полученным в результате применения этого метода в комплексе с методом срединного градиента, делалось заключение о размерах пегматитовых тел, перекрытых четвертичными отложениями и коренными породами. К разведке бурением рекомендовались лишь те жилы, над которыми получены протяженные и интенсивные аномалии  $U$ . На рис. 69 показан план изолий  $U$  над пегматитовой жилой № 20 этого месторождения. До проведения геофизических работ тело было вскрыто канавами на протяжении 42 м. В юго-восточной части жила перекрыта четвертичными отложениями значительной мощности, не позволившими вскрыть ее здесь с помощью канав. Известная часть жилы № 20 оконтуривается изолинией, равной—10 мв, что позволило сделать предположение о том, что и вся жила приближенно оконтуривается этой изолинией. Общая длина жилы была оценена в 100—

110 м. В связи с расширением аномалии к юго-востоку сделано предположение об увеличении мощности пегматитового тела в этом направлении, а по общему характеру аномалии — о юго-восточном его падении. На основании этих параметров жила рекомендовалась к разведке бурением, которая подтвердила выводы, сделанные по результатам геофизических работ.

20 0 40 м  
 ПК 40 ПК 35 ПК 30 ПК 25

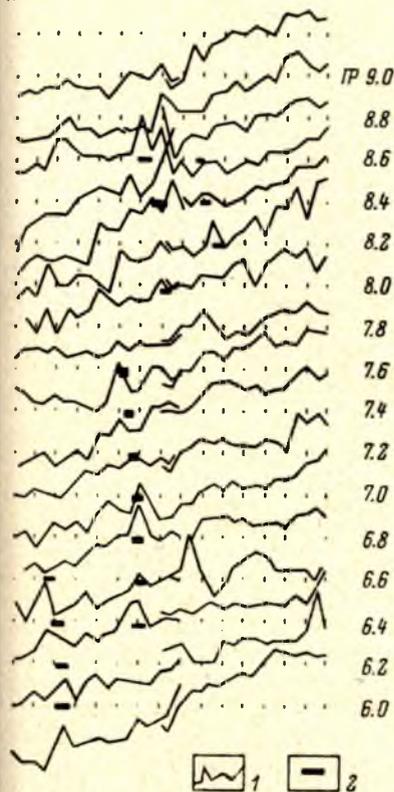


Рис. 68. Графики потенциала естественного электрического поля на месторождении Слюдяной Бор.

1 — графики *U*; 2 — пегматит.

Геологический разрез по одному из проверочных буровых профилей показан на рис. 70.

На одном из месторождений Кольского полуострова при работе по методу естественного поля обнаружена аномалия *U* изометрической формы размером 80×80 м, разделенная на две части узким миниму-

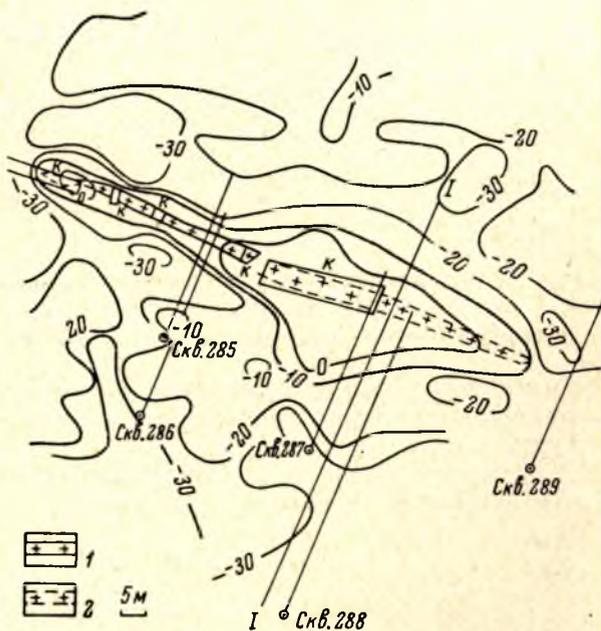


Рис. 69. План изолиний потенциала естественного электрического поля в районе жилы № 20. Месторождение Тэдино.

Цифры на изолиниях в милливольтах.

1 — известная часть пегматитовой жилы; 2 — предполагаемая по данным естественного поля часть пегматитовой жилы.

мом (рис. 71). Было высказано предположение, что она соответствует двум пегматитовым телам. Подземными горными выработками, пройденными на этом участке, обнаружены две пегматитовые жилы в северо-восточной и юго-западной частях аномалии.

Для проверки правильности представления о связи аномалий естественного поля с пегматитовыми жилами пробурена скважина под жилу № 72 месторождения Тэдино, над которой не наблюдается аномалии естественного поля. Скважина, пройденная под жилу в расчете подсечения ее на глубине 20 м, пегматита не встретила.

**Естественные электрические поля, не связанные с пегматитами.** На слюдяных месторождениях Северо-Запада (особенно Карелии) развиты естественные электрические поля фильтрационного происхождения в связи с повсеместным распространением трещиноватых горных пород и боль-

шой обводненностью четвертичных отложений. Часто такие аномалии и по форме и по интенсивности схожи с аномалиями над пегматитовыми жилами. Аномалии естественного поля фильтрационного происхождения, являющиеся помехами при поисках

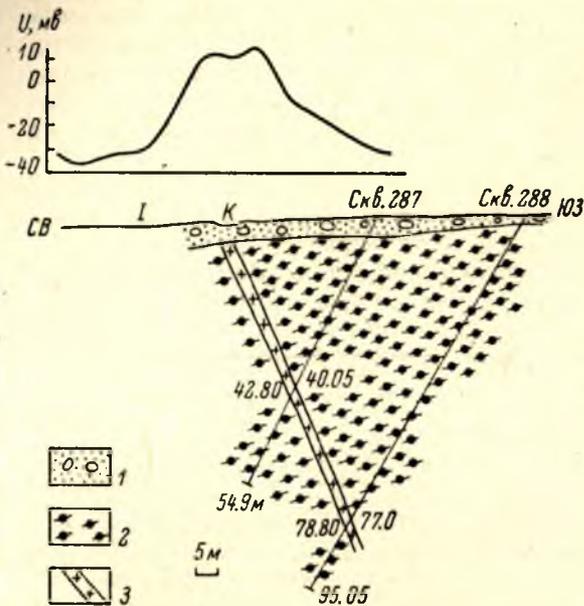


Рис. 70. Геологический разрез и графики  $U$  по жиле № 20. Месторождение Тэдино.

1 — четвертичные отложения; 2 — гнейсы; 3 — пегматит.

пегматитовых жил, совпадают с зонами трещиноватых пород, выделяемых по минимумам  $\rho_x$ .

Известны также поля фильтрационного происхождения, связанные с фильтрацией грунтовых и трещинных вод

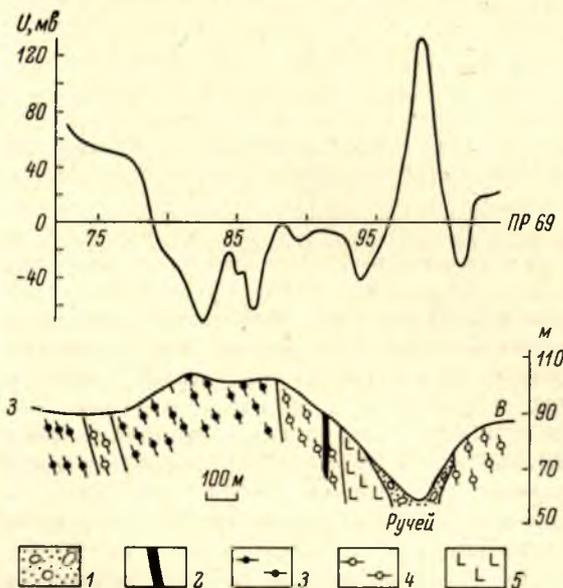


Рис. 71. План изолиний потенциала естественного поля на вновь изученном участке месторождения слюды (Кольский полуостров).

Ш — шахта.

с возвышенностей (варак) в болота. Так, например, потенциал естественного поля на вершине горы Малиновая варака отличается от его значения у подножия почти на 100 мв. Градиент потенциала составляет 3 мв на 1 м, а форма аномалии является зеркальным отражением рельефа местности. То же самое наблю-

Рис. 72. График потенциала естественного поля над пере- сеченным рельефом.

1 — четвертичные отложения; 2 — пегматитовая жила; 3 — гранато- биотитовые гнейсы; 4 — дистено- гранато-биотитовые гнейсы; 5 — перидотиты.

дается и на Тэдинском месторождении, где при измерениях на склонах горы Слюдоварак получена аномалия естественного поля относитель-

ной интенсивностью до 170 мв, а градиент превышает 3.5 мв на 1 м (рис. 72). Эти аномалии сходны с обнаруженными в других районах страны (Бермуханов, 1964; Семенов, 1968). Предполагается, что величина естественного поля на склоне изменяется под действием гидростатического градиента давления. Разность давлений приводит к усилению фильтрационно-электрического поля поровых вод. При этом поле оказывается функцией высоты и зеркально отображает рельеф дневной поверхности (Бермуханов, 1964). Такие аномалии легко выделить по их форме, и, зная отметки местности, можно даже рассчитать их интенсивность.

На слюдяных месторождениях, по-видимому, существуют аномалии естественного поля, связанные с контактами различных пород (Краев, 1965), в первую очередь

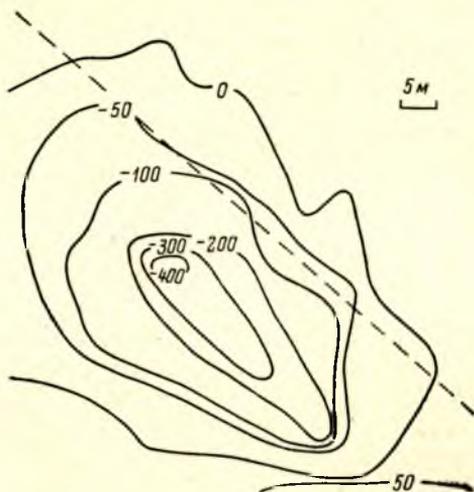


Рис. 73. План изолиний потенциала естественного электрического поля над минерализованной зоной разлома.

гнейсов и гранито-гнейсов или гнейсов и аплитов. Они хорошо заметны при наблюдениях в скажинах, имеют небольшую интенсивность и по форме напоминают аномалии, связанные с пегматитовыми жилами.

На месторождениях карельских пегматитов встречаются также интенсивные отрицательные аномалии естественного поля, которые, видимо, связаны с сильно минерализованными зонами тектонических нарушений. Их относительная интенсивность достигает 400 мв при размерах, исчисляемых несколькими десятками метров (рис. 73).

## МЕТОД СРЕДИННОГО ГРАДИЕНТА

Метод срединного градиента используется для поисков пегматитовых жил в Карелии и Кольского полуострова начиная с 1948 г. В 1950 г. А. С. Поляковым был апробирован метод срединного градиента на токе низкой частоты, и с начала 50-х годов метод именно в таком виде вошел в практику геофизических работ.

Величина разносов питающих электродов выбирается по графикам ВЭЗ (рис. 74), рассмотрение которых показывает, что при разносах в 200—300 м влияние четвертичных отложений на кривую  $\rho_k$  незначительно. Для увеличения производительности труда при работе методом срединного градиента на постоянном токе обычно величина АВ выбирается равной 500 м, на токе низкой частоты — 1000 м. Исходя из размеров пегматитовых жил, выбирается сеть наблюдений при поисках  $25 \times 5$  или  $20 \times 5$  м. При неизменном положении питающих электродов проводится до 2000 наблюдений (площадка  $0.5 \times 0.4$  км).

В условиях Карелии, где масса озер, большим неудобством метода является то, что для освещения участков, непосредственно примыкающих к озерам, необходимо по крайней мере одно из питающих заземлений завозить в озеро. Для изучения прибрежных участков иногда используется метод дипольного градиента (Тарасов, Сапожников, 1964). Вели-

чина питающего диполя при этом равна 100 м, приемного (как и при работе методом срединного градиента) — 10 м.

Как отмечено в предыдущей главе, по приуроченности к электрическим полям пегматитовые жилы Карелии делятся на две группы: для первой характерны приуроченность пегматитовых жил к полям кажущегося сопротивления порядка 2000—4000 ом·м и залегание пегматитов в зоне перепада от низких значений к средним, т. е. вблизи тектонических нару-

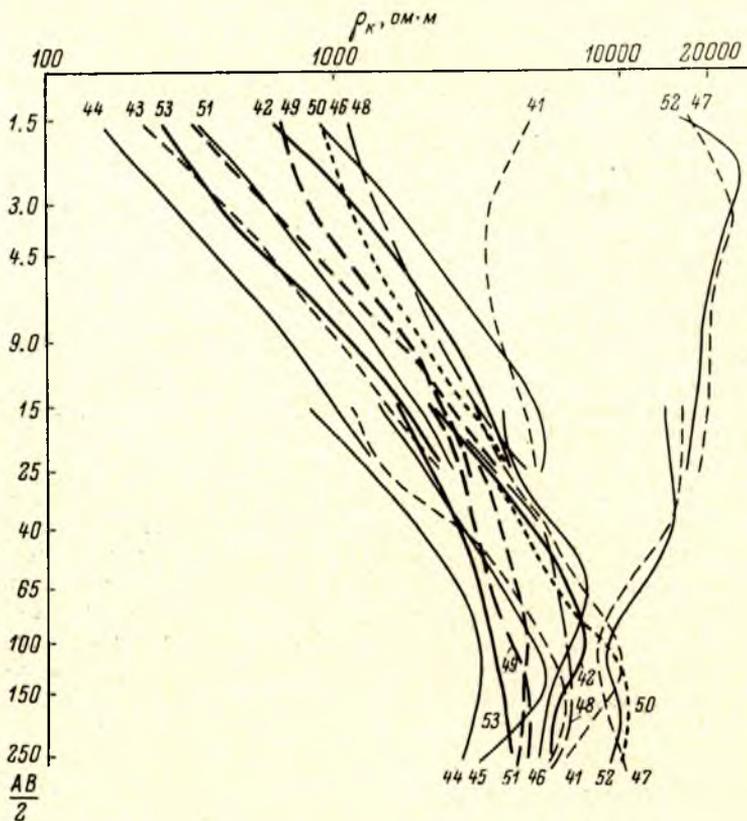


Рис. 74. Графики ВЭЗ на месторождении Тэдино.  
Цифры у кривых — номера зондирований.

