

А.А. Алексеев, Г.В. Алексеева, С.Г. Ковалев

**РАССЛОЕННЫЕ  
ИНТРУЗИИ  
ЗАПАДНОГО  
СКЛОНА  
УРАЛА**

Издательство «Гилем»  
Уфа-2000

**УФИМСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР РАН  
Институт геологии  
АКАДЕМИЯ НАУК РЕСПУБЛИКИ БАШКОРТОСТАН  
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ И ЭКОЛОГИИ**

**А.А.Алексеев, Г.В.Алексеева, С.Г.Ковалев**

**РАССЛОЕННЫЕ ИНТРУЗИИ  
ЗАПАДНОГО СКЛОНА УРАЛА**



Издательство "Гилем"  
УФА — 2000

ББК 26.325

А 47

УДК 551.22:553.212

**Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Ковалев С.Г.** Расслоенные интрузии западного склона Урала. Уфа: Гилем, 2000. 188 с.

ISBN 5-7501-0212-2

В книге изложены результаты исследования геологии, внутреннего строения, типов расслоенности, петрографии, петрохимии, рудоносности, условий образования и формационной принадлежности докембрийских расслоенных интрузий кусинско-копанского, сарановского и мисаелгинского магматических комплексов западного склона Урала. Изложены новые данные и представления по геологии и рудоносности этих комплексов.

Рассчитана на широкий круг геологов, занимающихся изучением геологии Урала и специалистов по геологии и петрологии расслоенных интрузий.

Табл. 17. Ил. 35. Библ. 120 назв.

*Редакционная коллегия:*

канд. геол.-минер.наук Д.В. Постников (отв. ред.)

*Рецензенты:*

канд. геол.-минер.наук В.Н. Скуратов,

канд. геол.-минер.наук А.А. Захаров

ISBN 5-7501-0212-2

© Издательство «Гилем», 2000

## ВВЕДЕНИЕ

Расслоенные интрузии среди магматических образований в связи с резким проявлением в них процессов дифференциации по составу и обусловленных ими четких полосчатых и псевдослоистых текстур, напоминающих седиментационную слоистость, представляют исключительно интересные геологические и петрологические объекты. Расслоенные интрузии высокоинформативны при изучении многих фундаментальных вопросов магматической петрологии, в том числе условий и механизмов дифференциации магматического расплава в интрузивных камерах разной глубинности, условий генерации и процессов глубинной дифференциации исходных расплавов. С ними связаны крупнейшие в мире месторождения хрома, титана, железа, платины, меди, никеля.

Западный склон Урала в основном соответствует Западно-Уральскому поднятию, составляющему своеобразную мегаструктуру между Восточно-Европейской платформой и Уралом, в сложении которой велико значение осадочных позднепротерозойских отложений. Своеобразие региона подчеркивается и характером магматизма, в том числе развитием типичных расслоенных интрузий, нехарактерных для остальной части Урала. Среди магматических образований расслоенные изверженные породы имеют подчиненное значение, но их роль в понимании геологического строения, истории геологического развития Урала и обеспечении народного хозяйства минеральным сырьем весьма значительна.

Несмотря на достаточно продолжительную историю изучения геологии западного склона Урала, распространение и многие вопросы геологии, петрологии, геохимии и рудоносности расслоенных ин-

трузий региона остаются слабо изученными, о чем свидетельствует, в частности, выявление все новых ранее неизвестных проявлений дифференцированных интрузий. Учитывая сказанное, в Институте геологии Уфимского научного центра было проведено целенаправленное изучение расслоенных интрузий этого региона. Основные задачи исследований на начальном этапе сводились к ревизии геологических материалов по региону с целью выявления интрузий, обладающих признаками расслоенности, а далее – к геолого-петрологическому изучению и петролого-минералогическим исследованиям внутреннего строения и различных типов расслоенности известных и вновь выявленных дифференцированных интрузий, геохимии порообразующих и малых элементов в различных дифференциатах, условий и механизмов дифференциации, металлогенической специализации и рудоносности расслоенных интрузий.

Широкую известность и относительно хорошую изученность в пределах западного склона имеют рудоносные расслоенные интрузии кусинско-копанского и сарановского комплексов. В последние два десятилетия выявлено значительное распространение среди докембрийских толщ региона глубоко дифференцированных интрузий диабаз-пикритового состава незначительной мощности. В настоящей работе рассматриваются относительно крупные интрузии, обладающие ритмической расслоенностью и относящиеся к собственно расслоенным. Дифференцированные интрузии должны стать предметом отдельной работы, готовящейся к изданию.

Предлагаемая работа является первым опытом геолого-петрологического изучения и обобщения материалов по расслоенным интрузиям западного склона Урала. Несомненно, для доказательного решения сложных вопросов об условиях и механизмах формирования в рассматриваемых интрузиях расслоенности различных масштабов потребуются дальнейшие углубленные исследования с широким использованием современных методов анализа составов горных пород и минералов.

В проведении полевых исследований, кроме авторов, участвовали О.В.Ульянов, Т.Ф.Галимов, ими же проводились обработка и подготовка проб к различным анализам. Микропетрографическое изучение горных пород проведено авторами: минераграфическое – А.А.Алексеевым, иммерсионное (с кольцевым экранированием) – в основном Г.В.Алексеевой. Аналитические работы выполнены главным образом в физико-химической лаборатории ИГ УНЦ РАН ана-

литиками А.М.Габбасовой, Н.С.Дубовиковой, И.А.Жуковой, Ф.Р.Зариповой, М.А.Костиной, М.А.Чайниковой, С.А.Ягудиной (химический анализ), Л.Р.Уразбахтиной, Н.Г.Христофоровой (атомно-абсорбционный анализ), Я.Л.Мулюковым, Р.Н.Салиховой (рентгено-флюоресцентный анализ), Т.П.Баликовой (минералогический анализ), Т.И.Черниковой (термический анализ). Графический материал подготовлен в картбюро и фотолаборатории ИГ УНЦ РАН.

Всем, оказавшим помощь и содействие в выполнении исследований и подготовке работы к печати, авторы искренне признательны.

Рукопись монографии была подготовлена к печати еще в 1990 году. Не внося изменения в содержание работы, мы считаем необходимым здесь сослаться на ряд публикаций, вышедших после 1990 года и имеющих отношение к содержанию данной работы:

1. Алексеев А.А., Алексеева Г.В. Кусинско-Копанский интрузивный комплекс – фрагмент крупного расслоенного плутона (Южный Урал) // Докл. АН, 1992. Т. 323, № 1. С. 133–136.

2. Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Ковалев С.Г. Кусинско-Копанский расслоенный интрузивный комплекс: новые данные, представления и перспективы: Препринт. БНЦ УрО РАН. Уфа, 1992. 20 с.

3. Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Ковалев С.Г. Расслоенные интрузии западного склона Урала: Препринт. УНЦ РАН. Уфа: 1993. 20 с.

4. Горожанин В.М., Алексеев А.А., Калеганов Б.А. Новые данные по геохронологии Кусинско-Копанского комплекса // Ежегодник – 1994 / ИГ УНЦ РАН. Уфа, 1995. С. 70–73.

5. Иванов О.К. Расслоенные хромитоносные ультрамафиты Урала. М.: Наука, 1990. 243 с.

6. Ковалев С.Г. Дифференцированные диабаз-пикритовые комплексы западного склона Южного Урала / УНЦ РАН. Уфа, 1996. 99 с.

7. Алексеев А.А., Алексеева Г.В. Дополнительные материалы к характеристике глубинного строения Кусинско-Копанского плутона // Ежегодник – 1995 / ИГ УНЦ РАН. Уфа, 1996. С. 151–153.

*Алексеев А. А. и др.*

# **1. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ И ПЕТРОЛОГИИ РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИЙ**

## **1.1. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИИ И ПЕТРОЛОГИИ РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИЙ**

Расслоенные интрузии представляют весьма характерные геологические объекты среди магматических образований. Они имеют достаточно широкое развитие, и количество изученных, описанных или классифицированных, как расслоенные массивы, интрузий продолжает постоянно увеличиваться. Имея такие особенности, они издавна привлекали пристальное внимание геологов и петрологов. Наиболее крупным из них, типа Бушвельдского, Скергаардского, Садбери, Стиллуотерского, Норильского, посвящены десятки и сотни публикаций. Многие вопросы геологии, петрологии и генезиса расслоенных интрузий с той или иной степенью детальности рассматривались в работах Н.Л.Боуэна [1934], П.А.Вагнера [1932], А.Л.Холла [Hall, 1932], Л.Р.Уэйджера и В.А.Дира [Wager, Deer, 1939], Х.Д.Вильсона [Wilson, 1956], Х.Х.Хесса [Hess, 1960], Е.Д.Джексона [Jackson, 1961], Л.Р.Уэйджера и Г.М.Брауна [1970], а в отечественной геологии – А.А.Полканова [1928, 1953], Н.А.Елисеева [1953; Ультраосновные и ..., 1961], М.Н.Годлевского [1959], А.М.Виленского и др. [Петрология ..., 1964], В.В.Золотухина, Ю.Р.Васильева [1967], Г.Д.Феоктистова [1961, 1978], Е.В.Шаркова [1980], М.А.Осипова [1982], С.А.Гурулева [1983], А.А.Маракушева и др. [Расслоенные ..., 1984], Н.А.Шило [1983, 1985] и др. Наиболее крупной сводной работой по расслоенным

интрузиям является переведенная на русский язык книга Л.Р.Уэйджера и Г.М.Брауна [1970].

Из анализа геологической литературы по расслоенным массивам и изучения подобных интрузий ЗСУ видно, что независимо от размеров для всех них присущи четко проявленные и выдержанные общие своеобразные петрографические и структурно-текстурные особенности. Характерной чертой расслоенных интрузий, в первую очередь, является петрографическое разнообразие горных пород в пределах как конкретных интрузивных массивов, так и от массива к массиву. Оно особенно велико в глубоко дифференцированных крупных ультрамафит-мафитовых интрузиях и мощных силлах, в которых состав пород может изменяться от наиболее ультраосновных представителей типа дунитов до разностей гранитного ряда. При этом меланократовые породы залегают в нижней, а наиболее лейкократовые дифференциаты – в верхней части разрезов интрузий. Все типы пород в расслоенных интрузиях почти всегда связаны между собой постепенными переходами, в связи с чем минералогический и химический состав их постепенно и направленно изменяется между крайними дифференциатами в их вертикальных разрезах. Для расслоенных массивов часто характерны также многократно повторяющиеся в их разрезах, от двух до многочленных, упорядоченные сообщества (комплексы, группы) горных пород, образующие закономерно построенные ритмы или циклы, нередко нескольких порядков, обуславливающие типичные для крупных расслоенных массивов полосчатость и ритмическую расслоенность различных масштабов (от долей миллиметра и сантиметра до десятков и сотен метров).

Направленной (в том числе возвратно-поступательной) изменчивостью составов горных пород и их сообществ в процессе становления расслоенных массивов обуславливается проявление в подобных комплексах расслоенности нескольких типов – грубой, ритмической, фазовой и скрытой.

В горных породах расслоенных интрузий, кроме резко бросающейся в глаза «слоистости», определяющей общую обычно параллельную полосчатую текстуру относительно крупных участков их, для отдельных составляющих полосчатость элементов («слоев») характерны директивная (трахитоидная, линейная) и массивная текстуры. Указанные основные разновидности текстур пород расслоенных массивов возникают обычно при гравитационном осаждении в расплаве наиболее ранних высокотемпературных минералов соот-

ветственно пластинчато-таблитчатого (плагноклаз), призматического (пироксен) и близкого к изометричному (оливин) габитуса.

В интрузивных массивах расслоенного типа, кроме расслоенной серии, выделяются породы, слагающие их краевые части и названные – Л.Р. Уэйджером и Г.М.Брауном [1970], в зависимости от относительного положения их в интрузивном теле, нижней, боковой и верхней краевыми группами. От расслоенной серии они отличаются обычно меньшей кристалличностью, отсутствием признаков расслоенности и, возможно, контаминированностью веществом вмещающих интрузию пород (рис. 1). По положению и природе, породам краевой группы в нашей геологической литературе отвечают эндоконтактные фации интрузий, включая закаленные зоны.

Морфология и размеры расслоенных интрузий разнообразны. Большинство крупных расслоенных плутонов определяется обычно как крупные лополиты, но, по мнению Л.Уэйджера и Г.Брауна [1970], для них более типична воронковидная, а не лополитообразная, форма (рис. 2). Гигантом среди расслоенных плутонов является Бушвельдский интрузив ЮАР, занимающий площадь около 26000 кв.миль или 65000 кв.км. Бушвельдский комплекс представлен пятью блюдцеобразными телами, соприкасающимися и, возможно, частично перекрывающимися друг друга [Уиллемз, 1973]. Как пример дайкообразной расслоенной интрузии по геологическим и геофизическим данным рассматривалась Великая Дайка Родезии общей площадью 1260 кв.миль, имеющая протяженность почти 530 км при средней мощности 5,6 км [Уэйджер, Браун, 1970]. Б.Г.Уорстом было высказано предположение, что Великая Дайка представляет в действительности сложное тело, состоящее из четырех отдельных лополитов, вытянутых вдоль одной оси [Уэйджер, Браун, 1970].

Расслоенные интрузии средних и небольших размеров, судя по геологическим описаниям, чаще всего характеризуются как первично пологозалегающие секущие тела, межформационные массивы, межпластовые залежи и силлы с согласными (и местами с секущими) взаимоотношениями с вмещающими породами. При относительно небольших мощностях (50–300 м) дифференцированные и недифференцированные силлы могут обладать очень большими (до 5000–15000 кв.км) площадными размерами [Феоктистов, 1978; и др.].

Прямой зависимости между интенсивностью (глубиной) дифференциации и размерами (мощностью) расслоенных интрузий, вероятно нет. Как отмечают Л.Уэйджер и Г.Браун [1970], повторяю-

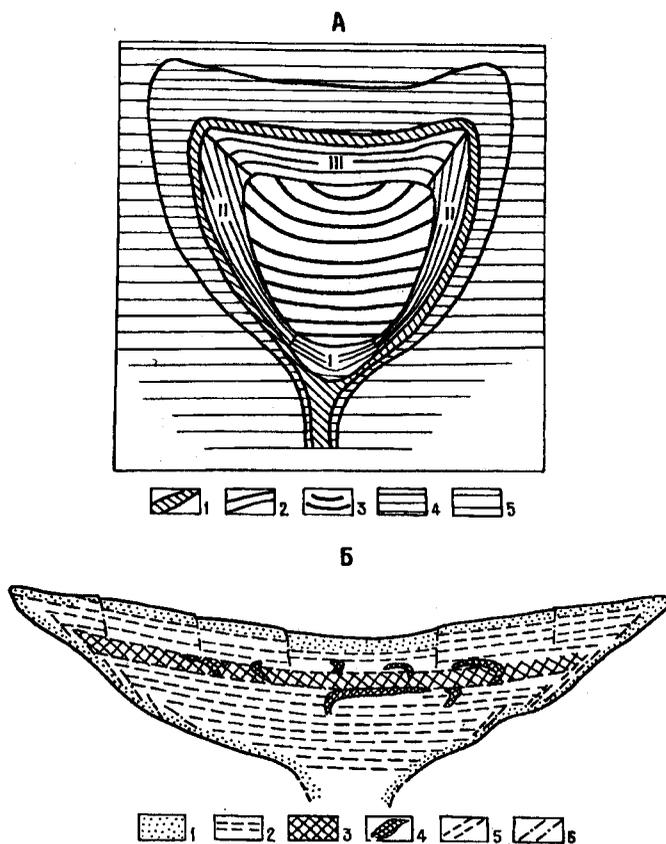
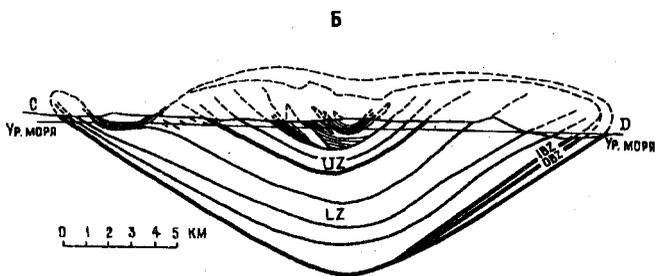
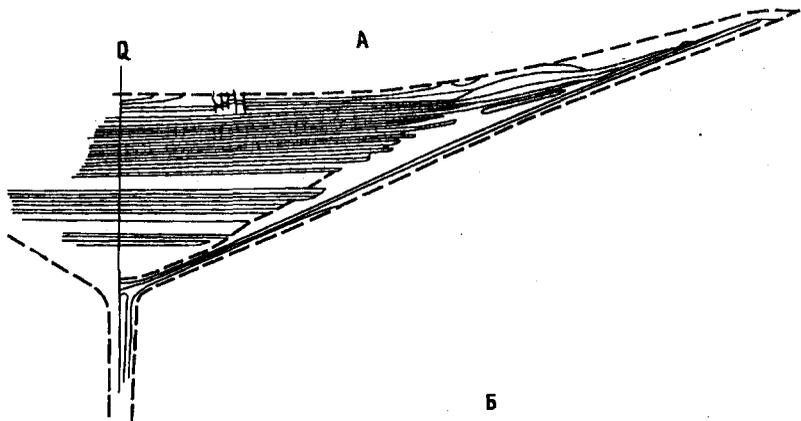


Рис. 1. Внутреннее строение расслоенных интрузий

А – принципиальная схема строения расслоенного интрузива, по Е.В.Шаркову, [1980]. 1 – зона закали; 2 – краевая серия (I – нижняя группа, II – боковая группа, III – верхняя группа); 3 – центральная (расслоенная) серия; 4 – зона термального воздействия интрузии; 5 – вмещающие породы. Б – некоторые особенности внутреннего строения расслоенных плутонов (упрощенная схема, по М.А.Осипову, [1982]. 1 – мелкозернистые породы зоны закали; 2 – расслоенная серия; 3 – горизонт относительно лейкократовых пород и повышенной пегматоидности; 4 – жильные тела – производные внутрикамерной дифференциации массива (пегматиты, гранофиры, плагиоклазиты); 5 – жильные в основном пегматоидные дайкообразные обособления в трещинах срыва вблизи боковых стенок плутона у зоны закали; 6 – трещины срыва у боковых зон закали массива и трещины в его верхней плоскости, образующиеся при проседании поверхности плутона



8

шаяся расслоенность – главная особенность крупных интрузивов, которая отличает их от дифференцированных силлов, по существу соответствующих одному макроритму крупных плутонов; в небольших телах основных пород, например, в силлах мощностью до 300 м, она обычно отсутствует.

Большинство крупных расслоенных интрузий, описанных в геологической литературе, располагается в пределах активизированных древних платформ и имеют чаще всего докембрийский возраст. Как подчеркивают Н.П.Михайлов и Е.В.Шарков [1973], все расслоенные интрузии, независимо от состава, возраста и глубинности образования, никогда не появляются в геосинклинальную стадию развития складчатых областей, а внедряются в консолидированные участки земной коры, являясь типичными посторогенными образованиями, связаны со стадиями тектоно-магматической активизации жестких структур – платформ, срединных массивов, консолидированных орогенов. Расслоенные массивы преимущественно имеют мафит-ультрамафитовый состав, как правило, с преобладанием основных разностей пород, хотя реже наблюдаются дифференцированные интрузии с щелочно-габброидным, сиенит-габбровым и щелочным парагенезисом пород. Ультрамафит-мафитовые расслоенные залежи существенно отличаются от альпинотипных базит-гипербазитовых интрузий и сложены обычно несвойственной последним ассоциацией пород, включающей нориты, габбронориты, оливиновые нориты, пироксениты, пойкилитовые перидотиты, их плагиоклазовые разности, дуниты, нередко породы состава диоритов и гранофигов. Обычно по средневзвешенному составу и составу закаленных фаций краевых зон исходная магма расслоенных интрузий определяется как соответствующая толеитовому базальту.

Рис. 2. Типичные примеры морфологии и внутреннего строения расслоенной интрузии

А – интрузив Маскоккс, по С.Н.Смит, Н.Е.Карр, 1963, [Осипов, 1982]. Б – интрузив Киглапейт [Уэйджер, Браун, 1970]. ОБЗ – внешняя краевая зона; ИВЗ – внутренняя краевая зона; LZ, УЯ – расслоенная серия (ЛЯ – нижняя зона, УЗ – верхняя зона). В – гипотетический меридиональный разрез Скергаардского интрузива до возникновения флексуры и позднейшего размыва [Уэйджер, Браун, 1970]. LZ – нижняя зона с кумулятивным оливином; МЗ – средняя безоливиновая зона; УЗ – верхняя зона с оливином с подзонами

## 1.2. ВОПРОСЫ ТЕРМИНОЛОГИИ В ГЕОЛОГИИ РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИЙ

Геолого-петрографическое своеобразие расслоенных интрузий обусловило появление специальной терминологии, разработанной на примере изучения крупных расслоенных плутонов и характеризующей их внутреннее строение и некоторые текстурно-структурные особенности горных пород.

Первоначально для обозначения полосчатости и директивных текстур дифференцированных изверженных пород Л.Р.Уэйджером и В.А.Диром использовался термин «напластование», А.Л.Холлом – «псевдостратификация», несколько позднее Е.Ингерсоном, А.Ф.Баддингтоном и Н.Н.Хессом и др. – «расслоенность»; термин *расслоенность* был принят Л.Р.Уэйджером и В.А.Диром при картировании Скергаардского массива [Wager, Deer, 1939] и стал общеупотребительным термином для обозначения слоистой, полосчатой текстуры интрузивных магматических пород, часто характеризующейся также элементами трахитоидной текстуры, обусловленной плоско-параллельной ориентировкой минералов [Уэйджер, Браун, 1970]. В геологии и особенно петрологии расслоенных интрузий широко используются понятия грубая или макрорасслоенность (грубая зональность), ритмическая (повторяющаяся) расслоенность, скрытая расслоенность (зональность) и реже – фазовая расслоенность.

Понятие *макрорасслоенность* предложено использовать Н.П.Михайловым и Е.В.Шарковым первоначально как «макрослоистость» для подразделения разрезов расслоенных интрузий на две наиболее крупные структурные составные части: мощных слоев однородных пород и пачек сравнительно тонкого ритмического переслаивания [Михайлов, Шарков, 1973; Шарков, 1980]. В дифференцированных интрузиях без проявления ритмической расслоенности термин макрорасслоенность (грубая расслоенность), на наш взгляд, адекватно отражает обычно четко проявленное расчленение их разрезов на более меланократовую и более лейкократовую части и его целесообразно использовать также для обозначения этой характерной особенности расслоенных интрузий такого типа.

Термины «ритмическая расслоенность» и «скрытая расслоенность» были впервые введены при описании Скергаардского плутона Л.Р.Уэйджером и В.А.Диром [Wager, Deer, 1939]. *Ритмическая*

**расслоенность** – четкое и закономерное повторяющееся чередование слоев пород различного вещественного состава, как правило, более меланократовых и высокотемпературных внизу и более лейкократовых и низкотемпературных вверху, обычно с постепенными переходами между породами различного состава в пределах одного ритма. **Скрытая расслоенность** заключается в закономерном изменении составов минералов от подошвы к кровле расслоенных интрузий. Наиболее петрологически важна и изучена скрытая расслоенность, связанная с постепенным направленным изменением при фракционировании состава минералов, образующих серии твердых растворов. Скрытая расслоенность, связанная с резким появлением или исчезновением кумулятивных минералов в определенных горизонтах разрезов расслоенных интрузий, т.е. в определенные стадии процесса фракционирования, была названа Х.Х.Хессом [Hess, 1960; Уэйджер, Браун, 1970] **фазовой расслоенностью**. Эти два типа изменений состава минералов Н.Л.Боуэном [1934], как известно, определялись как непрерывная и прерывистая реакционные серии. Скрытая расслоенность, в первую очередь, проявляется в увеличении отношения железо / магний в железомagneзиальных минералах и отношения натрий / кальций в плагиоклазе.

Для дальнейшего описания полезно уточнить также некоторые структурно-текстурные понятия петрологии расслоенных интрузий. В горных породах расслоенных интрузий исследователи обычно различают, как и в магматической петрографии, идиоморфные и ксеноморфные минералы. Идиоморфные минералы для расслоенных пород являются наиболее важными, преобладающими и имеют, как отмечает Е.В.Шарков [1980], текстурообразующее значение. Они выделяются в качестве кумулата или минералов **кумуляса**, образовавшихся путем последовательного или совместного выделения и накопления (осаждения, аккумуляции) продуктов ранней кристаллизации. В зависимости от габитуса кристаллов и их ориентировки в пространстве кумулятивные минералы образуют массивный, трахитоидный или линейный текстурный каркас расслоенных пород. Вторая группа минералов – ксеноморфных, заполняет промежутки между минералами кумуласа. Когда ксеноморфный более поздний минерал превышает по размерам минералы кумуласа и заполняет группу расположенных по соседству промежутков между более ранними минералами, заключая внутри себя и их, возникает так характерная для пород расслоенных интрузий пойкилитовая структура, в

которой минералы кумулуса образуют хадаккристаллы («минералы-узники»), а интерстициальные минералы – ойкокристалл («минерал-хозяин»). Минералы, заполняющие интерстициальное пространство, образуют *интеркумулус*.

Взаимоотношения между двумя этими группами минералов могут быть различными – от полного отсутствия взаимодействия между ними до коррозии и замещения одного минерала другим [Уэйджер, Браун, 1970; Шарков, 1980]. Наиболее распространены кумулус – интеркумулусное взаимодействие по типу вторичного дорастания минералов кумулуса за счет интерстициального расплава («адкумулатный» рост, по Л.Р.Уэйджеру и Г.М.Брауну, 1970), и коррозия минералов кумулуса интерстициальным материалом. Адкумулатный рост наиболее обычен в анхимономинеральных (оливиновых, пироксеновых, плагиоклазовых) породах. В зависимости от количественных соотношений между примокристами (кумулусом) и зонами адкумулативного дорастания выделяются ортокумулативные, мезокумулативные и адкумулативные породы. Исходя из различных возможных соотношений кумулуса и интеркумулуса, Е.В.Шарков [1980] в качестве основной классификационной единицы при описании расслоенных пород предлагает принять кумулат – ассоциацию минералов кумулуса. В этом случае основной классификационной единицей при описании расслоенных интрузий в целом может являться последовательная серия кумулатов [Уэйджер, Браун, 1970; Шарков, 1980].

## **2. РАССЛОЕННЫЕ ИНТРУЗИИ В ГЕОЛОГИИ ЗАПАДНОГО СКЛОНА УРАЛА**

### **2.1. К ОБЩЕЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИЙ ЗАПАДНОГО СКЛОНА УРАЛА**

Хотя территориально расслоенные интрузии среди разнообразных, но в целом не очень широко развитых магматических образований западного склона Урала имеют подчиненное значение, их роль для понимания особенностей и истории геологического развития региона и обеспечения Урала и страны минеральным сырьем достаточно высока. Многие рудопроявления и месторождения, генетически тесно связанные с вмещающими их магматическими породами, в настоящее время относимыми к расслоенным интрузиям, известны с самого начала горнозаводского освоения Урала или с начала XIX века. Например, Копанское титаномагнетитовое месторождение было открыто в 1760 году, Кусинское – в 1802 году [Мушкетов, 1877–1878], Юбрышкинское – в 1892 году [Мальшев и др., 1934], а Сарановское – в тридцатых годах девятнадцатого столетия [Уральские ..., 1936].

В таблице 1 приведены общие данные о почти всех известных к настоящему времени расслоенных интрузиях западного склона Урала. В ней не нашли отражения в связи с отсутствием у нас более конкретных материалов сложные интрузии небольших размеров и мощности (от 10–15 до нескольких десятков метров), отмеченные или выделенные на Среднем Урале в бассейнах р. Койва в районе пос. Промысла, Теплая Гора, Бисер, р. Вильва на Танчихинском и других участках, в сложении которых принимают участие преимуще-

ственно субщелочные диабазы и пикриты и которые могут рассматриваться как дифференцированные залежи. Из таблицы видно, что расслоенные интрузии на ЗСУ достаточно разнообразны и многочисленны. Почти все они, за исключением дифференцированных представителей габбро-диабазовых силлов Пай-Хоя и Верхнепечорского района, залегающих среди осадочных отложений от ордовика до верхнего девона, приурочены к области развития докембрийских, преимущественно позднедокембрийских (рифейских) толщ западного склона Урала. По размерам все они, кроме интрузий кузинско-копанского комплекса, являются небольшими, как по протяженности, так и по мощности. Только четыре массива кузинско-копанского комплекса имеют общую обнаженную площадь каждой интрузии более одного квадратного километра. Наиболее характерные морфологические типы расслоенных интрузий ЗСУ – межпластовые согласные залежи, то есть типичные силлы, пластообразные пологозалегающие секущие тела, межформационные пластообразные залежи.

Все расслоенные интрузии ЗСУ обладают в той или иной степени резко выраженным анизотропным асимметричным внутренним строением с преобладающим развитием меланократовых типов пород в нижней части (подошве) и лейкократовых – в верхней части интрузий. Особенно резко асимметричность внутреннего строения проявлена и заметна в маломощных дифференцированных силлах ЗСУ, в нижней части разреза которых обычно обособляется пикритовый горизонт, а в верхней – габбродиабазовый.

По времени формирования расслоенные интрузии ЗСУ, хотя возрастное положение многих из них остается неясным или спорным, относятся ко всему стратиграфическому интервалу позднего докембрия, но наиболее характерны они для рифейского этапа истории региона, при этом рифейские интрузии являются наиболее разнообразными и глубоко дифференцированными. Рифейскими по возрасту являются и расслоенные интрузии кузинско-копанского комплекса, массивы которых имеют наиболее резко и широко проявленную ритмическую расслоенность.

Из ознакомления с имеющимся геологическим материалом по дифференцированным и расслоенным интрузиям ЗСУ видно, что по многим из них ощущается резкий дефицит достоверных и конкретных петрографических, петрохимических и минералогических данных и материалов, характеризующих их внутреннее строение.