шений; для второй — тяготение жил к полям кажущегося сопротивления порядка 8000 ом·м и залегание пегматитов в зоне перепада от средних значений к высоким, т. е. вблизи монокристаллических пород. Такое расположение пегматитовых жил связывается с образованием трещин, заполненных позднее пегматитом, на контактах гнейсов с различной механической прочностью.

Одним из месторождений слюды, где широко развиты пегматитовые жилы второй группы, является Тэдино. Проверка аномалий  $\rho_k$  на лучшем участке этого месторождения — Слюдовараке — проводилась вначале только канавами длиной 5—10 м, а затем еще и одиночными скважинами длиной 25 м. В табл. 21 приводятся сведения о проверке аномалий  $\rho_k$  горными выработками на этом участке в 1950—1956 гг. Из 112 обнаруженных тел не менее 36 являются пегматитовыми жилами мощностью более 1 м. При небольшой мощности четвертичных отложений (канавы проходились в основном глубиной до 3 м) подтверждаемость проверенных аномалий достигает 20%, еще выше она при проверке аномалий  $\rho_k$  скважинами.

Таблица 21

Год	Пройдено		Найдено жил		
	канал	скважин	пегматитовых	кварцевых, аплитовых	всего
1950	16	—	—	—	—
1951	157	—	33	3	36
1952	248	—	20	17	37
1953	78	1	9	7	16
1954	69	3	8	4	12
1955	—	6	4	—	4
1956	6	5	4	3	7
<b>Итого</b>	<b>614</b>	<b>15</b>	<b>78</b>	<b>34</b>	<b>112</b>

На этом же участке в последующие годы проверялись профилями скважин колонкового бурения 34 зоны аномального кажущегося сопротивления (рис. 75), пегматитовые жилы встречены при проверке 26 из них. Одновременно на участке пройдено еще 67 поисковых скважин. Ниже приводится сравнительная таблица подсечений пегматита по поисковым скважинам на аномалиях  $\rho_k$  и вне их.

Анализ табл. 22 показывает следующее:

а) при поисках методом срединного градиента почти не пропускаются пегматитовые жилы

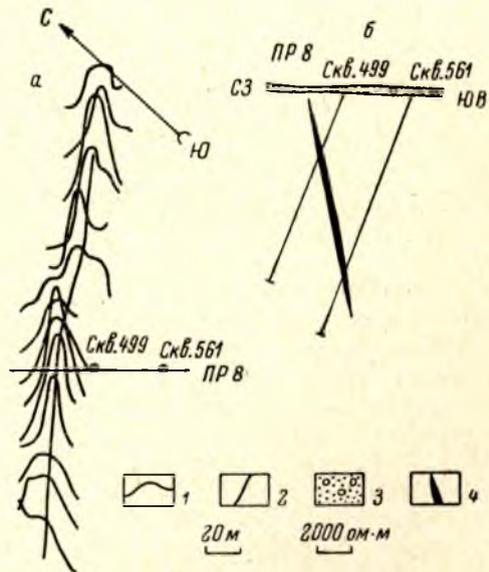


Рис. 75. Зона аномального кажущегося сопротивления (а) и проверка ее скважинами колонкового бурения (б).

1 — графики  $\rho_k$ ; 2 — ось зоны аномального  $\rho_k$ ; 3 — четвертичные отложения; 4 — пегматитовая жила.

второй группы, залегающие на небольшой глубине; при проверке аномалий  $\rho_k$  пегматит встречен до глубины 50 м в 55 случаях, при бурении вне аномальных зон — в 17;

Таблица 22

Положение скважин	Количество пройденных скважин	Количество подсечений пегматита	% подтвержденности	Количество подсечений на глубине, м				
				до 25	25—50	50—75	75—100	свыше 100
На аномалиях . . . . .	72	63	87.5	25	30	4	4	—
Вне аномалий . . . . .	67	46	68.5	4	13	12	6	11

б) метод срединного градиента эффективен только при поисках жил на небольшой глубине — до 50 м, причем апикальная часть этих жил

должна находиться не более чем в 5 м от поверхности (при мощности тел более 1—2 м). Глубокозалегающие пегматитовые жилы максимумами  $\rho_k$  не отмечаются: 8 подсечений после 50 м против 29 подсечений поисковыми скважинами.

Таким образом, метод срединного градиента следует включать в поисковый комплекс только на первом этапе прямых поисков пегматитовых жил второй группы, когда необходимо обнаружить мощные и неглубоко залегающие тела.

Пегматит жил I группы большей частью трещиноват, поэтому при съемке методом градиента максимумами  $\rho_k$  такие жилы не выделяются. На площадях, где развиты жилы I группы, для поисков скважинами рекомендуются перепады значений  $\rho_k$ . Об эффективности такой методики свидетельствуют данные табл. 23, где показаны результаты проверки участков, характеризующихся резким изменением кажущегося сопротивления.

Т а б л и ц а 23

Месторождения	Количество проверенных участков	Найдено пегматитовых жил	
		всего	в том числе слюдоносных
Тэдино . . . . .	2	10	8
Карельский . . . . .	1	5	5
Станционный полуостров	3	13	4
Малиновая варака	12	4	3

В подавляющем большинстве случаев участки для бурения перепадов  $\rho_k$  выбирались не просто по данным съемки срединного градиента, а в результате комплекса геолого-геофизических работ, включающего детальную геологическую съемку.

Одним из немногих примеров, когда участок был выделен только по материалам электроразведки, является рекомендация П. А. Лебедева задать скважину к западу от жилы 3-50 месторождения Карельского. Понадобилась всего одна скважина для того, чтобы обнаружить на перепаде  $\rho_k$  пегматитовую жилу 87, которая оказалась ценным промышленным объектом. На рис. 76 дана выкопировка из карты изолиний  $\rho_k$ , графики  $\rho_k$  и градиента  $\rho_k$  над жилой 87. Градиент  $\rho_k$  подсчитан по формуле

$$\text{grad } \rho_k = \frac{\rho_{k1} - \rho_{k2}}{r}, \quad (14)$$

где  $\rho_{k1}$  и  $\rho_{k2}$  — значения кажущегося сопротивления в соседних точках наблюдений;  $r$  — расстояние между этими точками, равное 10 м. Из рис. 76 видно, что жила 87 приурочена к перепаду кривой кажущегося сопротивления и максимуму градиента  $\rho_k$ . При дальнейшем бурении как на северном, так и на юго-восточном продолжении этой же зоны перепада  $\rho_k$  обнаружены еще четыре слюдоносные пегматитовые жилы.

При съемке методом срединного градиента на месторождениях слюды Карелии и Кольского полуострова наблюдается поле кажущегося сопротивления с чередованием максимумов и минимумов  $\rho_k$  до 10 экстремумов на 100 м профиля. Характер поля объясняется, по-видимому, частым чередованием пород, хотя и обладающих одинаковым петрографическим составом, но в различной степени трещиноватых и обводненных. Контакты таких пород и являются причиной усложнения поля кажущегося сопротивления.

Месторождения слюды сложены различными по трещиноватости, составу и зернистости гнейсами. На небольших расстояниях одни разновидности могут переходить в другие. При электропрофилировании над этими пачками пород получаются аномалии  $\rho_k$ , сходные по форме с аномалиями, получаемыми над пегматитами. Ширина аномалии зависит от расстояния между контактами, а ее величина тем больше, чем больше

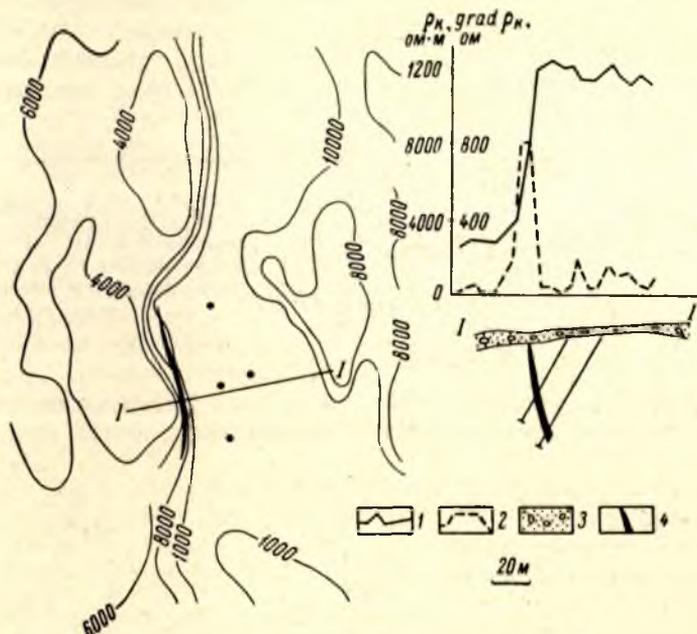


Рис. 76. Проверка колонковым бурением «перепада»  $\rho_k$ . Месторождение рудника Карельский (полевые работы проведены Б. А. Комиссаровым и П. А. Лебедевым).

1 — график  $\rho_k$ ; 2 — график градиента  $\rho_k$ ; 3 — четвертичные отложения; 4 — пегматитовая жила.

отличаются друг от друга по трещиноватости, обводненности и петрографическому составу перемежающиеся породы. Большое значение при этом имеет физическое состояние породы — ее трещиноватость и заполненность трещин водой. Некоторое влияние на электрическое сопротивление гнейсов оказывает их зернистость: грубозернистые гнейсы, представленные дистено-гранато-биотитовыми и двуслюдяными разностями, лучше поддаются разрушению, чем слабополосчатые и мелкозернистые гранато-биотитовые. Соответственно и удельное электрическое сопротивление грубополосчатых гнейсов меньше, чем слабополосчатых.

Аномалии  $\rho_k$ , полученные за счет электрической неоднородности коренных пород, часто по характеру и относительной величине неотличимы от аномалий, связанных с пегматитовыми жилами. В связи с этим в комплексе с методом срединного градиента включаются и другие геофизические методы.

## МЕТОД ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ

Метод вызванной поляризации используют главным образом для поисков и разведки рудных месторождений, особенно вкрапленных руд (Комаров и др., 1959, 1966). Пока метод ВП очень ограниченно применяют при поисках нерудных полезных ископаемых, в том числе слюды.

Предпосылкой для постановки работ на месторождениях слюды послужило присутствие вкрапленности электроннопроводящих минералов (пирротин, пирит, магнетит) в гнейсах. Применяется установка срединного градиента с величиной разностей питающих электродов 300—500 м, приемных — 10 м; при поисках пологозалегающих пегматитовых жил разности при-

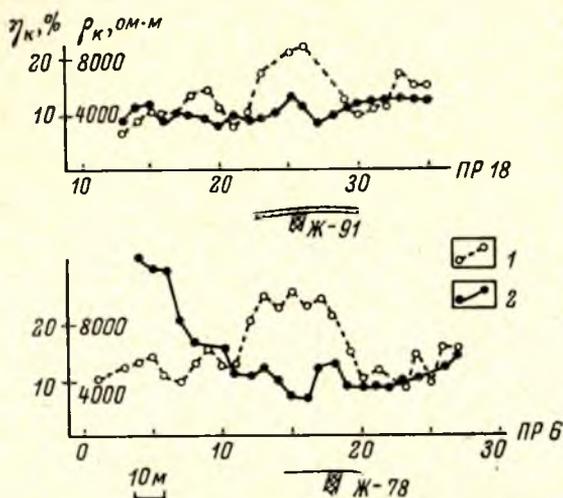


Рис. 77. Графики кажущейся поляризуемости и кажущегося сопротивления над пегматитовыми жилами месторождения Малиновая варака.

1 — график  $\eta_k$ ; 2 — график  $\rho_k$ .

емных электродов увеличиваются до 40 м. Наблюдения методом ВП проведены на пяти месторождениях слюды Карелии и Кольского полуострова.

На месторождении Малиновая варака вначале исследовались пегматитовые жилы, выходящие на дневную поверхность (рис. 77). Обе жилы отмечаются интенсивными максимумами кажущейся поляризуемости (20%)

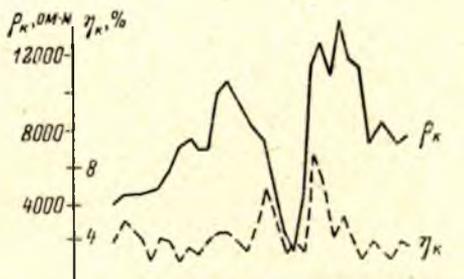


Рис. 79. Графики кажущегося сопротивления и кажущейся поляризуемости над «следами» пегматитовыми жилами.

1 — четвертичные отложения; 2 — гнейсы; 3 — пегматитовые жилы.