Таблица 1

## Расслоенные и дифференцированные интрузии западного склона Урала

1	2	3	4	5	6	7	8
Массив, залежь, местонахождение	Морфология интрузии	Размеры, км	Мощность, м	Макораслоенность (основные зоны, расслоенной серии) и их мощность (м)	Крайние дифференциаты	Предел содержания MgO	Источник информации
Расслоенные интрузии*							
Кусинско-Чернореченский	Кусинско-копанский габбро-гранитный комплекс (Южный Урал), средний рифей						
	Межформационная залежь, лополит (?)	15×0,8	100–700	Габброноритовая (300–320), мафитовая (амфиболитовая) (до 500)	Голомеланократовые амфиболиты, гранофиоровые граниты	0,7–17,60	[Штейнберг и др., 1959; Алексеев, 1984]; данные авторов
Медведевский	То же	12×1,3	100–600	Мафитовая (габбро-амфиболитовая) (до 500), диорит-гранитовая (до 200)	Голомеланократовые амфиболиты (пироксениты), гранофиоровые граниты	0,5–14,20	[Штейнберг и др., 1959]; данные авторов
Копанский	–	32×3,5	До 1 км	Мафитовая (габброидная) (600–750), диорит-гранитовая (до 300)	Пироксениты, гранофиоровые граниты	0,26–18,36	[Штейнберг и др., 1959]; данные авторов и Бакальской ГРП
Маткальский	–	9×2,0	До 0,7 км	Габброноритовая (?), мафитовая (габброидная) (до 400), диорит-гранитовая (?)	Пироксениты, гранофиоровые граниты	0,3–19,0	То же

1	2	3	4	5	6	7	8
Шумгинский	—	2×0,5	250	Мафитовая (250)	Оливиновый норит, лейкократовое габбро	7,03–10,75	Данные авторов
Сарановский ультрамафит-мафитовый комплекс (Средний Урал), кудаш (терминальный рифей)							
Северный Сарановский	Конформно-линзовидная тектонизированная залежь	1,9× 0,42	До 580 (неполная)	Ультрамафитовая (350), габброидная (230)	Дуниты, анортозиты	6,35–38,35	[Иванов, 1984; Волченко и др., 1979. Алексеев и др., 1968]
Южный Сарановский	То же	1,8× 0,16	До 280 (неполная)	Ультрамафитовая (240), габброидная (40)	То же	Данных в нашем распоряжении нет	[Иванов, 1984]
Кырминские – 3 массива	Конформно-линзовидная тектонизированная залежь	0,55× 0,13 1,25× 0,175 0,4× 0,125	До 0,2 км (неполная)	Ультрамафитовая (175)	Дуниты, гарцбургиты	28,6–34,0	[Иванов, 1980]
Воронковские – 2 массива	То же	0,38× 0,2 0,55× 0,1	До 0,2 км (неполная)	Ультрамафитовая (200)	Дуниты, гарцбургиты	26,5–33,3	[Иванов, 1978]

1	2	3	4	5	6	7	8
Северный Ашкисский	"–	1,2× 0,07	До 0,1 км (непо- лая)	Ультрамафитовая (100)	Дуниты, вебстериты	Данных недоста- точно	[Иванов, 1984]
Южный Ашкисский	Подсечен одной сква- жиной			Ультрамафитовая	Дуниты, лерцолиты	Данных нет	[Иванов, 1984]
Нижняя залежь по скв. 589; тагаташский комплекс, Магнитный участок гл. залежь 251,7?–466,5м			Мисаелгинский диабаз-пикритовый комплекс (Южный Урал), поздний рифей				
	Пологоза- легающая секущая пластооб- разная залежь	Не яны	Около 215	Пикритовая и пикрит- диабазовая (109), ритмически расчленен- ная (23), феррогаб- бродиабазовая (80)	Пикриты, ферро- габбродиа- базы	2,0– 30,54	[Алексеев, 1984]; данные авторов
Шуйдинский силл, Бакальский рудный район, хр. Шуйда			Дифференцированные интрузии**				
	Протя- жен- ность не менее 1,5 км		Около 38–40 (вскры- тая часть 35)	Пикритовая (не менее 6,5), габбродиабазо- вая (28)	Пикриты, гранофиро- вые диабазы	4,38– 27,0	[Алексеев, 1984]; данные авторов

1	2	3	4	5	6	7	8
Скв. 407, Бакальский район, Рудничный участок гл. 243,5–266,5 м Бакальский рудный район, уч-к Сев. Шихан, скв. 2115, гл. 398,1–405,6 м	То же	Не ясны	23	Пикрит-пикрит-диабазовая (до 12), габбродиабазовая (9)	Пикриты, гранофировые и кварцсодержащие диабазы	6,57–21,45	[Алексеев, 1984]
Там же, скв. 2118, гл. 290,5–299,5 м	–"	То же	7,5	Пикритовая, оливиновых диабазов	Пикрит, оливиновый диабаз	12,42–22,44	Данные авторов
Там же, Новобакальский уч-к, скв. 1655, гл. 340–350 м	То же	То же	9,0	Пикритовая, конгангидиабазовая	Пикрит, гранофировый диабаз	3,14–22,0	[Варлаков, 1967]; данные авторов
Там же, Рудничный, скв. 1700, гл. 343,7–383,7 м	–"	–"	10,0	Пикритовая, оливиновых диабазов	Пикрит, оливиновый диабаз	Нет	То же
	–"	–"	40,0	Пикритовая (22), габбродиабазовая (16)	Пикрит, кварцсодержащий габбродиабаз	? – 26,0	Данные авторов

1	2	3	4	5	6	7	8
Там же, Шуйдинский уч-к, скв. 2207, гл. 430,9– 444,6 м	–"	–"	13,7	Пикритовая (7), габ- бродиабазовая (6)	Пикрит, гра- нофировый габбродиабаз	3,96– 26,12	Данные авторов
Там же, уч. Засбросовый, скв. 2266, гл. 316,2– 332,3 м	–"	–"	16,1	Пикритовая (10), габ- бродиабазовая (5)	Пикрит, кварцевый диабаз	7,02– 26,88	Данные авторов
Там же, Пет- линское место- рождение, скв. 2299, гл. 96,5–123 м	–"	–"	26,5	Пикрит-диабазовая (7), габбродиабазовая (16)	Пикрит-диа- баз, кварце- вый диабаз	10,7– 18,34	[Алексеев, 1984]; данные авторов
Там же, скв. 2300, гл. 178–192,5 м	–"	–"	14,5	Пикритовая (4), пик- рит-диабазовая и оли- виновых диабазов (8)	Пикрит, кварцевый диабаз	До 21,82	[Алексеев, 1984] данные авторов
Там же, скв. 2253, гл. 177–198 м	–"	–"	21,0	Пикритовая (10), габ- бродиабазовая (10)	Пикрит, гранофиро- вый диабаз	Пробы не проанали- зированы	Данные авторов
Карьер Цен- тральный, рудник Иркутскан	–"	Не менее 0,2×0,1	3–4	Пикрит-диабазовая (2), Диабазовая (1)	Пикрит-диа- баз, диабаз	6,78– 17,46	[Алексеев, 1984]; данные авторов

1	2	3	4	5	6	7	8
Лапыштинский диабаз-пикритовый комплекс (Южный Урал), средний рифей							
Лапыштинская-1, р. Лапышта в 3 км севернее одноименной деревни	Пластоб- разная залежь	Видимые размеры 0,2×0,05	Около 15	Пикритовая (9), габбродиабазовая (6)	Пикрит, габбродиабаз	6,56– 24,03	Данные авторов
Лапыштинская-2, левый приток ручей р. Лапыш- та, в 1,5 км севернее деревни	Пласто- образная- залежь	Видимые размеры 0,1×0,02	10–16	Пикритовая (5–8), габбродиабазовая (5–8)	Пикрит, габбродиабаз	Пробы не проана- лизиро- ваны	Данные авторов
Лапыштинская-3, там же, в 150 м западнее	То же	Видимые размеры 0,3×0,015	12–15	Пикритовая (до 8), габбродиабазовая (до 7)	Пикрит, габбродиабаз	То же	То же
Лапыштинская-4, там же, в 400 м западнее	–"	Видимые размеры 0,15×0,01	Не более 10–12	Пикритовая (6), габбродиабазовая (5)	Пикрит, габбродиабаз	6,1–24,2	–"
Лапыштинская-5, там же, в 750 м южнее, район высоты 603,0 м	–"	Видимые размеры 0,15×0,01	Не более 10–12	Пикритовая (5), габбродиабазовая (5)	То же	Пробы не проана- лизиро- ваны	–"

1	2	3	4	5	6	7	8
Буландихинская, Бакальский рудник, участок Средний Шихан, скв. 1659, гл. 1032,9–1042,3 м	Межпластовая залежь	Неясны	9,4	Пикрит-диабазовая (6), габбродиабазовая (3)	Пикритдиабаз, габбродиабаз	5,5–16,1	[Алексеев, 1984]; данные авторов
Мисаелгинский диабазпикритовый комплекс (Южный Урал), поздний рифей							
Тараташский комплекс. Магнитный участок, скв. 589, залежь на гл. 61,6–107 м	Пологозалегающая секущая и пластообразная залежь	Неясны	45,4	Пикритдиабазовая и пикритовая (15), феррогаббродиабазовая (30)	Пикриты, феррогаббродиабазы, гранофил	1,04–19,2	Данные авторов
Юбрьшинский габбродиабазовый комплекс (Северный Урал), поздний (?) рифей							
Юбрьшинский-1, Юбрьшинское месторождение, р. Велс****	Силл	4×1	360	Мезо- и меланократовых базитов (240), меланократовых рудоносных базитов (до 80 м), мезократовых базитов (до 50)	Меланократовый и рудный габброид, кварцсодержащий габбродиабаз	1,4–10,46	[Попов, Аблизин, 1974]; данные авторов
Юбрьшинский-2, там же	Силл	20×0,5	200–250	Меланократовых базитов (до 150), рудоносных базитов (0–60), мезократовых базитов (30–40)	Меланократовый и рудный габброид, кварцсодержащий габбродиабаз	Данные неполные	Данные авторов

1	2	3	4	5	6	7	8
Юбрьшинский-3 (Шудьинский), там же	То же	Более 20×0,6	200– 250	Меланократовых базитов (50), мезократовых базитов (150–200)	Меланократовый базит, кварцсодержащий габбродиабаз	7,2–9,6	То же
Лысогорский пикрит-пикродолеритовый комплекс (Южный Урал), нижний протерозой–венд? [Алексеев, 1984]; данные авторов							
Западно-Лысогорская, в 3 км западнее пос. Кува-тал, разведочный профиль 109	Пластообразная секущая залежь	0,75× 1,0	От 26 до 58	Пикритовая (2–4), пикродолеритовая (24–54)	Пикрит, субщелочной габбродиабаз	4,5–22,8	(поисковые работы проведены Куусинской ГРП)
Куватальская, участок Куватальский, скв. 163, 197, 251	То же	По палатнику не менее 0,5	11–54	Пикритовая (до 5), пикродолеритовая (до 48)	Пикрит, субщелочной габбродиабаз	4,92– 21,9	То же
"Магнитная", в 7–8 км северо-восточнее устья р. Миса-Елга, скв. 626, 623, 526, 615 и др.	"–"	Не менее 2×0,5	12– 42	Пикритовая (до 5–6), пикродолеритовая (12–37)	Пикрит, субщелочной габбродиабаз	До 27,85	"–"
Тахтинская, в 5 км юго-западнее урочища Тахта	"–"	До 1×0,1	Не ясна	Внутреннее строение тела не изучено	Пикрит, субщелочной габбродиабаз	По одному анализу 21,21	[В.И.Петров и др., 1975ф]; данные авторов

1	2	3	4	5	6	7	8
Участок Куватальский, скв. 164, гл. 339–345 м	–"	Не ясны	Около 6	Пикритовая, пикрит-диабазовая	Пикриты, пикрит-диабазы	18,35–27,37	[Ленных, Петров, 1978]
Кусинская, 2 км северо-восточнее города Кусы	Силл?	Не менее 0,4×0,02	Около 15 м	Порфиroidных пикритов и пикритов	Пикриты, пикрит-диабаз	19,41–28,33	[Алексеев, 1984]
Прочие слабо изученные и предполагаемые дифференцированные интрузии							
Дифференцированные интрузии по р. Усьве, Средний Урал (шпалорезовский комплекс, венд?)	Пластовые согласные и секущие залежи	По протиранию до 2–3 км	50–100	Пикрит-диабазовая (до 20), эссексит-диабазовая (до 80)	Пикрит-диабаз, кварц-содержащий эссексит-диабаз	6,88–14,64	[Румянцева, 1967]; данные авторов
Чикманская, бассейны р. Яйвы, Северный Урал (венд)	Шток?	0,20×0,15	Не ясна	Отмечены дифференциаты от пикритовых порфиров до эссексит-диабазов		10,38–18,33 (без эссексит-диабазов)	[Плотников, 1983]

1	2	3	4	5	6	7	8
Николайшорская интрузия, Приполярный Урал (ранний – средний рифей, ордовик?)	Линзообразная согласная (?) залежь	0,25× 0,10	Около 60	Пикритовая (серпентинитовая) (30–40), габбро-амфиболитовая (30–40)	Пикриты, диабазы	До 27,22	[Фишман, Голдин, 1963]; интерпретация авторов [Алексеев и др., 1993]
Толья-Ягольяхал, Северный Урал, северовосточное обрамление массива Мань-Хамбо, поздний рифей***	Линзовидная секущая залежь (?)	2,0– 0,5	Не менее 300	Ультрамафитовая (до 30–40), мафитовая (до 250)	Апопироксенитовые (?), апогаббродиоритовые и аподиоритовые амфиболиты	0,8–16,20	[Щербин и др., 1967 г.; Митюшева, Перевозчиков, 1972]; данные авторов
Косвожский, Полярный Урал, ЮЗ хр. Манитаньрд, венд?	Шток, лополит?	0,80× 0,70	Не уста- новле- на	Внутреннее строение неясно	Пикриты (плагноклазовые перидотиты), габбродиабазы	3,0–26,0	Данные авторов
Столбовский, Северный Урал, р. Илыч, средний палеозой	Силл	До 12×1	Не ме- нее 40	Пикрит-долеритовая, долеритовая	Оливиновый долерит, долерит	6–12	[Траповые..., 1972]; данные авторов

1	2	3	4	5	6	7	8
	Центрально-Пайхойский (Хенгурский) габбро-диабазовый комплекс (Пай-Хой), средний девон – ранний карбон						
Гравитационно-дифференцированные тела типа интрузии горы Согче-Мыльк	До нескольких км по протяженности	150–200 (265)		Микро- и мелкокристаллических (до 7), пикритовых (5–12), среднезернистых (140–185), крупнозернистых (25–50), шлировых пегматоидных (2), среднекристаллических (до 5) диабазов и верхних микродиабазов (до 4)	Пикриты, диориты, гранофиры	3,3–20,0	[Осташенко, 1979]
Интрузия верховьев р. Хей-Яга	Силлы	Неясны	150	Афанитовых и мелкозернистых (2,7–5), оливиновых (5–16), Пикрит-кварцсодержащих и кварцевых (85–130), крупнозернистых и пегматоидных (3–6), мелкозернистых и афанитовых (1–1,5), диабазов и габбродиабазов	диабаз, кварцевый пегматоидный диабаз	Нет данных	[Заборин, 1978]

\* – Характерна ритмическая расчлененность.

\*\* – Ритмическая расчлененность отсутствует.

\*\*\* – Есть признаки проявления ритмической расчлененности.

## 2.2. КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ИЗ ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИЙ ЗСУ

История изучения расслоенных интрузий ЗСУ по сути является историей изучения руд и рудовмещающих магматических пород Кусинско-Копанских, Сарановского и Юбрышкинского месторождений. Промышленные разработки хромитовых руд Сарановского месторождения были начаты в девяностых годах XIX века, а уваровит в них как музейный и ювелирный материал добывался с тридцатых годов XIX века; первая поверхностная серьезная разведка на них выполнялась в 1925–1929 годах, а более масштабная и глубокая – в 1931–1935 годах [Уральские ..., 1936]. Опытные разработки титаномагнетитовых руд Южного Урала, а также Юбрышкинского месторождения предпринимались не раз, но из-за их тугоплавкости они прекращались. Резкое усиление внимания к ним и постановка серьезных разведочных работ на ряде титаномагнетитовых месторождений Южного и Северного Урала, и в том числе на Кусинском, Юбрышкинском и Копанском, была обусловлена технологическим решением в 1928 году вопроса о возможности использования в промышленности ильменит-магнетитовых руд Кусинского месторождения и, частично, титаномагнетитовых руд. Поэтому первые достоверные геологические материалы по рудам и вмещающим их магматическим породам и представления о природе и генезисе этих массивов связаны с разведочными работами 1929–1932 годов, в основном проведенными Институтом прикладной минералогии и его Уральским отделением [Малышев и др., 1934; Титаномагнетитовые ..., 1936].

Обобщая и анализируя материалы по габброидным массивам и залегающим в них рудах, полученные в ходе разведочных работ, сотрудники этого отделения и Геохимического института АН СССР пришли к выводам о дайковой форме всех интрузий кусинско-копанского комплекса и юбрышкинских габброидов, образовании основных разновидностей и групп пород этих интрузий в результате последовательных инъекций отдельных порций расплава из глубинного магматического очага и эпигенетической природе рудных тел, сформировавшихся в результате отжимания остаточного рудного расплава в трещины в верхних уже затвердевших частях интрузии; при этом для Юбрышкинского массива допускалось образование лейкократовых и меланократовых пород в результате магматической

дифференциации в интрузивной камере [Мальшев и др., 1934; Титаномагнетитовые ..., 1936]. Но следует отметить, что еще раньше титаномагнетитовое оруденение Юбрьшкинского массива рассматривалось Л.Дюпарком как сегрегационное, сингенетичное с габброидами. В связи с выдвинутым представлением о дайковой форме интрузий необходимо указать, что для Кусинской интрузии убедительные данные в пользу согласной формы ее залегания в это же время были приведены В.С.Мясниковым [1936].

Эпигенетическая схема образования рудных тел, обоснованная для титаномагнетитового оруденения кусинско-копанского комплекса, была распространена И.И.Мальшевым [1936] на хромитовые руды Сарановских месторождений. Месторождения и рудовмещающие ультрамафиты и мафиты Сарановской группы были изучены и описаны И.А.Зиминим [1938; Уральские ..., 1936], впервые отметившим псевдостратифицированное строение ультраосновных массивов, постепенное направленное изменение состава руд и хромшпинелида в рудных пластах, пойкилитовый характер структуры перидотитов, первоначально горизонтальное или слабо наклонное залегание руд и рудовмещающих пород, большое сходство Сарановских месторождений с южноафриканскими месторождениями хромита в Бушвельдском комплексе и в «Великой дайке». По И.А.Зимину, формирование Сарановских массивов и месторождений происходило в два этапа. В первый этап формируется дифференцированный глубинный габбро-перидотитовый батолит с обособлениями рудных масс в нижней части. Во второй этап часть перидотитов с рудными скоплениями в пластичном состоянии по разломам выдавливается в верхние зоны земной коры. Второй этап завершается интрузиями габбро и диоритов. Работы И.А.Зимина следует считать положившими начало изучению, во-первых, Сарановских массивов, как расслоенных интрузий, и, во-вторых, как начальный этап геологии расслоенных интрузий ЗСУ.

В 1964 году на основании изучения геохимии элементов семейства железа Д.С.Штейнберг и др. [1964] установили повышенную железистость и титанистость перидотитов Сарановских массивов, их близость к типичным перидотитам дифференцированных базальтоидных комплексов (Стиллуотера, Бушвельда и др.), что позволило им предположить возможное базальтоидное происхождение ультрабазитов этих массивов. Последующие исследования существенно дополнили характеристику геологии, петрологии и оруденения Са-

рановских массивов и подтвердили, более полно обосновали принадлежность хромитоносных гипербазитов к расслоенным интрузиям и в то же время выявили существенное значение в морфологии и внутреннем строении массивов тектонических факторов [Иванов, 1970, 1972<sub>2</sub>, 1984 и др.; Зимин, 1973; Волченко и др., 1979]. А.С.Варлаковым [1978] выдвигается как возможная гипотеза о метасоматическом происхождении хромитового оруденения и полосчатого стратиморфного комплекса.

Существенно новые данные о геологическом строении, форме залегания и особенностях внутреннего строения массивов и оруденения Кусинско-Копанских интрузий были получены Д.С.Штейнбергом и др. [1959] в результате геологического картирования и изучения характера развития рудных минералов. Они установили, что указанные интрузии залегают в виде огромной пластообразной залежи (силла), а микропегматитовые граниты в ее кровле генетически тесно связаны с габброидами и являются продуктами дифференциации габбровой магмы; ими подчеркивалось выдержанное полосчатое (псевдостратифицированное) строение габброидных массивов и залегающих в них оруденелых зон при признании в то же время метасоматического происхождения рудных залежей. Позднее они пересмотрели свои взгляды на генезис титаномагнетитового оруденения в интрузиях этой группы и пришли к выводу о магматическом образовании руд этого типа и аналогии вмещающих их массивов с широко известными в мире дифференцированными и псевдостратифицированными основными интрузиями [Штейнберг, Фоминых, 1968], т.е. по современной терминологии – расслоенными.

В изучении геологии, петрологии и оруденения Кусинско-Копанских массивов принимали участие многие исследователи [Мясников, 1959; Мясников, Карпова, 1969; Кравцова, 1963; Карпова, 1974; Состав ..., 1965; Фоминых, 1968; и др.]. В частности, В.С.Мясников [1959] установил перекристаллизацию титаномагнетитовых руд с сегрегацией ильменита и возникновением ильменит-магнетитовых руд, поддающихся селективному обогащению, под влиянием метаморфизма в связи с предполагаемым им воздействием более молодой гранитоидной интрузии. В.С.Мясников и О.В.Карпова [1969] указывали для габброидных массивов на отсутствие каких-либо признаков гравитационной дифференциации при кристаллизации магмы, а также признаков повторных внедрений магмы. Л.И.Кравцова [1963] указывала на генетическую связь с габбро и принадлежность с ними

к единой интрузивной формации микропегматитовых гранитов, залегающих висячем боку интрузий, принадлежность всех типов пород, в том числе габбро, габбродиоритов, кварцевых диоритов и гранитов к непрерывному ряду дифференциатов габброидного массива в процессе его формирования. О.В.Карпова [1974], детально описавшая титано-железородную минерализацию Копанского и Маткальского массивов, указывает на принадлежность этих массивов к первично-расслоенным плутонам и более основной характер дифференциатов Маткальского массива по сравнению с Копанским, а также подчеркивает интрузивный характер контактов между габброидами и диоритами, диоритами и гранитами.

В геологической литературе последних десятилетий кусинско-копанский комплекс согласованно рассматривается как расслоенный, с отнесением к типичной платформенной стратиморфной интрузии, комагматичной липарит-базальтовой формации среднего рифея [Штейнберг, 1974; Алексеев, 1984], или к перидотит-пироксенит-норитовой формации [Карта ..., 1971; Румянцева, Смирнов, 1972].

Принадлежность рудовмещающих базитов Юбрьшкинского массива к расслоенным интрузиям и силловый характер интрузий этого рудного района были установлены в процессе геологической съемки района И.Б.Поповым и Б.Д.Аблизиним [1974].

Дифференцированные интрузии небольших размеров, представленные незначительной мощностью силлами, пластовыми залежами, были обнаружены и описаны только в последние два-три десятилетия. Даже в хорошо разбуренных рудных районах, например, в Бакальском, в связи с недостаточным вниманием к изучению магматических пород, подобные образования не были зафиксированы и описаны, так как все они определялись как диабазовые (габбродиабазовые) дайки и силлы. Видимо, впервые присутствие в одних и тех же интрузивных залежах Бакальского рудного района конгадиабазов и пикритов (скв. 2118), диабазов, пикритов и оливинowych диабазов (скв. 1655) было отмечено и объяснено как следствие магматической дифференциации А.С.Варлаковым [1967].

Геологосъемочными работами Полярноуральского ПГО с 1965 года и тематическими исследованиями ИГ Коми ФАН СССР с 1968 года на Пай-Хое обнаружены и изучены в составе среднепалеозойской габбро-диабазовой формации Центрального Пай-Хоя дифференцированные межпластовые залежи значительной протяженности и мощности и связанные с ними многочисленные сульфидные медно-

никелевые рудопроявления [Юшкин и др., 1972; Жуков, Заборин, 1973; Заборин, 1978; Остащенко, 1979]. По особенностям внутреннего строения, состава и характеру дифференциации интрузивные диабазовые тела этого региона были подразделены на три основных типа – кристаллизационно-дифференцированные и недифференцированные, гравитационно-дифференцированные и сложодифференцированные; наиболее интенсивное оруденение связано с двумя последними типами дифференцированных тел. Примерно в это же время, в конце шестидесятых – начале семидесятых годов нашего века Д.С.Штейнберг [1968, 1972], анализируя материал по магматизму ЗСУ, приходит к выводу о платформенном характере магматизма и магматической металлогении большей части этого региона и, предполагая по аналогии с Сибирской и другими платформами возможность нахождения здесь никеленосных дифференцированных интрузий, намечает задачу выявления ультраосновных дифференциатов габбродиабазовых интрузий, представляющих особый интерес в связи с медно-никелевым оруденением.

Характеризуя ультраосновные магматические породы Вишерско-Сарановского пояса западного склона Среднего и Северного Урала, Н.П.Старков [1969] отмечает как многофазные сложные дайки и интрузии, сложенные пикритовыми порфиритами и габбродиабазами (Першинская дайка), пикритовыми порфиритами и безоливиновыми анкарами (Североослянская дайка), пикритовыми порфиритами, пикродолеритами, габбродиабазами (Жигаланская интрузия), представляющими продукты кристаллизации разновременных внедрений, но в то же время указывает на комплементарность составов участвующих в их сложении пород. При более детальном изучении эти и другие им подобные сложные интрузии, или по крайней мере некоторые из них, могут оказаться обычными в той или иной степени дифференцированными, т.е. расслоенными интрузиями.

Кратко описывая Першинско-Ошенъерскую группу интрузий пикритовой ассоциации, И.Б.Попов [1972], правда без конкретных указаний и характеристики, отмечает, что иногда ультраосновные породы типа пикритов приурочены к лежащему боку даек габбродиабазов. Б.А.Голдин и др. [Трапповые ..., 1972] указывает на проявление дифференциации в крупном Столбовском силле на Верхней Печоре среди палеозойских отложений.

При изучении материалов поисково-разведочных работ на железорудных месторождениях тараташского метаморфического

комплекса были описаны дифференцированные диабаз-пикритовые залежи по скв. 589 на Магнитном участке и по скв. 164 на Куватальском участке [Петров и др., 1975ф; Ленных, Петров, 1978]. Нами при проведении тематических исследований магматизма западного склона Южного Урала было обнаружено значительное число маломощных диабаз-пикритовых отчетливо дифференцированных интрузивных залежей в Бакальском и Лапыштинском районах, а также установлено дифференцированное строение пикритовых тел, вскрытых на Куватальском и Лысогорском участках тараташского комплекса Кусинской и Уфалейской ГРП, а также пикритовой залежи в районе г. Куса, выявленной Кусинским ГСО [Алексеев, 1979; 1984]. В связи с обособлением в комплексы и установлением их специфичности дифференцированные образования выделены в разновозрастные диабаз-пикритовые формации [Алексеев, 1984] и рассматриваются как особый тип малых мафит-ультрамафитовых интрузий расслоенных изверженных пород, отличающихся от классических крупных расслоенных интрузий отсутствием ритмической расслоенности [Алексеев, 1984; Алексеев и др., 1985, 1986].

На Полярном Урале в бассейне р. Кожим М.В.Фишманом и Б.А.Голдиным [1963] был описан зональный Николайшорский массив, сложенный апоперидотитовыми (апопикритовыми) серпентинитами и апогаббродиабазовыми амфиболитами и сланцами, с отнесением ультраосновных пород к ордовикскому сивьягинскому пикритовому комплексу [Вулканические ..., 1973]. Ознакомление с опубликованными геолого-петрографическими материалами позволило нам отнести этот массив к дифференцированным интрузиям и предположить его ранне- или среднерифейский возраст.

Формирование дифференцированных залежей ЗСУ и, в том числе диабаз-пикритовых интрузий западного склона Южного Урала обычно объясняется процессами фракционной кристаллизации и гравитационной дифференциации [Юшкин и др., 1972; Осташенко, 1979; Ленных, Петров, 1978; Алексеев, 1984; Алексеев и др., 1985; Ковалев, 1988]. Следует отметить, что серьезное изучение механизмов, приводящих к формированию расслоенных интрузий ЗСУ, находится только в начальной стадии. В последнее время С.Г.Ковалев [1990] признает их ликвационное происхождение.

### 2.3. РАСЧЛЕНЕНИЕ И СИСТЕМАТИКА РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИЙ ЗСУ

Разнообразные и разновозрастные расслоенные интрузии ЗСУ, в первую очередь с учетом характера их расслоенности (зональности), могут быть подразделены на два основных типа – расслоенные (собственно расслоенное, ритмически-расслоенные), с проявлением в них всех известных видов расслоенности, и дифференцированные, характеризующиеся развитием в них грубой и скрытой зональности. Как правило, к «настоящим» расслоенным относятся достаточно крупные массивы, а к дифференцированным – мелкие, маломощные, но обычно протяженные тела. Подобное подразделение в определенной степени, конечно, условно, так как в некоторых дифференцированных залежах могут быть проявлены, и проявлены нередко в той или иной мере, признаки ритмической расслоенности. Например, ритмическая расслоенность наблюдается в горизонте рудных амфиболитов дифференцированного юбрышкинского комплекса и, отчасти, в зоне, переходной от пикритов к лейкократовым габбродиабазам шуйдинского дифференцированного комплекса.

Дальнейшая типизация расслоенных интрузий может быть основана на их формационном расчленении (табл. 2). За основу при формационном анализе нами принята с небольшими дополнениями систематика магматических формаций, разработанная и принятая во ВСЕГЕИ [Магматические ..., 1979]. Дополнительно к списку формаций ВСЕГЕИ нами выделяется самостоятельная пикритовая формация, а малоизмененные интрузивные (без эффузивных коагматов) породы палеозойского возраста ЗСУ, соответствующие характерным главным образом для позднего докембрия габбро-диабазовой и диабаз-пикритовой формациям, определяются как габбро-долеритовая и долерит-пикритовая. Разумеется, представленная здесь систематика может быть неполной и должна совершенствоваться и дополняться по мере поступления новых данных.