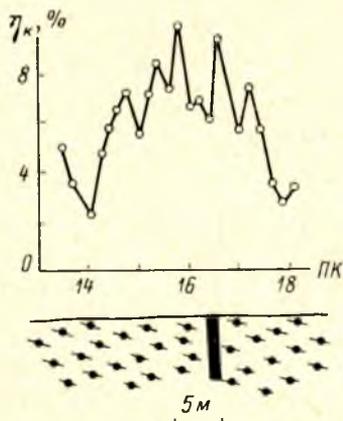
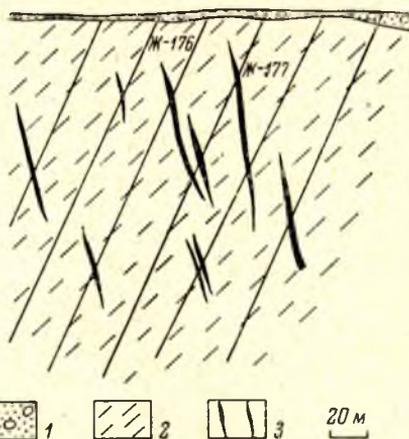


Рис. 78. Детальный график кажущейся поляризуемости над жилой № 36. Месторождение Тэдино.



при нормальном поле порядка 10% (измерения  $\Delta U_{ВП}$  через 0.25 сек.). Характерно, что ширина максимума  $\eta_k$  превышает мощность жилы в 10 раз,

что свидетельствует о влиянии околожильных пород на кривую кажущейся поляризуемости. В то же время максимумы  $\rho_e$  над этими жилами по ширине превосходят мощность тел только в 2 раза. Таким образом, околожильные изменения не всегда сказываются на сопротивлении породы, но всегда влияют на ее поляризуемость.

На месторождении слюды Карельский работы методом ВП проводились по профилям, пересекающим жилы 5 и 18-51 участка Дальние Топорные вараки. Пегматитовые жилы перекрыты четвертичными отложениями мощностью, примерно равной мощности жил. Значения  $\eta_k$  достигают 15% при нормальном поле 7—8% ( $\Delta U_{ВП}$  измерена через 0.25 сек. после выключения тока). Однако над самими пегматитовыми телами значения кажущейся поляризуемости близки к нормальным. Максимумы  $\eta_k$  приурочены к приконтактовым зонам. Этот пример подтверждает положение о том, что не сами пегматиты являются причиной возникновения максимума  $\eta_k$ , а измененные приконтактовые породы — гнейсы. Максимумы  $\eta_k$  расположены примерно в 5 м по обе стороны от пегматитовых тел, что хорошо согласуется с данными, полученными при изучении поляризуемости образцов пород.

На жиле № 36 месторождения Тэдино пройден профиль с шагом, равным 1 м.

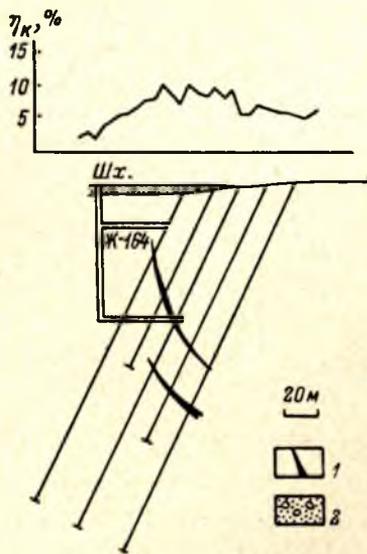


Рис. 80. График кажущейся поляризуемости над жилой № 164 месторождения Тэдино. 1 — пегматитовые жилы; 2 — четвертичные отложения.

На полученной кривой  $\eta_k$  на фоне максимума выделяется относительный минимум, приуроченный к пегматитовой жиле (рис. 78). На месторождении Хетоламбина исследован профиль, пересекающий 6 пегматитовых жил, расположенных в непосредственной близости одна от другой. Над всеми телами получены широкие максимумы кажущейся поляризуемости интенсивностью до 15% при нормальном поле около 4% (рис. 64).

Таким образом, при работе методом ВП на всех месторождениях слюды над пегматитовыми жилами или вблизи них создаются максимумы кажущейся поляризуемости.

Максимумы  $\eta_k$  получены не только над пегматитовыми жилами, выходящими на дневную поверхность или перекрытыми наносами, но и над «слепыми» телами. Например, на месторождении Тэдино профилем пересечены жилы № 177, 176, перекрытые как четвертичными отложениями, так и гнейсами (рис. 79): Над обеими жилами получены интенсивные максимумы  $\eta_k$ . При более пологом залегании пегматитовых тел ширина максимума кажущейся поляризуемости увеличивается, что хорошо видно на примере жилы № 164 месторождения Тэдино (рис. 80). Над горизонтально залегающим, изометрическим в плане телом одного из месторождений Кольского полуострова при профилировании методом ВП получены два максимума кажущейся поляризуемости, соответствующие контактам пегматитового тела с гнейсами (рис. 81). Таким образом, методом ВП можно выявить пегматитовые жилы, перекрытые четвертичными отложениями и гнейсами общей мощностью 20—50 м. В связи с большей проработкой

гидротермальными растворами висячего бока тел, чем положе залегание жилы, тем на большей глубине она может быть обнаружена.

Известно, что в отличие от графиков  $\rho_k$  на график  $\eta_k$  не влияют рельеф дневной поверхности и обводненные зоны трещиноватости (Комаров и др., 1959, 1966), что выгодно отличает метод ВП от других методов

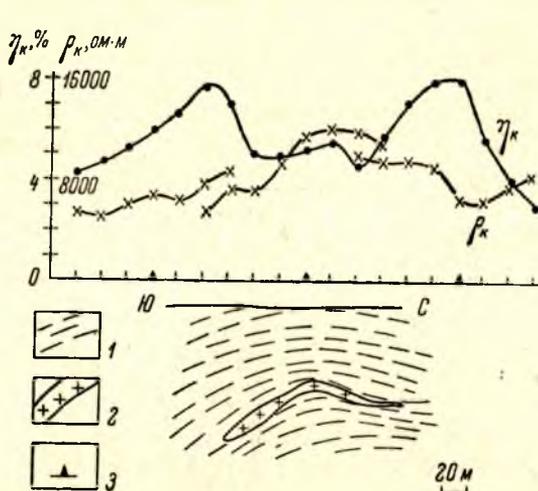


Рис. 81. Графики кажущейся поляризуемости и кажущегося сопротивления над пологозалегавшей пегматитовой жилкой.

1 — гнейсы; 2 — пегматитовая жилка; 3 — центр установки ( $AB=300$  м,  $MN=20$  м).

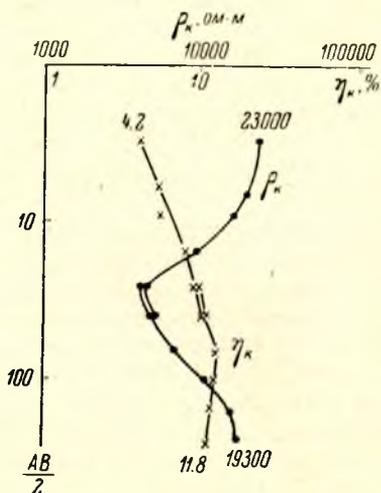


Рис. 82. Графики кажущегося сопротивления и кажущейся поляризуемости вертикального зондирования.

электроразведки. Работами на слюдяных месторождениях это положение подтверждается. На рис. 82 приведены графики  $\rho_k$  и  $\eta_k$  вертикального зондирования над пегматитовой жилкой № 183 месторождения Малиновая варака вблизи обводненной тектонической зоны разлома. Мощность жилы 20 м, мощность перекрывающих ее четвертичных отложений 15 м. График  $\rho_k$  искажен за счет влияния зоны разлома и может быть интерпретирован как трехслойная кривая с промежуточным проводящим слоем. График  $\eta_k$  искажений не имеет и при разносах  $AB/2=80$  м выходит на асимптоту со значением  $\eta_k$  около 12%.

## СЕЙСМОРАЗВЕДКА

Небольшой объем работ проведен методом, основанным на выделении волн с помощью интерференционных приспособлений (смесителя). По принципу он не отличается от хорошо известного в сейсморазведке метода отраженных волн (МОВ), хотя вследствие сложности физического строения сейсмической среды отождествление выделяемой волны с какой-либо монотипной простой волной не всегда возможно.

Область распространения сейсмических волн здесь представляет собой гетерогенную среду, содержащую большое количество малых неоднородностей структурного характера, которые могут иметь как тонкослоистый, так и зернистый характер. Наличие слоистости приводит к явлению так называемой квазианизотропии, которое усложняет увязку годографов. Выше отмечалось закономерное изменение скорости с глубиной. В связи с этим среду в сейсмогеологическом отношении можно рассматривать как слоисто-непрерывную (градиентную), в которой можно предположить

наличие более выраженных границ следующих блоков: I — пегматитовая жила, II — окружающая жилу зона гнейсов с пониженными значениями скорости, III — неизменные гнейсы. В процессе геологического развития эти блоки срезаны до различных уровней и чаще всего перекрыты четвертичными отложениями. Поведение границы раздела блока II определяется, вероятно, характером жилы (геометрические формы, химический и минералого-литологический состав, структура и текстура и т. д.), а также характером самих вмещающих пород. Чаще всего эти границы представляют собой криволинейные поверхности, кривизна которых весьма значительна в периферийных областях. Периферийные части блоков, точки резкого изменения радиуса кривизны будут являться источником дифракционных волн (дифракция скольжения, дифракция от ребра), появления эффекта проницания для преломленных волн, обогащения монотипных волн различными обменными волнами, что приводит в основном к выполаживанию годографа групповой волны, т. е. к близким временам прихода волны к сейсмоприемникам. Эта близость времен делает перспективным использование смесителя для интерференционного выделения групп волн от границ блоков.

Наблюдения МОВ проводятся по профилям, задаваемым по простиранию и вкрест простирания жилы. Расстояние между ними 20 м, ударный интервал 20 м, шаг между сейсмоприемниками 4 м. Такая расстановка сейсмоприемников благоприятствует подавлению поверхностной прямой волны. В результате предварительных работ замечено, что прямая волна меняет фазу на обратную через каждые 4—6 м. Поэтому можно ожидать при выбранном шаге эффективное подавление прямой волны и выделение отраженной (групповой) волны как на малых временах, так и на больших, в области развития кратных фаз прямой волны. Рабочая частота — около 160 гц. Применялась сейсмостанция АСМ-1 и сейсмоприемники СПМ-16. Для приема отраженных волн сконструирован смеситель с электронным реле, обеспечивающим срабатывание смесителя сразу после записи первых вступлений (рис. 83). С целью регистрации отражений на малых временах чаще всего смеситель включался заранее, для регистрации же первых вступлений принималась дополнительная сейсмограмма при выключенном смесителе. Система наблюдений — двойное непрерывное профилирование со встречными взаимоувязанными годографами. Источник возбуждения колебаний — удар кувалды весом 10 кг. Момент возбуждения отмечается экстратоком включения цепи постоянного тока на рукоятке кувалды.

Полученные сейсмограммы отраженных волн (ОВ) имеют вид, показанный на рис. 84. Рис. 84, кроме того (в сопоставлении с рис. 34), свидетельствует об эффективности применения смесителя при выделении ОВ.

Как отмечалось выше, выделяемые волны лишь условно можно отнести к монотипным отраженным. Однако по крайней мере их можно отнести к продольным волнам вследствие высокого значения кажущихся скоростей. Основные критерии, которыми руководствовались при выделении ОВ: а) фазовое соответствие выделяемых ОВ. Фазы ОВ группируются в четкие оси синфазности с кажущимися скоростями, близкими к бесконечности; б) индивидуальные особенности формы записи. Суперпозиция множества волн приводит к четкой индивидуализации группы волн, которые можно приурочить к определенной границе; в) динамические признаки. Как правило, ОВ отличаются от соседних волн, сходных по кинематическим признакам, большей амплитудой записи; г) частотные признаки. Отраженные волны имеют видимый период колебаний выше 100 гц, чем значительно отличаются как от кратных, так и от обменных. Период колебаний кратных волн имеет тенденцию к увеличению на больших временах, что связано, видимо, с быстрым затуханием более высокочастот-

ных компонентов с расстоянием и при актах отражения и преломления;  
 д) геологическая обстановка. Предварительное представление геологической обстановки в исследуемом районе позволяет привязать к ней опреде-

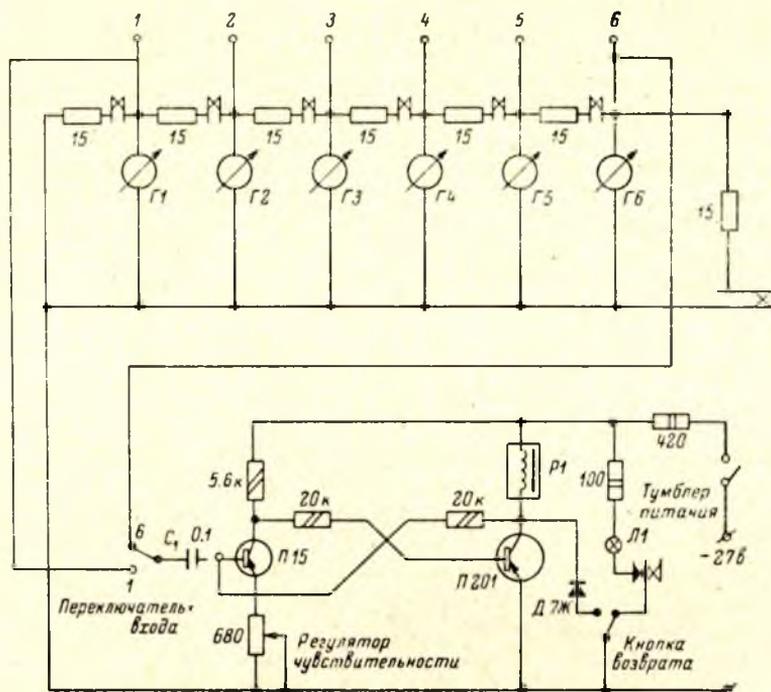


Рис. 83. Принципиальная схема сместителя.