Таблица 2

## Расчленение расслоенных интрузий ЗСУ

Основные типы расслоенных интрузий	1	2	3	4	5	6
	Виды расслоенности	Формации	Конкретные формации, комплексы или интрузии	Время формирования	Металлогеническая специализация	
Расслоенные (ритмически расслоенные)	Грубая, ритмическая, скрытая	Перидотит-пироксенит-норитовая (дифференцированных габбровых и норитовых интрузий)	Кусинско-копанский*	Средний рифей	Ванадий-титан-железорудная (хромитовая), медно-никелевая и др. – прогнозная	
			Сарановский**	Поздний рифей – ранний венд	Хромитовая, платиноидная	
		Диабаз-пикритовая	Мисаслгинский (нижняя залежь)	Поздний рифей	Титан-железорудная, медно-никелевая (?)	
		Габбродиабазовая	Рудоносный силл Юбрышкинский – I	Поздний рифей	Ванадий-титан-железорудная	
		Габбродиабазовая	Юбрышкинский комплекс			

1	2	3	4	5	6
Дифференцированные (грубо-расслоенные, зонально-расслоенные)		Диабаз-пикритовая	Шуйдинский, лапыштинский, николайшорский, мисаелгинский (верхняя залежь). Толья-Атолясяхал, кваркушский	Ранний, средний, поздний рифей	Медно-никелевая, железорудная
	Грубая, скрытая	Долерит-пикритовая (долерит-пикродолеритовая)	Жигаланский (?)	Палеозой?	Не ясная
		Пикритовая (пикро-долерит-пикритовая)	Лысогорский, кусинский	Ранний протерозой – венд	Не ясная
		Габро-долеритовая	Центрально-пайхойский, илычский	Средний палеозой	Медно-никелевая, железорудная
		Тешенит-пикритовая, эссексит-пикритовая	Шпалорезовский, чикманский, антипинский	Венд	Не ясная

Примечание. \* Расслоенная серия представлена только ее верхней частью.

\*\* Расслоенная серия представлена только фрагментами ее нижней части.

### **3. КУСИНСКО-КОПАНСКИЙ СРЕДНЕРИФЕЙСКИЙ КОМПЛЕКС**

Рассматриваемая формация среднерифейского возраста представлена одноименным комплексом западного склона Южного Урала и относится, наряду с Сарановским, к наиболее известным расслоенным интрузиям ЗСУ. Так как интрузии комплекса изучались довольно продолжительное время большим кругом исследователей и считалось, что основные особенности геологии, петрографии и ильменит-титаномагнетитового оруденения формации в общих чертах выяснены, мы особенно детальных исследований не проводили. К тому же керн поисково-разведочных скважин по этим массивам не сохранился; в последние годы были пробурены единичные скважины (скв. 2 на Кусинском участке глубиной 1125 м, скв. 1 и 2 на Копанском участке глубиной соответственно 210 и 449 м; ко времени нашего знакомства с керном этих скважин рудных интервалов не сохранилось), что при слабой обнаженности района развития комплекса весьма не благоприятствует получению каких-либо принципиально новых материалов и данных. Тем не менее совместный анализ полученных дополнительных данных с имеющимися материалами по геологии комплекса в сопоставлении с известными в мире крупными расслоенными плутонами позволяет нам существенно уточнить имеющиеся по комплексу представления и достаточно обоснованно прогнозировать крупные размеры основной неизвестной части интрузии, существование нижней еще не вскрытой мощной зоны расслоенной серии и ее возможную перспективность на хромитовое и сульфидное медно-никелевое оруденение.

### 3.1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ КУСИНСКО-КОПАНСКОГО КОМПЛЕКСА

В составе кусинско-копанского комплекса обособляются четыре практически самостоятельных (по данным поверхностной геологии) интрузивных массива – Кусинско-Чернореченский, Медведевский, Копанский и Маткальский (рис. 3), вытянутые друг за другом с северо-востока на юго-запад на расстояние около 70 км [Штейнберг и др., 1959]. К этому же комплексу нами относится и небольшой Шумгинский массив, расположенный в 3–4 км к СВ от Кусинско-Чернореченского в бас. р. Шумга–1 [Алексеев, 1984]. Общая площадь базитовых массивов комплекса около 85 кв.км.

Интрузии Кусинско-Копанского комплекса структурно приурочены к зоне регионального глубинного Зюраткульского разлома, разделяющего здесь слабо измененные осадочные толщи преимущественно нижнего рифея на западе от более молодых и сильнее метаморфизованных образований кувашской свиты среднего рифея на востоке. Интрузии комплекса определялись как дайки [Мальшев и др., 1934] или четковидные межформационные пластообразные тела [Штейнберг и др., 1959]. В действительности же они, видимо, на глубине сливаются в единый деформированный массив, падающий на юго-восток и морфологически соответствующий лополиту, что подтверждается общими особенностями геологического строения всех массивов и появлением в разрезе расслоенной серии отдельных интрузий в глубоких скважинах неизвестных на поверхности зон и горизонтов (рис. 4). Нормальные первично интрузивные взаимоотношения массивов комплекса с вмещающими породами доказываются параллельностью западного контакта (подшвы) интрузий в плане и разрезе отдельным горизонтам вмещающих осадочных пород [Штейнберг и др., 1959], неоднократным чередованием в лежачем боку отдельных массивов «согласных» пластов роговиков, кварцитов и габброидов [Штейнберг и др., 1959; Карпова, 1974], проявлением интенсивного контактового метаморфизма в подстилающих породах, субсогласными элементами залегания расслоенности в мафитах и напластования во вмещающих толщах, данными разведочного бурения и особенно глубокой структурной скв. №2 Миасской ГРП на Кусинском участке в 1 км восточнее верхнего контакта Кусинского массива (см. рис. 4). При этом не исключается возможность проявления в более поздние этапы геоло-

гической истории региона и процессов надвигания небольших масштабов, реализующихся, видимо, по межформационной границе, совпадающей с подошвой мощной интрузивной залежи. По крайней мере, в породах лежачего бока Кусинской интрузии прослеживается значительной мощности зона рассланцевания. Проявление тектонического перемещения (надвига) на этом уровне предполагалось и А.В.Пэк [Титаномагнетитовые ..., 1936].

Шумгинский массив линзовидной формы площадью около 1 кв.км залегает полностью среди метаморфических сланцев, амфиболитов и гнейсов кувашской свиты. Сложен он амфиболитизированными метабазами от мелано- до лейкократовых разновидностей, среди которых редко, но наблюдаются в виде реликтовых участков габбро-нориты с неполностью замещенными оливином и гиперстеном. Полосчатость и расслоенность в метагабброидах падают на восток-юго-восток под углами 50–60°.

Кусинско-Чернореченский массив прослеживается на 15 км при наибольшей ширине до 0,75 км в виде пластообразной залежи довольно сложной морфологии, обусловленной в основном последующей деформацией. Как хорошо видно в крупных и глубоких старых выработках, полосчатость, расслоенность и пласты сплошных ильменит-магнетитовых руд на Кусинском месторождении падают очень круто (под углом 75–80°) на юго-восток или поставлены на голову, но с глубиной залегание их выполаживается и становится более пологим (рис. 4). Мощность интрузии изменяется от десятков метров на флангах до 700 м; например, по скв. 2 она составляет около 675 м. Кусинско-Чернореченский массив отличается от прочих массивов глубоким метаморфизмом и сложен в основном «переслаиванием» апогабброидных амфиболитов разной основности, среди которых довольно многочисленны пласты почти мономинеральных апопироксенитовых амфиболитов. Вмещающие породы представлены доломитами в лежачем боку и биотитовыми мелкозернистыми гнейсами, известными под названием «губенских», в кровле залежи.

Медведевский массив отделяется от Кусинско-Чернореченского небольшим перерывом и протягивается на 12 км при максимальной ширине до 1,25 км в наиболее расширенной части южнее пос. Медведевка. Массив сложен преимущественно расслоенными апогаббровыми амфиболитами и в меньшей степени амфиболитизированными габброидами, полосчатость и сланцеватость в базитах падают на юго-восток под углом около 50°. Массив подстилается доломитами и

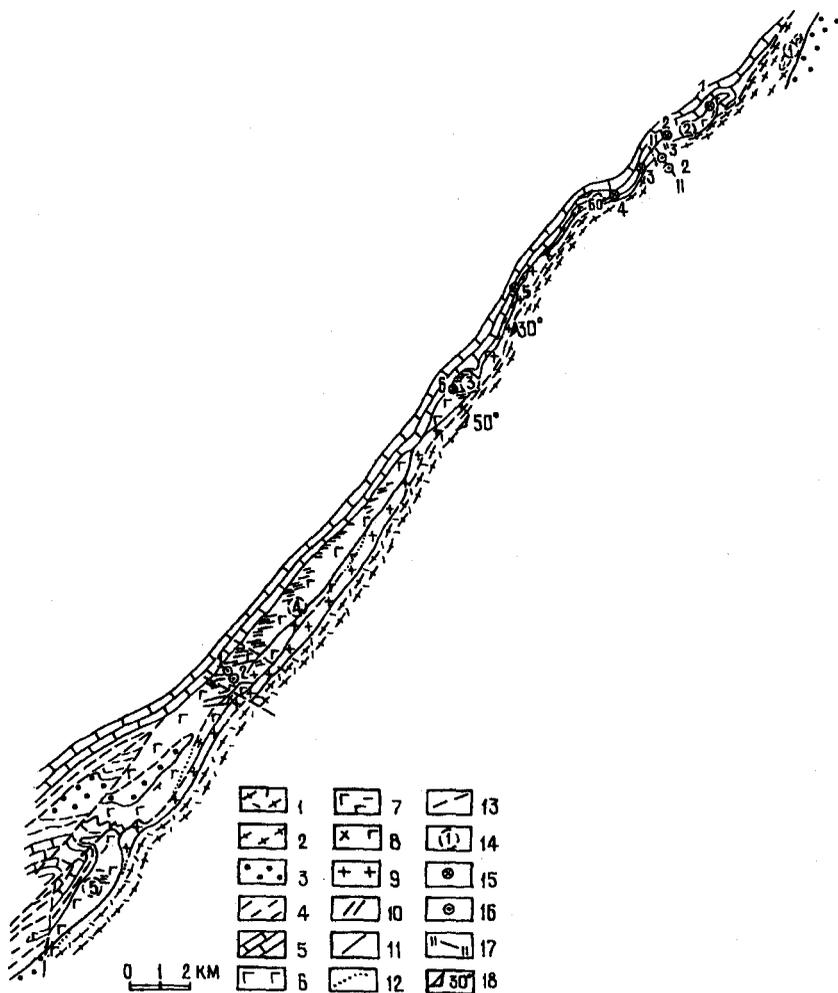


Рис. 3. Геологическая схема кусинско-копанского комплекса (по данным Златоустовского и Юрюзанского ГСО, с изменениями).

Стратифицированные толщи: 1–2 – кувашская свита, средний рифей (1 – порфириды, слюдисто-кварцевые сланцы, 2 – биотитовые гнейсы, амфиболовые сланцы); 3 – зигальгинская и таганайская свиты, средний рифей, кварцито-песчаники и кварциты, кристаллические сланцы; 4 – бакальская свита, нижний рифей, алевролиты и глинистые сланцы; 5 – саткинская свита, нижний рифей, карбонатные породы, алевролиты, глинистые сланцы. Кусинско-

аподолмитовыми мраморами нижнего рифея; в кровле интрузии налегают диоритоподобные породы и гранофировые граниты.

Наиболее представительной и крупной интрузией комплекса является Копанский массив, отличающийся наименьшим метаморфизмом слагающих его магматических пород. Этот массив в виде крупного пластообразного тела прослеживается на 32 км при наибольшей ширине до 2 км. В юго-западной части массив габброидов, видимо, из-за участия в складчатых деформациях, расщепляется на две субпараллельные полосы, выклинивающиеся через 6–7,5 км. Базитовая часть массива в основном сложена расслоенной серией габброидов. С юго-востока базитовая серия ограничивается гранофировыми гранитами; между базитами и гранитами прослеживается переходная зона, сложенная чередованием «пластов» промежуточных по составу пород – габбродиоритов, диоритов, кварцевых диоритов и гранодиоритов. По О.В.Карповой [1974], кварцевые диориты и габброиды, кварцевые диориты и граниты имеют интрузивные соотношения. Но согласное «переслаивание» всех этих типов пород противоречит подобному представлению. Расслоенность и полосчатость магматических пород падают на юго-восток под углами от 30 до 45°.

Маткальский массив расположен юго-западнее Копанского и отделяется от него очень небольшим промежутком. Расслоенность по полевым наблюдениям в северо-восточной части массива падает на восток-юго-восток под углами от 25 до 35°, южнее элементы залегания становятся круче и достигают 60–70°.

По материалам детального изучения [Малышев и др., 1934; Штейнберг и др., 1959; Карпова, 1974] и нашим наблюдениям, массивы комплекса имеют неоднородное внутреннее строение. Характерная особенность их всех – ритмическая расслоенность, заключа-

копанский комплекс: 6 – нерасчлененные габброиды; 7 – апогабброидные амфиболиты; 8 – зона «переслаивания» габбродиоритов, диоритов и кварцевых диоритов; 9 – гранофировые граниты; 10 – дайки диабазов и диабазовых порфиритов. Геологические границы: 11 – стратиграфические и интрузивные контакты; 12 – предполагаемые границы; 13 – тектонические нарушения. Прочие обозначения: 14 – интрузивные массивы (1 – Шумгинский, 2 – Кусинско-Чернореченский, 3 – Медведевский, 4 – Копанский, 5 – Маткальский); 15 – минеральные копи (1 – Еремеевская, 2 – Зеленцовская, 3 – Николае-Максимилиановская, 4 – Ахматовская, 5 – Перовскитовая, 6 – Шишимская); 16 – скважины; 17 – геологические разрезы; 18 – элементы залегания расслоенности.

оющаяся в чередовании в разрезах интрузии пластов различной мощности, разного петрографического состава и структуры. Следует отметить также как характерную черту внутреннего строения массивов широкое развитие субшироотно ориентированной серии крутопадающих даек метадиабазов и диабазовых метапорфиритов, участками весьма многочисленной, имеющих при максимальной протяженности до 1,5 км мощности от 1–2 до 15–20 м. В пределах Кусинско-Чернореченского массива изредка наблюдаются маломощные жилы плагиогранитов и гранодиоритов.

Среднерифейский возраст формации и комплекса достаточно определенно обосновывается геологическими и радиологическими данными. Интрузивные породы комплекса почти всеми исследователями согласованно рассматриваются как комагматичные вулка-

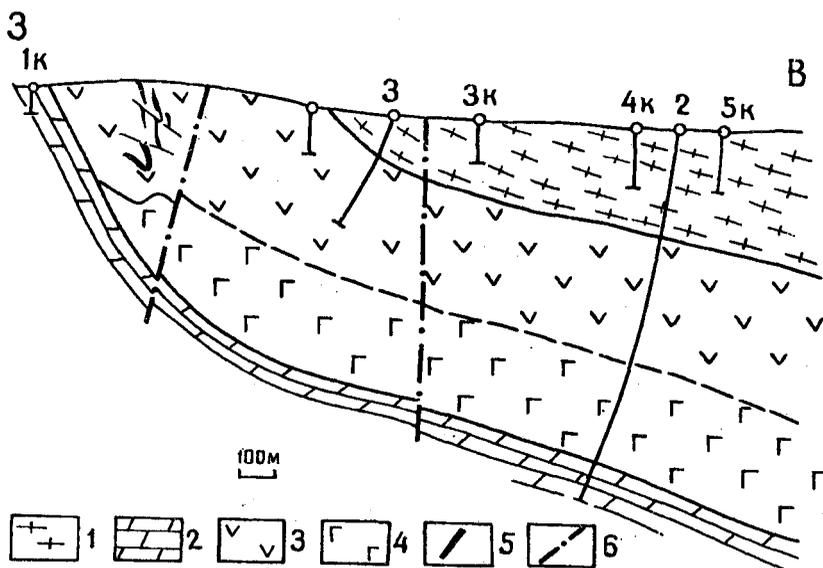


Рис. 4. Геологический разрез известной (вскрытой) части Кусинского массива (по материалам Миасской ГРП, с дополнениями и изменениями)

1 – биотитовые и амфиболовые гнейсы, кувашская свита; 2 – доломиты, саткинская свита; 3 – габброидная ритмически расслоенная зона (амфиболиты от голомеланократовых до лейкократовых); 4 – зона ильменитовых габброноритов и амфиболитов по ним; 5 – ильменит-магнетитовые руды сплошные отработанные; 6 – тектонические контакты

нитам машакской липарит-базальтовой формации образования [Гарань, 1959; Штейнберг и др., 1959; Кравцова, 1963; Алексеев, 1984], среднерифейский возраст которой общепринят [Унифицированные ..., 1980]. Расслоенные габброиды активно воздействуют на отложения нижнего рифея и зигальгинской свиты среднего рифея, содержат ксенолиты осадочных пород указанных стратиграфических подразделений. Многочисленные радиологические определения различными методами возраста пород и минералов комплекса, несмотря на наличие отдельных удревленных оценок, в целом подтверждают среднерифейский возраст этой формации, хотя и дают широкий разброс значений, что может свидетельствовать о сложной истории его становления и последующего развития [Краснобаев и Бородина, 1970; Тугаринов и др., 1970; О калий-аргоновом ..., 1967; Дунаев и др., 1973; Гаррис, 1977].

Вместе с согласованной характеристикой массивов кусинско-копанского комплекса как расслоенных интрузий [Штейнберг и др., 1959; Кравцова, 1963; Карпова, 1974; Алексеев, 1984] не вызывает сомнения и соответствие комплекса по структурно-геологическим, петрологическим и металлогеническим чертам платформенной формации дифференцированных габбровых и норитовых интрузий, по Ю.А.Кузнецову [1964], или перидотит-пироксенит-норитовой формации постконсолидационной активизации складчатых областей [Карта ..., 1971; Магматические..., 1979].

Из крупных расслоенных интрузий по петрографическому набору дифференциатов и их относительной роли кусинско-копанский комплекс ближе всего, видимо, к массиву Скергаард, а в Советском Союзе – к интрузии Кивакка, но существенно отличается от них незначительной долей ультраосновных дифференциатов.

### **3.2. ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ИНТРУЗИЙ КОМПЛЕКСА (ХАРАКТЕРИСТИКА ТИПОВ РАССЛОЕННОСТИ)**

Для внутреннего строения всех интрузий комплекса, как уже указывалось выше, всеми исследователями отмечалась резко выраженная неоднородность, проявляющаяся в чередовании габброидных пород различного минералогического состава и кристалличности, характеризую-

щихся также переменным содержанием рудных минералов, чем определяется весьма типичное для них полосчатое стратифицированное строение. Но при этом отдельные массивы комплекса при всей их общности несколько отличаются по внутреннему строению, причиной чего могут быть конкретные условия становления (в том числе и возможные различия в составах первичной магмы в случае разобшенности, автономности массивов) и различия в глубинах эрозионного среза отдельных массивов при наиболее вероятной принадлежности их к единой интрузии. Наиболее отличается по внутреннему строению от остальных массивов Кусинско-Чернореченская интрузия (далее обозначаемая сокращенно как Кусинская) и это отличие обусловлено не только вторичными, наложенными метаморфическими преобразованиями. Поэтому характеристика внутреннего строения для комплекса ниже приводится отдельно для Кусинского и Копанского массивов.

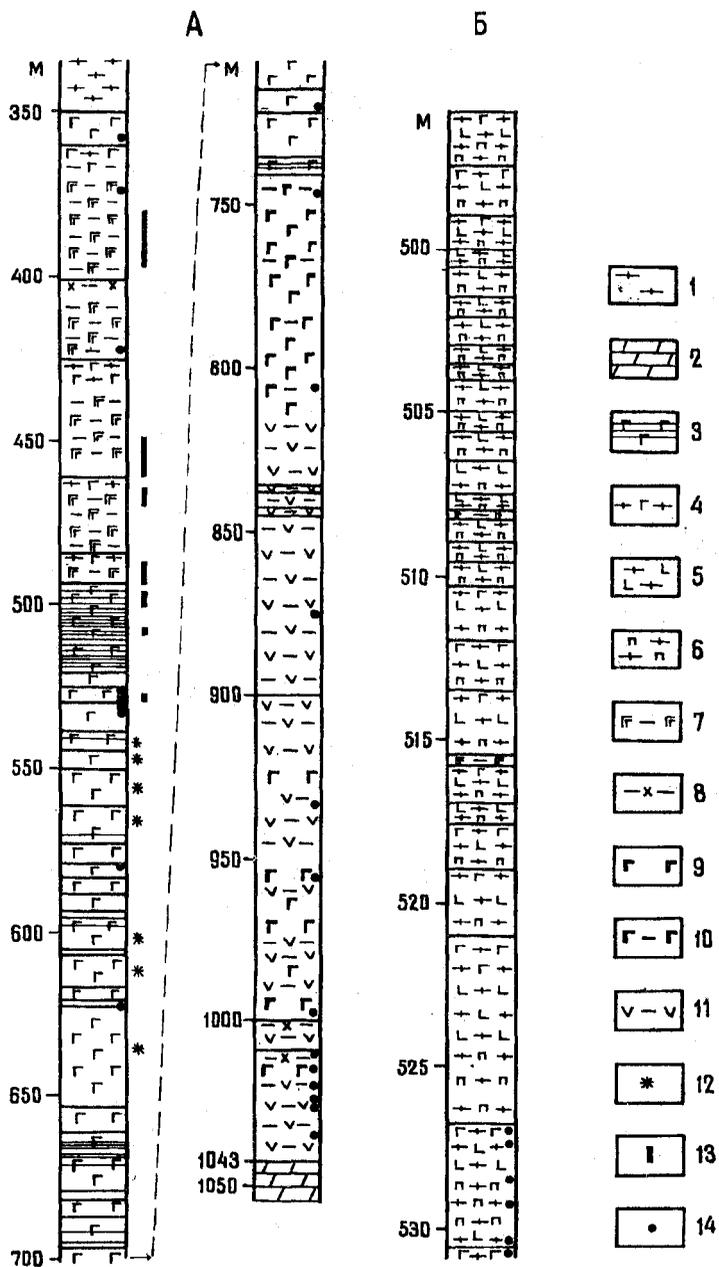
Для Кусинского массива наиболее представительным и полным является разрез скв. 2, пробуренной Миасской КГРП и вскрывшей массив общей мощностью около 700 м. Расслоенная серия интрузии достаточно четко подразделяется по характеру *макрорасслоенности* на две основные зоны; габброноритовую (нижнюю, и ритмически расслоенную (верхнюю) (рис. 5). Габброноритовая зона мощностью около 300 м представляет достаточно однородную часть разреза, сложенную в интервале глубин 1040–740 м среднезернистыми габброноритами с ясно выраженной директивной, трахитоидной текстурой, и образовавшимися за их счет габбро-амфиболитами и апогабброноритовыми амфиболитами. Слагающие эту зону породы однородны по минеральному составу и по химизму и практически представляют бедные вкрапленные ильменитовые руды с содержанием  $TiO_2$  6–7% и общего железа около 20%. Только маломощными интервалами наблюдаются породы иного состава – бесполовошпатовые амфиболиты с более высоким содержанием рудных (в интервалах 836,1–836,2 м, 837–837,6 м, 843,0–843,1 м, 845,0–845,15 м) и лейкократовое пегматоидное габбро (в интервале 999,3–999,5 м), свидетельствующие о слабом и совершенно подчиненном проявлении расслоенности в габброноритовой зоне.

Верхняя зона расслоенной серии по скв. 2 занимает интервал от 740 м до верхнего контакта с вмещающими породами и при общей мощности почти в 400 м сложена многократно повторяющейся в разрезе направленной разномасштабной последовательностью, включающей породы от голомеланократовых и бесполовошпатовых амфиболитов до лейкократовых амфиболитов и реже амфибол-плаггиоклазовых гнейсов и плаггиок-

лазитов. Региональный метаморфизм в породах этой зоны, видимо, в силу их резко выраженной неоднородности (и поэтому слабой компетентности), проявился значительно интенсивнее, чем в нижезалегающей однородной и «монокристаллической» зоне габброноритов. В амфиболитах только изредка просвечивают реликтовые признаки исходных габброидов, но, исходя из четко выдержанной направленной и однотипной последовательности пород различного состава в повторяющихся ритмах, можно с определенностью говорить о том, что региональный метаморфизм базитов по своему характеру был изохимическим, а наблюдающаяся последовательность амфиболитов различной основности отражает первичную ритмическую расслоенность в интрузивной залежи.

В геологическом строении обнаженной части Кусинской интрузии находит отражение только верхняя – ритмически расслоенная зона расслоенной серии, габброноритовая зона не обнажена, что может быть связано с особенностями первичной морфологии и строения интрузии. Кусинско-Копанская интрузия обычно рассматривается как межпластовый первично горизонтальный или пологозалегающий силл [Штейнберг, 1968]. Между тем известные крупные расслоенные интрузии Земли имеют лополито(грибо)образную форму, у которых поверхность обычно прогнута вниз в виде блюдца [Уэйджер, Браун, 1970; Шарков, 1980; и др.]. В расслоенных интрузиях такой формы при ненарушенном залегании более глубокие и, как правило, более меланократовые зоны, обычно выклинивающиеся на границе с боковой краевой группой, могут быть вскрыты только при глубокой эрозии массива. Поэтому наиболее вероятно, что первоначально интрузии рассматриваемого комплекса морфологически представляли крупный лополит с приподнятыми краями, позднее деформированный и в целом приобретший наклонное залегание.

Ритмическая расслоенность чрезвычайно характерна для Кусинского массива и отчетливо проявлена на всей закартированной площади интрузии; прекрасно выражена она в ритмически расслоенной зоне этого массива по скв. 2 и представлена, как уже отмечалось выше, многократным повторением ритмов, включающих меланократовые и бесплаггиоклазовые голомеланократовые амфиболиты в основании, мезократовые амфиболиты в средней части, лейкократовые амфиболиты и реже роговообманковые плаггиогнейсы в верхней их части. Мощности четко проявленных ритмов изменяются от 30–40 м до 20–25 см (см. рис. 5). Особенно тонкое ритмическое расслоение наблюдается в интервале 493–521 м. Количество ясно выраженных ритмов в расслоенной серии составляет более 70. Границы меж-



ду ритмами обычно четко выраженные, в основании ритмов в узкой зоне резко увеличивается содержание темноцветных минералов, в данном случае роговой обманки, в связи с чем ясно отбивается переход от лейкократовых пород подстилающего более раннего ритма. По химизму меланократовые и голомеланократовые амфиболиты обычно соответствуют меланократовым габброидам и реже плагиоклазсодержащим пироксенитам.

Скрытая расслоенность в Кусинской интрузии в связи с ее сильным метаморфизмом на уровне магматических породообразующих минералов не может быть прослежена. В габброноритовой зоне, где первичные магматические минералы сохранились относительно хорошо, из-за ее однородности изменения в составах минералов почти не улавливаются.

Внутреннее строение Копанской группы относительно слабо измененных интрузий лучше всего можно рассмотреть на примере Копанского массива, наиболее крупного, лучше разбуренного и изученного. В геологическом строении Копанского массива принимают участие породы краевой боковой группы и собственно расслоенной серии, слагающей абсолютно преобладающую часть известного объема массивов этой группы.

**Краевая боковая группа** для рассматриваемого комплекса выделяется впервые и при плохой обнаженности прослеживается с перерывами вдоль западного эндоконтакта Копанского массива полосой шириной от нескольких метров до 50–100 м. Ширина развития и мощность пород краевой боковой группы максимальны в участках широкого раз-

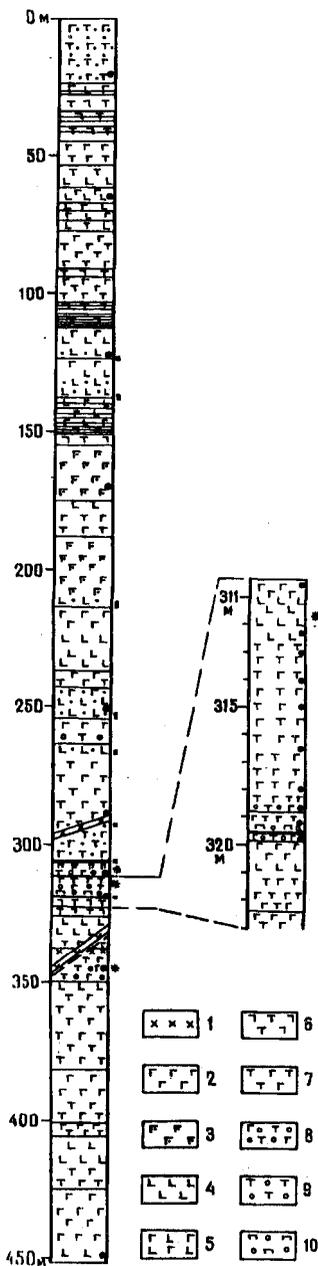
Рис. 5. Внутреннее строение Кусинской расслоенной интрузии

А – разрез Кусинской интрузии по скв. 2; Б – фрагмент разреза микро-расслоенной серии: 1 – биотитовые гнейсы кувашской свиты; 2 – ороговикованные карбонатные толщи саткинской свиты; 3 – маломощные ритмы расслоенной серии со сменой пород от голомеланократовых амфиболитов в подошве до лейкократовых амфиболитов в кровле; 4 – лейкократовые плагиоклазовые амфиболиты (роговообманковые плагиогнейсы); 5 – мезократовые амфиболиты; 6 – меланократовые и голомеланократовые амфиболиты; 7 – голомеланократовые, меланократовые и мезократовые амфиболиты нерасчлененные; 8 – габбродиориты, диориты гнейсированные; 9 – ильменитовые габбронориты; 10 – мезократовые габбро-амфиболиты по габбронориту; 11 – мезократовые плагиоклазовые амфиболиты, видимо, по габбронориту; 12 – проявление ритмичности меньшего порядка; 13 – интервалы развития рудных меланократовых амфиболитов с повышенным содержанием рудных минералов; 14 – места отбора проанализированных проб

вития ксенолитов вмещающих пород – ороговикованных кварцитов и глинистых сланцев. Основным типом магматических пород краевой группы являются гиперстенсодержащие микрогаббро или микрогаббронориты, иногда с примесью небольшого количества оливина. Приуроченность мелкозернистых габбро местами к западному эндоконтакту Копанского массива отмечалась также Д.С.Штейнбергом и др. [1959] и О.В.Карповой [1974]. По мере удаления от эндоконтакта или от крупных ксенолитов и приближения к породам расслоенной серии кристалличность этих пород и нередко их основность возрастают соответственно за счет увеличения размеров кристаллов и содержания оливина и пироксенов. Краевая боковая группа отличается относительной однородностью и отсутствием расслоенности; местами в них вблизи эндоконтакта и ксенолитов парапород в небольших количествах (до 10–15%) появляются биотит и роговая обманка, что может свидетельствовать о контаминации их вмещающими осадочными породами. Породы близкого петрографического характера и положения, относимые к краевой боковой группе Л.Уэйджером и Г.Брауном [1970], известны в составе Бушвельдского расслоенного плутона; они представлены мелкозернистыми породами, выделяемыми под различными названиями (маруленговый норит, гиперит, норит-диабаз, краевой норит) и также содержат крупные ксенолиты подстилающих и вмещающих кварцитов [Уиллемз, 1973].

*Расслоенная серия* Копанского массива отличается отчетливой анизотропностью, асимметричностью разреза и резко проявленной ритмической расслоенностью. По характеру макрорасслоенности в разрезе массива выделяются две зоны – габброидная (нижняя) и диорит-гранитная (верхняя).

Габброидная зона расслоенной серии Копанского массива отвечает нижней и средней частям известного разреза этой интрузии и при общей мощности в 600–700 м прослеживается в пределах массива полосой до 1,5 км, слагая наиболее высокие части хр. Магнитный. Зона сложена переслаиванием пород от оливиновых габбро до лейкократовых габбро и редко диоритов, а по крупности сложения – от среднезернистых до пегматоидных разностей. Преобладающими породами зоны являются габбронориты, слагающие не менее половины разреза зоны (рис. 6); за ними следуют мезократовые, лейкократовые и лейкомезократовые габбро, оливиновые габбронориты, в очень редких случаях наблюдаются оливиновые нориты, оливиновые габбро. При этом оливинсодержащие разности габброидов приурочены преимущественно к нижней части разреза зоны. В верхней части зоны возрастает



значение мезо- и лейкократовых габбро, появляются маломощные горизонты габбродиоритов и диоритов.

В Медведевском массиве в нижней части расслоенной серии наблюдаются горизонты амфиболлизированных клинопироксенитов мощностью 5–12 м. Для Магкальского массива О.В.Карпова [1974] как его характерную особенность отмечает наличие крупных полос оливинсодержащих габбро, пироксенитов и горнблендитов, достигающих мощности 20–40 м. По нашим данным, пласты пироксенитов, иногда содержащих оливин и плагиоклаз, в этом массиве наблюдаются нередко, но

Рис. 6. Геолого-петрографический разрез Копанской интрузии по скв. 2:

1 – кварцевые диориты, диориты; 2 – лейкократовые и лейкомезократовые габбро; 3 – крупнозернистые до пегматоидных габбро лейко- и мезократовые; 4 – мезократовые габбро; 5 – маломощные ритмы расслоенной серии от меланократовых до лейкократовых габбро; 6 – маломощные ритмы расслоенной серии от габброноритов до мезократовых и лейкократовых габбро; 7 – гиперстенсодержащие габбро; габбронориты; 8 – оливковые габбронориты; 9 – оливковые нориты; 10 – оливковые габбро; 11 – проявление в ритме также ритмичности меньшего порядка; 12 – интервалы развития вкрапленных и массивных ильменит-титаномагнетитовых руд; 13 – повышенная вкрапленность рудных минералов; 14 – массивные ильменит-магнетитовые руды; 15 – метадиабазовые дайки (а) и жилы (б); 16 – места отбора проанализированных проб

их мощность обычно колеблется в пределах от 10–15 см до 4–5 м. Все они приурочены к западной, т.е. нижней части разреза интрузии. В этой же части разреза наблюдаются и небольшой мощности (до 10–12 м) горизонты безрудных габбро с крупными кристаллами пойкилитового пироксена и с очень низкими содержаниями титана и общего железа, соответствующими ультраосновным породам. Следует отметить, что в составе Маткальского массива, по данным О.В.Карповой [1974], на глубине более 300 м наблюдается крупный участок габбронорита, но эта порода в ее работе полнее не охарактеризована. По всей вероятности, этот габбронорит аналогичен ильменитовому габбронориту Кусинского массива и составляет самостоятельную зону в разрезе Маткальского массива.

Диорит-гранитная зона расслоенной серии прослеживается полосой шириной от 100–200 до 500–600 м в юго-восточной краевой части Копанского массива. Породы зоны слабо обнажены и в естественных выходах достаточно представительно выражены только в обнажениях правого берега р. Куваш на участке выше устья руч. Копанка (рис. 7). Она уверенно выявляется в геологических разрезах, построенных в свое время по материалам поисково-разведочных работ (рис. 8 – вклейка).

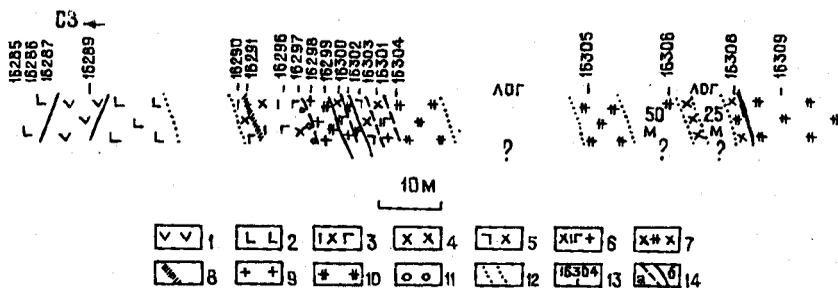
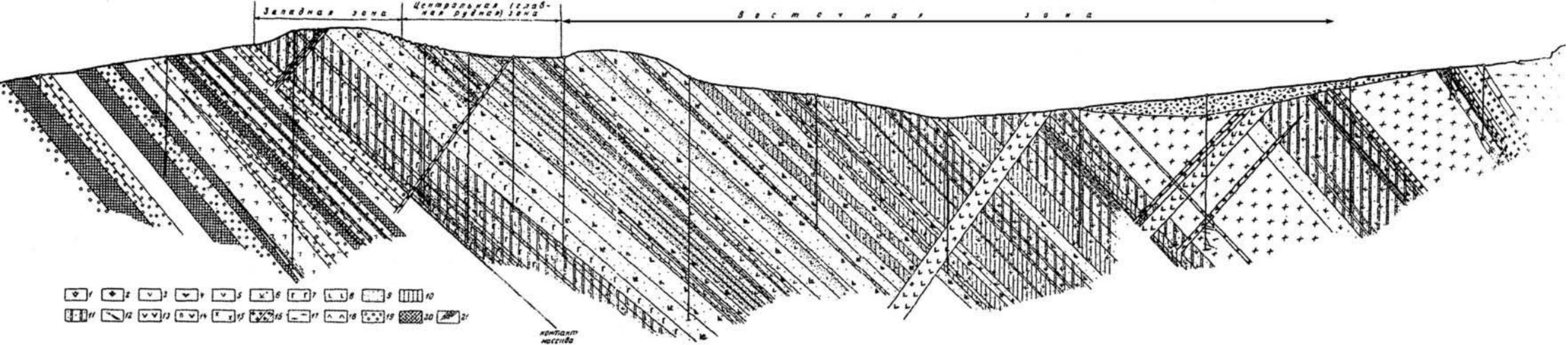


Рис. 7. Схематический разрез диоритовой (диорит-гранитной) зоны (правый берег р. Куваш выше устья руч. Копанка).

1 – диабазовая дайка с зонами закалки, 2 – лейкократовые габбро и габбро-диориты нерасчлененные; 3 – роговообманково-биотитовые диориты; 4 – диориты нерасчлененные; 5 – роговообманковые диориты; 6 – роговообманково-биотитовые гранодиориты; 7 – гранодиориты с элементами гранофировой структуры; 8 – биотитсодержащие плагиограниты; 9 – граниты; 10 – гранофировые граниты; 11 – проявления гранофировой структуры в диоритах; 12 – закрытые участки; 13 – места отбора проанализированных проб; 14 – границы: а – петрографических разностей пород, б – единичных ритмов и интрузивных соотношений



. 8.

1-9-

: 1 -

, 3 -

, 6 -

, 7 -

: 10 -

; 16 -

; 19 -

, 4 -

, 8 -

: 13 -

; 21 -

, 2 -

, 5 -

, 9 -

, 14 -

, 17 -

, 18 -

( . . . , 1974).

; 10-11 -

5%; 12 -

; 15 -

-

-

В Медведевском и Маткальском массивах диорит-гранитная зона выражена очень слабо и не всегда фиксируется. Зона имеет мощность от десятков метров до 250–300 м и сложена переслаиванием пород диоритового, гранодиоритового и гранитного состава в «пластах» мощностью от 1–2 м до 20–25 и реже более метров. Переход от габброидной зоны к диоритовой постепенный через 40–50-метровый интервал пород лейкогаббрового и габбродиоритового составов с нерезко выраженной расслоенностью. В низах диоритовой зоны в количественном отношении преобладают породы диоритового состава, в верхней части уступающие основное место гранофировым гранитам, среди которых диориты образуют подчиненные им прослои до 3–4 м мощностью.

Кровлю массивов Копанской группы образуют гранофировые граниты так называемого Рябиновского массива, но слагают ли они гранит-гранофировую зону в общей макрорасслоенности интрузий этой группы и составляют ли гранофировые граниты Рябиновского массива комплементарные естественному сингенетическому ряду расслоенных пород рассматриваемого комплекса образования, не ясно. Несомненно одно, что гранофировые граниты, переслаивающиеся с диоритами и гранодиоритами, относятся к таковым и входят в состав этих массивов как закономерные члены дифференцированной в процессе кристаллизации системы. Остается открытым вопрос для мощного горизонта однородных гранофиров, имеющих при протяженности до 50 км максимальную мощность до 600–700 м. Действительное соотношение гранитов Рябиновского массива и габброидных массивов спорно. Д.С.Штейнберг и др. [1959], Л.И.Кравцова [1963] считают граниты дифференциатами габбровой магмы, образующими с габброидами единую интрузивную формацию. По О.В.Карповой, между габброидами и диоритами, диоритами и гранитами наблюдаются интрузивные соотношения. Г.М.Виноградская [1963] связывает их образование с гранитизацией кислых эффузивов кувашской свиты. А.А.Краснобаев и Н.С.Бородин [1970] пришли к выводу о комагматичности рассматриваемых гранофировых гранитов и порфиоров кувашской свиты. Нами гранофировые граниты Рябиновской интрузии ранее относились ко второй фазе становления расслоенного комплекса в результате более позднего внедрения кислого расплава, производного докарменной глубинной дифференциации [Алексеев, 1984].

Отсутствие генетической связи в образовании расслоенных габброидов и гранитов Рябиновского массива, формирование их из

расплавов различного состава (а не из единого базальтового расплава в одной и той же магматической интрузивной камере), косвенно может подтверждаться достаточно явной автономностью гранитного массива, что выражается, во-первых, в непрерывности гранитоидной интрузии (при прерывистости габброидных массивов), во-вторых, в местной локальных расхождениях их границ в некоторых участках выклинивания габброидных массивов (Маткальский, южная часть Копанского), в третьих, отсутствием гранитного горизонта в Кусинском массиве, в четвертых, исчезновением гранофирированных гранитов в средней части Маткальского массива. Но автономность гранофирированных гранитов может оказаться в действительности только кажущейся, так как для дислоцированной и неполностью вскрытой эрозией расслоенной интрузии обязательное наличие или «существование» на поверхности всех горизонтов расслоенной интрузии скорее всего исключение, а не правило.

Кроме того, следует иметь в виду, что Рябиновские граниты по распространенности составляют около 1/3 от площади габброидов. При дифференциации базальтового расплава, как показывают экспериментальные исследования, возможно образование кислого расплава только в незначительных количествах. В Скергаардском плутоне количество дифференциатов гранитного состава по оценкам Л.Уэйджера и Г.Брауна [1970] могло колебаться от 0 до 7% при условно принятой ими оценке доли гранитоидов в 0,5% от массы всего массива. Поэтому, например, образование небольших интрузий кислого состава, ассоциирующихся с основными третичными расслоенными массивами островов Скай, Маал и др., а также части гранофирированных Скергаардского плутона Л.Уэйджер и Г.Браун [1970] связывают не с процессом дифференциации базальтовой магмы, а с переплавлением ранее существовавших коровых пород среднего и кислого состава.

Расслоенная серия Копанского, Медведевского, Маткальского массивов в обнаженной и вскрытой бурением части характеризуется широким и ярким проявлением ритмической расслоенности, выражающейся в весьма типичной для этих массивов полосчатости пород. Ритмическая расслоенность в Копанском массиве, так же, как и в Кусинском, в основном выражена в направленном изменении составов пород в единичных ритмах от более меланократовых в основании их к лейкократовым в кровле, которая может осложняться от ритма к ритму или в пределах ритмов изменениями размерности

кристаллов породообразующих и рудных минералов. Мощности ритмов, по нашим наблюдениям, изменяются от 30–40 м до 0,5–1 м. В основании ритмов залегают, как правило, меланократовые и мезократовые габбро, чаще всего габбронориты, реже оливинсодержащие разновидности габброидов или пироксениты. В кровле ритмов представлены, обычно в прямой зависимости от состава пород в подошве ритмов, то относительно мелано- и мезократовые, то лейкократовые габброиды и очень редко габбродиориты и диориты. Габбронориты отмечены нами в кровле ритма только в одном маломощном (около 1 м) ритме с оливиновым габброноритом в основании. Мощности оливинсодержащих габброидов и пироксенитов в ритмах обычно незначительны и не превышают 1–2, реже 3–5 м. Переходы в пределах ритмов между типами пород нерезкие, с постепенным уменьшением общего содержания темноцветных минералов вверх по разрезу ритмов, а границы между ритмами достаточно резкие, ясные и четко выраженные и обусловлены скачкообразным увеличением меланократовости пород и количественного содержания темноцветных силикатов и, нередко, рудных минералов. В собственно диорит-гранитной зоне ритмы начинаются роговообманковыми и роговообманково-биотитовыми диоритами, гранодиоритами и завершаются диоритами с элементами гранофировой структуры (меланогранофирами), гранитами и гранофировыми гранитами.

Скрытая расслоенность в относительно слабо метаморфизованных интрузиях кусинско-копанского комплекса нами пока детально не изучена. По имеющимся данным она проявлена довольно отчетливо и достаточно надежно прослеживается на примере плагиоклаза, ромбического и моноклинового пироксенов. Хотя состав плагиоклазов в значительной мере выдержан, выявляется его изменение от лабродора №68 в оливинсодержащих габброидах нижней части габброидной зоны до андезина №46 в диоритах и олигоклаза №30 в гранодиоритах и гранофировых гранитах. Моноклиновый пироксен при примерно постоянном содержании волластонита вверх по разрезу Копанского массива становится несколько более железистым (от 22 до 35% Fs) и менее магнезиальным (от 33 до 27% En). Ортопироксен распространен в разрезе интрузий в более узком по сравнению с клинопироксеном интервале габброидной зоны в близких по составу габброноритах и поэтому повышение железистости этого минерала вверх по известному разрезу определяется пока только на 5–7% Fs. Железистость оливина повышается с 35 до 40–42% Fa.

### 3.3. КРАТКИЙ ОБЗОР ПЕТРОГРАФИИ И МИНЕРАЛОГИИ КОМПЛЕКСА

Петрографические описания основных типов пород комплекса имеются в работах И.И.Малышева и др. [1934], Д.С.Штейнберга и др. [1959], Л.И.Кравцовой [1963], О.В.Карповой [1974]. Мы не имеем возможности в этой работе дать детальное петрографическое описание комплекса, оно может составить предмет самостоятельного изучения. Здесь мы останавливаемся на характеристике только наиболее типовых или распространенных пород. Для Кусинского массива таковыми являются габбронориты и различной основности амфиболиты. Габбронориты (ильменитовые габбронориты) Кусинского массива, вскрытые скв.2, являются новым для комплекса типом пород из-за своеобразия минералогического состава. Они представляют собой преимущественно среднезернистые темно-серые породы с заметными коричневатым оттенком и трахитоидной текстурой, обусловленной в той или иной степени проявленной, но не резкой тенденцией табличек плагиоклаза и призм ортопироксена к субпараллельной ориентировке, совпадающей с расслоенностью массива (рис. 9). Состав и количественное содержание минералов в рассматриваемых габброноритах в среднем следующие (в об. %): ромбический пироксен – 11; моноклинный пироксен – 19; амфибол по пироксенам – 6,7; плагиоклаз – 42,2; ильменит – 15,3; титаномагнетит – 1; сульфиды – 0,5; апатит – 0,3; гранат – 4. Настоящей кумулятивной ассоциации минералов в этих породах нет, как и нет действительно равновесной кристаллизации.

Последовательность выделения ведущих магматических минералов в породе следующая: плагиоклаз, клинопироксен, рудные, ортопироксен, апатит. Но при этом ортопироксен, видимо, начал выделяться раньше клинопироксена, но завершение его кристаллизации наступило уже после выделения основной массы клинопироксена и рудных минералов, так как в краевых частях крупных зерен ортопироксена содержатся включения плагиоклаза, клинопироксена, рудных. Размеры табличек плагиоклаза составляют в среднем 2–3 мм, призмочек ортопироксена – до 4–5 мм, близких к изометричным кристаллов клинопироксена – до 2 мм. Плагиоклаз представлен лабрадором №56–58. Клинопироксен – разностью, промежуточной между ферроавгитом и авгитом (42% Wo, 30% En, 28% Fs), ортопироксен – гиперстеном с 45–50% Fs.

Ромбический пироксен в шлифах представлен несколько необычной разностью, так как характер его плеохроизма имеет обратную для

ортопироксенов схему – абсорбция и плеохроичная окраска выше по оси Ng, чем по Np. Возможно, мы здесь имеем дело с претерпевшим твердофазное превращение (инверсию) слабоизвестковистым, но относительно железистым клинопироксеном – пижонитом, распавшимся на гиперстен и обогащенный титаном и железом моноклинный пироксен, близкий к титанавгиту. Структура распада, видимо, очень тонкая, но в отдельных зернах гиперстена намечаются тончайшие пластинки со значительным косым угасанием. Необходимо детальное исследование «гиперстена» этих пород, которые в случае подтверждения его первичного пижонитового характера могут определяться также как пижонитовые габбро. Изредка в верхней части зоны наблюдается неинверсированный пижонит с малым углом оптических осей.

Плагиоклаз замутнен и в шлифе имеет очень слабо выраженную буроватую окраску, обусловленную присутствием мельчайших (менее  $0,01-0,05 \times 0,0005-0,001$  мм) чешуек рудного минерала, ориентированных одинаково и параллельно плоскости двойникования крис-



Рис. 9. Ильменитовый габбронорит кусинского комплекса, структура габбро-фелсовая и келифитовая; скв. 2, гл. 1015 м, пл. 16705. Увел. 20, без анализатора

таллов полевого шпата. Вероятно, они представляют собой выделения ильменита или магнетита в структуре распада твердого раствора железотитанового окисла в плагиоклазе.

Основной рудный минерал габброноритов определяется как ильменит, содержащий в структуре распада очень тонкие и относительно редкие пластинки магнетита (рис. 10). В редких выделениях наблюдается более поздний по отношению к ильмениту титаномагнетит с грубыми пластинками ильменита в структурах распада. Из сульфидов присутствует преимущественно пирротин, образующий нередко каплевидные выделения, включенные во все порообразующие и рудные минералы. Метаморфогенные минералы в этих породах представлены реакционными каемками зеленого амфибола на кристаллах пироксенов и мелкозернистого граната, развивающегося по границе выделений рудного минерала и плагиоклаза. Структура породы габброофитовая с наложением келифитовой, местами близкая к сидеронитовой.

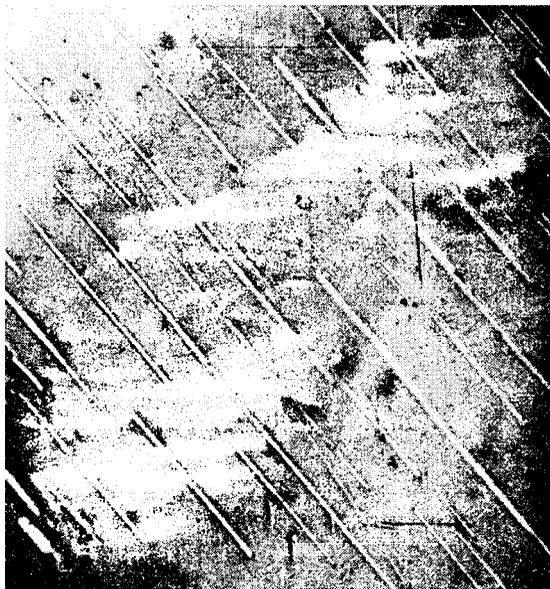


Рис. 10. Ильменит с магнетитом в структуре распада твердого раствора в ильменитовом габбронорите; скв. 2, гл. 763 м, аншлиф 16657. Увел. 365, без анализатора, с иммерсией

Амфиболиты ритмически расслоенной зоны Кусинского массива различаются по степени меланократовости от крайне лейкократовых до голломеланократовых разностей. Обстоятельное петрографическое описание амфиболитов массива было дано В.С.Мясниковым и др. [1970]. Содержание плагиоклаза в амфиболитах, точнее, образующегося за счет него эпидота, изменяется от нуля до 40–50%. В амфиболитах, не сохранивших реликты структур исходных габброидов, эпидот (или плагиоклаз) в мелких зернах обычно рассеян более или менее равномерно по всей породе. В амфиболитах (габбро-амфиболитах) с мелкопятнисто-линзовидной текстурой, в которых как бы «просвечивают» реликты апограббовой структуры, по плагиоклазу развивается мелкозернистый агрегат эпидота, а по пироксену – полные или агрегатные псевдоморфозы амфибола.

Редко в габброноритах сохраняется в реликтах незамещенный плагиоклаз №55–57, нечасто наблюдаются амфиболиты с гранулированными выделениями плагиоклаза с понижением его основности до андезина №35–40. Содержание амфибола в амфиболитах массива изменяется от 15–20 в роговообманковых гнейсах (лейкократовых амфиболитах) до 90–95% в бесполовошпатовых амфиболитах. Габитус его изменяется от длиннопризматических выделений в сланцеватых амфиболитах до короткопризматических – в более массивных их разностях и габбро-амфиболитах. Амфибол представлен роговой обманкой, плеохроирующей в основном в голубовато-зеленых, зеленых – желто-зеленоватых цветах. По оптическим свойствам ( $N_g = 1,680–1,695$ ,  $2V = -65–70^\circ$ ) и химическим анализам нескольких мономинеральных проб, приведенным в работах В.С.Мясникова и др. [1970], амфиболы, близкие по выводу авторов к феррогастингситу, определяются как обыкновенные роговые обманки с преобладающей железистостью около 60–65 мол.%. В апопироксенитовых амфиболитах роговая обманка менее железистая, нередко она замещается бесцветным или слабоокрашенным амфиболом антофиллитового и реже тремолит-актинолитового типа.

Содержание рудных минералов изменяется от 5% в безрудных амфиболитах до 25% в их рудных разностях. Наиболее обычен и распространен среди них ильменит, почти всегда содержащий в структурах распада тонкие пластинки магнетита (рис. 11); доля пластинок магнетита в ильменитовых кристаллах обычно невелика (2–3%), но нередко поднимается до 10%. Мельчайшими участками в зернах ильменита наблюдаются микрозернистые агрегаты рутила и магнетита, иногда гематита. В амфиболитах широко развит также более мелкозернистый ильменит без структур распада, образующий совместно с подчи-

ненным ему количественно магнетитом неправильные скопления, возникшие, видимо, при метаморфогенной перекристаллизации первичного титаномагнетита. Наблюдаются мелкие идиоморфные кристаллы новообразованного магнетита. В амфиболитах в районе Кусинского месторождения обычен мелкозернистый сфен по ильмениту.

В пределах рудной зоны Кусинского массива наблюдаются нередко гранатовые амфиболиты. В них гранат обычно развивается в виде скоплений мелких (до 0,5–2 мм) кристаллов, в распределении и форме которых проступают контуры бывших плагиоклазовых кристаллов исходной породы.

В небольших количествах в амфиболитах иногда присутствуют хлорит, биотит, скаполит, турмалин. Обычен апатит в выделениях до 0,1–0,3 мм, реже больше. Из рудных минералов отмечаются также пирит и халькопирит, относительно редок пирротин, изредка в наиболее меланократовых апопироксенитовых амфиболитах наблюдается в единичных мелких выделениях пентландит. В отдельных разновидностях амфиболитов титаножелезородные минералы замещены полностью рутилом.



Рис. 11. Ильменит sdвойникованный с пластинками магнетита в структуре распада в амфиболитах Кусинского массива; скв. 2, гл. 550 м, аншлиф 16619. Увел. 365, без анализатора, с иммерсией

Породы Копанской группы массивов отличаются слабым проявлением в них метаморфических преобразований и сохранностью структурно-текстурных признаков первичных пород. Разнообразие пород группы очень большое, особенно в расслоенной серии, поэтому ниже приводится обобщенная характеристика наиболее важных и распространенных типов.

Для боковой краевой группы такой породой является гипертенсодержащий мелкозернистый габбронорит, для отличия от мелкозернистых габброноритов расслоенной серии называемый далее микрогабброноритом. Микрогаббронорит – порода массивной текстуры и равномернозернистой микрогаббровой структуры, с размерностью породообразующих силикатов в 0,1–0,3 мм и рудных в 0,1–0,15 мм (рис. 12). В сложении породы участвуют плагиоклаз (55 об. %), клинопироксен (26%), ортопироксен (8%), рудные (10%), апатит (0,3%), биотит (0–0,5%). Плагиоклаз содержит 54% An, ортопироксен 39% Fs, клинопироксен – 40% Wo, 25% Fs, 35% En. Рудные – титаномagnetит с очень тонкой микроструктурой распада твердого раствора ильменита в магнетите, единичные самостоятельные или в ассоциации с титаномagnetитом выделения ильменита.

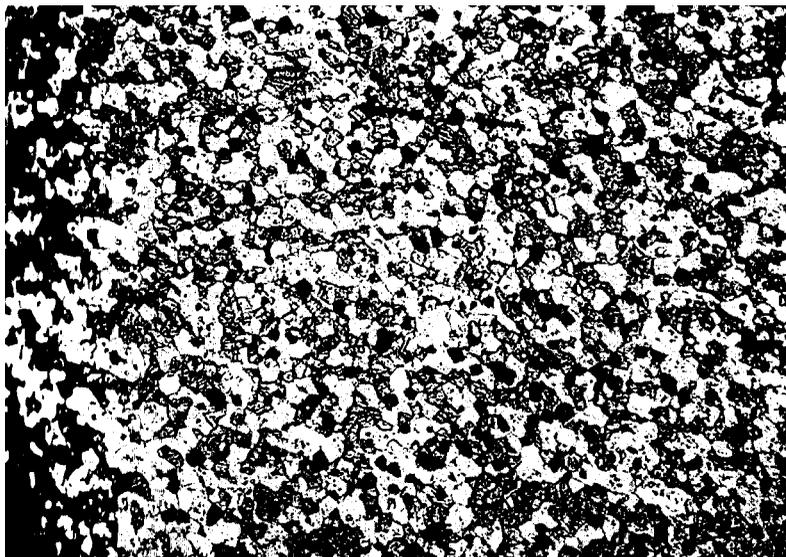


Рис. 12. Микрогаббронорит краевой боковой группы, структура микрогаббровая, Копанский массив, скв. 136, гл. 138,5 м, шлиф 239. Увел. 20, без анализатора

В этой же боковой краевой группе наблюдаются оливинсодержащие микрогаббро без гиперстена или с небольшим количеством гиперстена. При размерности минералов этой породы в 0,15–0,35 мм кристаллы оливина в нем крупнее и достигают 0,5–0,6 мм. По содержанию рудных (9,5 об. %) оливиновые микрогаббро однотипны с микрогабброноритами, но отличаются повышенным содержанием клинопироксена (около 50%) и пониженным – плагиоклаза (около 30%); доля оливина в них поднимается до 9–10%. Очевидно, повышенное содержание в отмеченных породах оливина и клинопироксена связано с обогащением их кумулятивными минералами.

В составе расслоенной серии Копанской группы интрузий выделяются породы ультраосновной, основной, средней и кислой групп, имеющих различное значение в составе известных разрезов интрузий. Из них наиболее развиты разнообразные габброиды, подчиненное значение имеют диориты и граниты и невелика доля ультраосновных пород.

Ультраосновные породы представлены в той или иной степени измененными клинопироксенитами в разрезах нижних частей Медведевского и Маткальского массивов. Клинопироксениты – от средне- до крупнозернистых – породы с аллотриоморфнозернистой структурой, сложенные субидiomорфными короткопризматическими выделениями моноклинного пироксена, размерность которых от породы к породе колеблется от 2–3 до 7–8, реже 10 мм. Для пироксенитов свойственно присутствие рудных минералов в количестве от 1 до 8%, реже больше, обуславливающее интерстициальную или слабовыраженную сидеронитовую структуру. Клинопироксен в этих породах представляет кумулятивный минерал; он определяется по оптическим свойствам как авгит с пониженной железистостью (43% Wo, 35% En, 22% Fs).

Изредка в основании ритмов, начинающихся клинопироксенитами, присутствует в единичных и редких мелких выделениях оливин, но он обычно включен в кристаллы клинопироксена и определяется только по магнетит-талк-тремолитовым или магнетит-тремолитовым псевдоморфозам. Присутствие в пироксенитах ортопироксена пока не установлено. Вверх по разрезу ритмов, начинающихся пироксеновыми кумулатами, появляется интерстициальный плагиоклаз, количество которого выше увеличивается и породы переходят в плагиоклаз-клинопироксеновые кумулаты. В изученных нами обнажениях клинопироксен в пироксенитах почти всегда пол-

ностью псевдоморфно замещается крупными короткопризматическими же кристаллами слабоокрашенного актинолита в ассоциации с тонкозернистым магнетитом. В пироксенитах отмечаются также коричневая роговая обманка, иногда нарастающая на клинопироксен и биотит. Рудные минералы, судя по продуктам замещения, представлены ильменитом (полностью замещен сфеном) и титаномагнетитом (почти не замещен). В Копанском массиве, в его северной части, был отмечен также клинопироксенит с содержанием рудных минералов до 15–20% с ильменит (титаномагнетит)-авгитовой кумулятивной ассоциацией.

Габброиды расслоенной серии представлены оливинсодержащими, гиперстенсодержащими и авгитовыми (клинопироксеновыми) разностями.

Оливинсодержащие габброиды – оливиновые габбро, оливиновые габбронориты, возможно, есть оливиновые нориты; по крайней мере, есть шлифы разностей габброидов с оливином и ортопироксеном без клинопироксена. Оливинсодержащие разности габброидов комплекса изучены слабо, а имеющийся керновый материал весьма скуден. Оливин в породах комплекса почти во всех случаях замещен ассоциацией мелкочешуйчатого талька и мелкозернистого шнуровидного магнетита, иногда тремолитом с примесью магнетита и талька. В редких реликтах оливин по оптическим свойствам определяется как гиалосидерит, содержащий 37–40% Fa. В оливиновых габбро кумулятивная ассоциация минералов включает оливин и плагиоклаз, а интеркумулясная – клинопироксен и в меньшей степени рудные минералы. Структура пород трахитоидная, обусловленная субпараллельным расположением табличек плагиоклаза и близких к табличатым но габитусу кристаллов замещенного оливина, размером до 3–5 мм и реже более по удлинению. Плагиоклаз – лабрадор №67. Клинопироксен обычно пойкилитовый авгит, размером до 1–1,5 см, содержащий 45% Wo, 32% En, и 23% Fs. В виде примеси иногда присутствуют роговая обманка и биотит, из аксессуарных – апатит. Вторичные минералы – тальк, тремолит, магнетит, актинолит, эпидот или соссорит, гранат. Рудные – ильменит и титаномагнетит в разрозненных выделениях и чаще в совместных ксеноморфных сращениях. Содержание оливина в оливиновых габбро поднимается до 10–15%, рудных – до 5–8% и реже более.