ленную сейсмогеологическую модель и оценить локализацию условных границ. Такая оценка носит прикидочный характер и уточняется в процессе построения разреза.

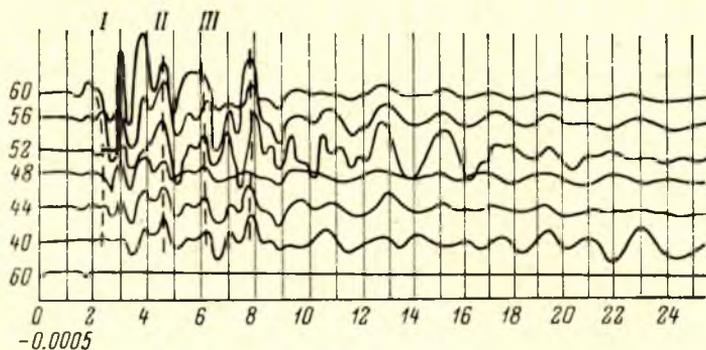


Рис. 84. Сейсмограмма МОВ жили № 183, профиль I  
 СП 20-40, пикет удара 40.

Расстояния между пунктами возбуждения колебаний малы (10—20 м) по сравнению с протяженностью геологических объектов (жила, блок измененных гнейсов). В этом случае для построения отражающих границ можно пользоваться способом  $t_0$ . Этот способ имеет еще то преимущество,

что, как показано ниже, в пределах определенной точности дает возможность отвлекаться от природы регистрируемых волн, и тогда выражение

$$H = \frac{vt_0}{2} \quad (15)$$

применимо как для ОВ, так и для дифракционных волн.

Выражение (15) является приближенной формулой для ОВ, справедливой для случая  $x \ll H$ . При выводе этой формулы сделано предположение о том, что рассматриваемая среда является условно двуслойной, т. е. ОВ распространяются в среде по прямым лучам. Очевидно, искривление пути ведет к увеличению видимого времени прихода волны по сравнению с ожидаемым, т. е. к некоторому увеличению вычисляемой по формуле (15) глубины.

Годограф дифракционной волны по профилю, перпендикулярному к ребру дифракции, выражается равенством

$$\frac{vt}{H} = \sqrt{1 + \xi_0^2} + \sqrt{1 + (\xi - \xi_0)^2}, \quad (16)$$

где  $H$  — глубина до точки дифракции;  $\xi = x/H$ ;  $\xi_0 = x_0/H$ ;  $x_0$  — расстояние по профилю до проекции дифрагирующей точки на профиль.

При  $x=0$  величина  $\xi$  тоже равна нулю, и уравнение (16) преобразуется таким образом, что

$$H = \frac{vt_0}{2} \cdot \frac{1}{\sqrt{1 + \xi_0^2}}. \quad (17)$$

Сравнение выражений (17) и (15) показывает, что в обоих случаях глубины до соответствующих границ определяются сходными выражениями. В последнем случае появляется множитель, который примерно равен единице при  $x_0 \ll H$ . Действительно, разлагая множитель  $\frac{1}{\sqrt{1 + \xi_0^2}}$  в ряд с точностью до малых второго порядка, выражение (17) можно переписать так:

$$H = \frac{vt_0}{2} \left( 1 + \frac{1}{2} \xi_0^2 \right). \quad (18)$$

При относительной погрешности построений 10%, очевидно, второй член в выражении (18) не должен превышать 0.1, т. е.  $\frac{1}{2} \xi_0^2 \leq 0.1$ , откуда  $\xi_0 \leq \sqrt{0.2}$  или  $x_0 \leq \sqrt{0.2} H$ , что дает

$$x_0 \leq 0.45H. \quad (19)$$

Практически на видимой записи наличие рассмотренного множителя в выражении (18) проявляется в преуменьшении значений  $H$ . Это означает, что ветвь годографа дифракционной волны от соответствующего горизонта является более пологой, чем ветвь годографа ОВ от того же горизонта. Суперпозиция их приводит к появлению групповой волны типа ОВ с выположенными ветвями.

В части годографа (за пределами мертвой зоны) возможна также суперпозиция преломленных волн, поскольку, как отмечалось выше, явление проницания, дифракция скольжения ведут к выполаживанию ветви годографа преломленных волн, и он может совпадать в полосе точности корреляции с годографом ОВ.

Из линейного годографа преломленных волн  $H$  выражается в виде

$$H = \frac{vt_0}{2 \cos i}, \quad (20)$$

где  $i$  — критический угол преломленных волн.

Сравнение выражения (20) с (17) и (15) показывает несомненное их сходство. В нашем случае  $\cos i$  имеет величину порядка 0.8—0.9. Это тем более сближает указанные выражения.

Таким образом, приведенные выше выкладки показывают, что: а) применение способа  $t_0$  для построения искомой границы не требует в пределах точности 10% анализа конкретной природы регистрируемой волны; б) использование при интерпретации промежуточных точек годографа оправдано лишь при учете характера регистрируемой волны и интерферирующих групп; в) интерферирующие компоненты в группе приводят к взаимоисключающим искажениям годографа ОВ.

Для подстановки в выражение (15) значения скорости нами использовались данные  $v_r$ , определенные по годографам преломленной волны, т. е. в качестве средней скорости использовались граничные скорости. При этом мы пренебрегаем ростом скорости с глубиной, что вполне оправдано вследствие малости глубины. Такое упрощение приводит к преуменьшению глубин.

Применение равенства (15) осложняется при наличии зоны малых скоростей (ЗМС). В этом случае наблюдаемые времена приводились к поверхности преломляющей границы (кристаллического фундамента) путем исключения из наблюдаемого времени  $t$  времени, затрачиваемого сейсмической волной на прохождение малоскоростной толщи.

Как показано выше, погрешность построений оказывается в результате упрощений около 10%. Это сравнимо с корреляционной ошибкой (точностью отсчета времени с сейсмограммы) 0.5—1 мсек., что при скорости 2—4 км/сек. дает, по выражению (15), ошибку определения глубины границы до 2 м. При глубине 20 м это как раз составляет точность 10%.

Для повышения точности построений необходимо в первую очередь изучить закономерности изменения скорости в пространстве (по площади и в глубину). Этому может способствовать определение скорости методом рефрагированных волн, а также наличие на изучаемой площади хотя бы одной скважины, в которой можно осуществить сейсмокаротаж. Знание вертикального распределения скоростей позволяет прибегать к методу, который можно назвать методом итераций:

а) на выбранном пункте по данным МРВ или сейсмокаротажа строится сейсмогеологическая колонка;

б) около данного пункта описанным выше способом МОВ строится сейсмический разрез и осуществляется глубинная и скоростная привязка его к сейсмической колонке;

в) определяется соотношение пластовых средних скоростей  $v_1/v_2$ ,  $v_2/v_3$ ,  $v_3/v_4$  и т. д., которое полагаем неизменным в районе исследований;

г) на удаленном участке строятся условные границы при допущении, что скорость в покрывающей среде постоянна независимо от номера границы;

д) на полученном сейсмическом разрезе определяется путь луча ОВ, дающего время  $t$ , и отрезки его в пластах. Определяются средние скорости до соответствующих границ по соотношению скоростей, данному в пункте «в», начиная от границы 1, до которой скорость  $v=v_r$  вычисляется по годографу преломленной волны;

е) используя полученные средние скорости  $v_1$ ,  $v_2$ ,  $v_3$  и т. д., заново строятся условные горизонты;

ж) определяются расхождение с предыдущими данными глубин, относительное расхождение по сравнению со средними значениями их. Последнее рассматривается как ошибка определений;

з) если относительное расхождение выходит за пределы обусловленной ошибки, осуществляется повторное определение средних скоростей согласно пункту «д», исходя из нового сейсмического разреза, и последовательно выполняется вновь вся работа.

Так повторяется до тех пор, пока относительное расхождение не окажется в пределах обусловленной ошибки, т. е. осуществляется итерация.

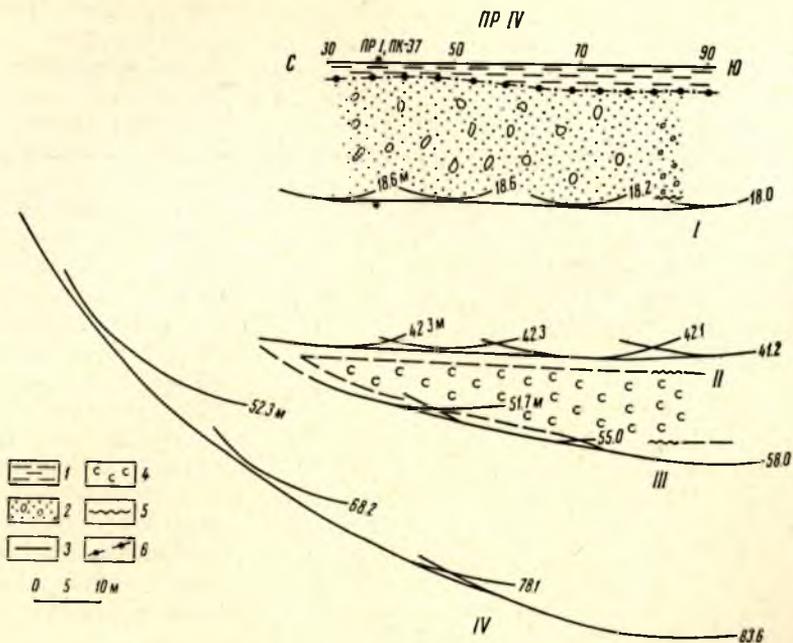


Рис. 85. Сейсмические разрезы по профилю IV (район жилы № 183).

1 — почвенно-торфяной слой; 2 — четвертичные отложения; 3 — сейсмические границы; 4 — пегматитовая жила; 5 — границы по данным бурения; 6 — преломляющая граница.

ционное приближение искомых глубин к действительным значениям. Как показывают вычисления, при уровне ошибок 5% итерировать более чем два раза не приходится.

На рис. 85 и 86 приведены разрезы по профилям I и IV, которые взаимно ортогональны. На сейсмогеологическом разрезе по профилю IV проведено четыре условных горизонта, из которых только последний не является непрерывным. На глубине 3—4 м от дневной поверхности отмечена четкая преломляющая граница, выше которой среда характеризуется скоростями порядка 0.6 км/сек., и она признана нами зоной малых скоростей. На глубине 21—22 м отмечается I отражающая граница, почти параллельная дневной поверхности. Расположенная ниже (на глубине 45—46 м) отражающая граница II имеет незначительный наклон в южном направлении. III граница характеризуется более значительным наклоном в том же направлении и в пределах пикетов 40—85 расположена на глубине 55—62 м. Судя по характеру наклона границ I и II, можно ожидать их пересечения в районе пикета 30. IV граница имеет прерывистый характер и тот же наклон. Сопоставление сейсмического разреза с геологическим, полученным по данным бурения, показывает, что граница I весьма близка к отметке нижней границы четвертичных отложений. Отличие не



часть жилы здесь попадает лишь на западный конец профиля и сейсмически достаточно четко не прослеживается. Очевидно, граница II соответствует границе IV на разрезе по профилю IV.

Из приведенных примеров видно, что сейсмические данные, полученные МОВ, достаточно хорошо увязываются с геологическими. Естественно, небольшой объем работ не позволяет делать широкие выводы, однако результаты говорят о возможной перспективности МОВ при поисках и разведке пегматитовых жил. При этом можно получить достаточно надежные данные о глубине, элементах залегания, объеме жилы, которые обычно достигаются с помощью бурения. Это, очевидно, является существенным достоинством МОВ, компенсирующим основной его недостаток — сложность, громоздкость.

## З а к л ю ч е н и е

Поиски месторождений слюды геофизическими методами — это проблема, которой в Карелии и на Кольском полуострове занимаются более 30 лет. Вначале применялся лишь один геофизический метод — электрофилирование, в последнее время значительно расширилось количество методов, используемых при геологическом картировании слюдяных месторождений и поисках пегматитовых жил (аэромагниторазведка и гравиразведка, методы естественного электрического поля и вызванной поляризации, пьезоэлектрический метод и сейсморазведка).

Внедрение в практику геофизических работ гравиразведки и сейсморазведки позволяет более уверенно осуществлять структурное геологическое картирование слюдяных месторождений. Кроме того, для глубинной разведки мощных пегматитовых тел можно также использовать сейсморазведку методом отраженных волн, развитие которого может идти по следующим направлениям: 1) упрощение методических приемов с использованием портативной аппаратуры (Патерсон, 1967), которую можно изготовить в местных условиях; 2) внедрение более эффективных средств возбуждения колебаний; 3) обогащение метода, применение новых модификаций его, среди которых ведущая роль принадлежит методу «Вибросейс», разработанному в СССР усилиями ВИРГ (Гродзянская, 1969; Лукашин, Гродзянская, 1969а, 1969б). Применение этого метода позволяет успешно работать в районах с повышенным уровнем помех (при разведке разрабатывающихся жил) и решать структурные задачи при поисках месторождений слюды.

В настоящее время твердо установлено наличие естественных электрических полей на слюдяных месторождениях, изучена связь их с пегматитовыми жилами. Однако необходимо продолжение работ для выявления природы этих полей и вообще «нерудных» естественных электрических полей как на месторождениях слюды, так и на месторождениях других полезных ископаемых, так как, по-видимому, естественные поля слюдяных месторождений — это часть широко распространенных «нерудных» полей.

В условиях Северо-Запада СССР, видимо, следует продолжать опыты по использованию других геофизических методов при поисках пегматитов, в первую очередь тех, которые уже опробовались на месторождениях пегматитовых или кварцевых жил и дали неплохие результаты: пьезоэлектрический метод (Нейштадт, 1970; Кондрашев, 1970), радиоволновое профилирование (Фролов, 1964), амплитудо-фазовые методы (Крылов 1953).

На эксплуатирующихся месторождениях слюды, где пегматитовые жилы, залегающие на глубине до 20—30 м от поверхности, уже обнаружены, необходимо внедрять скважинную геофизику и исследования в подземных горных выработках. В первую очередь следует опробовать метод УКВ-радиопросвечивания (Петровский и др., 1969), а также скважинные варианты методов естественного электрического поля и вызванной поляризации.

Результаты химических анализов биотитов из дистено-гранато-биотитовых гнейсов месторождения Малиновая варака

Окислы	Номер пробы (в числителе) и расстояние до жилы, м (в знаменателе)												
	417 120	418 112	419 103	420 93	421 88	422 84	423 75	424 66	425 58	426 48	427 38	428 28	429 19
Лежачий бок пегматитовой жилы № 152													
SiO <sub>2</sub>	37.20	37.34	37.80	37.76	37.50	37.80	37.20	37.46	37.54	37.36	37.46	37.26	37.68
TiO <sub>2</sub>	2.09	1.86	1.74	2.09	1.98	2.09	1.98	1.98	1.98	2.09	2.33	2.80	1.98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.67	19.67	19.33	19.39	19.60	19.39	19.60	19.60	19.46	19.39	19.79	19.49	19.46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.22	1.05	1.27	0.17	0.66	0.95	0.95	0.49	0.31	1.24	1.56	1.54	0.79
FeO	13.76	13.91	12.87	13.31	12.72	13.02	13.02	12.87	13.46	13.46	12.72	13.61	13.76
MnO	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	Следы	Следы	0.01	0.02	0.01	0.02
MgO	14.16	13.74	14.05	14.05	14.68	14.16	14.26	14.05	14.16	13.95	14.47	13.74	14.57
CaO	0.43	0.58	0.29	0.58	0.29	0.58	0.43	0.29	0.43	0.29	0.43	0.29	0.29
Na <sub>2</sub> O	0.36	0.38	0.34	0.34	0.31	0.32	0.36	0.33	0.34	0.30	0.30	0.31	0.46
K <sub>2</sub> O	9.16	8.76	9.11	9.16	8.92	9.35	9.23	9.71	9.71	9.71	8.07	8.68	8.44
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.28	0.17	0.18	0.19	0.21	0.16	0.13	0.17	0.19	0.15	0.10	0.08	0.15
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.68	0.94	—	0.86	0.94	0.66	0.56	0.46	0.48	0.42	0.50	0.70	0.77
I. п. п.	1.38	1.86	2.54	1.77	1.78	1.98	1.92	2.17	2.10	2.09	1.98	1.86	2.18
у м м а	100.12	100.09	99.53	99.50	99.39	100.31	100.52	99.41	99.97	100.31	99.63	100.29	100.40
Пересчет на кристаллохимические формулы													
K	0.86	0.82	0.86	0.87	0.83	0.88	0.86	0.92	0.92	0.92	0.75	0.81	0.78
Na	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.06
Ca	0.06	0.05	0.02	0.05	0.02	0.05	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02
Mg	1.54	1.51	1.55	1.55	1.61	1.56	1.55	1.55	1.56	1.54	1.58	1.50	1.59
Fe <sup>2+</sup>	0.86	0.86	0.80	0.83	0.78	0.80	0.80	0.80	0.83	0.83	0.78	0.84	0.84
Fe <sup>3+</sup>	0.06	0.06	0.07	0.01	0.04	0.05	0.05	0.03	0.02	0.05	0.08	0.08	0.04
Ti	0.11	0.10	0.10	0.12	0.11	0.12	0.11	0.11	0.11	0.12	0.13	0.15	0.11
Al <sub>VI</sub>	0.42	0.47	0.48	0.49	0.46	0.47	0.49	0.51	0.48	0.46	0.43	0.43	0.42
Si	2.73	2.76	2.80	2.80	2.76	2.79	2.80	2.79	2.78	2.77	2.73	2.74	2.75
Al <sub>Si</sub>	1.27	1.24	1.20	1.20	1.24	1.21	1.20	1.21	1.22	1.23	1.27	1.26	1.25
O	10.38	10.46	10.50	10.54	10.40	10.58	10.53	10.56	10.53	10.53	10.35	10.45	10.31
ОН	1.62	1.54	1.50	1.46	1.60	1.42	1.47	1.44	1.47	1.47	1.65	1.55	1.69
F	35.9	36.2	33.7	34.7	32.7	34.0	33.9	34.0	34.8	35.1	33.0	35.7	34.6
F	37.6	37.7	35.9	34.9	33.7	35.5	35.3	34.7	35.3	36.9	35.4	37.9	35.8
%	6.8	6.3	8.0	0.9	4.3	6.2	6.2	3.2	2.2	7.3	9.8	9.0	4.9
Si	31.8	31.0	30.0	30.0	31.0	30.2	30.0	30.3	30.5	30.7	31.7	31.5	31.2
VI	14.0	15.7	16.0	16.3	15.3	15.7	16.3	17.0	16.0	15.3	14.3	14.3	34.0
кислы	430 13	431 11	432 9	433 7	5-б Экзо- кон- такт	6-б Экзо- кон- такт	434 2	435 4	436 7	437 11	438 21	439 30	440 40
	Лежачий бок жилы № 152						Висячий бок жилы № 152						
SiO <sub>2</sub>	37.22	37.56	37.22	36.20	34.97	34.42	36.70	37.18	36.94	36.76	36.94	36.94	37.24
TiO <sub>2</sub>	1.51	1.51	1.98	2.09	2.20	2.14	1.86	1.86	1.92	1.98	2.30	2.36	2.30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.04	20.04	20.16	20.09	18.55	18.24	20.37	20.37	20.34	20.02	19.39	19.77	19.41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.05	0.66	0.90	0.90	4.08	4.04	1.96	1.25	0.93	3.08	2.06	2.34	1.34
FeO	13.91	13.61	14.66	16.01	14.25	16.89	16.46	15.56	15.56	15.11	14.96	14.36	15.26
MnO	0.02	0.01	0.02	0.05	0.10	0.11	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02
MgO	14.37	14.16	12.91	12.08	11.42	11.00	11.66	12.08	11.56	11.76	12.28	12.18	12.80
CaO	0.29	0.29	0.58	0.29	0.08	0.08	0.29	0.29	0.43	0.03	0.07	0.14	Следы
Na <sub>2</sub> O	0.46	0.46	0.49	0.31	0.32	0.32	0.20	0.26	0.31	0.26	0.24	0.24	0.32
K <sub>2</sub> O	8.44	8.56	8.56	8.07	8.69	8.32	8.07	8.68	8.92	8.92	9.28	9.64	9.40
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.11	0.13	0.11	0.15	1.11	1.25	0.11	0.09	0.10	0.15	0.15	0.19	0.16
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.90	0.80	0.63	1.50	—	—	0.90	0.66	0.60	0.39	0.39	0.37	0.38
п. п.	2.16	2.02	2.19	1.96	5.46	4.81	2.02	2.39	2.20	2.28	2.36	2.13	2.32
м м а	100.37	99.68	100.30	99.55	100.12	100.37	100.54	100.61	99.74	100.62	100.30	100.49	100.49

Оксиды	430	431	432	433	5-б	6-б	434	435	436	437	438	439	440
	13	11	9	7	Экзо- кон- такт	Экзо- кон- такт	2	4	7	11	21	30	40
Пересчет на кристаллохимические формулы													
K	0.79	0.80	0.81	0.77	0.85	0.81	0.75	0.81	0.85	0.85	0.89	0.91	0.90
Na	0.06	0.06	0.07	0.05	0.05	0.05	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04
Ca	0.02	0.02	0.05	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01	—
Mg	1.56	1.55	1.42	1.35	1.31	1.26	1.27	1.33	1.30	1.30	1.37	1.36	1.43
Fe <sup>2+</sup>	0.85	0.84	0.91	1.00	0.92	1.08	1.01	0.96	0.97	0.94	0.93	0.90	0.95
Fe <sup>3+</sup>	0.06	0.04	0.05	0.05	0.24	0.24	0.10	0.08	0.05	0.17	0.11	0.13	0.07
Ti	0.08	0.08	0.11	0.12	0.13	0.12	0.10	0.11	0.11	0.11	0.13	0.13	0.13
Al <sub>VI</sub>	0.45	0.49	0.51	0.48	0.39	0.29	0.52	0.52	0.57	0.48	0.46	0.48	0.40
Si	2.72	2.76	2.75	2.71	2.71	2.64	2.68	2.75	2.77	2.73	2.76	2.75	2.72
AlSi	1.28	1.24	1.25	1.29	1.29	1.36	1.32	1.25	1.23	1.27	1.24	1.25	1.28
O	10.28	10.35	10.51	10.34	10.52	10.29	10.32	10.46	10.56	10.48	10.58	10.48	10.31
OH	1.72	1.65	1.49	1.66	1.48	1.71	1.68	1.54	1.44	1.52	1.42	1.52	1.69
f	35.2	35.0	38.9	42.7	41.2	46.7	44.2	42.1	43.1	41.8	40.5	39.8	40.1
F	36.7	36.0	40.3	44.0	46.9	51.1	46.7	43.7	44.4	45.9	43.4	43.1	42.0
f <sub>0</sub>	6.3	4.0	5.6	5.1	20.6	17.8	9.5	6.5	5.2	15.3	10.8	12.7	8.0
α <sub>Si</sub>	32.0	31.0	31.2	32.2	32.2	34.0	33.0	31.2	30.7	31.7	31.0	31.2	30.2
α <sub>VI</sub>	15.0	16.3	17.0	16.0	13.0	9.7	17.3	17.3	19.0	16.0	15.3	16.0	13.3

Оксиды	441	442	443	444	445	535	534	528	511	512	513	514	515	516
	27	17	12	7	2	Экзо- кон- такт	Экзо- кон- такт	3	0	4	5	6	7	8
Лежащий бок жилы № 132														
SiO <sub>2</sub>	36.72	37.24	37.48	37.34	37.22	36.86	36.28	36.50	35.96	36.32	36.40	37.12	37.26	37.54
TiO <sub>2</sub>	2.88	2.38	2.10	1.90	1.72	1.92	1.86	1.80	1.08	1.73	1.84	1.75	1.61	1.63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.30	19.43	19.38	19.79	19.76	20.39	20.28	19.88	20.59	20.51	20.59	19.91	20.19	19.56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.96	1.95	2.95	3.01	3.73	1.24	1.01	1.18	3.80	0.85	1.26	1.22	1.05	1.55
FeO	15.41	14.36	13.46	13.76	14.51	15.93	16.61	14.96	15.86	16.60	16.23	14.21	14.36	13.76
MnO	0.01	0.01	Следы	Следы	0.02	0.01	0.05	0.01	0.02	0.01	0.02	Следы	Следы	Следы
MgO	12.28	13.32	13.74	13.74	13.32	11.78	11.28	12.77	11.45	11.28	11.58	13.17	13.47	13.97
CaO	0.03	0.03	0.07	0.09	0.09	0.03	0.14	0.14	Следы	0.09	0.14	Следы	Следы	0.14
Na <sub>2</sub> O	0.20	0.28	0.31	0.42	0.34	0.34	0.31	0.35	0.32	0.38	0.34	0.43	0.40	0.44
K <sub>2</sub> O	8.44	8.44	8.44	7.68	7.06	8.80	8.92	7.78	8.68	8.31	9.04	9.04	9.04	8.80
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.12	0.18	0.13	0.18	0.15	0.15	0.13	0.16	0.37	0.13	0.07	0.10	0.12	0.10
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.44	0.36	0.31	1.02	0.35	0.42	0.60	0.58	1.15	0.60	0.54	0.52	0.24	0.54
П. п. п.	2.29	2.33	2.08	1.75	2.23	2.88	2.62	2.50	2.23	2.82	2.51	2.20	2.64	2.43

Оксиды	441	442	443	444	445	535	534	528	511	512	513	514	515	516
	27	17	12	7	2	Экзо- кон- такт	Экзо- кон- такт	3	0	4	5	6	7	8
Лежащий бок жилы № 132														
SiO <sub>2</sub>	36.72	37.24	37.48	37.34	37.22	36.86	36.28	36.50	35.96	36.32	36.40	37.12	37.26	37.54
TiO <sub>2</sub>	2.88	2.38	2.10	1.90	1.72	1.92	1.86	1.80	1.08	1.73	1.84	1.75	1.61	1.63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.30	19.43	19.38	19.79	19.76	20.39	20.28	19.88	20.59	20.51	20.59	19.91	20.19	19.56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.96	1.95	2.95	3.01	3.73	1.24	1.01	1.18	3.80	0.85	1.26	1.22	1.05	1.55
FeO	15.41	14.36	13.46	13.76	14.51	15.93	16.61	14.96	15.86	16.60	16.23	14.21	14.36	13.76
MnO	0.01	0.01	Следы	Следы	0.02	0.01	0.05	0.01	0.02	0.01	0.02	Следы	Следы	Следы
MgO	12.28	13.32	13.74	13.74	13.32	11.78	11.28	12.77	11.45	11.28	11.58	13.17	13.47	13.97
CaO	0.03	0.03	0.07	0.09	0.09	0.03	0.14	0.14	Следы	0.09	0.14	Следы	Следы	0.14
Na <sub>2</sub> O	0.20	0.28	0.31	0.42	0.34	0.34	0.31	0.35	0.32	0.38	0.34	0.43	0.40	0.44
K <sub>2</sub> O	8.44	8.44	8.44	7.68	7.06	8.80	8.92	7.78	8.68	8.31	9.04	9.04	9.04	8.80
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.12	0.18	0.13	0.18	0.15	0.15	0.13	0.16	0.37	0.13	0.07	0.10	0.12	0.10
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.44	0.36	0.31	1.02	0.35	0.42	0.60	0.58	1.15	0.60	0.54	0.52	0.24	0.54
П. п. п.	2.29	2.33	2.08	1.75	2.23	2.88	2.62	2.50	2.23	2.82	2.51	2.20	2.64	2.43