Оливиновые габбронориты залегают в основании ритмов или составляют промежуточные, переходные горизонты в ритмах, начина-

ющихся оливиновыми габбро, между последними и габброноритами. В сложении оливиновых габброноритов как главные порообразующие минералы принимают участие оливин (до 25%), плагиоклаз (15–30%), клинопироксен (15–25%), ортопироксен (до 15–25%) и рудные (от 1 до 10–15%). Обычную кумулятивную ассоциацию в этих породах составляют оливин и плагиоклаз, часто наблюдающиеся как включения в пироксенах. Оливин иногда в габброидах с кумулятивным плагиоклазом является более поздним по отношению к включенным в него хадакристаллам плагиоклаза, но более ранним относительно интерстициальных авгита и гиперстена. В пегматоидных и рудных габброидах с высоким (до 25–30%) содержанием рудных совместно с редким оливином в кумулятивную ассоциацию входят ильменит и титаномагнетит, в идиоморфных выделениях включенные в плагиоклаз и клинопироксен, но в значительно более крупных кристаллах присутствующие в гиперстене и в интерстициях. Оливин обычно замещен тальком и магнетитом, тремолитом и магнетитом, ортопироксен – актинолитовым амфиболом и тальком. Железистость оливина 38–40%, ортопироксена – 41–44%. Клинопироксен в оливиновых габброноритах по сравнению с габброноритами и габбро имеет несколько более высокое значение угла оптических осей ( $2V=+55-57^\circ$ ), т.е. представлен разностью, отвечающей салиту и содержащей больше волластонита (46% Wo, 34% En, 20% Fs). В пегматоидных разностях оливинового габбро отмечаются биотит и роговая обманка, ассоциирующиеся с рудными минералами. Апатит присутствует нередко в сравнительно крупных (по 1–2 мм) выделениях как ксеноморфный интеркумулусный минерал. В составе рудных минералов преобладает титаномагнетит, но ильменит обычно несколько более ранний; в структурах распада титаномагнетита, кроме ильменита и магнетита, устанавливается шпинель.

Габбронориты составляют преобладающий тип габброидов в составе комплекса. В ритмах расслоения они располагаются ниже обычных габбро вплоть до их основания, или в переходной зоне между оливинсодержащими габброидами и обычными габбро. Содержание ромбического пироксена в габброноритах обычно не выше 10%. В габброноритах кумулятивная ассоциация минералов представлена плагиоклазом, клино- и ортопироксеном. Но из них ортопироксен является минералом, начинающимся кристаллизовываться чуть позже плагиоклаза и клинопироксена, так как очень мелкие «зародышевые» выделения плагиоклаза и клинопироксена находятся как

включения в гиперстене (рис. 13). Интеркумулусные минералы – ильменит и титаномагнетит с преобладанием второго в ксеноморфных выделениях, в которых ильменит иногда окаймляется титаномагнетитом, но в то же время в ильмените иногда наблюдаются включения титаномагнетита. В количестве десятых долей % присутствуют в каплевидных и неправильных выделениях сульфиды, в основном халькопирит-пирротиновой ассоциации. Плагиоклаз содержит 65% An, ортопироксен – 40% Fs; клинопироксен соответствует салитавгиту с 41% Wo, 29% En и 30% Fs.

В геологической литературе в основном описаны клинопироксеновые габбро Копанского массива, в том числе О.В.Карповой [1974], В.С.Мясниковым и О.В.Карповой [1970]. Авгитовые габбро по сравнению с оливин- и гиперстенесодержащими габбро разнообразнее по составу и структурно-текстурным особенностям, среди них различаются разности от анортозитов (плагиоклазитов) габброидного состава до меланократовых и рудных габбро, от мелкозернистых до пегматоид-

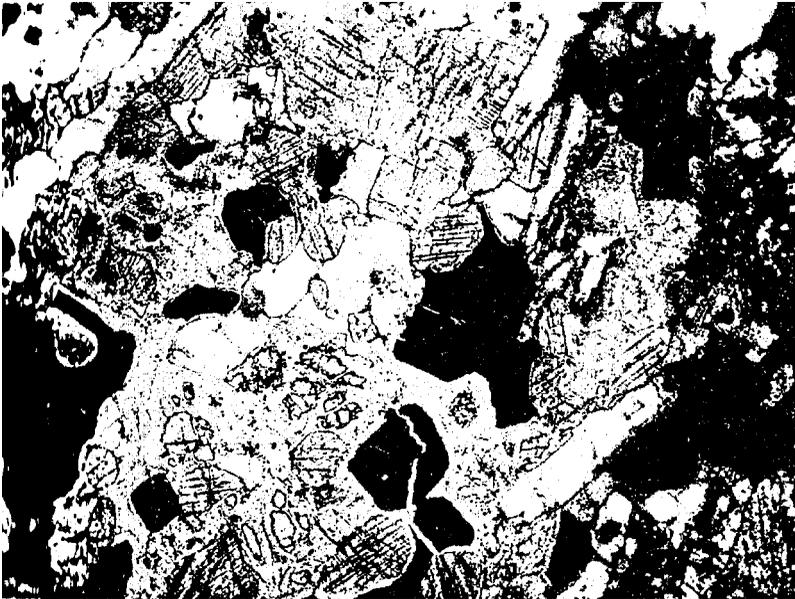


Рис. 13. Псевдоморфозы ортопироксена с включениями мелких кристаллов клинопироксена и рудных в габбронорите Копанского массива; скв. 188, гл. 70, шл. 130. Увел. 20, без анализатора

ных габбро и габбропегматитов. Содержание плагиоклаза в них изменяется от 90–95% в анортозитах до 30–40% в меланократовых, клинопироксена соответственно от 0,5–10 до 50–60%, рудных – от долей процента до 15% и более в рудных разностях.

Структура пород габбровая, габбро-офитовая, часто с элементами пойкилитовой, а также интерстициальной и сидеронитовой; текстура в той или иной степени трахитоидная. Кумулятивными минералами, как правило, являются плагиоклаз и клинопироксен или плагиоклаз. И в плагиоклаз-клинопироксеновой кумулятивной ассоциации плагиоклаз является несколько более идиоморфным и несколько более ранним, чем клинопироксен, а в габбро с кумулятивным плагиоклазом клинопироксен образует интерстициальные ксеноморфные выделения или крупные пойкилитовые кристаллы. Плагиоклаз по составу изменяется от лабрадора с содержанием 61–63% An в меланократовых породах до андезина №45 в анортозитах и лейкократовых габбро.

Клинопироксен габброидов по оптическим свойствам определяется как авгит с содержанием около 40% Wo, 35% En, 25% Fs. По шести химическим анализам монофракций в работах О.В.Карповой [1974], Е.Я.Плошкиной и В.Г.Фоминых [1963], в клинопироксенах из нормальных габброидов содержание основных миналов составляет: Wo 36,9–44,4%, En 36,5–45,3%, Fs 15,7–23,0%. Авгит нередко содержит очень тонкие близко расположенные и замещенные амфиболом и магнетитом пластинки пироксена, судя по большей степени замещения, несколько другого состава, видимо, ортопироксена, образовавшиеся при распаде твердого раствора. В габброидах комплекса фиксируется также инверсированный пижонит с тонкой структурой распада (на ортопироксен и авгит) «в елочку», интенсивнее замещающийся амфиболом или амфиболом и хлоритом. Иногда наблюдается неинверсированный пижонит с  $2V = +10-20^\circ$ .

Первично магматическим амфиболом в клинопироксеновых габбро является буро-коричневая роговая обманка, по оптическим свойствам и содержанию  $TiO_2$  (4,5%, данные О.В.Карповой, 1974), близкая к керсутиту. Наблюдается она в единичных выделениях с общим содержанием до нескольких процентов, нарастающих на клинопироксен и ассоциирующихся с рудными. С рудными же минералами ассоциирует магнезиально-железистый биотит (F – 57–60%), наиболее обычный в пегматоидных габбро.

Наиболее характерный акцессорный минерал во всех габброидах комплекса – апатит, присутствующий в переменных (от единич-

ных зерен до 2–3%) количествах в ксеноморфных интеркумулусных и короткостолбчатых относительно крупных (до 0,5–0,8 см) зернах, ассоциирующихся с наиболее поздними рудными минералами. По оптическим наблюдениям и данным О.В.Карповой [1974], апатит относится к фторапатиту с незначительным содержанием редких земель. Местами в габброидах краевых зон интрузии отмечаются в существенном количестве (до нескольких процентов) поздний наложенный турмалин, иногда ортит и циркон.

Рудные минералы в нормальных габбро представлены оксидами титана и железа и сульфидами с содержаниями соответственно до 5–10% и десятые доли процента. Оксиды определяются как ильменит и титаномагнетит; они обычно развиваются в ксеноморфных интеркумулусных выделениях, обуславливая интерстициальную и сидеронитовую структуру (рис. 14). Ильменит в габброидах значительно уступает по распространенности титаномагнетиту. Но во вкрапленных рудах восточной части массивов, по данным Д.С.Штейнберга и др. [1959], О.В.Карповой [1974], доля ильменита значительно возрастает. По времени кристаллизации ильменит и титаномагнетит одновозрастны или ильменит в самостоятельных выделениях несколько более ранний минерал относительно титаномагнетита, так как нередко наблюдается обрастание первого вторым. В структурах распада ильменита обычно содержатся тонкие пластинки магнетита. Весьма характерна структура распада и для титаномагнетита с обособлением тонких и более грубых пластинок ильменита, и реже – тончайших веретеновидных выделений. Более детально рудные минералы из габбро – титаномагнетит и ильменит, описаны Д.С.Штейнбергом и др. [Состав..., 1965], В.С.Мясниковым и О.В.Карповой [1970], О.В.Карповой и Т.А.Буровой [1970]. По данным Д.С.Штейнберга и др. [Состав..., 1965], в составе наиболее распространенного титаномагнетита около 30% ильменита; среднее содержание двуокиси титана в титаномагнетитах увеличивается от 11% в безрудных габбро до 16% в сплошных титаномагнетитовых рудах. Содержания ванадия, по их же данным, практически постоянны в титаномагнетитах из пород и руд и в среднем составляют 0,65% трехоксида ванадия. Исходя из содержаний окиси титана в титаномагнетитах и равновесности его и ильменита в породах и рудах комплекса, согласно геотермометру Баддингтона-Линдсли, кристаллизация титаносодержащих окислов рассматриваемых массивов из магматического расплава происходила при температурах от 900 до 1000°C [Состав..., 1965].

Сульфидные минералы авгитовых габбро включают пирротин, халькопирит, пирит и изредка пентландит. Наиболее обычная ассоциация – халькопирит-пирротиновая, наблюдающаяся обычно в ксеноморфных и редко в округлых каплевидных выделениях с преобладанием пирротина.

В некоторых разновидностях лейкократовых габбро в единичных ксеноморфных интерстициальных выделениях появляется кварц, иногда образующий микропегматитовые срастания с каликатровым полевым шпатом.

В породах диоритовой зоны представлены все переходные типы от габбродиорита до гранита. В габбродиоритах темноцветные минералы клинопироксен (авгит, ферроавгит), замещаемый амфиболом, и роговая обманка. Диориты, кварцевые диориты, гранодиориты по характеру цветного минерала определяются как роговообманковые, биотит-роговообманковые, гранодиориты и граниты – как биотитовые и роговообманково-биотитовые различия. Структура пород

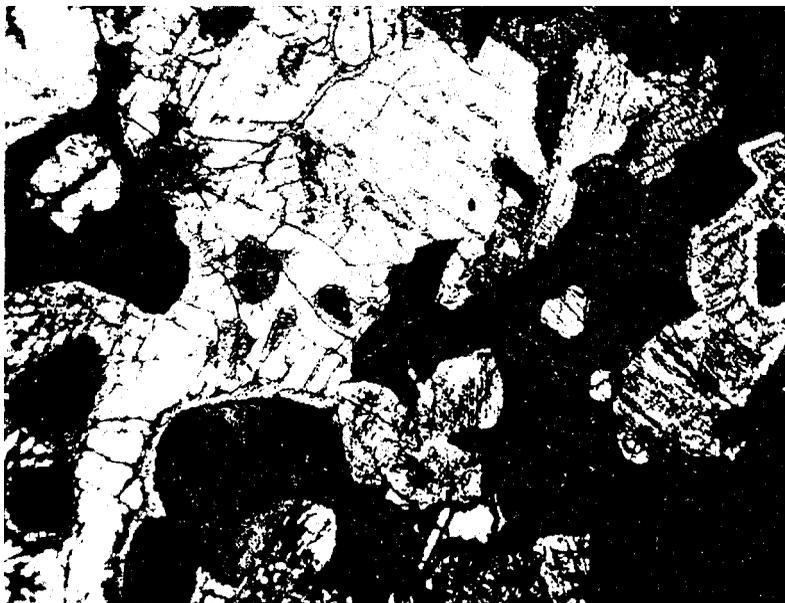


Рис. 14. Габбронорит со значительным содержанием рудных минералов с сидеронитовой структурой; Копанский массив, скв. 131, гл. 77 м, шл. 10643. Увел. 33, без анализатора

преимущественно гипидиоморфнозернистая, текстура массивная и сланцеватая. К идиоморфным минералам в этих породах относится плагиоклаз в относительно крупных и широких табличках, расположенных субпараллельно. Роговая обманка чаще всего заполняет интерстициальные участки. Состав наиболее раннего плагиоклаза от диоритов к гранитам изменяется от андезина 49–45 до андезина №35. Роговая обманка – буро-коричневая и буро-зеленая, замещающая сине-зеленым амфиболом. В диоритах и гранодиоритах обычен кварц, нередко в гранофировых сростаниях с полевым шпатом. Породы диоритовой группы значительно сильнее деформированы, катклазировааны и гнейсированы. Характерны развитие мелкочешуйчатого биотита по роговой обманке и первичному биотиту, а также стильномеланизация. Акцессорный минерал – апатит, но он здесь обычно представлен идиоморфными призматическими кристаллами, развивающимися преимущественно в ассоциации с темноцветными и рудными минералами.

Граниты верхней диоритовой зоны комплекса преимущественно представлены гранитами с типичной гранофировой структурой. В гранофировых гранитах в различных соотношениях наблюдаются таблитчатые наиболее ранние выделения (до 2–3 мм) в той или иной степени сосюритизированного и альбитизированного тонкополисинтетически сдвойникового олигоклаза (25–35% An) и более позднего мезопертитового калий-натрового полевого шпата, обрастающего плагиоклазовые примокристы. В гранофировых разностях резко преобладает основной олигоклаз или кислый андезин; между выделениями плагиоклаза развиты близкие к ксеноморфным и субидиоморфным зерна роговой обманки, биотита и рудных минералов. В лейкократовых разностях плагиоклаз сохраняется в мелких реликтах в виде ядра кристаллов мезопертитовых полевых шпатов. Интерстициальным материалом в гранитах служит кварц-мезопертитовый гранофировый агрегат, доля которого может подниматься до 75–85% объема породы.

Гранофировые граниты Рябиновского массива от таких же гранитов, связанных постепенными переходами с габброидами, отличаются низким (5–10%) содержанием раннего плагиоклаза и его более кислым составом.

Рудный минерал гранофировых гранитов – сфенизированный титаномагнетит, акцессорные – циркон, апатит, ортит, флюорит. Детальное описание гранитов Рябиновского массива дано в работе

Г.М.Виноградской [1963]. Среди них наблюдаются мало распространенные плагиограниты, отличающиеся преобладанием плагиоклаза и повышенным содержанием магнетита и амфибола [Гарань, 1957; Краснобаев, Бородин, 1970]. Наблюдавшиеся нами плагиограниты имеют секущие отношения с вмещающими породами, мелкозернистые эндоконтактные зоны и относятся к жильной фации.

### **3.4. КРАТКАЯ ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОМПЛЕКСА И ЕГО ДИФФЕРЕНЦИАТОВ**

Петрогеохимический материал по горным породам кусинско-копанского комплекса ограничен и по крайней мере в геологической литературе мало отражен. Приводимая ниже характеристика базитов комплекса основана большей частью на оригинальных химико-аналитических данных и опубликованных материалах О.В.Карповой [1974] и Л.И.Кравцовой [1963]. В таблицах 3–5 приведены результаты только оригинальных химических анализов рассматриваемого комплекса по отдельным массивам.

В связи со сложной ритмической расслоенностью интрузий кусинско-копанского комплекса подсчитать средневзвешенный химический состав их очень сложно. Микрогаббронориты западной краевой зоны Копанского массива соответствуют закаленной фации интрузии и поэтому можно считать, что их состав близок к составу исходной магмы рассматриваемой интрузии. За наиболее надежные и близкие к составу исходной магмы можно считать анализы микрогаббронорита по скв. 136 с глубин 120 и 138,5 м (табл. 6, анал. 1,2), контактирующего с ксенолитами мономинеральных кварцитов и не содержащих биотит и роговую обманку. В микрогаббро, «загрязненных» за счет контаминации вмещающими породами, как правило, отмечены эти минералы, а в микрогаббро с признаками расслоения присутствует в том или ином количестве оливин.

Судя по двум анализам микрогаббронорита, исходная магма Кусинско-Копанских интрузий имела базальтовый состав, относительно пониженное содержание кремнезема и щелочей, сравнительно высокое содержание железа при его заметной окисленности. По модальному минеральному составу она соответствует, согласно классификации Г.С.Йодера и К.Э.Тилли [1965], толеиту (гиперстеново-

Таблица 3

## Химический состав (мас.%) горных пород расслоенной серии Кузинской интрузии

№ п/п	Номер пробы	Привязка (г. в м)	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Габброноритовая зона (скв. 2)															
1	16653	736	40,70	6,44	13,30	4,75	13,65	0,19	7,20	9,24	2,34	0,25	0,15	1,50	99,71
2	16655	747	43,80	5,50	13,50	4,00	12,30	0,26	6,00	9,69	2,41	0,24	0,15	1,50	99,35
3	16666	806	41,00	6,84	13,10	6,64	12,58	0,26	6,20	9,80	1,35	0,27	0,12	1,88	100,04
4	16676	876	43,00	5,70	13,00	3,84	13,59	0,25	6,00	9,46	2,41	0,48	0,12	2,70	100,55
5	16636	934	41,80	5,70	13,90	4,72	13,00	0,26	6,00	9,46	2,03	0,48	0,30	1,60	99,25
6	16690	956	43,80	5,17	12,80	6,18	12,72	0,21	5,44	10,25	2,49	0,28	0,15	1,40	100,89
7	16691	959,5	42,00	5,60	13,00	5,89	14,06	0,22	5,96	9,18	2,41	0,28	0,14	1,75	100,49
8	16699	999	41,80	6,36	13,00	5,37	15,00	0,24	6,00	8,80	2,22	0,27	0,14	1,75	100,95
9	16705	1015	41,72	6,45	11,67	5,01	14,04	0,25	6,02	10,64	2,24	0,36	0,21	1,54	100,15
10	16706	1020	42,40	6,51	12,09	5,00	13,46	0,22	5,77	9,72	2,44	0,41	0,25	1,96	100,23
11	16707	1010	49,84	2,25	16,09	5,27	8,24	0,17	2,81	7,54	4,65	0,80	0,86	1,22	99,74
12	16708	1026	47,72	1,05	14,77	3,50	8,76	0,16	7,78	11,32	2,59	0,22	0,07	1,80	99,74
13	16709	1025	39,92	7,73	12,09	4,25	15,58	0,25	6,07	9,27	2,23	0,31	0,23	1,71	99,64
14	16710	1035	39,72	8,61	11,90	4,32	16,81	0,25	5,85	7,30	2,13	0,40	0,30	1,55	99,14



1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
36	16226		37,39	4,75	13,38	8,80	15,44	0,25	6,80	9,94	1,69	0,48	0,13	2,09	101,14
37	16227		42,00	3,08	13,38	7,38	13,50	0,22	6,60	9,80	1,69	0,48	0,06	1,96	100,15
38	16228		41,99	2,88	17,29	6,00	11,25	0,18	5,72	9,18	2,89	0,44	0,38	1,95	100,14
39	16229		38,66	4,60	11,48	8,92	13,81	0,28	8,12	9,52	1,59	0,32	0,06	2,17	99,53
40	16235		36,90	3,30	13,73	6,62	14,58	0,21	10,12	7,94	1,99	0,32	0,17	1,96	99,84
41	16247		47,43	1,05	8,00	3,68	13,46	0,26	16,25	6,68	1,02	0,10	0,10	2,16	100,19
42	16250		49,00	0,83	7,00	3,73	13,22	0,22	17,60	4,98	2,08	0,10	0,03	1,53	100,32
43	16234		67,51	0,59	13,53	5,20	3,16	0,07	0,75	3,71	4,48	0,09	0,09	0,56	99,74

Примечание. 1, 2, 4, 5, 7, 13, 14 – меланократовые плагиоклазовые амфиболиты по габброноритам; 3, 8, 10 – меланократовые габбро-амфиболиты по габброноритам; 6, 9 – габбронориты; 11 – пегматOIDное габбро амфиболитизированное; 12 – мезократовый плагиоклазовый амфиболит; 15, 17, 24–26 – плагиоклазовый меланократовый амфиболит; 16 – голомеланократовый амфиболит; 18, 19, 23 – лейкомезократовый габбро-амфиболит; 20, 21, 22 – рудный меланократовый амфиболит; 27, 29 – лейкократовый плагиоклазовый амфиболит; 28 – эпидот-плагиоклазовый амфиболит; 30–32, 35, 36, 39, 40, 41, 42 – бесполовошпатовый меланократовый амфиболит; 33, 38 – мезократовый габбро-амфиболит; 34, 37 – мезократовый плагиоклазовый амфиболит; 43 – роговообманковый гранодиорит-порфир жильный.

Анализы единичных дифференцированных ритмов: 18–23 – разрез сверху вниз (18–22 – породы от кровли от подошвы ритма с увеличивающейся основностью, 23 – лейкократовый габбрOID из кровли подстилающего ритма); 34–39 – разрез снизу вверх (35–38 – породы от подошвы к кровле ритма с уменьшающейся основностью, мощность ритма около 1 м; 34 – порода из кровли подстилающего ритма; 39 – порода из подошвы перекрывающего ритма).

Анализы 1–8, 15–17, 24, 25, 27–40, 42 выполнены С.А.Ягудиной в химической лаборатории ИГ УНЦ РАН, 9–14, 18–23, 26, 41, 43 – в Полевской лаборатории ПГО «Уралгеология».

Химический состав (мас.%) горных пород Колпанского массива

№ п/п	№ пробы	Привязка (глубина, м)	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Боковая крайевая группа (скв.136)															
1	233	120,4	45,90	2,28	14,50	4,06	11,05	0,16	8,20	9,86	2,49	0,30	0,32	0,86	99,98
2	239	138,5	46,70	1,98	14,40	3,43	10,62	0,17	8,60	8,40	2,95	0,31	0,31	1,48	99,35
3	16509		43,30	2,98	7,00	4,96	11,21	0,16	18,50	8,40	1,24	0,18	0,29	1,29	99,51
Габброидная зона (скв.2)															
4	16460	20	37,00	5,56	14,55	10,08	16,50	0,24	2,22	9,07	2,10	0,40	0,78	1,96	100,46
5	16472	65	44,58	2,98	12,05	6,90	9,36	0,23	8,96	12,15	1,80	0,24	0,15	1,08	100,48
6	16482	123	45,00	3,44	13,00	6,13	11,05	0,24	7,28	10,30	2,19	0,56	0,16	1,26	100,61
7	16485	137	26,60	8,20	11,20	17,47	19,76	0,20	6,00	6,44	1,13	0,25	0,06	2,41	99,72
8	16491	170	50,27	1,21	23,60	3,20	2,61	0,09	1,56	8,90	5,03	1,50	0,36	2,12	100,50
9	16504	251	33,54	5,13	16,47	14,76	13,28	0,20	3,68	7,16	2,19	0,48	0,14	2,35	99,38
10	16506	261	42,30	2,65	12,90	8,68	11,64	0,19	10,60	6,72	2,03	0,25	0,10	1,36	99,42
11	16507a	265	41,53	3,06	5,37	6,57	20,21	0,37	14,09	4,56	0,62	0,35	0,42	3,30	100,45
12	16513a	287	33,16	5,48	13,73	12,46	16,89	0,24	5,60	7,56	1,86	0,24	0,16	2,27	99,65
13	16521	310	42,00	2,35	14,90	6,50	12,36	0,17	10,00	6,72	1,51	0,35	0,13	3,03	100,02
14	16522	310,5	49,00	1,23	20,00	3,92	3,23	0,84	2,64	10,90	4,24	0,86	0,19	3,23	100,28
15	16523	312	46,20	2,50	13,00	5,14	10,06	0,16	6,48	12,20	2,60	0,42	0,34	1,68	100,78
16	16524	313	46,20	2,58	13,00	3,33	11,14	0,16	6,72	12,04	2,45	0,32	0,18	2,21	100,33
17	16525	314	43,90	2,98	12,50	6,86	10,85	0,19	7,40	12,04	1,94	0,25	0,11	1,82	100,84
18	16526	315	37,80	4,62	11,40	10,75	14,35	0,21	6,64	11,48	1,49	0,14	0,07	1,62	100,57

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
19	16527	316,5	39,56	3,65	9,92	5,74	16,16	0,23	6,85	11,53	1,36	0,19	0,08	2,31	99,58
20	16528	318	44,62	2,46	11,17	5,79	10,24	0,20	7,85	13,35	1,86	0,26	0,20	1,75	99,75
21	16529	318,7	40,74	1,76	9,27	9,09	12,88	0,25	13,73	6,45	0,77	0,38	0,10	4,30	99,72
22	16530	319,3	41,23	1,60	10,85	8,53	12,14	0,27	13,06	6,58	1,01	0,28	0,11	4,08	99,74
23	16531	319,5	8,70	9,13	6,62	35,90	28,74	0,34	6,05	0,65	0,26	0,09	0,01	3,28	99,77
24	16535	319,7	41,30	1,40	7,71	11,00	12,21	0,15	16,44	3,30	0,78	0,75	0,04	5,34	100,42
25	16543	346,5	39,50	3,05	12,00	9,65	14,73	0,24	12,44	4,42	1,77	0,64	0,03	2,40	100,87
26	16564	450	48,00	2,13	16,40	6,16	5,53	0,19	6,60	8,12	3,72	0,19	0,27	2,61	99,92
							Скв.5564								
27	10724	364	49,24	1,16	5,01	2,10	9,00	0,20	18,28	10,62	0,34	0,16	0,08	3,80	99,99
							Скв.5574								
28	11491	268	47,50	1,38	20,50	3,11	5,49	0,10	4,41	8,65	5,00	0,75	0,58	3,26	100,73
							Южная часть Копанского массива и хр.Зюраткуль								
29	16905		32,80	6,40	13,40	15,55	14,01	0,19	4,35	6,72	2,30	0,50	0,05	3,28	99,55
							"Диоритовая" зона, р.Куваш в районе руч. Копанки								
30	16285		50,40	2,17	14,70	2,46	13,43	0,54	2,84	5,50	4,02	0,83	0,81	1,97	99,67
31	16286		55,88	1,21	13,95	7,36	6,31	0,44	1,34	4,70	5,25	0,98	0,32	1,99	99,73
32	16287		52,70	2,03	12,44	7,40	7,18	0,38	2,81	5,78	4,26	1,53	0,86	2,37	99,74
33	16289		45,91	1,62	13,92	4,34	9,47	0,21	7,06	11,03	1,97	0,65	0,16	3,40	99,74
34	16290		61,12	1,10	13,57	5,46	5,28	0,32	1,68	2,68	4,76	1,92	0,26	1,60	99,75
35	16291		73,17	0,37	12,13	2,94	1,87	0,11	0,63	0,94	5,86	0,74	0,05	0,90	99,71

Окончание табл. 4

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
36	16296		60,50	1,21	13,12	5,61	5,73	0,33	1,68	2,80	4,63	2,13	0,27	1,74	99,75
37	16297		61,01	0,97	14,03	4,41	5,73	0,19	2,21	1,29	4,74	2,97	0,20	1,99	99,74
38	16298		73,30	0,34	11,86	1,99	3,06	0,07	0,96	0,57	4,35	2,09	0,04	1,10	99,73
39	16299		73,80	0,34	11,81	1,75	2,70	0,06	0,72	0,37	4,55	2,72	0,03	0,88	99,73
40	16300		65,03	0,64	12,99	4,28	4,86	0,20	1,00	1,96	4,03	3,44	0,09	1,22	99,74
41	16301		67,18	0,40	13,56	3,80	3,28	0,16	0,61	1,71	5,20	2,62	0,05	1,16	99,73
42	16302		75,34	0,28	10,85	1,97	2,06	0,09	0,11	0,86	4,79	2,43	0,03	0,72	99,73
43	16303		63,94	0,75	12,93	4,04	5,86	0,24	0,96	2,45	5,06	2,03	0,11	1,37	99,74
44	16304		73,37	0,28	11,93	2,47	1,71	0,10	0,26	0,95	4,05	3,78	0,03	0,80	99,73
45	16305		73,34	0,30	11,84	2,65	1,67	0,12	0,11	0,77	3,99	3,98	0,03	0,73	99,73
46	16306		73,13	0,32	11,98	2,56	1,67	0,14	0,32	0,99	4,12	3,66	0,03	0,82	99,74
47	16308		68,32	0,61	12,65	3,35	3,35	0,23	0,60	1,75	4,57	3,08	0,12	1,12	99,75

Примечание. 1, 2 – микрогабронорит; 3 – оливиновое микрогаббро; 4, 7, 9, 29 – рудное меланократовое габбро; 5, 6, 11 – меланократовое габбро; 8 – анортозит; 10, 13, 21, 24, 25 – оливиновый габронорит; 12 – рудный меланократовый габронорит; 14, 28 – лейкократовое пегматитное габбро; 15, 26 – мезократовое габбро; 16, 17, 20 – мезократовый габронорит; 18, 19 – меланократовый габронорит; 22 – оливиновое габбро; 23 – ильменит-титаномангнетитовая густовкрашенная руда; 27 – метатипроксенит; 30 – роговообманковое габбро; 31, 32 – роговообманковый габбродиорит; 34 – биотитовый диорит; 36, 37 – роговообманково-биотитовый диорит; 38 – биотитовый гранит; 39, 42, 44-46 – гранофировый гранит; 40, 41, 47 – роговообманково-биотитовый гранодиорит; 43 – роговообманковый кварцевый диорит; 33 – пойкилофитовый жильный метадиабаз; 35 – биотитовый плагиогранит жильный.