Оксиды	517	518	519	405	404	403	402	401	604	603	602	594	592	591
	12	15	20	50	40	30	20	10	5	3	Экзо- кон- такт	Экзо- кон- такт	3	5
Висячий бок жилы № 141														
SiO <sub>2</sub>	37.16	36.42	37.70	37.42	36.72	37.16	37.31	36.73	36.51	36.35	36.29	36.42	35.48	35.51
TiO <sub>2</sub>	1.86	1.98	1.96	2.11	1.81	1.81	1.83	1.98	1.80	2.12	2.29	1.98	1.98	1.98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.28	20.21	19.93	19.75	19.79	19.46	19.65	19.64	19.53	19.53	19.32	19.02	19.83	19.62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.42	0.98	1.18	1.35	1.64	1.79	1.86	1.41	1.91	1.87	2.00	2.80	2.69	2.59
FeO	14.51	16.16	13.46	13.01	13.86	13.37	12.01	13.92	15.31	16.00	16.25	16.12	15.77	15.96
MnO	0.01	0.02	Следы	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.16	0.15	0.09	0.08	0.08
MgO	12.67	11.78	13.67	13.80	13.62	14.06	15.29	13.48	11.15	11.38	11.19	10.85	11.45	11.33
CaO	Следы	0.10	0.26	Необн.	Необн.	Следы	Необн.	Необн.						
Na <sub>2</sub> O	0.36	0.28	0.39	0.28	0.30	0.35	0.42	0.32	0.30	0.28	0.30	0.30	0.35	0.30
K <sub>2</sub> O	9.04	9.04	9.04	9.19	9.28	9.04	8.67	9.07	9.56	9.42	8.92	9.07	8.68	8.82
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.08	0.10	0.08	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.60	0.78	0.56	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	2.41	2.60	2.12	3.24	3.09	2.94	2.87	3.16	2.99	2.87	3.07	3.27	4.03	3.70

Оксиды	517	518	519	405	404	403	402	401	604	603	602	594	592	591
	12	15	20	50	40	30	20	10	5	3	Экзо- кон- такт	Экзо- кон- такт	3	5
Лежащий бок жилы № 141														
SiO <sub>2</sub>	37.16	36.42	37.70	37.42	36.72	37.16	37.31	36.73	36.51	36.35	36.29	36.42	35.48	35.51
TiO <sub>2</sub>	1.86	1.98	1.96	2.11	1.81	1.81	1.83	1.98	1.80	2.12	2.29	1.98	1.98	1.98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.28	20.21	19.93	19.75	19.79	19.46	19.65	19.64	19.53	19.53	19.32	19.02	19.83	19.62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.42	0.98	1.18	1.35	1.64	1.79	1.86	1.41	1.91	1.87	2.00	2.80	2.69	2.59
FeO	14.51	16.16	13.46	13.01	13.86	13.37	12.01	13.92	15.31	16.00	16.25	16.12	15.77	15.96
MnO	0.01	0.02	Следы	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.16	0.15	0.09	0.08	0.08
MgO	12.67	11.78	13.67	13.80	13.62	14.06	15.29	13.48	11.15	11.38	11.19	10.85	11.45	11.33
CaO	Следы	0.10	0.26	Необн.	Необн.	Следы	Необн.	Необн.						
Na <sub>2</sub> O	0.36	0.28	0.39	0.28	0.30	0.35	0.42	0.32	0.30	0.28	0.30	0.30	0.35	0.30
K <sub>2</sub> O	9.04	9.04	9.04	9.19	9.28	9.04	8.67	9.07	9.56	9.42	8.92	9.07	8.68	8.82
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.08	0.10	0											

ПРИЛОЖЕНИЕ 2 (продолжение)

Окислы	Номер пробы (в числителе) и расстояние до жилы, м (в знаменателе)											
	420 93	421 88	422 84	423 75	424 66	433 7	5 гр Экзо- кон- такт	6 гр Экзо- кон- такт	434 2	435 4	436 7	437 11

Пересчет на кристаллохимические формулы

Si	2.99	2.92	2.99	2.96	2.99	3.01	3.18	3.19	2.96	2.99	2.99	2.98	2.96
Ti	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01	—	0.03	0.03	0.03	0.02
Al	2.08	2.10	2.08	2.10	2.11	2.06	2.01	1.78	2.02	2.13	2.13	2.07	2.08
Fe <sup>2+</sup>	—	—	0.01	0.01	—	—	0.05	0.18	—	0.05	0.07	0.07	0.07
Ca	0.21	0.21	0.24	0.25	0.23	0.20	0.21	0.21	0.19	0.16	0.19	0.22	0.20
Fe <sup>2+</sup>	1.83	1.87	1.88	1.86	1.85	2.05	1.91	1.91	2.16	2.09	2.00	1.99	2.01
Mg	0.83	0.83	0.73	0.76	0.76	0.64	0.27	0.36	0.49	0.48	0.51	0.56	0.61
Mn	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.36	0.35	0.18	0.07	0.08	0.08	0.06

Молекулярные проценты конечных членов группы граната

Alm	63.1	63.7	65.3	64.1	64.5	70.2	69.5	67.6	71.5	74.7	71.9	70.2	70.0
Andr	—	—	0.7	0.7	—	—	1.8	4.2	—	2.9	3.6	3.5	3.5
Gross	7.3	7.1	7.6	7.9	8.0	6.9	6.0	3.2	6.3	2.8	3.3	4.2	3.5
Pyg	28.6	28.2	25.4	26.2	26.5	21.9	10.0	12.7	16.2	17.1	18.3	19.3	21.3
Spes	1.0	1.0	1.0	1.1	1.0	1.0	12.7	12.3	6.0	2.5	2.9	2.8	1.7
f	68.8	69.3	71.9	70.9	70.9	76.2	87.8	84.1	81.6	81.2	79.8	78.0	76.9
F	—	—	72.0	71.0	—	—	88.1	85.3	—	81.7	80.4	78.6	77.4
f <sub>0</sub>	—	—	0.3	0.5	—	—	2.6	8.9	—	2.5	3.5	3.4	3.2

Окислы	439 47	440 37	441 27	442 17	443 12	444 2	445 2	511 Экзо- кон- такт	405 50	404 40	403 30	402 20	401 10	602 Экзо- кон- такт
--------	-----------	-----------	-----------	-----------	-----------	----------	----------	------------------------------	-----------	-----------	-----------	-----------	-----------	------------------------------

Лежачий бок жилы № 132

Висячий бок жилы № 132

SiO <sub>2</sub>	37.59	37.50	37.47	37.43	37.70	37.95	37.86	37.16	37.29	37.03	37.66	37.83	37.60	38.88
TiO <sub>2</sub>	0.30	0.33	0.36	0.30	0.21	0.27	0.43	0.08	0.60	0.56	0.75	0.67	0.59	Следы
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.71	22.17	22.28	22.51	22.47	22.25	22.09	22.09	23.29	23.03	22.65	22.19	22.18	22.51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.69	0.11	0.05	Не обн.	0.89	Не обн.	0.53	1.05	Не обн.					
FeO	30.94	31.22	31.55	31.50	30.83	31.24	31.78	31.54	29.90	30.10	30.49	30.00	30.00	27.64
MnO	0.91	0.81	0.90	1.26	0.62	0.60	1.36	2.00	0.75	0.67	0.62	0.44	0.46	3.90
MgO	5.68	5.18	5.25	4.80	5.65	5.08	3.79	4.88	5.40	4.96	5.17	5.59	4.53	7.28
CaO	2.48	2.27	2.42	2.16	2.35	2.60	2.45	2.49	2.15	2.09	2.44	2.34	2.82	1.80
Na <sub>2</sub> O	Не обн.	0.05	0.03	Не обн.	0.06	0.03	0.07	Не обн.	0.02	0.05	0.05	0.05	0.07	Следы
K <sub>2</sub> O	»	»	0.02	Не обн.	»	»	0.07	0.04	0.06	»	»	0.02	Следы	Не обн.
H <sub>2</sub> O	0.14	0.16	»	»	0.16	0.20	0.26	0.20	0.19	0.21	0.25	0.23	0.24	0.24
П. п. п.	Не обн.	0.14	0.14	0.14	0.30	0.10	Не обн.							
Сумма	100.44	99.82	100.49	100.12	100.16	100.32	100.34	100.47	99.75	99.73	100.22	100.17	99.69	100.17

Пересчет на кристаллохимические формулы

Si	2.96	2.97	2.95	2.97	2.92	2.99	3.01	2.97	2.95	2.96	2.95	2.99	2.99	2.87
Ti	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	—
Al	2.02	2.08	2.07	2.10	2.11	2.07	2.10	2.07	2.17	2.17	2.10	2.08	2.07	2.07
Fe <sup>2+</sup>	0.04	0.01	0.01	—	—	—	—	—	—	0.05	—	0.03	0.06	—
Ca	0.21	0.19	0.20	0.18	0.20	0.22	0.22	0.21	0.17	0.18	0.27	0.19	0.24	0.15
Fe <sup>2+</sup>	2.03	2.07	2.07	2.08	2.05	2.06	2.08	2.09	1.99	2.01	2.00	1.99	2.00	1.80
Mg	0.66	0.61	0.62	0.57	0.66	0.60	0.46	0.41	0.64	0.56	0.60	0.66	0.54	0.85
Mn	0.06	0.05	0.06	0.08	0.04	0.04	0.10	0.24	0.05	0.04	0.04	0.03	0.07	0.26

ПРИЛОЖЕНИЕ 2 (продолжение)

Окислы	439 47	440 37	441 27	442 17	443 12	444 2	445 2	511 Экзо- кон- такт	405 50	404 40	403 30	402 20	401 10	602 Экзо- кон- такт
--------	-----------	-----------	-----------	-----------	-----------	----------	----------	------------------------------	-----------	-----------	-----------	-----------	-----------	------------------------------

Молекулярные проценты конечных членов группы граната

Alm	68.6	70.9	70.2	71.5	69.5	70.6	72.9	70.9	69.8	72.0	68.7	69.4	70.2	58.8
Andr	2.0	0.7	0.7	—	—	—	—	—	—	2.8	—	1.7	3.1	—
Gross	5.1	5.8	6.1	6.2	6.9	7.5	7.7	7.1	6.0	3.6	9.3	4.9	5.2	4.9
Pyg	22.3	20.9	21.0	19.6	22.3	20.6	16.0	13.9	22.4	20.1	20.6	23.0	18.9	27.8
Spes	2.0	1.7	2.0	2.7	1.3	1.3	3.4	8.1	1.8	1.5	1.4	1.0	2.6	8.5
f	75.4	77.1	77.1	78.6	75.2	77.5	82.5	83.5	75.6	78.2	76.9	75.0	78.8	68.0
F	75.7	77.2	77.2	—	—	—	—	—	—	78.7	—	75.2	79.2	—
f <sub>0</sub>	1.8	0.3	0.3	—	—	—	—	—	—	2.7	—	1.6	3.0	—

Примечание. Аналитик В. А. Доильникова.

## ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев Б. Я. Геологические предпосылки развития геологоразведочных работ на слюду-мусковит в Карелии и пути повышения их эффективности. — В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, 1966.
- Астраханцев Г. В. О связи диэлектрической проницаемости и поляризуемости горных пород. — Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1962, № 12.
- Аузин А. К., Логвинец М. Н. Наблюдения потенциала естественного электрического поля с одновременной поливкой лунок для заземлений. — Уч. зап. ЛГУ, 1959, № 278.
- Аузин А. К. Естественные электрические поля на рудных месторождениях Центрального Казахстана. — Уч. зап. ЛГУ, сер. физ. и геол. наук, вып. 14, 1963, № 320.
- Бермуханов Ш. Опыт подземных наблюдений естественного электрического поля. — Изв. вузов, Геология и разведка, 1964, № 12.
- Берч Фр. и др. Справочник для геологов по физическим константам. М., ИЛ, 1949.
- Бискэ Г. С. Роль тектоники в геоморфологии Карелии. — В кн.: Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск, 1961.
- Блох И. М. Электропрофилирование методом сопротивлений. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Блох И. М., Воробьев А. С., Кроленко Н. Г. Электрическое поле установки площадного картирования над контактом двух сред. — Прикладная геофизика, 1964, вып. 40.
- Блох И. М., Шемякин Е. А. О способе классификации аномалий электрической проводимости. — Разведка и охрана недр, 1964, № 1.
- Блох И. М. Возможности электропрофилирования при геологическом картировании в масштабе 1 : 50 000 и крупнее. — Советская геология, 1969, № 8.
- Бондаренко А. Т. Электропроводность изверженных горных пород Кольского полуострова при высоких температурах. — Тр. ИФЗ, 1966, № 37.
- Боровиков П. П. Магматический и структурный контроль пегматитовых месторождений. — Тр. ВСЕГЕИ, 1961, № 57.
- Борнеман-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. М., «Наука», 1964.
- Булгаков Ю. И., Вешев А. В. Применение переменного тока низкой частоты при электропрофилировании и зондировании. — Уч. зап. ЛГУ, сер. физ. и геол. наук, вып. 13, 1962, № 303.
- Бунтин Г. Н. К вопросу о классификации пегматитов Чуфы. — Уч. зап. ЛГУ, серия геол.-почв. и географ., 1937, № 16.
- Бухникашвили А. В. К вопросу о происхождении естественного электрического поля рудных месторождений. — Разведка и охрана недр, 1955, № 3.
- Бухникашвили А. В., Кебуладзе В. В. К вопросу о стационарности электрического поля сульфидных месторождений. — Сообщ. АН Груз. ССР, 1955, т. 16, № 12.
- Великославинский Д. А., Соколов Ю. М. О связи генезиса и минерализации пегматитов Мамского района с региональным метаморфизмом. — Зап. Всесоюз. мин. об-ва, 1960, ч. 89, вып. 2.
- Вешев А. В., Семенов А. С., Новожилова М. Е. Новый вид естественного электрического поля в земле. — ДАН СССР, сер. новая, т. XXXVII, 1952, № 6.
- Вешев А. В. Лабораторные исследования зависимости диэлектрической проницаемости и удельной проводимости образцов горных пород от частоты электромагнитных колебаний. — В кн.: Геофиз. методы разведки. Госгеолтехиздат, 1955.
- Вешев А. В. Влияние неоднородностей пород на результаты электропрофилирования. — Развед. и промысл. геофизика, 1962, № 43.

- Вешев А. В. Электропрофилирование на постоянном и переменном токе. Л., «Недра», 1965.
- Воларович М. П., Пархоменко Э. И., Соболев Г. А. Исследование пьезоэлектрического эффекта кварцосодержащих горных пород в полевых условиях. — ДАН СССР, т. 128, 1959, № 3.
- Воларович М. П., Бондаренко А. Т. Исследование частотной зависимости электрических свойств изверженных горных пород Кольского полуострова. — Тр. ИФЗ, 1966, № 37 (204).
- Воларович М. П., Соболев Г. А. Разработка пьезоэлектрического метода разведки кварцевых и пегматитовых жил в шахтах. — Тр. ИФЗ, 1966, № 37 (204).
- Воларович М. П., Соболев Г. А. Пьезоэлектрический метод геофизической разведки кварцевых и пегматитовых жил. М., «Наука», 1969.
- Волин А. П. Сейсморазведка методом рефрагированных волн в Алмалыкском горнорудном районе. — В кн.: Сейсморазведка. Л., «Недра», 1966.
- Волин А. П. Применение сейсморазведки при решении задач рудной геологии. М., «Наука», 1969.
- Волчек В. С., Холодок Н. И. Применение магнитной съемки в районе Пулонгских озер КФССР. — Бюлл. техн. информации ЛГНТ, 1955, № 2 (20).
- Волчек В. С. Методика геофизических исследований при разведке месторождений слюды. — В кн.: Мат. по методике разведки полез. ископаемых. М., Госгеотехиздат, 1962а.
- Волчек В. С. Определение угла склонения плохопроводящих тел методом среднего градиента. — Вопр. развед. геофизики, 1962б, вып. 1.
- Волчек В. С. Приближенное определение линейных размеров плохо проводящих тел методом среднего градиента. — Вопр. развед. геофизики, 1964, вып. 3.
- Геннадийчик Б. И. Поляризуемость сред, содержащих рассеянные электронно-проводящие включения. — Вопр. развед. геофизики, Уфа, 1964а.
- Геннадийчик Б. И. Влияние ореола рассеянной минерализации на величину аномалии вызванной поляризации. — Вопр. развед. геофизики. Уфа, 1964б.
- Геннадийчик Б. И. О природе явления вызванной поляризации в ионопроводящих породах. — Изв. вузов, Геология и разведка, 1967, № 12.
- Голод М. И. Опыт применения магнитной съемки при геологическом картировании на месторождении слюды Северной Карелии. — Бюлл. техн. информации ЛГНТ, 1955, № 2 (20).
- Голод М. И. Об использовании метода естественного электрического поля при разведке пегматитовых жил. — Вопр. развед. геофизики, 1962, вып. 1.
- Голод М. И., Меламед Г. Ш. Методика геофизических работ при крупномасштабном геологическом картировании и поисках на слюдяных месторождениях Северной Карелии. — В кн.: Методика, техника и результаты геофиз. работ. М., «Недра», 1967.
- Голод М. И. Естественные электрические поля слюдяных месторождений и их связь с пегматитовыми жилами. — Тр. Ин-та геологии, вып. 2. Петрозаводск, 1968а.
- Голод М. И. Опыт применения метода среднего градиента при поисках слюдяных пегматитов Северной Карелии. — Тр. Ин-та геологии, вып. 2. Петрозаводск, 1968б.
- Голод М. И., Дмитриев Г. И., Гришин А. С. Об использовании метода вызванной поляризации на месторождениях слюды. — Тр. Ин-та геологии, вып. 2. Петрозаводск, 1968.
- 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.
- Григорьева Н. П. Сравнение аномалий  $\rho_k$  над проводящей сферой для различных установок метода постоянного тока. — В кн.: Геофиз. разведка рудн. месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1953.
- Гродзенская Т. М. Особенности сейсморазведки на непрерывных волнах. — Вопр. развед. геофизики, 1969, вып. 9.
- Гродницкий Л. Л. Текстурно-минералогическая классификация слюдоносных пегматитов Северной Карелии. — Тр. Ин-та геологии, 1969, вып. 4.
- Грунторад Я. Электрическое поле поляризованных проводников в однородных и неоднородных средах. — Уч. зап. ЛГУ, вып. 10, 1958, № 249.
- Гузев В. Д. Применение палеток при использовании метода среднего градиента. — Разведка и охрана недр, 1969, № 12.
- Давыдов А. Я. Положительные аномалии естественного электрического поля над сульфидными рудными телами. — Сов. геология, 1961, № 7.
- Джаши Г. Г. К вопросу использования метода естественного электрического поля для выявления неоднородностей горных пород и плоскостей разломов в гидротермально измененных зонах. — Сообщ. АН Груз. ССР, 41, 1966, № 3.

- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 3. М., «Мир», 1965.
- Дмитриев Г. И., Голод М. И. Упругие свойства горных пород и перспективы применения сейсморазведки при поисках пегматитовых жил. — Тр. Ин-та геологии, вып. 2. Петрозаводск, 1968.
- Дмитриев Г. И. Изучение сейсмических скоростей с целью локализации пегматитовых жил. — Тр. Ин-та геологии, вып. 2. Петрозаводск, 1968.
- Дортман Н. Б. и др. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых СССР. М., «Недра», 1964.
- Дортман Н. Б., Жданов В. В. Петрофизические исследования при геологическом картировании докембрийских образований. — В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л., «Наука», 1967.
- Другова Г. М., Глебовицкий В. А. Некоторые закономерности изменения состава граната, биотита, роговой обманки при региональном метаформизме. — В кн.: Регион. метаморфизм докембр. формаций СССР. Л., «Наука», 1965.
- Жогаев Л. П. и др. Возможности использования физических свойств горных пород при выявлении и изучении ореолов окислительных изменений. — В кн.: Методика, техника и результаты геофиз. разведки. М., «Недра», 1967.
- Иванов С. И., Караев Н. А. Очередные задачи рудной сейсморазведки. — Вопр. развед. геофизики, 1969, вып. 9.
- Игнатьева Т. С. Рекомендации по применению комплекса съемки срединных градиентов и микромагнитной съемки при поисках редкометалльных пегматитовых жил. — Тр. ВИТР, сб. 3, 1961.
- Игнатьева Т. С. Опыт применения гравиразведки для изучения складчатых структур. — Тр. Ин-та геологии, вып. 2. Петрозаводск, 1968а.
- Игнатьева Т. С. Физические свойства пород месторождения мусковита Чупино-Лоухского слюдоносного района. — Тр. Ин-та геологии, вып. 2. Петрозаводск, 1968б.
- Калинин О. М., Докторов Б. З. Применение математических методов в биологии. — Тр. ВЦ ЛГУ, вып. 4, 1967.
- Караев Н. А., Тростников В. И. Методика и некоторые результаты пространственных наблюдений МОВ в рудных районах Алтая. — В кн.: Сейсморазведка. Л., «Недра», 1966.
- Кобранова В. Н. Физические свойства горных пород. М., Гостоптехиздат, 1962.
- Комаров В. А. и др. Вызванная поляризация горных пород и руд и использование ее в электроразведке. — Тр. ВИТР, сб. 1, 1958.
- Комаров В. А., Иоффе Л. М., Семенов М. В. Метод вызванной поляризации. Обмен опытом ВИТР, вып. 20, 1959.
- Комаров В. А. и др. Вопросы теории метода вызванной поляризации. — Информационный сб. ВИТР, № 30, 1961.
- Комаров В. А. и др. Теоретические основы интерпретации наблюдений в методе вызванной поляризации. Л., «Недра», 1966.
- Комаров В. А. и др. Скважинная электроразведка методом вызванной поляризации. Л., «Недра», 1969.
- Клушин И. Г., Шустова Л. Е. Некоторые вопросы методики интерпретации региональной гравиметровой съемки с целью изучения элементов глубинной структуры северо-восточной части Балтийского кристаллического щита. — Прикладная геофизика, 1965, вып. 41.
- Краев А. П. Основы геоэлектрики. Л., «Недра», 1965.
- Крылов М. К. К вопросу о методике геофизических исследований при поисках кварцевых жил на Урале. — Вестн. МГУ, сер. физ.-мат. и естеств., 1953, № 9.
- Куклей Л. Н. О неоднократных проявлениях тектонических деформаций беломорских гнейсов, выявленных при изучении внутренней структуры Риколатвинской складки. — Геотектоника, 1968, № 5.
- Кукруза В. Д. Пример определения простираения зон тектонических нарушений по данным ВЭЗ. — Разведочн. и промысл. геофизика, 1962, № 44.
- Лебедев П. А. Опыт применения магнитной съемки при геологическом картировании масштаба 1 : 50 000 в районе озера Березового. — Бюлл. техн. информации ЛГНТ, 1955, № 20 (20).
- Люгенький С. Я. Физические свойства пегматитов и вмещающих пород Карелии и Кольского полуострова. — Геология рудн. месторождений, 1959а, № 6.
- Люгенький С. Я. О повышении эффективности геофизических работ при поисках и разведке слюдяных пегматитовых жил в Карельской АССР и Мурманской области. — Инф. сб. ВСЕГЕИ, Геофизика, 1959б, № 12.
- Литвиненко И. В. Сейсмический метод при изучении глубинного строения Балтийского щита. — Зап. Ленингр. горн. ин-та, т. XLVI, 1963, вып. 2.
- Лукашин Ю. П., Гродзянская Т. М. Сейсморазведка на непрерывных волнах. М., ВНИИОЭНГ, 1969а.

- Лукашин Ю. П., Гродзянская Т. М. Некоторые результаты экспериментального изучения волнового поля, возбужденного центробежным регулятором. — Вopr. развед. геофизики, 1969, вып. 9.
- Мазанова З. В., Нейштадт Н. М., Осипов Л. Н. Возможности применения сейсмoeлектрического метода при поисках кварцевых жил. — Тр. ВИТР, сб. 5, 1962.
- Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965.
- Меламед Г. Ш. Применение электроразведки при крупномасштабном картировании дизъюнктивных нарушений на слюдяных месторождениях Северной Карелии. — Тр. Ин-та геологии, вып. 2. Петрозаводск, 1968.
- Меламед Г. Ш., Рыцк Ю. Е. Результаты применения геофизических методов и их геологическая интерпретация при крупномасштабном геологическом картировании на слюдяных месторождениях Северной Карелии. — Тр. ВСЕГЕИ, 1969, № 147.
- Методика изучения поляризуемости образцов горных пород. — Обмен опытом ВИТР, вып. 56, 1962.
- Методическое руководство по определению физических свойств горных пород и полезных ископаемых. Под ред. Н. Б. Дортман и М. Л. Озерской. М., Госгеол-издат, 1962.
- Михалев И. П., Рудницкая Д. И., Тригубов А. В. Сейсмические исследования Барлакско-Колыванского гранитного массива. — В кн.: Методика рудн. сейсморазведки. Новосибирск, «Наука», 1968.
- Михненко М. И., Дробязко С. Г., Дягилев В. А. Геофизические исследования в Мамско-Чуйском слюдоносном районе. — В кн.: Методика, техника и результаты геофиз. разведки. М., «Недра», 1967.
- Михненко М. И., Сучков В. И. Использование геофизических методов при изучении морфологии пегматитовых тел и зон ослюденения в Мамско-Чуйском районе. — Разведка и охрана недр, 1965, № 3.
- Мишарев Д. Т. и др. Стратиграфия, тектоника и пегматитоносность северо-западного Беломорья. — Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 31, 1960.
- Нейштадт Н. М. Поиски пегматитов при помощи сейсмoeлектрического эффекта II рода. — Сов. геология, 1961, № 1.
- Нейштадт Н. М. Использование сейсмoeлектрических и пьезоэлектрических явлений в разведочной геофизике. Л., «Недра», 1970.
- Никитин В. Д. К генезису мусковитовых пегматитов Северной Карелии. — Зап. Всесоюз. минер. об-ва, ч. 79, 1950, № 4.
- Никитин В. Д. Процессы перекристаллизации и метасоматоза в слюдоносных и керамических пегматитах. — Зап. Ленингр. горн. ин-та, т. XXVII, 1952, вып. 2.
- Новожилова М. Е. Определение глубины проводников по методу естественного поля. — В кн.: Геофиз. разведка рудн. месторождений. М., Госгеол-издат, 1953.
- Новожилова М. Е. Оценка различных способов работы методом естественного поля по схеме градиента. — В кн.: Геофиз. методы разведки. М., Госгеол-техиздат, 1955.
- Онин Н. М., Цигельман И. С. Применение комбинированного профилирования при поисках полиметаллического оруденения на контакте двух сред с различной электропроводностью. — Зап. Ленингр. горн. ин-та, т. XXXIX, 1961, вып. 2.
- Панасенко Г. Д. Сейсмические особенности северо-востока Балтийского щита. Л., «Наука», 1969.
- Пархоменко Э. И. Электрические свойства горных пород. М., «Наука», 1965.
- Пархоменко Э. И. Явление электризации в горных породах. М., «Наука», 1968.
- Патерсон Н. Р. Портативная сейсмостанция с прямой регистрацией на электрочувствительной бумаге и ее применение. — Лекция на семинаре ООН в Москве. М., 1967.
- Петров П. А. Метод срединных градиентов с круговыми измерениями напряженности поля и его применение для целей геологического картирования. — ОНТИ ВИЭМС, инф. сообщение, М., 1964, вып. 39 (1).
- Петровский А. Д. и др. К обоснованию методики поисков пегматитовых тел с помощью УКВ-радиопросвечивания. — Сов. геология, 1968, № 6.
- Поляков А. С. К вопросу о вызванных электрических потенциалах в горных породах. — В кн.: Геофиз. методы поисков полезн. ископаемых. М., Госгеол-издат, 1951.
- Поляков А. С. Влияние рельефа на результаты метода срединного градиента. — В кн.: Геофиз. методы разведки в Казахстане. Алма-Ата, 1958.