Анализы, характеризующие разрезы единичных ритмов (сверху вниз): 14-21 – в интервале 310,2-318,8 м; 22-24 – в интервале 318,8-319,8 м. Возможно, породы этих двух интервалов соответствуют одному ритму.

Анализы 1-10, 12-18, 23-26, 29 выполнены в химлаборатории ИГ УНЦ РАН аналитиком С.А.Ягудиной; 27, 28 – М.А.Костиной; анализы 11, 19-22, 30-47 выполнены в Полевской лаборатории ПГО «Уралгеология».

Таблица 5

Химический состав (мас.%) горных пород расчлененной серии Магальского, Медведского и Шумгинского массивов

№ п/п	Номер пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	Сумма
		3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Магальский массив														
1	16815	46,00	2,18	13,70	5,00	8,62	0,22	8,00	11,87	1,90	0,25	0,03	2,97	100,74
2	16718	43,90	1,68	3,99	6,00	9,78	0,26	19,30	8,98	0,13	0,12	0,07	4,99	99,20
3	16817	43,80	3,33	5,97	3,50	15,23	0,23	14,00	8,40	0,23	0,07	0,04	5,19	99,99
4	16818	43,80	0,78	6,71	4,35	12,93	0,19	18,20	6,44	0,33	0,05	0,04	5,74	99,56
5	16820	44,00	0,58	10,00	3,00	12,43	0,23	15,28	9,41	0,29	0,06	0,11	5,10	100,49
6	16821	44,70	1,00	13,90	3,00	10,00	0,22	11,40	8,84	1,83	0,12	0,07	4,50	99,58
7	16822	46,60	0,90	12,50	0,65	9,87	0,21	11,24	10,64	2,21	0,52	0,26	3,60	100,20
8	16824	46,70	1,45	4,90	3,20	10,72	0,33	14,98	12,77	0,27	0,13	0,13	3,64	99,22
9	16825	41,90	1,25	4,99	8,32	10,74	0,16	18,99	9,12	0,07	0,03	0,09	4,24	99,90
10	16826	48,40	1,30	4,30	3,35	11,44	0,25	16,24	10,58	0,07	0,03	0,11	3,38	99,45
11	16827	73,00	0,38	12,00	2,20	1,43	0,04	0,40	0,28	4,05	5,50	сл.	0,56	99,84
12	16829	45,00	0,83	11,50	3,00	12,72	0,21	13,48	6,22	1,79	0,06	0,01	5,80	100,62
13	16838	45,10	3,05	17,00	5,34	7,44	0,17	5,24	9,46	3,78	0,12	0,34	3,02	100,06
14	16856	37,80	3,28	12,00	5,84	15,73	0,23	11,00	7,90	0,40	0,06	0,08	6,33	100,65
15	16857	35,00	5,00	9,00	14,60	13,87	0,18	7,80	9,97	0,43	0,17	0,08	4,45	100,55
16	16861	45,50	1,30	21,20	4,60	4,86	0,12	4,44	9,07	3,88	0,63	0,33	3,29	99,22
17	16865	42,00	3,20	14,30	7,70	10,44	0,20	6,76	10,30	1,66	0,12	0,40	3,02	100,10
18	16868	38,00	4,00	15,00	12,40	11,50	0,21	6,24	8,20	2,00	0,59	0,09	2,55	100,78

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
19	16872	42,00	2,33	13,00	8,00	10,00	0,20	10,00	9,10	1,50	0,55	0,19	4,00	100,87
20	16877	42,00	2,60	14,00	7,39	10,73	0,20	8,24	7,06	2,33	0,74	0,13	4,24	99,66
21	16878	40,80	2,80	15,40	8,30	10,44	0,19	7,66	77,45	1,84	0,96	0,17	3,72	99,73
22	16888	45,00	1,63	15,00	5,21	9,00	0,16	7,80	9,80	2,58	0,12	0,17	3,73	99,48
23	16889	40,00	2,55	11,00	5,86	14,01	0,23	10,40	9,38	0,43	0,09	0,10	5,68	99,73
24	16896	44,00	0,04	16,00	1,30	10,44	0,19	12,36	7,80	1,99	0,22	0,13	5,65	100,12
25	16897	46,60	0,04	19,20	2,55	6,45	0,16	10,64	7,80	1,80	0,24	0,08	4,37	99,93
26	16698	46,00	1,45	17,00	2,70	9,30	0,18	8,30	8,40	2,51	0,48	0,06	3,70	100,08
27	16901	49,00	1,23	4,00	3,70	7,29	0,24	16,00	16,30	0,24	0,03	0,22	2,62	100,87
23	300	44,95	1,63	14,67	6,72	6,60	0,17	7,18	11,75	2,23	0,29	0,12	3,42	99,73
29	301	44,76	1,61	14,89	5,91	7,63	0,16	7,08	12,09	2,21	0,22	0,12	3,06	99,74
30	302	47,47	1,31	17,44	5,44	4,93	0,11	5,21	11,15	3,56	0,29	0,12	2,70	99,73
31	303	53,62	0,49	20,54	4,09	1,84	0,04	2,15	8,05	6,23	0,53	0,07	2,10	99,75
32	305	40,91	1,23	5,23	10,51	11,17	0,19	20,51	4,88	0,10	0,10	0,07	5,51	100,31*
33	306	40,18	1,58	4,12	14,25	11,49	0,17	18,86	3,92	0,10	0,10	0,05	5,08	99,80*
34	307	42,66	2,27	5,12	5,61	13,17	0,34	18,03	7,79	0,10	0,10	0,20	4,94	100,23*
35	308	49,23	0,58	16,68	3,58	4,28	0,14	7,02	12,63	3,25	0,22	0,20	2,17	99,98
36	313	47,03	0,87	6,48	2,77	8,98	0,26	16,52	11,51	0,27	0,11	0,08	4,24	99,12
37	315	44,53	1,70	14,80	5,62	7,50	0,22	7,92	11,26	2,50	0,19	0,12	3,37	99,73
38	316	39,97	1,52	15,62	7,35	7,76	0,24	8,42	12,96	1,32	0,09	0,17	4,32	99,74
39	318	44,12	1,36	4,81	5,78	11,30	0,24	18,25	8,44	0,14	0,10	0,10	5,00	99,54*
40	320	44,12	1,53	4,14	7,46	10,72	0,23	18,30	8,99	0,15	0,10	0,15	4,24	100,03*
41	333	42,16	2,24	4,24	9,70	10,80	0,23	17,97	7,80	0,10	0,10	0,06	4,40	99,70*

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
42	551	36,70	0,15	2,00	20,10	9,60	0,01	22,80	0,28	0,01	0,02	0,04	7,50	99,21
Медведевский массив														
43	10474	43,42	4,26	8,49	5,77	13,87	0,28	8,23	11,08	1,27	0,27	0,24	2,13	99,31
44	10475	44,38	3,20	15,30	5,50	10,78	0,20	4,84	10,07	2,34	0,23	0,24	2,45	99,03
45	10479	41,90	1,89	12,50	3,40	10,83	0,12	12,36	11,16	1,57	0,26	0,15	3,49	99,63
46	10674	42,40	0,95	11,90	2,55	12,31	0,30	14,20	9,00	1,35	0,16	0,04	4,56	99,72
47	10480	49,04	2,11	13,32	3,55	12,21	0,25	5,29	10,05	1,68	0,26	0,26	1,33	99,35
Шумгинский массив														
48	10219	47,14	0,66	15,98	2,43	8,67	0,14	10,75	9,18	1,98	0,23	0,09	1,91	99,16
49	10220	45,29	3,00	12,06	5,95	12,82	0,22	7,03	9,05	1,87	0,27	0,17	1,63	99,36
50	16204	45,91	2,44	12,46	6,14	12,40	0,21	6,67	10,08	2,06	0,35	0,14	0,88	99,74
51	16192	48,30	1,39	16,70	2,13	9,34	0,13	8,00	10,36	2,28	0,50	0,16	1,05	100,34

Примечание. 1, 7, 17, 22, 37 – мезомеланократовое габбро; 2, 32, 33, 39, 40, 41, 42 – олинвиновый и олинвинодержажий пироксенит; 3, 4, 8, 9, 10, 14, 27, 34, 36 – метапироксенит; 5, 15 – плагиоклазовый пироксенит; 6, 12, 18–21, 23, 38 – меланократовое габбро; 13, 26, 28, 29 – мезократовое габбро; 16 – крупнозернистое лейкократовое габбро; 24, 25 – безрудное пойкилитовое олинвинодержажее мезократовое габбро; 30 – лейкомезократовое габбро; 31 – лейкократовое габбро (анортзит); 43 – меланократовой габбро-амфиболит; 44, 48, 49 – мезомеланократовой габбро-амфиболит; 45, 46 – амфиболит по плагиоклазовому пироксениту; 50 – габбронорит; 51 – олинвиновый габбронорит; 35, 47 – метадиабаз из дайки; 11 – гранофировый гранит.

Анализы 2–7 отражают изменение химизма в разрезе (снизу вверх) конкретного ритма мощностью около 1 м; анализ 1 – порода из кровли подстилающего ритма.

Анализы 1–27, 42, 50 выполнены в химлаборатории ИГ УНЦ РАН аналитиком С.А.Ягудиной, 43–49 – аналитиком А.М.Габбасовой, пробы 28–41, 50 проанализированы в Полевской лаборатории ПГО «Уралгеология»

\*Сумма без учета K<sub>2</sub>O.

му базальту, а по нормативному минеральному составу – оливиновому толеиту. Учитывая, что почти все известные дифференциаты комплекса отличаются значительно повышенными содержаниями титана и суммарного железа, можно считать, что повышенные титанистость и железистость составляли специфическую первичную особенность исходного магматического расплава.

Наиболее ранней и нижней в известном пока общем сводном разрезе расслоенной серии рассматриваемого комплекса является однородная по химизму и минеральному составу габброноритовая зона Кусинского массива, которая при относительно не очень резко выраженном повышенном содержании общего железа (16–20% ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ ) характеризуется весьма высокими (5–8%) концентрациями двуокиси титана. Эта зона сложена мощным горизонтом ильменит-двупироксен-плагиоклазовых кумулатов. Мы вполне обоснованно можем предположить, что в разрезах и других интрузиях этого комплекса ниже ритмически расслоенной габброидной зоны присутствует пока не вскрытый бурением горизонт однородных габброноритов, однотипных по своим особенностям габброноритам Кусинского массива. Подтверждением этого предположения может служить упоминание

Таблица 6

Химический (мас.%) и нормативно-минеральный составы микрогаббронорита краевой группы Копанского массива

Компоненты			Минералы		
	1	2		1	2
$\text{SiO}_2$	46,70	45,90		Ортоклаз	1,78 1,73
$\text{TiO}_2$	1,98	2,28		Альбит	25,54 21,19
$\text{Al}_2\text{O}_3$	14,40	14,50		Анортит	25,68 27,82
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	3,43	4,06		Волластонит	6,24 8,14
$\text{FeO}$	10,62	11,05	Диопсид	Энстатит	3,63 4,69
$\text{MnO}$	0,17	0,16		Ферросилит	2,33 3,09
$\text{MgO}$	8,60	8,20	Оливин	Форстерит	7,56 6,40
$\text{CaO}$	8,40	9,86		Фаялит	5,36 4,65
$\text{Na}_2\text{O}$	2,95	2,49	Гиперстен	Энстатит	7,46 6,78
$\text{K}_2\text{O}$	0,31	0,30		Ферросилит	4,81 4,47
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,31	0,32		Ильменит	3,83 4,37
П.п.п.	1,48	0,86		Магнетит	5,07 5,93
Сумма	99,35	99,98		Апатит	0,71 0,74

Примечание. 1, 2 – микрогаббронориты (1 – скв. 136, гл. 138,5 м; 2 – там же, гл. 120,4 м). Анализы выполнены в химлаборатории ИГ УНЦ РАН, аналитик С.А.Ягудина

вание О.В.Карповой [1974] о большом объеме габброноритов на глубине 300 м в разрезе одной из скважин в западной части Маткальского массива.

В габброидной зоне ритмически расслоенной серии в наиболее меланкратовых разностях базитов, в том числе и габброноритах, по сравнению с однотипными породами габброноритовой зоны содержание общего железа значительно повышается при параллельном заметном уменьшении титаностости, но в разрезах отдельных ритмов появляются интервалы с повышенным содержанием интерстициальных (интеркумулусных) рудных минералов и маломощные пласты ильменит-титаномагнетитовых кумулятивных руд соответственно с более высокими, чем в ильменитовых габброноритах, концентрациями титана и железа.

Диоритовая зона расслоенной серии по сравнению с габброноритовой и габброидной зонами комплекса характеризуется повышением содержания кремнезема, щелочей, отчасти фосфора при параллельном понижении содержания магнезии, извести, железа, сопровождающемся значительным возрастанием железистости пород. Такое же по характеру направленное изменение химизма пород происходит и в отдельных ритмах расслоенной серии (рис. 15), что адекватно отражает закономерные качественные и количественные изменения в минеральном составе дифференцированных ритмов от подошвы к кровле.

На петрохимических диаграммах (рис. 16) химические анализы пород комплекса образуют непрерывный ряд комплементарных пород от пироксенитов до гранитоидов, отражающий как общую физико-химическую направленность, так и интенсивность магматической дифференциации основной магмы в интрузивной камере. На тройной диаграмме тренд дифференциации Кусинско-Копанской расслоенной формации очень близок к кривым дифференциации Скергаардской и Бушвельдской расслоенных интрузий, но отличается усеченностью кривой в начальной магнезиальной части, начинаясь примерно с точки, соответствующей 70% MgO в сумме общего железа, магнезии и щелочей. Это можно рассматривать как свидетельство определенной ограниченности процессов дифференциации магматического расплава в начальную высокотемпературную стадию кристаллизации, обусловившую слабое развитие высокомагнезиальных оливиновых и пироксен-оливиновых кумулятов. Но в то же время более вероятно, что отсутствие высокомагнезиальных диф-

ференциатов может быть обусловлено всего лишь тем, что разрезы рассматриваемых интрузий полностью не вскрыты и нам неизвестны их глубокие горизонты, представленные, например, перидотитами, гортонолитами, оливиновыми норитами.

Такое представление подтверждается вскрытием глубокой скважиной в разрезе Кусинской интрузии (и, видимо, Маткальской) неизвестного, по материалам изучения геологии обнаженной части массивов, однородного горизонта ильменитовых габброноритов. Для проверки этого предположения в дальнейшем необходимо, в первую очередь, рассмотреть баланс титана (а также других окислов) для известной части разреза интрузий в сопоставлении с их содержи-

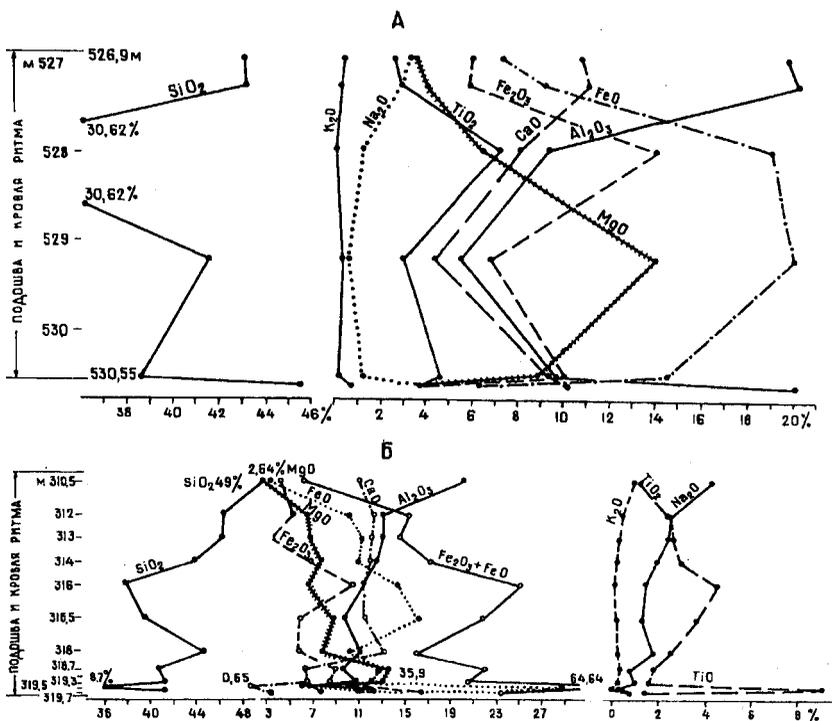


Рис. 15. Вариационные диаграммы содержаний породообразующих окислов в отдельных ритмах расслоенной серии

А – Кусинский массив, скв. 2, интервал 526,9–530,55 м. Б – Копанский массив, скв. 2, интервал 310,5–319,7 м



норитов кусинско-копанского комплекса – пониженной щелочностью, высокой железистостью и очень высокой титанистостью.

Повышенная железистость и высокая титанистость магматического расплава, из которой образовался горизонт ильменитовых габброноритов, могли быть обусловлены только предшествующей магматической дифференциацией в интрузивной камере и кристаллизацией кумулятивной тугоплавкой магнезиальной минеральной ассоциации (оливин, низкожелезистые ортопироксен и клинопироксен, отчасти плагиоклаз) без титаново-железородных оксидов. Простая калькуляция показывает, что для более чем трех-четырёхкратного повышения содержания двуокиси титана в магматическом расплаве против примерно 2 или 1,5% ее первоначального содержания в исходном расплаве было необходимо образование горизонта магнезиальных пород с минимальным (скажем, почти нулевым) содержанием  $TiO_2$  мощностью не менее чем в 2–3 раза превышающей мощность зоны ильменитовых габброноритов, то есть не менее чем 600–900 м.

Для обеспечения повышения содержания  $TiO_2$  в габброидной зоне мощностью 750 м против исходного 1,5–2,0% в 2–1,5 раза должны были образоваться «стерильные» в отношении  $TiO_2$  породы мощностью от 350 до 750 м. Общая мощность такого безтитанового горизонта должна быть, следовательно, равной 0,95–1,65 км. При содержании в породах скрытого разреза  $TiO_2$  в 0,5% мощность его (при тех же латеральных размерах) должна составлять 1,1–2,25 км.

При использовании для этой же цели простого графического способа определения относительного объема нескрытых пород расслоенных интрузий, предложенного Л.Уэйджером и Т.Брауном [1970] при изучении Скергаардского плутона, на основании приведенных в табл. 7 приближенных оценок составов пород краевой группы и известных зон расслоенной серии, мощности нескрытой части интрузий определяются в 1,5 и 3 км (соответственно при 1%-ном и 0,5%-ном средних содержаниях  $TiO_2$  в породах нескрытой части расслоенной серии) (рис. 17). При всей приближенности принятых мощностей и содержания  $TiO_2$ , относительный объем скрытого разреза комплекса может составлять  $\frac{1}{2}$ – $\frac{2}{3}$  от общего его объема и мощности до 2,8–4,3 км. А ведь в типичных крупных расслоенных интрузиях, как правило, площади (латеральные размеры) горизонтов расслоенной серии возрастают вверх по разрезу и уменьшаются вниз, т.е. суммарные мощности горизонтов нескрытой части разреза комплекса будут заметно отличаться в сторону их увеличения против приведенной выше оценки.

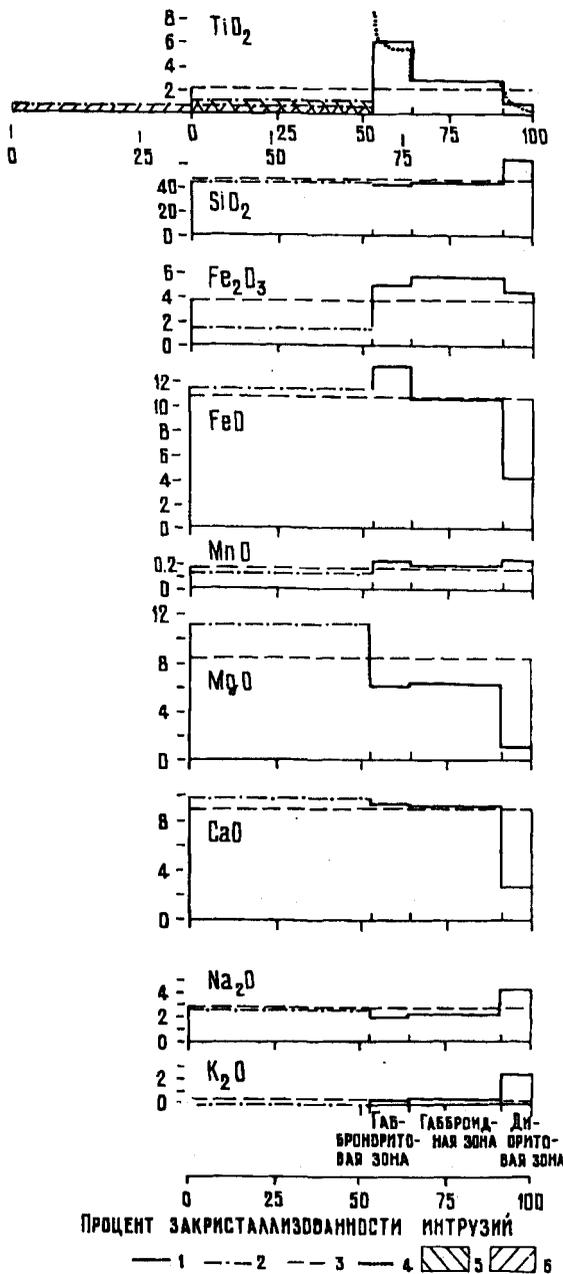


Рис. 17. Диаграммы содержаний основных породообразующих компонентов в породах расслоенной серии в зависимости от степени закристаллизованности интрузий кусинско-копанского комплекса

1 — средневзвешенные содержания породообразующих компонентов в известной части расслоенной серии; 2 — предполагаемые содержания компонентов в нескрытой части расслоенной серии; 3 — содержания компонентов в закаленных породах группы; 4 — кривые содержаний  $TiO_2$  в отдельных зонах расслоенной серии; 5 — предполагаемая нескрытая часть расслоенной серии интрузий при 1%-ном содержании в ней  $TiO_2$ ; 6 — то же, при 0,5%-ном содержании в ней  $TiO_2$

Вывод о наличии нескрытой мощной зоны перидотит-пироксенитового состава в разрезе комплекса будет особенно неоспоримым при признании гранофировых гранитов Рябиновского массива верхней частью расслоенной серии. В этом случае должны сильно измениться и представления о возможных размерах интрузии в сторону резкого их увеличения.

На диаграмме Е.Ф.Осборна [Osborn, 1959], связывающей коэффициент фракционирования (F) с SiO<sub>2</sub>, (см. рис. 16 Б) устанавливается соответствие дифференциации кусинско-копанского комплекса в целом толеитовому направлению на начальной и средней стадиях и известково-щелочному направлению – на поздней стадии дифференциации расплава, характеризующимися соответственно слабым и значительным постепенным повышением в поздних дифференциатах содержания кремнезема и щелочей при одновременном понижении концентраций магнезии, общего железа, извести и общего возрастания железистости пород. Но в то же время отдельные ритмы расслоенной серии, в основном в нижней части известного раз-

Таблица 7

Средние и средневзвешенные составы пород кусинско-копанского комплекса (мас. %)

Компоненты	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	46,30	42,20	44,35	64,50
TiO <sub>2</sub>	2,13	6,07	2,84	0,91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,45	13,11	15,36	12,65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,75	5,01	5,75	4,48
FeO	10,84	13,29	10,69	4,34
MnO	0,17	0,24	0,20	0,26
MgO	8,40	6,13	6,36	1,15
CaO	9,13	9,49	9,44	2,74
Na <sub>2</sub> O	2,72	2,14	2,31	4,44
K <sub>2</sub> O	0,31	0,33	0,39	2,57
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,31	0,16	0,16	0,27
п.п.п.	1,17	1,87	2,10	1,41
Сумма	99,68	100,04	99,95	99,82

Примечание. 1 – микрогабронорит краевой группы, среднее из двух анализов; 2 – средневзвешенный состав габроноритовой зоны Кусинской интрузии; 3–4 – приближенные оценки средневзвешенных составов габброидной (3) и диорит-гранитной (4) зон интрузий комплекса

реза, по сравнению с подстилающими, характеризуются абсолютным накоплением железа, приведшим к появлению вкрапленных и массивных ильменит-титаномагнетитовых руд, и соответственно приближением характера дифференциации комплекса к направлению дифференциации Скергаардского плутона, также отличающегося интенсивным ильменит-титаномагнетитовым оруденением.

Содержания некоторых малых элементов в габброидах комплекса близки к кларкам основных пород (табл. 8, 9). По сравнению с ними базиты комплекса существенно обогащены медью, меланократовые разновидности их в небольшой степени – никелем и кобальтом. Ильменитовые габбронориты отличаются низкими и пониженными содержаниями меди, никеля и хрома.

Для ильменит-титаномагнетитовых руд характерны повышенные содержания хрома, что отмечалось еще Д.С.Штейнбергом и др. [1959] и рассматривалось ими как свидетельство метасоматического происхождения рудных залежей. По нашим материалам, повышенные содержания хрома наблюдаются в густовкрапленных и массивных ильменит-магнетитовых рудах с кумулятивным преимущественно титаномагнетитовым рудным минералом, который, как наиболее ранний минерал, мог концентрировать хром из расплава. О преимущественном вхождении хрома в состав кумулятивного магнетита с содержаниями около и более 1000 ч/млн свидетельствуют материалы изучения геохимии Скергаардского плутона [Уэйджер, Браун, 1970].

Габброиды комплекса по сравнению с кларками основных пород имеют несколько пониженные содержания рубидия и стронция; концентрация их выше в породах диоритовой зоны. Гранофировые граниты из диорит-гранитной зоны по содержаниям рубидия и стронция близки к диоритам и гранодиоритам и существенно отличаются от таких же гранитов Рябиновского массива; последние, кроме преобладания в составе щелочей калия над натрием (в гранофировых гранитах, ассоциирующихся с диоритами, натрия больше, чем калия), отличаются существенно более высокими содержаниями рубидия и пониженными – стронция, что может быть дополнительным и надежным подтверждением отсутствия непосредственной генетической связи между гранофировыми гранитами Рябиновской интрузии и габброидами расслоенного комплекса. По геохимии рубидия и стронция рябиновские гранофиры ближе всего к кислым эффузивам кувашско-машакского уровня и, как предполагали А.А.Краснобаев

Таблица 8

Содержание некоторых малых элементов в горных породах кусинско-копанского комплекса по данным атомно-абсорбционного анализа (г/т)

№ пробы (скв./гл., м)	Порода	Cu	Zn	Ni	Co	Cr
1	2	3	4	5	6	7
Шумгинский массив						
10219	Меланократовый габбро-амфиболит	26	81	204	59	200
16192	Оливиновый габбронорит	120	74	130	52	140
16193	То же	92	92	150	57	73
Кусинский массив						
2/358	Плагиоклазовый меланократовый амфиболит	10	180	75	49	88
2/457	Голомеланократовый амфиболит	320	170	130	76	11
2/50	То же	240	160	88	96	57
2/509	Рудный амфиболит	200	170	120	110	160
2/527	Меланократовый габбро-амфиболит	500	170	160	67	9
2/528	То же	640	220	260	98	21
2/529	—	540	160	200	65	17
2/530	Мезократовый габбро-амфиболит	480	170	190	72	18
2/531	Лейкократовый габбро-амфиболит	240	86	27	23	12
2/532	Мезократовый габбро-амфиболит	840	170	260	84	16
2/682	Голомеланократовый амфиболит	200	160	290	82	1950
2/736	Апогабброноритовый амфиболит	21	170	34	69	7
2/771	Габбронорит	17	130	42	48	8
2/899	Апогабброноритовый амфиболит	17	160	38	49	38
2/956	Габбронорит	11	160	30	52	9
2/982	Апогабброноритовый амфиболит	17	130	44	50	8
2/999	Апогабброноритовый амфиболит	13	165	31	52	10
Медведевский массив						
10479	Апопироксенитовый амфиболит	780	100	360	62	850
Копанский массив						
136/120	Микрогаббронорит	18	140	170	61	90
136/138	То же	37	160	160	32	55
148/333	Оливиновый габбронорит	780	210	380	107	52
16507	Габбронорит	430	230	290	110	220
16507a	То же	450	220	240	120	260

Продолжение таблицы 8

1	2	3	4	5	6	7
16509	Оливиновый габбронорит	130	160	970	89	1170
16307	Диоритогнейс	14	210	23	14	10
1/125	Мезократовый габбронорит	270	97	82	50	10
1/93	То же	530	120	130	73	10
1/152	Метадиабаз жильный	110	64	130	43	140
2/36,6	Мезократовый габбронорит	130	130	82	62	<10
2/108	То же, крупнозернистый	41	170	57	57	10
2/137	Рудное габбро	410	250	200	100	22
2/137,4	То же	1000	220	220	130	11
2/247,5	Лейкомезократовое габбро	520	150	220	93	49
2/261,3	Оливиновый норит	190	160	150	81	61
2/270	Мезократовый габбронорит	210	138	80	43	70
2/281	То же	166	250	118	70	23
2/287	Лейкократовый габбронорит	82	176	64	33	16
2/290	Мезократовый габбронорит	156	258	126	63	14
2/293	То же	482	287	200	75	18
2/294	Кварцевый диорит	22	316	34	7	10
2/298	Мезократовое габбро	480	210	180	98	10
2/306,4	Вкрапленная руда	398	254	276	65	72
2/306,5	Массивная руда	764	448	428	103	2135
2/307	Пегматоидное габбро	142	128	134	35	23
2/310	Оливиновый габбронорит	380	120	180	80	21
2/310,5	Лейкократовое габбро	250	142	102	30	15
2/312	Мезократовое габбро	320	110	97	50	12
2/313	Мезократовый габбронорит	258	136	98	44	12
2/314	То же	438	130	122	46	23
2/315	—"	432	160	156	51	15
2/318	Мезомеланократовый габбронорит	474	156	194	34	24
2/318,7	Оливиновый габбронорит	240	236	278	54	19
2/319,3	Оливиновое габбро	270	140	240	98	19
2/319,5	Густовкрапленная руда	150	470	480	170	910
2/319,5	То же	137	280	540	90	1116
2/319,7	Оливиновый габбронорит	246	312	312	61	13
2/322	Мезократовый габбронорит	24	140	38	37	12
2/324	То же	122	166	44	39	22
2/326,5	Мезократовое габбро	30	136	34	34	13
2/337,2	Мезократовый габбронорит	274	128	102	36	66

1	2	3	4	5	6	7
2/338,5	Метадиабаз дайковый	24	334	34	10	11
2/340	Диорит	13	190	28	5	<10
2/346,5	Оливиновый габбронорит	190	175	260	100	87
2/350,5	Меланократовое габбро	258	124	46	34	<10
2/355	Мезократовый габбронорит	14	140	22	35	<10
2/359	То же	18	152	34	48	<10
2/366	"—	24	144	28	33	12
2/370	"—	30	110	46	30	25
2/376,5	"—	26	116	56	18	10
2/379,5	"—	44	174	50	35	<10
2/383	Лейкомезократовое габбро	88	114	68	28	18
2/389	То же	58	232	80	30	30
2/396,5	Мезократовый габбронорит	224	278	124	38	15
2/404	Лейкократовое габбро	124	86	80	23	14
2/406,5	То же	138	182	74	20	<10
2/414	Лейкомезократовое габбро	118	190	84	28	<10
2/422	Мезократовый габбронорит	116	128	68	7	<10
2/429	Лейкократовое габбро	92	98	74	21	14
2/433	То же	70	102	84	28	18
2/444,5	Лейкократовое габбро	92	172	74	30	71
2/450	Лейкомезократовое габбро	70	120	80	35	66
Маткальский массив						
16718	Апопироксенитовый амфиболит	40	120	570	70	1060
16815	Мезократовое габбро	130	300	190	43	260
16816	Оливинсодержащий метапироксенит	840	185	340	64	590
16817	Метапироксенит	670	280	320	80	730
16818	То же	230	130	510	80	100
16831	Массивная руда	190	181	306	94	138
16856	Метапироксенит	70	260	120	110	58
16857	Голомеланократовый амфиболит	296	156	90	35	12
16893	Массивная руда	438	590	330	57	19635
16394	То же	320	496	350	62	19360
16905	Рудное габбро	19	160	50	71	96
Основные породы [Виноградов, 1962]		100	130	160	45	200
Ультраосновные породы [Виноградов, 1962]		20	30	2000	20	2000

Анализы выполнены в физико-химической лаборатории ИГ УНЦ РАН;  
аналитики Н.Г.Христофорова и Л.Р.Уразбахтина.