- Поляков А. С. Уточнение аномалий комбинированного профилирования наблюдениями по методу срединного градиента. — *Вопр. развед. геофизики*, 1962а, вып. 2.
- Поляков А. С. О влиянии поверхностных проводящих образований на результаты работ методом электропрофилирования. — *Вопр. развед. геофизики*, 1962б, вып. 2.
- Поротова Г. А., Цирюльникова Р. Я. Геофизические методы при геологическом картировании докембрийских образований Балтийского кристаллического щита. — В кн.: *Вопр. геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии*. Петрозаводск, 1966.
- Поротова Г. А., Белоглазова О. С. Результаты геофизических работ за текущее пятилетие и задачи дальнейших исследований. Петрозаводск, 1971.
- Редозубов А. А. Об изменении глубины исследования методом срединного градиента в различных частях профиля. — *Тр. Св. ГИ*, 1961, вып. 40.
- Рогачев Б. В., Седелников Э. С. О возможности использования полей сверхдлинных волн для поисков кварцевых жил. — *Тр. ЦНИГРИ*, 1968, вып. 74.
- Реутина И. Н., Соловьев Г. А. Физические свойства измененных горных пород гидротермальных урановых месторождений. — *Изв. вузов, геол. и разведка*, 1969, № 12.
- Родионов П. Ф. Некоторые случаи положительных значений потенциала естественного электрического поля и примеры нормальности такового. — *Проблемы сов. геологии*, 1936, № 3.
- Рожкова Е. В., Проскуровский Л. В. Определение диэлектрической проницаемости минералов. — В кн.: *Соврем. методы минералог. исследования горн. пород, руд и минералов*. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Рыжов П. А., Гудков В. М. Применение математической статистики при разведке недр. М., «Недра», 1966.
- Рысс Ю. С. Экспериментальные исследования вызванной поляризации электронных и ионных проводников. — *Вопр. рудн. геофизики*, 1957.
- Рысс Ю. С. Наблюдения методом естественного электрического поля в горных выработках. — *Уч. зап. ЛГУ*, 1959, № 278.
- Рысс Ю. С., Тясто А. С. Сквизиный вариант метода естественного электрического поля. — *ОНТИ ВИТР*, 1960, вып. 33.
- Сафронова Г. П. Минералогические и химические особенности экзоконтактных ореолов слюдоносных пегматитов Северной Карелии. — *Сов. геология*, 1968, № 6.
- Свешников Г. Б. О факторах, определяющих возникновение естественного электрического поля на сульфидных месторождениях. — *Вопр. рудн. геофизики*, 1961, вып. 2.
- Семенов А. С. Боковые влияния. — *Мат-лы ЦНИГРИ, Геофизика*, сб. 5, ОНТИ НКТП СССР, 1938.
- Семенов А., Ферчев М., Мальчевский В. К вопросу о применимости параметра «РР» в геофизической разведке. — *Мат-лы ЦНИГРИ, Геофизика*, сб. 8. М.—Л., Гостоптехиздат, 1940.
- Семенов А. С. Влияние структуры на удельное сопротивление агрегатов. — *Мат-лы ВСЕГЕИ, Геофизика*, сб. 12, 1948а.
- Семенов А. С. Удельное сопротивление минералов, обладающих высокой электропроводностью. — *Мат-лы ВСЕГЕИ, Геофизика*, сб. 13, 1948б.
- Семенов А. С. Удельное электрическое сопротивление руд и пород и общая оценка рудных месторождений как объектов электроразведки. — *Тр. ВИРГ*, 1949, вып. 1.
- Семенов А. С. Исследование природы проводимости руд и пород методом электродных потенциалов. — В кн.: *Геофиз. разведка рудн. месторождений*, 1953.
- Семенов А. С., Новожилова М. Е., Вешев А. С. Меняющееся естественное электрическое поле в земле. — *Вопр. рудн. геофизики*, 1957.
- Семенов А. С., Турчанинов Л. В., Бархатов Д. Р. Метод срединного градиента при крупномасштабном геологическом картировании. — *Вопр. рудн. геофизики*, 1961, вып. 2.
- Семенов А. С. Измерение удельного электрического сопротивления природных вод в решении некоторых геологических задач. — *Вестн. ЛГУ*, 1965, № 6.
- Семенов А. С., Вешев А. В. Электроразведка при геологическом картировании рудных районов. — В кн.: *Геол. результаты прикл. геофизики. Геофиз. исследования строения земн. коры*. М., «Недра», 1965.
- Семенов А. С. Электроразведка методом естественного электрического поля. Л., «Недра», 1968.
- Тарасов Г. А. Влияние наносов в методе естественного электрического поля. — *Уч. зап. ЛГУ*, вып. 10, 1958, № 249.
- Тарасов Г. А. Электрическое поле над комплексом вертикально поляризованных проводящих сфер. — *Вопр. рудн. геофизики*, 1961, вып. 2.

- Т а р а с о в Г. А., С а п о ж н и к о в Б. Г. Метод внешнего градиента. — *Вопр. развед. геофизики*, 1964, вып. 4.
- Т а р х о в А. Г. О подземных наблюдениях естественного электрического поля в рудных районах. — *Изв. вузов, Геология и разведка*, 1958, № 12.
- Т р о я н с к и й В. Т. К вопросу об исследовании интрузивов сейсмическими методами разведки. — *Разведка и охрана недр*, 1957, № 2.
- У р а з а е в И. М. О природе естественных электрических полей, возникающих над сульфидными месторождениями. — *Изв. АН СССР, сер. геофиз.*, 1956, № 9.
- У р а з а е в И. М. Распределение естественного электрического поля на земной поверхности в зависимости от минералогического состава рудных тел. — *Изв. Казанск. фил. АН СССР, сер. геол.*, 1963, вып. 10.
- Ф р о л о в А. Д. Поиски и разведка кварцевых жил с помощью радиоволнового профилирования. — *Сов. геология*, 1964, № 11.
- Ч а й к а Л. А. О взаимосвязи химизма и физических свойств горных пород. — *Изв. АН СССР, сер. геол.*, 1965, № 3.
- Ч а й к а Л. А. Взаимосвязь состава и свойств горных пород. — *Тр. НИИГА*, 1967, вып. 1.
- Ч е р е м е н с к и й Г. А. Подземная геофизика в горных выработках Урала с целью поисков сульфидных руд. — *Зап. Ленингр. горн. ин-та*, т. XXXI, 1955.
- Ч е ч е л ь Э. К., В е р б а В. В., С и п а к о в а М. С. О связи гравитационного и магнитного полей восточной части Балтийского щита с составом и рельефом кристаллического фундамента. — *Вопр. развед. геофизики*, 1967, вып. 6.
- Ш о п и н Ю. Г. Применение сейсморазведки для картирования рудоконтролирующих структур под лавовыми покровами. — В кн.: *Сейсморазведка*. Л., «Недра», 1966.
- Ш о п и н Ю. Г., М и р о ш н и к о в а О. В., Г р о м о в а Н. Н. Скоростная характеристика магматических пород северо-восточной части Малого Кавказа. — *Вопр. развед. геофизики*, 1969, вып. 9.
- Ш у р к и н К. А. и др. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. Геология и пегматитоносность. Л., Изд. АН СССР, 1962.
- Ш у с т о в а Л. Е. Плотность горных пород северо-восточной части Балтийского кристаллического щита. — *Геофиз. разведка*, 1963, № 13.
- Ш у с т о в а Л. Е. Глубинное строение Балтийского щита по данным геофизических исследований. — *Сов. геология*, 1966, № 5.
- Э м е Ф. Диэлектрические измерения. М., «Химия», 1967.
- Я к о в л е в Г. Е., Д и к г о ф Ю. А. К вопросу количественной интерпретации результатов электропрофилеирования методом срединного градиента. — *Мат-лы I конференции молодых научных работников г. Казани*. Казань, 1959, № 1.
- Я к о в л е в Г. Е., Д и к г о ф Ю. А. Сопоставление теоретических и лабораторных кривых напряженности электрического поля над одиночным вертикальным пластом высокого сопротивления малой мощности. — *Мат-лы научн. конференции молодых ученых г. Казани*. Казань, 1960.
- J o r d a c h e S. Rezultate privind cercetarea rocilor pegmatitice prin metoda determinarii cimpurilor electrice naturale. — *Asoc. geol. Carpato-Balkan Congz.* 5-lea, 1961, Bucuresti, vol. 6. Bucuresti, 1963.
- J o r d a c h e S. Contributii la cercetarea geofizica a pegmatitelor micafera. — *Studii-tehn. Si econ. D.*, 1966, № 6.

# О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
<b>Введение</b> ( <i>М. И. Голод</i> ) . . . . .	2
<b>Глава I. Петрофизическая характеристика горных пород слюдяных месторождений</b> . . . . .	6
Физические свойства пегматита и вмещающих пород ( <i>М. И. Голод</i> ) . . . . .	6
Удельное электрическое сопротивление . . . . .	6
Диэлектрическая проницаемость . . . . .	9
Поляризуемость . . . . .	10
Пьезоэлектрические свойства . . . . .	11
Магнитные свойства . . . . .	11
Плотность . . . . .	14
Скорость прохождения упругих колебаний . . . . .	16
Корреляция физических параметров горных пород . . . . .	17
Физические свойства пород в зоне околожильных изменений . . . . .	18
Околожильные изменения вмещающих пород ( <i>А. С. Гришин</i> ) . . . . .	20
Минеральные изменения в экзоконтактах с пегматитовыми жилами . . . . .	20
Геохимический ореол в экзоконтактах пегматитовых жил . . . . .	25
<b>Глава II. Физические поля над слюдяными пегматитами</b> ( <i>М. И. Голод</i> ) . . . . .	32
Поле кажущегося сопротивления . . . . .	32
Поле кажущейся поляризуемости . . . . .	34
Естественное электрическое поле . . . . .	35
Магнитное поле . . . . .	37
Скоростное поле ( <i>Г. И. Дмитриев</i> ) . . . . .	38
<b>Глава III. Геофизические методы при геологическом картировании слюдяных месторождений</b> . . . . .	46
Магниторазведка при геологическом картировании беломорского комплекса гнейсов ( <i>Т. С. Игнатьева</i> ) . . . . .	46
Геофизические методы при крупномасштабном картировании . . . . .	53
Метод срединного градиента ( <i>М. И. Голод</i> ) . . . . .	53
Магниторазведка ( <i>М. И. Голод</i> ) . . . . .	57
Метод естественного электрического поля ( <i>М. И. Голод</i> ) . . . . .	60
Метод вызванной поляризации ( <i>М. И. Голод</i> ) . . . . .	64
Гравиразведка ( <i>Т. С. Игнатьева</i> ) . . . . .	65
Пример комплексного применения геофизических методов ( <i>Л. К. Дмитриева</i> ) . . . . .	66
<b>Глава IV. Геофизические методы при поисках и разведке пегматитовых жил</b> . . . . .	74
Метод естественного электрического поля ( <i>М. И. Голод</i> ) . . . . .	74
Метод срединного градиента ( <i>М. И. Голод</i> ) . . . . .	83
Метод вызванной поляризации ( <i>М. И. Голод</i> ) . . . . .	87
Сейсморазведка ( <i>Г. И. Дмитриев</i> ) . . . . .	90
<b>Заключение</b> ( <i>М. И. Голод</i> ) . . . . .	98
<b>Приложения</b> . . . . .	99
<b>Литература</b> . . . . .	104

**Геофизические методы  
при поисках слюдяных  
месторождений**

*Утверждено к печати  
Институтом геологии  
Карельского филиала АН СССР*

Редактор издательства *Л. П. Барышников*  
Художник *И. П. Кремлев*  
Технический редактор *М. Н. Кондратьева*  
Корректоры *Г. А. Мошкина* и *Т. Г. Эдельман*

Сдано в набор 6/VI 1973 г. Подписано к печати  
22/XI 1973 г. Формат бумаги 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>.  
Печ. л. 7=9,8 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 9,96.  
Изд. № 5237. Тип. зак. № 384. М-07744. Тираж 900.  
*Цена 1 руб.*

Ленинградское отделение издательства «Наука»  
199164, Ленинград, Менделеевская линия, д. 1

---

1-я тип. издательства «Наука». 199034, Ленинград,  
9 линия, д. 12