Таблица 9

Содержания рубидия, стронция и циркония в горных породах кусинско-копанского комплекса, Рябиновского массива и машакского комплекса (г/т)

№ п/п	Номер пробы	Порода	Rb	Sr	Zr
1	2	3	4	5	6
Кусинско-копанский комплекс					
Шумгинский массив					
1	10219	Мезомеланократовый габбро-амфиболит	10	232	88
2	10220	То же	10	118	76
3	16204	Габбронорит	10	162	64
Кусинский массив					
4	16250	Бесполовошпатовый амфиболит	–	81	50
5	16699	Габбро-амфиболит по ильменитовому габбронориту	–	308	70
Медведевский массив					
6	10474	Меланократовый габбро-амфиболит	10	167	78
7	10479	Амфиболит по плагиоклазовому пироксениту	10	322	109
Копанский массив					
8	136/120	Микрогаббронорит	–	834	93
9	136/138	То же	–	810	117
10	16285	Роговообманковое габбро	10	559	115
11	16286	Роговообманковый габбродиорит	10	478	149
12	16289	Метадиабаз жильный	10	348	100
13	16290	Диорит биотитовый	51	275	253
14	16291	Плагиогранит жильный	17	125	481
15	16299	Гранит гранофировый	34	275	541
16	16300	Гранодиорит роговообманково-биотитовый	65	227	480
17	16301	То же	31	203	450
18	16301a	–"	27	153	798
19	16302	Гранит гранофировый	11	149	650
20	16303	Диорит кварцевый	47	90	60
21	16305	Гранит гранофировый	48	125	680
22	16306	Гранит гранофировый	43	149	462

1	2	3	4	5	6
23	16306а	То же	35	130	581
24	16308	—"	21	125	600
25	16282	—"	77	153	580
		Гранофировый гранит, среднее из 7 анализов	38	158	585
		Рябиновский массив			
26	16309	Гранит гранофировый	100	19	695
27	16310	То же	120	48	500
28	16311	—"	215	48	311
		Гранит гранофировый, среднее из 3 анализов	145	38	502
		То же, среднее из 13 анализов [по А.А.Краснобаеву и Н.С.Бородиной, 1970]	190	60	520
		Машакский комплекс			
		Липаритовые порфиры, среднее из 4 анализов	162	70	407
		То же, среднее из 7 анализов для кувашской свиты [по А.А.Краснобаеву и Н.С.Бородиной, 1970]	150	70	380
		Основные породы [Виноградов, 1962]	45	440	100
		Кислые породы [Виноградов, 1962]	200	300	200

Анализы выполнены в физико-химической лаборатории ИГ УНЦ РАН; аналитики Р.Н.Салихова, Я.Л.Мулюков.

и Н.С.Бородина [1970], могут являться гипабиссальными комагматами машакской липарит-базальтовой эффузивной формации.

### 3.5. РУДОНОСНОСТЬ КОМПЛЕКСА

Интрузии кусинско-копанского комплекса издавна известны как весьма перспективные объекты поисков, разведки, а также разработки ильменит-титаномагнетитовых (в неметаморфизованных и слабо метаморфизованных массивах) и ильменит-магнетитовых (в метаморфизованных интрузиях) руд с высокими содержаниями титана и железа и повышенными – ванадия. Общие черты геологии изве-

стной рудной минерализации и рудных тел комплекса неоднократно описывались в литературе [Малышев и др., 1934; Штейнберг и др., 1959; Карпова, 1974; и др.] и нет особой надобности останавливаться на изложении этих вопросов. Оценивая металлогению формации и комплекса в целом, следует особенно подчеркнуть несколько важных обстоятельств.

Во-первых, вкрапленные ильменит-титаномагнетитовые руды, как свидетельствуют материалы поисковых и разведочных работ, представляют и будут представлять в дальнейшем основной практический интерес в связи со значительной мощностью и протяженностью таких рудных пластов.

Во-вторых, в перечень промышленных типов руд комплекса должны быть включены как особый и перспективный в недалеком будущем тип вкрапленные ильменитовые руды, который представляет весь мощный горизонт ильменитовых габброноритов, вскрытый скв. 2 на Восточно-Кусинском участке. По нашим представлениям, ильменитовые габбронориты, образуя самостоятельный и однородный мощный (около 300 м) горизонт расслоенной серии ниже габброидной зоны, прослеживаются, видимо, непрерывно с севера на юг в пределах протяженности всех массивов и по падению массивов с запада на восток – в границах их латерального развития. Ильменитовые вкрапленные руды (при среднем содержании ильменита около 15 об.% и титаномагнетита 1%) содержат 5–7%  $TiO_2$  и 18–20% общего железа. Содержание ванадия в ильменитовых рудах, по всей вероятности, будет значительно ниже, чем в ильменит-магнетитовых, так как по данным Л.Уэйджера и Г.Брауна [1970], ванадий в Скергаардской интрузии в большей степени связан с кумулятивным титаномагнетитом, чем с ильменитом.

Третье обстоятельство связано с дальнейшим расширением наших представлений о геологии интрузивного комплекса и касается перспективной оценки потенциальной рудоносности пока не вскрытых и вполне обоснованно предполагаемых нами глубоких (нижних) горизонтов разреза расслоенной серии комплекса. Эти горизонты могут содержать, и первую очередь, хромитовые пласты со значительными запасами хромитовых руд. Такая возможность косвенно подтверждается также повышенными содержаниями хрома даже в мало благоприятных в геохимическом плане для его концентрации известных ильменит-титаномагнетитовых рудных пластах Кусинского и Копанского месторождений. Положительно должны быть оценены перспективы базальных зон

расслоенной серии комплекса на сульфидную медно-никелевую и платиноидную минерализации. Крупные расслоенные интрузии Земли в металлогеническом отношении, как правило, «многопрофильны». Наиболее известным примером такого плутона является, конечно, Бушвельдский интрузив, с которым связаны крупнейшие месторождения титаномагнетитовых и магнетитовых руд, хромитов, платиноидов, совместно с платиноидами – меди и никеля, и пока непромышленного обособленного сульфидного медно-никелевого оруденения [Уиллемз, 1973; Камерон, Десборо, 1973]. Типичным примером расслоенной интрузии относительно небольших размеров с крупным промышленным сульфидным медно-никелевым и значительным титаномагнетитовым оруденением является массив Пильгуярви (а также и другие) в районе Печенги [Расслоенные..., 1984], и др. Во всех таких интрузиях с комплексным оруденением разнотипное оруденение приурочено к различным уровням расслоенной серии, а именно: медно-никелевая минерализация обычно располагается в базальной зоне, хромитовая – в зоне, переходной от базальной к главной (или к критической), титаножелезорудная – в верхней части расслоенной серии.

### **3.6. ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА КУСИНСКО-КОПАНСКОГО РАССЛОЕННОГО КОМПЛЕКСА**

Вопросы происхождения интрузий и оруденения кусинско-копанского комплекса в связи с их своеобразием и высокой рудоносностью интересовали исследователей с самого начала их серьезного изучения. Но многие из них возникновение полосчатости и чередования разных по составу пород связывали с несколькими последовательными разновременными инъекциями основной магмы, а генезис рудных пластов – с последующим внедрением в раскристаллизованные породы остаточной рудной магмы [Малышев и др., 1934; Титаномагнетитовые..., 1936; Малышев, 1936]. Представление о принадлежности массивов комплекса к расслоенным интрузиям и формирование особенностей его внутреннего строения в результате магматической дифференциации было обосновано Д.С.Штейнбергом и др. [1959], Л.И.Кравцовой [1963]. Исследования В.С.Мясникова и О.В.Карповой [1969] привели их к выводу об отсутствии в породах комплекса признаков гравитационной дифференциации при крис-

таллизации магмы и возможной роли осадочных и метаморфических пород в формировании полосчатости интрузий.

Описанные выше типично выраженные, но достаточно детально не изученные проявления грубой, ритмической и скрытой зональности (расслоенности) в породах комплекса не оставляют сомнений в принадлежности его к категории типичных расслоенных интрузий. Об этом же говорят и многие структурно-текстурные особенности горных пород комплекса, в первую очередь, весьма характерные трахитоидные текстуры и кумулятивные структуры. Поэтому проявление во время становления комплекса масштабных процессов магматической дифференциации неоспоримо. Но весьма спорным и не ясным, как и во многих других расслоенных плутонах, остается механизм дифференциации первоначально однородного магматического расплава, приведший в итоге к типичным проявлениям магматического расслоения. Кумулятивные структуры и трахитоидные текстуры свидетельствуют о достаточно интенсивном проявлении процессов фракционной кристаллизации и гравитационной дифференциации в формировании грубой зональности и отдельных ритмов. Объяснить же возникновение многочисленных ритмов и микроритмов расслоенной серии только этими процессами, видимо, невозможно. Нельзя объяснить ритмическое расслоение комплекса и ликвацией исходного расплава, хотя признаки проявления ликвации на «микроуровне» с обособлением микрокапель сульфидного расплава в силикатном расплаве и нередко отмечаются в слоях наиболее меланократовых пород.

Для объяснения ритмической расслоенности плутонов разработаны различные модели или механизмы, в том числе учитывающие эффекты термоусадки [Осипов, 1982], магматического (расплавного) замещения толщ вмещающих пород [Гурулев, 1983], гравитационной сортировки, осложняемой движением конвекционных, ламинарных и турбулентных потоков магматического расплава [Уэйджер, Браун, 1970]; модифицированная Е.В.Шарковым модель [1980], учитывающая гравитационную дифференциацию схемы Л.Уэйджера и представления Э.Джексона [Jackson, 1961], предполагает, что кристаллизация идет у дна магматической камеры, поднимающегося вверх по мере затвердевания массива, а явление ритмической расслоенности связано со сменной минеральных равновесий (рис. 18). Достаточно надежные выводы о механизмах расслоения кусинско-копанского комплекса, видимо, могут быть сделаны при более детальном, чем это сделано сейчас, изучении геологии, петрологии и особенно ритмической расслоенности инт-

рузий с анализом смен минеральных парагенезисов, состава минералов, изменений в содержаниях породообразующих и малых элементов в зонах грубой расслоенности и в ритмах микрорасслоенности.

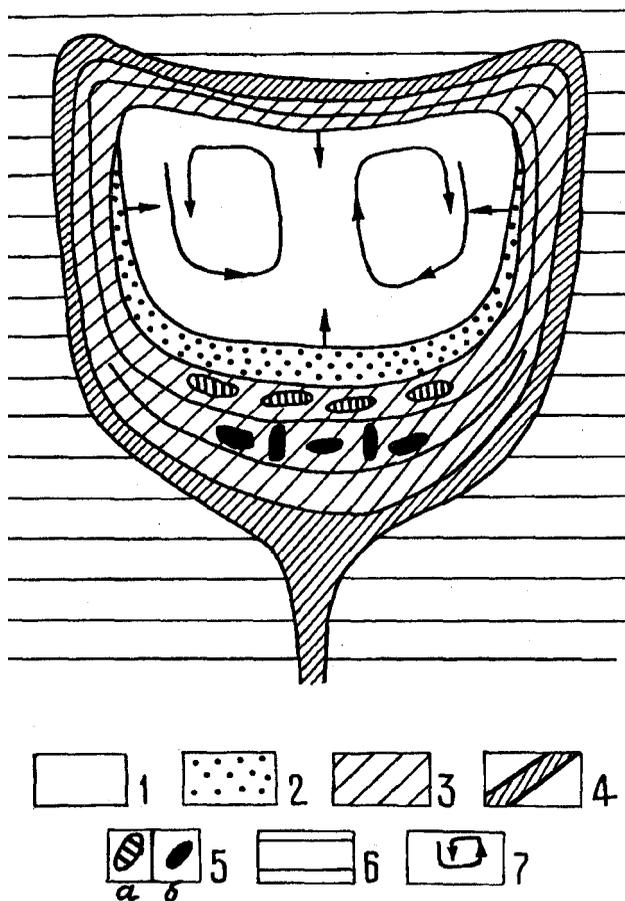


Рис. 18. Схема строения затвердевающей расслоенной интрузии [по Е.В.Шаркову, 1980]

1 – главный объем расплава; 2 – зона кристаллизации; 3 – затвердевшие части интрузива; 4 – зона закалки; 5 – жильные образования (а – очаги остаточного расплава, б – затвердевшие жильные породы); 6 – вмещающие породы; 7 – конвекционные токи

## ВЫВОДЫ

Основным выводом выполненного исследования кусинско-копанского комплекса может быть тот, что этот комплекс уральской геологией еще далеко не познан, заслуживает существенно большего внимания и скрывает еще очень много неясного и чрезвычайно интересного. Крайне необходимо и актуально его комплексное, детальное и монографическое изучение. Очень, конечно, жаль, что подобное углубленное изучение не было выполнено в конце пятидесятых и в шестидесятые годы, во время проведения в достаточно широких масштабах на массивах комплекса поисковых и разведочных работ. Керн этих работ до настоящего времени, конечно, не сохранился.

Проведенное нами изучение очень небольшого материала поисково-оценочного бурения последних лет и «поверхностной» геологии массивов с учетом современного состояния геологии расслоенных интрузий позволяет сделать ряд существенных уточнений и изменений, отчасти предположительных, в геологическом понимании рассматриваемой группы интрузий.

Во-первых, несмотря на автономность интрузий, они скорее всего представляют отдельные фрагменты единой и очень крупной интрузии, что подтверждается многими общими чертами их строения и рудоносности. Латеральные, поперечные к простиранию интрузий размеры нескрытой части плутона могут быть также большими. По всей, вероятности, влияние этого плутона сказывается в существовании значительной положительной аномалии силы тяжести в районе южнее г.Златоуста и восточнее полосы развития известных пока массивов вплоть до хр.Уреньга и долины верховьев р. Ай (Семибратский район).

Во-вторых, внутреннее строение интрузий характеризуется масштабно и резко проявленной расслоенной серией и локально выраженной (в силу недостаточной изученности?) краевой группой, относящейся, по нашему мнению, к боковой ее части, осложненной или, наоборот, сохранившейся благодаря присутствию обильных пластовых ксенолитов почти мономинеральных кварцитов; состав микрогабброноритов, относимых нами к боковой краевой группе, должен быть близок к составу исходной базаль-

товой магмы и соответствует по нормативному минеральному составу оливиновому толеиту.

В-третьих, расслоенная серия комплекса обладает явно и неявно выраженными типами расслоения, присущими всем расслоенным плутонам – грубой, ритмической и скрытой расслоенностью.

В-четвертых, по данным «поверхностной» геологии, в расслоенной серии могут быть выделены габброидная и диорит-гранитная ритмически расслоенные зоны. По скв. №2 на Восточно-Кусинском участке ниже габброидной зоны обособляется мощная, почти однородная зона близких к рудных или рудным ильменитовых габброноритов, фрагмент которой, видимо, был вскрыт когда-то одной из скважин в Маткальском массиве, в связи с чем представление об ее развитии в пределах распространения всего массива как по простиранию, так и вкрест нее, представляется вполне допустимым и обоснованным.

В-пятых, исходя из сопоставления химизма пород краевой группы и горизонта ильменитовых габброноритов, правомочен вывод о существовании в разрезе расслоенной серии комплекса невоскрытых зон или горизонтов магнезиальных пород, близких к перидотитам и пироксенитам и их плагиоклазовым разностям.

В-шестых, в связи с этим существенно изменяется прогнозная оценка перспектив рудоносности комплекса. Зона однородных габброноритов представляет перспективный объект как вкрапленная достаточно богатая титаном ильменитовая руда. Невскрытая ультраосновная зона является перспективной на промышленное хромитовое и, возможно, платиноидное и медно-никелевое оруденение.

Несомненно, большие объемы высокоплотных ультраосновных и основных пород среди преимущественно метаосадочных образований должны отражаться в физических полях. Крупная и загадочная положительная площадная (до 20×30 км) аномалия силы тяжести в этом районе Урала имеется в 10–20 км восточнее полосы закартированных на поверхности интрузий комплекса на широте южной части Копанского массива с центром максимума в районе озера Семибратское. Обусловленность этой аномалии невоскрытой еще частью очень крупной расслоенной интрузии нам представляется несомненной. Существенно пониженный фон поля силы тяжести между его максимумами в полосе известных

габброидных массивов и предполагаемой материнской интрузией может быть обусловлен значительным погружением в складчатой структуре района относительно маломощной краевой части уплощенного лополита или тектоническим перемещением фрагмента верхней части расслоенной серии с отрывом его от основного плутона.

Изложенные здесь выводы по геологии комплекса, по нашему мнению, достаточно обоснованы и если не сейчас, то в ближайшем будущем поисково-оценочные работы глубоких горизонтов этого рудоносного района должны будут основываться на высказанных здесь представлениях и выводах.

Вполне возможно, что Кусинско-Копанская интрузия представляет крупнейший расслоенный плутон нашей страны и после надлежащего изучения может стать столь же известным в геологической литературе, как Бушвельдский, Скергаардский, Стиллуотерский и другие плутоны с уникальными рудными месторождениями.

## **4. САРАНОВСКИЙ ПОЗДНЕРИФЕЙСКО-РАННЕВЕНДСКИЙ (?) КОМПЛЕКС**

Сарановский комплекс хромитоносных базитов в геологической литературе Урала и Советского Союза широко известен благодаря продолжительное время разрабатывающемуся крупному месторождению хромитовых руд и ассоциированной с ними широко проявленной минерализации хромового граната уваровита, прекрасные образцы которого представлены во многих минералогических коллекциях и музеях мира. Углубленное геолого-петрологическое изучение ультрабазитов комплекса значительно отставало от промышленного освоения хромитового месторождения и было начато только в конце двадцатых годов текущего столетия работами И.А.Зиминой и С.А.Вахромеева [Уральские..., 1936; Зимин, 1938], продолжено Ю.Д.Смирновым [1961], Д.С.Штейнбергом и др. [1964], О.К.Ивановым [1977<sub>2</sub>, 1984; и др.], А.С.Варлаковым [1978] и др. Нами в 1984 и 1989 годах на Северном Сарановском массиве были проведены не продолжительные геологические наблюдения с целью изучения взаимоотношения участвующих в сложении комплекса групп пород, зональности, петрографии массива, изучение разрезов Северного и Южного массивов по материалам разведочного бурения.

### **4.1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ САРАНОВСКОГО КОМПЛЕКСА РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИЙ**

В вопросе об объеме сарановского комплекса среди исследователей до настоящего времени нет единой точки зрения. Сарановский

комплекс как Сарановский пояс серпентинизированных перидотитов был выделен Ю.Д.Смирновым [1961], рассматривавшим его отдельно от интрузий Вишерского пояса ультрабазитов, но включавшим в его состав ультрамафитовые интрузии Ослянки и Бардымского района. Но и после этого ультрабазиты Сарановского и Вишерского поясов часто рассматривались и рассматриваются как разновозрастные образования в составе единой формации [Штейнберг, 1968; Попов, 1972; Старков, 1969, 1980]. Б.Д.Аблизин ограничил состав интрузий Сарановского пояса только хромитоносными массивами, а О.К.Иванов [1984] включает в состав рассматриваемого комплекса также ультраосновные породы р. Шишим, залегающие в палеозойских отложениях. Принадлежность шприсгеймитов Шишимского массива к комплексу хромитоносных гипербазитов пока остается проблематичной. В настоящее время в составе сарановского комплекса (без Шишимского массива) известны девять интрузий (см. табл. 1), прослеживающихся на расстояние около 80–85 км с северо-северо-запада на юго-юго-восток в пределах осевой части Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория Среднего Урала (рис. 19) и приуроченных, видимо, к региональному тектоническому нарушению, недостаточно четко проявленному на современных геологических картах.

По данным О.К.Иванова [1977<sub>2</sub>, 1984] и др., размеры обнаженных массивов сарановского комплекса незначительные, не более 2,0×0,42 км. Форма их преимущественно линзовидная. Наиболее крупным и лучше изученным массивом комплекса является Северный Сарановский, расположенный на западной окраине пос. Сараны (рис. 20).

При максимальном размере на поверхности до 1,9×0,42 км массив имеет меридиональное простирание и, круто падая на восток, под острым углом срезает слоистость вмещающих пород. На северном фланге массив полого погружается и прослеживается еще не менее 400 метров. По падению массив по разведочным данным с небольшими изменениями в мощности прослежен до глубины в 1 км. Южный Сарановский массив, расположенный южнее Северного и севернее станции Лаки Горнозаводской железной дороги, при размере 1,8×0,1 км прослежен почти без изменения мощности пока до глубины 600 м. Кырминские массивы располагаются в 9 км к ЮВ от пос. Бисер и при меридиональном простирании также круто падают на восток. В нескольких километрах южнее Кырминских массивов

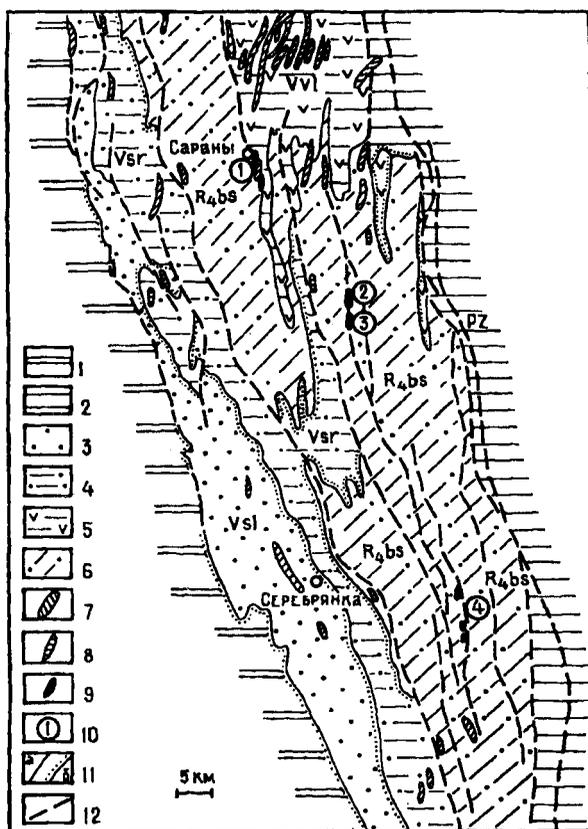


Рис. 19. Схема распространения интрузивных массивов сарановского комплекса [по геологической карте Урала, 1979 г.]

1 – палеозойские отложения, нерасчлененные западного склона Урала; 2 – палеозойские отложения, нерасчлененные, восточного склона Урала; 3 – венд, сылицкая серия, песчаники, алевролиты, аргиллиты; 4 – венд, серебрянская серия, песчаники, алевролиты, аргиллиты, прослой карбонатных пород, конгломератов, щелочных базальтоидов; 5 – венд, вильвенская свита, сланцы, кварцито-песчаники, гравелиты, основные эффузивы; 6 – терминальный рифей (кудаш), басегская серия, кварцито-песчаники, филлитизированные сланцы и филлиты, карбонатные породы, порфиры, липаритовые и трахитовые порфиры; 7 – габбродиабазы дайковой фации доордовикские и палеозойские нерасчлененные; 8 – метапикриты доордовикские; 9 – ультрамафиты (и габброиды) сарановского комплекса; 10 – интрузивные массивы сарановского комплекса (1 – Сарановские, 2 – Кырминские, 3 – Воронковские, 4 – Ашкинские); 11 – стратиграфические границы (а – согласные, б – трансгрессивные); 12 – тектонические нарушения



Рис. 20. Схема геологического строения Сарановских базит-ультрабазитовых массивов [по В.А.Зуеву, 1988 г., с изменениями]

Вмещающие толщи:

1 – вильвенская свита, нижний венд (глинистые, альбито-серицито-кварцевые сланцы, алевролиты, песчаники, основные эффузивы); 2 – федотовская свита, верхний рифей (кудаш) (углисто-серицито-кварцевые, альбито-серицито-кварцевые сланцы). Сарановский комплекс: 3 – подрудные серпентиниты по дунитам, хромит- и пироксеносодержащим дунитам; 4 – хромитонесущая рудная зона; 5 – надрудные серпентиниты по пироксеновым дунитам, дунит-гарцбургитам; 6 – габброиды. Дайковый комплекс: 7 – диабазы, габбродиабазы, метадиабазы. Геологические границы: 8 – тектонические нарушения, 9 – интрузивные контакты и петрографические границы; 10 – протрузивные контакты

известны Воронковские массивы с крутым восточным до вертикального падением, прослеженные без изменения мощности до глубины не менее 300 м [Иванов, 1978, 1980]. Значительная протяженность массивов на глубину при устойчивой мощности и характере оруденения позволяет О.К.Иванову [1984] предполагать, что группы сближенных массивов (Сарановских, Кырминских, Воронковских) на глубине могут соединяться в единое дайкообразное тело и что с глубиной могут появиться новые слепые, не выходящие на поверхность массивы с хромитовым оруденением.

Северный и Южный Сарановские массивы по составу являются мафит-ультрамафитовыми (рис. 21), а остальные интрузии комплекса сложены только ультрамафитами. В составе Сарановских массивов О.К.Иванов [1977<sub>2</sub>] выделяет три последовательно образовавшиеся породные ассоциации – дунитовую, расслоенную серию (хромитоносную) и габбро-анортозитовую. Дунитовая ассоциация образует зону мощностью 175 м в западной части массивов. Расположенная в центральной части массивов хромитоносная зона имеет мощность от 80 до 180 м. Габброидная часть интрузий в обоих массивах располагается восточнее хромитоносной зоны и под очень острым углом пересекает полосчатость хромитоносной зоны.

Массивы сарановского комплекса характеризуются богатым хромитовым оруденением, приуроченным к хромитоносной зоне и образующим большое число (от 2–3 в Ашкинских до 20–30 – в Сарановских массивах) очень выдержанных в пределах интрузий по мощности и протяженности, параллельных друг другу и сближенных пластов вкрапленных и массивных хромитовых руд. Мощности отдельных пластов и прослоек изменяются от сантиметров до 10–12 м. В Сарановских массивах рудные пласты объединяются в три рудных тела – Западное, Центральное и Восточное, с выдержанными мощностями, равными по оценкам И.А.Зиминой [1938], соответственно 3,3–4,4 м, 8,9–10,5 и 2,4–3,3 м. Все исследователи Сарановских месторождений отмечают как характерную или уникальную особенность Сарановских массивов непропорционально высокую долю хромититов в объеме ультраосновных интрузий и очень большие мощности хромититовых пластов при небольших размерах интрузий [Уральские..., 1936; Станкевич, 1927; Иванов, 1977<sub>2</sub>, 1984; Зимин, 1973]. Например, суммарная мощность хромититовых пластов к общей мощности Бушвельдской интрузии до 7,5 км составляет, видимо, не более 0,1%; в Северном Сарановском массиве хроми-



Рис. 21. Схема геологического строения Северного Сарановского массива (по материалам Промысловской ГРП и О.К.Иванова)

1 – вмещающие филлитизированные толщи кудаша и венда; 2 – серпентиниты аподунитовые, апоперидотитовые и др. нерасчлененные; 3 – серпентиниты по пегматитам состава бронзитовых и бронзитсодержащих дунитов; 4 – серпентиниты по бронзитсодержащим дунитам; 5 – серпентиниты по дунит-гарцбургитам и гарцбургитам; 6 – пласты хромитовых руд; 7 – сарановиты (крупнозернистые крапленые хромититы); 8 – габброиды; 9 – дайковая серия: диабазы, габбродиабазы, метадиабазы, пикриты, эссекит-диабазы и др.); 10 – геологические границы и контакты нерасчлененные (интрузивные, протрузивные, петрографические); 11 – предполагаемые границы; 12 – тектонические нарушения

тоносные пласты при их общей мощности до 18 м занимают около 3,3% мощности известного разреза рудовмещающей интрузии.

Интрузии комплекса, особенно Северная Сарановская, сопровождаются серией жильных пород, включающей, в первую очередь, дайки и жилы метадиабазов, в меньшей степени метапикритов и щелочных и субщелочных диабазов. Наиболее мощными (до 100–125 м) являются интенсивно измененные субмеридиональные габбро-диабазовые дайки с четкой кристаллизационной зональностью и закаленными эндоконтактами. Довольно типичны субширотные или чаще всего северо-восточной ориентировки жилы и маломощные дайки метадиабазов и метапикритов. И.А.Зиминым [1938] на г. Сарановской был отмечен небольшой трубообразный выход среди хромититов гранит-аплитовой породы.

Интрузии сарановского комплекса, независимо от петрографического состава, интенсивно изменены автометаморфическими и регионально-метаморфическими процессами и сложены почти во всех случаях полностью серпентинизированными разновидностями ультраосновных пород, первичная природа которых, в связи с относительно хорошей сохранностью реликтовых структурно-текстурных особенностей, обычно реконструируется достаточно уверенно. Очень широко развиты наложенные на породы комплекса различные гидротермальные образования в виде маломощных жил, прожилков карбонатного, уваровитового, уваровит-карбонатного, хлоритового составов.

Рассматривая соотношение массивов комплекса и окружающих пород, ряд исследователей отмечает слабое проявление или отсутствие экзоконтактового метаморфизма во вмещающих породах, значительное расланцевание краевых частей ультраосновных и габброидных блоков [Уральские..., 1936]. И.А.Зимин [1969] для Южного Сарановского массива указывает проявления пирометаморфизма с формированием полевошпатовых роговиков и считает в большинстве случаев контакты интрузивными [Зимин, 1969]. О.К.Иванов [1977<sub>2</sub>, 1984] как на признаки, свидетельствующие о формировании массива в современной камере, указывает на проявление контактово-метаморфического ореола, зоны закалки и сохранность целостности первичной внутренней структуры массивов и рассматривает их как нормальные интрузивные тела, претерпевшие малоамплитудные перемещения.

По морфологии массивы комплекса (Сарановские, в первую очередь) определяются как конкордантные пластовые интрузии [Ураль-

ские..., 1936; Зимин, 1938], как стратифицированный лополит, выведенный из первоначального положения тектоническими движениями [Зимин, 1973] или как линзообразные будинированные тектонические блоки [Волченко и др., 1979]. Сильная тектонизация массивов комплекса и пластов хромитовых руд отмечалась как характерная особенность геологии комплекса всеми исследователями; она выражается в многочисленных тектонических малоамплитудных нарушениях, развитии жильной серии (диабазов и т.д.), рассланцевании, будинаже, в том числе жил, даек, катаклазе пород и руд, и т.д. Несмотря на указание О.К.Иванова [1984] о контактово-метаморфическом ореоле вокруг массивов комплекса и зон закалки в них, нам не удалось найти достоверных фактов, подтверждающих их проявление.

Вмещающие осадочные толщи непосредственно в контакте с массивами ультрабазитов характеризуются метаморфическими изменениями, соответствующими по всем своим особенностям региональному метаморфическому фону – филлитовой или серицито-хлоритовой ступени минеральных преобразований. Только в непосредственной близости от ультрамафитов, на расстоянии 10–30 см от контакта, во вмещающих филлитах по некоторым скважинам отмечается развитие альбита, сине-зеленого амфибола и в небольшом количестве биотита, что можно рассматривать как проявление слабого ороговикования в условиях до амфибол-роговиковой фации. Но эти ороговикованные породы не относятся к высокотемпературным роговикам и, видимо, обязаны своим развитием влиянию не высокотемпературной основной (или ультраосновной) магмы, а скорее всего тепловому влиянию еще не полностью остывшего протрузивного массива, выжатого при тектонических напряжениях из места его формирования.

Породы краевой группы, которые можно было принять за закаленную фацию интрузивных массивов комплекса, нам пока не известны; не описаны они и другими исследователями, в том числе и О.К.Ивановым. Поэтому наиболее соответствующим имеющимся геологическим материалам, в том числе и данным о резких расхождениях в объемах рудных и рудогенерирующих масс [Станкевич, 1927; Уральские..., 1936] и взглядам о тектоническом соотношении габброидов и ультрамафитов, является, по нашему мнению, представление о том, что хромитоносные ультрамафитовые и мафит-ультрамафитовые массивы сарановского комплекса являются тектонически перемещенными из более глубоких горизонтов земной коры

региона протрузивными фрагментами крупной расслоенной, возможно, единой интрузии, типа Великой дайки Южной Африки. Следовательно, корни и основные объемы этой рудоносной интрузии, особенно ее базитовой части, еще не вскрыты эрозией и располагаются значительно ниже современной денудационной поверхности. А преимущественное более высокое современное положение фрагментов хромитоносной ультраосновной зоны расслоенной интрузии объясняется, видимо, более высокой пластичностью ультраосновных, особенно серпентинизированных пород, по сравнению с базитами этой же интрузии, способствовавшей предпочтительному, можно сказать, избирательному вовлечению их в протрузивное перемещение в более верхние участки коры. Наличие на глубине крупных объемов плотных магматических пород подтверждается значительной по размерам положительной аномалией силы тяжести, фиксирующейся в районе пос. Сараны и западнее его.

Вопрос о возрасте интрузий сарановского комплекса дискусионен, но в последнее время решается достаточно определенно. Время формирования комплекса различными исследователями определялось от среднего палеозоя [Смирнов, 1961; Старков, 1969; Попов, 1972] до венда-кембрия [Иванов, 1984] или рифея-венда [Геология и..., 1977; Старков, 1980]. При признании автохтонности массивов комплекса, т.е. современного залегания их в своих камерах кристаллизации (возможно, с малоамплитудными перемещениями), нижняя возрастная граница интрузивного внедрения их во вмещающие осадочные толщи рифея и венда должна ограничиваться ранним вендом – стратиграфической принадлежностью отложений вильвенской свиты. При определении верхнего возрастного уровня формирования массивов комплекса следует иметь в виду: а) прорывание ультрабазитов и габброидов комплекса дайковой и жильной серий, включающей, кроме габбродиабазов и метапикритов, также субщелочные и щелочные диабазы формации щелочных габброидов ЗСУ, время проявления которой, по общегеологическим данным, относится к венду [Алексеев, 1984; Особенности..., 1987]; то же относится, возможно, к метапикритам; б) находки обломков хромитов в терригенных отложениях ордовика и серебрянской серии нижнего венда [Попов, 1972], галек и валунов хромититов сарановского типа, по данным Б.К. Ушкова и др. – в конгломератах вильвенской свиты серебрянской серии нижнего венда. С учетом этих фактов довендское время формирования расслоенных интрузий комплекса представляется достаточно

обоснованным, хотя нижний предел его остается неизвестным. Нами было высказано предположение о петрохимическом родстве родоначальной толеитовой магмы сарановского комплекса и вулканитов чувальской свиты кудаша Северного Урала и их возможной đồngвозрастности. Протрузивное перемещение отдельных фрагментов расслоенной интрузии на уровень более молодых стратифицированных отложений могло иметь место в вендское или последокембрийское время. Малоамплитудное тектоническое выжимание массивов, по О.К.Иванову [1984], происходило в мезозое и кайнозое.

#### **4.2. ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ИНТРУЗИЙ КОМПЛЕКСА (ХАРАКТЕРИСТИКА ТИПОВ РАССЛОЕННОСТИ)**

Наиболее представительным по набору пород и руд, относительной полноте расслоенной серии и степени изученности является Северный Сарановский массив, на примере которого в основном и дается ниже характеристика расслоенного комплекса (см. рис. 21; рис. 22).

С самого начала серьезного геологического изучения Сарановские хромитоносные массивы с учетом псевдостратифицированного их внутреннего строения были совершенно справедливо отнесены к расслоенным интрузиям и сопоставлены с Бушвельдским плутоном и Великой дайкой [Зимин, 1938; Уральские..., 1936]. Это представление позднее было подтверждено на основании петрохимического анализа Д.С.Штейнбергом и др. [1964] и общегеологического и петрографического изучения – О.К.Ивановым [1974, 1977<sub>1, 2</sub>, 1984].

В сложении Северного Сарановского массива в основном принимают участие три породные ассоциации. И.А.Зимин [1938; Уральские..., 1936] выделял их как крупнозернистые апоперидотитовые серпентиниты, мелкозернистые апоперидотитовые хромитоносные серпентиниты и метаморфизованные диориты; в схеме расчленения массива, по О.К.Иванову [1977<sub>2</sub>, 1984], им в общих чертах соответствуют дунитовая, расслоенная хромитоносная и габбро-анортозитовая группы. У И.А.Зими́на формирование перидотитов и «диоритов» разорвано во времени внедрением даек габбродиабазов; породные ассоциации О.К.Иванова также принадлежат к разным фазам становления интрузии. В принятой нами терминологии все эти три ассоциации составляют фрагменты зон расслоенной серии, охваты-

вающей весь массив. Породы краевых групп ни в одном из массивов комплекса не установлены.

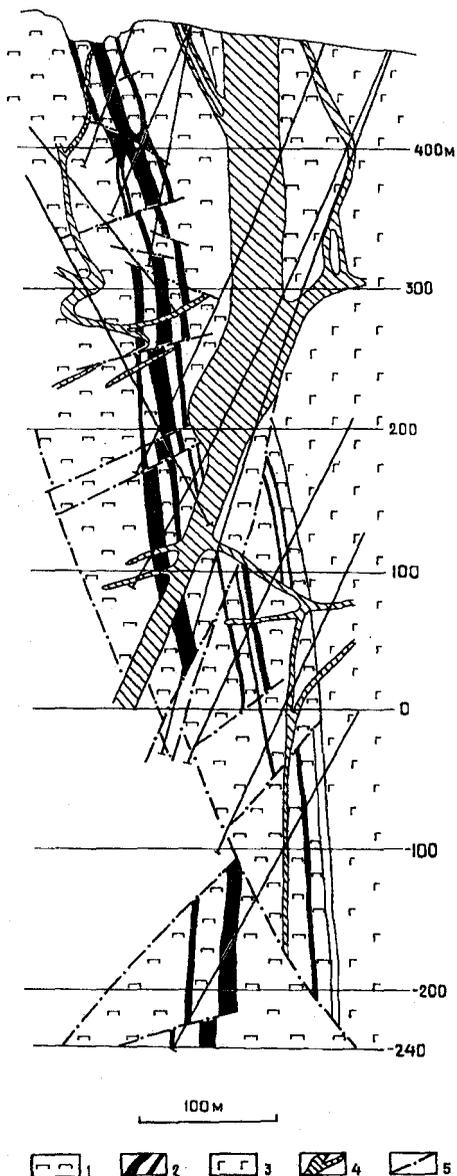


Рис. 22. Схематизированный геологический разрез центральной части Северного Сарановского массива (по данным Промысловской ГРП):

1 – серпентиниты аподунитовые и апоперидотитовые; 2 – пластообразные тела сплошных и густокрапленных хромитовых руд; 3 – габброиды, апогаббровые сланцы; 4 – дайки и жилы диабазов и габбродиабазов; 5 – тектонические нарушения

**Макрорасслоенность.** Обнаженная в массиве расслоенная серия может быть подразделена на дунитовую, ритмически расслоенную перидотитовую и габбро-анортозитовую зоны, видимо, представляющие тектонически перемещенные и совмещенные в современном залегании фрагменты различных горизонтов единой макрорасслоенной серии материнской интрузии.

Дунитовая зона, по данным О.К.Иванова [1977<sub>2</sub>], образует крутопадающее на восток тело протяженностью 850 метров при максимальной мощности 175 м, расположенное в западной части массива южнее горы Сарановской. Зона однородна по составу и сложена массивными аподунитовыми магнетит-лизардитовыми или лизардитовыми серпентинитами, детально описанными О.К.Ивановым [1977<sub>2</sub>] и А.С.Варлаковым [1978]. По восточному контакту (т.е. в кровле зоны) дуниты приобретают пегматоидное сложение.

Ритмически расслоенная перидотитовая хромитоносная зона (по О.К.Иванову, стратифицированная хромитоносная толща) протяженностью около 2,5 км и мощностью до 180 м располагается восточнее дунитовой зоны. Ритмически расслоенная зона на поверхности в пределах Северного Сарановского массива развита в трех разобщенных участках: северо-восточном, наиболее крупном и вмещающем Главное Сарановское месторождение, западном с рудопоявлением Кедр и южном с месторождением Малая Выработка. Северо-восточный участок зоны на поверхности имеет размеры 1,1×0,12 км, к северу она постепенно погружается на расстоянии 400 м до глубины 200 м и, видимо, выклинивается. Падение полосчатости и расслоенности в северной и центральной частях этого участка зоны субвертикальное, в южной – под углом около 60° на СВ. В сложении зоны принимают участие переслаивающиеся между собой ультрабазиты, представленные пластами различной мощности (от 2–3 см до нескольких метров) аподунитовых, аподунит-гарцбургитовых, апогарцбургитовых серпентинитов и их пегматоидных разновидностей.

В ритмически расслоенной зоне по преобладающему развитию тех или иных пород О.К.Иванов [1977<sub>2</sub>] снизу вверх (с запада на восток) выделяет следующие горизонты: хромитоносных дунитов мощностью от 10 до 60 м, бронзитсодержащих и бронзитовых дунитов (14–40 м), продуктивный хромитоносный (от 15–25 м на поверхности до 40–50 м на глубине), дунит-гарцбургитовый (от 25–40 до 50–60 м), верхних дунитов (от 2 до 15 м), и верхний дунит-гарцбургитовый (1–2 м). Горизонт хромитоносных дунитов подстилается примерно семидесятиметровым

горизонтом, вскрытым только одной скважиной и сложенным снизу вверх дунит-гарцбургитами, бронзитовыми дунитами и хромитоносными бронзитсодержащими дунитами. В горизонте подсечены шесть пластов оливиновых и порфириовидных хромититов мощностью 1–6 м. Горизонт бронзитсодержащих и бронзитовых дунитов в южной части развития северо-восточного участка зоны выклинивается, сложен он однородными бронзитсодержащими и бронзитовыми дунитами, в которых снизу вверх содержание ортопироксена увеличивается от 1–3 до 10–15%. Хромитоносный продуктивный горизонт состоит из трех хромититовых пластов, переслаивающихся с бронзитовыми дунитами и дунит-гарцбургитами. Шесть пластов порфириовидных массивных хромититов мощностью от 0,05 до 4 м наблюдается и в дунит-гарцбургитовом горизонте, перекрывающем хромитоносный горизонт. В целом для ультрамафитов хромитоносной толщи, как отмечает О.К.Иванов [1977], наблюдается тенденция к повышению содержания ортопироксена и увеличения их железистости снизу вверх по разрезу зоны.

Габбро-анортозитовая зона Северного Сарановского массива представлена залежью апогаббровых и апоанортозитовых пород размером 920×230 м, неравномерно погружающейся к северу и прослеженной под поверхностью еще на более чем 600 м. В сложении залежи участвуют мезократовые и меланократовые габбро и лейкократовые пироксенсодержащие габбро, близкие к анортозитам. Анортозиты образуют горизонт мощностью до 60 м в западной части залежи, что можно рассматривать как свидетельство проявления грубой расслоенности и в этой зоне. Вдоль контакта с ультрамафитами развиты хлоритовые метасоматиты, видимо, обязанные тектоническому совмещению этих двух зон.

**Ритмическая расслоенность** в породах комплекса во всех массивах представительно и четко проявлена в стратифицированной хромитоносной зоне и наиболее наглядно – в продуктивном хромитоносном горизонте и в горизонтах, подстилающих и перекрывающих его, т.е. содержащих слойки и пласты, обогащенные хромитом. Исследователи в разрезе этой зоны насчитывают до 30 обособленных пластов хромититов, мощностью более 2 см, не считая отдельных маломощных слойков с повышенным содержанием хромита. Наиболее мощные и выдержанные пласты хромититов в продуктивном хромитоносном горизонте, в котором выделяются три рудных пласта со средней мощностью в 4,2 м (Западное рудное тело), 9,8 м (Центральное рудное тело) и 2,7 м (Восточное рудное тело). Мощности отдельных хромититовых пластов изменяются от 0,02 м до 12 м на поверхности и до 20 м на глубине. Наи-

более выдержана по мощности центральная залежь, остальные относительно менее выдержаны и местами могут выклиниваться. Рудные пласты сложены порфировыми и овоидными хромититами. Пласты хромититов известны во всех типах пород стратифицированной зоны, но наиболее мощные из них приурочены к зоне перехода от горизонта бронзитовых дунитов к горизонту дунит-гарцбургитов (рис. 23).

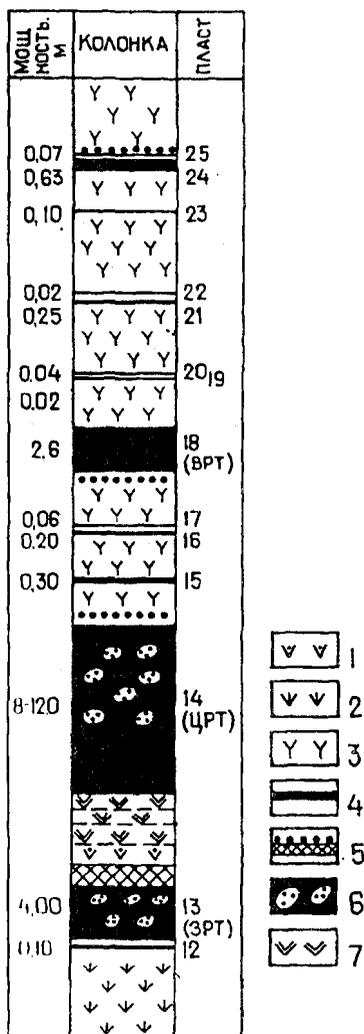


Рис. 23. Стратиграфический разрез обнаженной части хромитоносной зоны Сарановского месторождения [по О.К.Иванову, 1977]

1 – серпентиниты по дунитам; 2 – серпентиниты по бронзитовым и бронзитосодержащим дунитам; 3 – серпентиниты по дунит-гарцбургитам и гарцбургитам; 4 – порфиroidные, мелкозернистые и полиэдрические хромититы; 5 – оливиновые хромититы, хромит-оливиновые породы и хромитосодержащие гипербазиты; 6 – овоидные хромититы; 7 – серпентиниты по ультраосновным пегматитам. ЗРТ – западное рудное тело; ЦРТ – центральное рудное тело, ВРТ – восточное рудное тело

Кроме хромитоносного горизонта, тонкая ритмическая расслоенность хорошо выражена в горизонте хромитоносных дунитов чередованием слоев (мощностью от 0,5–1 до 2–3 см и более) дунитов, хромитсодержащих дунитов, оливин-хромитовых пород и бронзитсодержащих дунитов. Для этого же горизонта характерны сарановиты – крупнозернистые вкрапленные хромититы в линзовидных телах до 5×100 м на поверхности и пластообразных телах на глубине в основании ритмически расслоенного горизонта, а также ультраосновные пегматиты. Сарановиты и пегматиты О.К.Ивановым [1977<sub>2</sub>] рассматриваются как постмагматические образования. Но природа этих пород остается дискуссионной. Не исключено, что они представляют обычные породы в серии магматических дифференциатов, образовавшиеся в условиях несколько повышенных содержаний летучих компонентов. В других горизонтах зоны тонкая ритмическая расслоенность также есть, но она сильно замаскирована постмагматическими процессами и для своего выявления требует детальных исследований.

В основании ритмов расслоенной серии обычно залегают дуниты, хромитсодержащие дуниты и хромит-оливиновые породы, реже бронзитсодержащие и бронзитовые дуниты, т.е. породы, представленные оливиновым кумулатом или в меньшей степени оливин-хромитовой кумулативной ассоциацией. В кровле ритмов обычны оливиновые хромититы, массивные хромиты, дунит-гарцбургиты и гарцбургиты. В целом смена минеральных парагенезисов в единичных ритмах детально пока не описана. Как в мегаритмах, так и небольших ритмах, вверх по разрезу фиксируется увеличение содержания ортопироксена, местами флогопита, а в хромитсодержащих ритмах – также и хромита при параллельном уменьшении содержания оливина. Переходы между крайними типами пород в ритмах обычно постепенные, а между ритмами – относительно быстрые и резкие.

Переходы от рудных пластов к вмещающим породам большей частью постепенные, через так называемые «очковые» и интерстициальные полосчатые вкрапленные руды, мощностью от нескольких сантиметров до 3–5 м. Эти переходные зоны наиболее типичны для западного и восточного рудных тел и менее – для центрального.

Тектурные элементы пород в ритмически расслоенной серии – полосчатость, ориентировка уплощенных кумулативных кристаллов оливина (и плагиоклаза в габбро-анортзитовой зоне), ориентиров-

ка овоидов своей вытянутостью – взаимно параллельны и согласны с границами зоны.

*Скрытая расслоенность* в породах комплекса в связи с сильными постмагматическими процессами, в первую очередь полной серпентинизацией первичных магматических минералов – оливина и ортопироксена, может быть раскрыта только через изучение химизма пород, при допущении, что серпентинизация дунитов и гарцбургитов имела преимущественно изохимический характер. Изучение химизма гипербазитов дунитовой и ритмически расслоенной хромитоносной зон показывает, что в целом в разрезе их снизу вверх достаточно четко проявлена тенденция к повышению железистости серпентинитов от 9–10 до 17% и увеличению среднего содержания  $TiO_2$  в серпентинитах разных горизонтов от 0,19% в бронзитовых дунитах до 0,28% в дунит-гарцбургитах [Иванов, 1977<sub>2</sub>]. Еще ниже, обычно менее 0,1%, содержание двуокиси титана в дунитах. Относительное повышение железистости пород (и, следовательно, первичных минералов) фиксируется и при изучении серпентинов, показатели преломления которых в апогарцбургитовых серпентинитах выше, чем в аподунитовых, но здесь строго выдержанной закономерности нет, так как железистость серпентина существенно взаимосвязана с количеством вторичного магнетита, образующего при замещении оливина и ортопироксена.

В породах сарановского комплекса почти единственным магматическим минералом, сохранившимся от замещения, является хромит. Изучением состава руд, рудного и аксессуарного хромита, выполненного различными исследователями, достаточно обоснованно и уверенно устанавливается направленное изменение состава руд и хромита вверх по разрезу. Еще И.А.Зимин [1938; Уральские..., 1936] указывал, что все три рудных тела Сарановского месторождения по структуре и химизму хромшпинелида отличаются поразительным постоянством и в то же время вполне отчетливо различаются друг от друга. В частности, он отмечал постепенное изменение состава хромита – понижение содержаний железа и повышение содержаний магнезии и хрома при переходе от восточного рудного тела к центральному и западному, но при этом он ошибочно полагал, что руды западного тела образовались позднее по сравнению с другими. Различия в составе хромита И.А.Зимин справедливо объяснил разновременностью обособления хромита в результате изменения состава рудоносной магмы в процессе кристаллизации.

С.С.Зимин [1973] как характерную особенность рудных пластов Сарановского месторождения отмечал повышение содержания  $\text{SiO}_2$  от подошвы к кровле. Хромшпинелиды вскрытых при бурении более нижних хромититовых пластов отличаются от обнаженных рудных тел меньшей железистостью. По данным О.К.Иванова [1976, 1977<sub>1</sub>], во всей серии хромитовых пластов Северного Сарановского массива четко проявлена тенденция увеличения вверх по разрезу железистости, титанистости, а в хромшпинелидах верхних частей пластов хромититов, по сравнению с хромшпинелидами нижних частей тех же пластов, увеличиваются содержания титана, марганца, железа, ванадия и уменьшаются – хрома, никеля и алюминия. Аналитическими исследованиями Ю.А.Волченко и др. [1979] доказано наличие координированной изменчивости по хрому, магнию, алюминию, закисному и окисному железу, титану, марганцу для рудной части разреза; по этим же элементам, кроме хрома, тренд установлен и во вмещающих породах. Для железа, титана, алюминия, магния, ванадия направленные изменения в их содержаниях в рудной и нерудной части имеют сопряженный характер и выражаются: для магнезии в уменьшении содержаний снизу вверх по разрезу, для других элементов – в повышении.

### **4.3. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕТРОГРАФИИ КОМПЛЕКСА**

Петрографическое описание пород комплекса при изучении хромитоносности и геологии Сарановских массивов выполнялось неоднократно [Зимин, 1938; Уральские..., 1936; Иванов, 1977<sub>2</sub>, 1978, 1980, 1984, и др.; Варлаков, 1978]. Все разнообразие ведущих разновидностей магматических пород расслоенной серии комплекса может быть объединено в три крупные породные группы: ультрамафитов, габброидов и хромитовых руд. Группа ультрамафитов расчленяется на аподунитовые и апоперидотитовые серпентиниты. Далее во всех случаях под дунитом, перидотитом, гарцбургитом имеются в виду серпентиниты, образовавшиеся по указанным породам.

В подгруппе аподунитовых серпентинитов основным типом породы являются однородные массивные аподунитовые магнетит-лизардитовые и лизардитовые серпентиниты, описанные И.А.Зиминным

[1938] как генетически неопределимые серпентиниты, и диагностированные как аподунитовые О.К.Ивановым [1977<sub>2</sub>, и др.]. По оливи-ну развиваются субидiomорфные псевдоморфозы, имеющие, как отмечает О.К.Иванов [1977<sub>2</sub>], форму полиэдров размером 2–4 мм. Как известно, полиэдрическая структура обычно рассматривается как проявление процессов рекристаллизации, поэтому исследователями признается интенсивное ее проявление и в описываемых дунитах. Аксессуарный хромшпинелид в дунитах составляет около 1% и наблюдается в виде хорошо ограненных зерен размером до 0,2 мм в интерстициях между выделениями серпентинизированного оливина или в их краевых частях. По мнению автора, дуниты описываемой зоны представляют обычные для расслоенных серий высокомагнезиальные породы с кумулятивным оливином, дораставшим за счет его адкумулятивного роста [Уэйджер, Браун, 1970]. Выделения хромита относятся к интеркумуляусу, кристаллизация его могла идти параллельно и несколько позднее адкумулятивного дорастания краевых зон кристаллов оливина.

О.К.Ивановым [1977<sub>2</sub>, и др.] описаны также дунит-пегматиты, бронзитсодержащие и бронзитовые дуниты, флогопитсодержащие и флогопитовые дуниты; все они, за исключением дунит-пегматитов, развиты в ритмически расслоенной хромитоносной зоне. Дунит-пегматиты в основном известны в переходном участке между дунитовой и ритмически расслоенной зонами; они имеют реликтовую крупнопolyэдрическую структуру с размером полностью серпентинизированных выделений оливина до 1–2 см.

Бронзитсодержащие и бронзитовые дуниты отличаются от перидотитов в основном только меньшим (менее 10%) содержанием ортопироксена.

Алоперидотитовые серпентиниты – основной тип горных пород ритмически расслоенной зоны. Среди них по текстурно-структурным и минералогическим реликтовым признакам различаются дунит-гарцбургиты и гарцбургиты преимущественно пойкилитовой и реже гипидиоморфнозернистой структур. Содержание в них ромбического пироксена, замещенного баститом, изменяется от 10 до 50% и несколько более; соответственно количество псевдоморфно замещенного серпентином оливина падает от 90 до 50% и менее. Очень характерна для всех гарцбургитов, и особенно залегающих среди и выше основных хромитовых пластов, пойкилитовая структура, обусловленная развитием крупных (до нескольких см) ойкоккристаллов

ромбического пироксена, включающих многочисленные идиоморфные хадакристаллы кумулятивного оливина размером от 1–2 до 4 мм. О составах оливина и ромбического пироксена можно судить только по косвенным признакам – низкой железистости серпентинов в псевдоморфозах и общей железистости пород, в общем случае равной (при отсутствии заметной вкрапленности хромита) осредненной железистости первичных минералов. Исходя из общей железистости гарцбургитов комплекса, равной 0,13–0,18, оливин и ортопироксен в них были представлены разностями, содержащими более 10 и менее 20% железистого компонента, т.е. соответственно хризолитом и бронзитом. В безрудных гарцбургитах содержание хромита незначительно и составляет обычно менее 1–2%. Хромит в субидiomорфных кристаллах размером в доли миллиметра, как правило, включен как хадакристалл в интеркумулусный ортопироксен (рис. 24) и лишь иногда захватывается краевой частью оливина, что говорит о начале кристаллизации хромита до завершения кристаллизации оливина и до образования ортопироксена.



Рис. 24. Апогарцбургитовый серпентинит пойкилитовой структуры (оливиновый кумулат); участок Лаки, скв. 522, гл. 254 м, шл. 15102. Увел. 20, при одном никеле

А.С.Варлаков [1978] для некоторых разновидностей гарцбургитов указывает присутствие ксеноморфного плагиоклаза, замещенного псевдоморфозами серпентин-хлоритового и хлоритового состава.

Между безрудными ультрамафитами и массивными хромититами выделяются все промежуточные разности хромитсодержащих и хромитовых ультрабазитов и силикатно-хромитовых руд. Все они образуют самостоятельные выдержанные слои и пласты различной мощности среди безрудных гарцбургитов и дунит-гарцбургитов или чаще всего переходные зонки между пластами хромититов и вмещающими серпентинитами. При полосчатой или массивной мегатекстуре они характеризуются чаще всего овоидной, глазковой текстурой, обусловленной интеркумулусным расположением субидiomорфных кристаллов хромшпинелида совместно с включающим его ортопироксеном (нередко и без бронзита) вокруг порфиroidных идиоморфных выделений оливина; нередко кристаллы хромита располагаются в краевых частях выделений оливина, но в этом случае размеры их намного меньше размеров хромшпинелида в интерстициях оливина (рис. 25). Как особый и специфический вид оливин-хромитовой породы выделяются сарановиты [Иванов, 1977<sub>2</sub>], представляющие вкрапленные бедные руды массивного сложения и порфиroidной структуры, сложенные идиоморфным неравнозернистым хромитом и полностью серпентинизированным оливином (рис. 26) с примесью бронзита и реже флогопита. Вероятно, сарановиты представляют собой оливин-хромитовые кумулаты. О.К.Иванов [1977<sub>2</sub>] рассматривает сарановиты как постмагматические образования.

К хромититам О.К.Иванов [1977<sub>2</sub>] относит хромитовые руды с содержанием хромшпинелида более 70%. Среди них различаются оливин-пироксеновые и пироксеновые хромититы и однородные хромититы. Чаще всего оливин-пироксеновые и пироксеновые хромититы имеют овоидную, глазковую текстуру и неравнозернистую, порфиroidную, структуру. Нерудные минералы – серпентин по оливину и магнезиальные хлориты, в том числе хромсодержащие, по ортопироксену, нередко с наложением оталькования и карбонатизации. Однородные хромититы содержат более 95% хромшпинелида при массивной текстуре и панидиоморфнозернистой в той или иной степени проявленной порфиroidной структуре. Как правило, хромитовые руды и хромшпинелид в них интенсивно катаклазированы (см. рис. 26). Нерудные минералы в них обычно представлены

тонкими «пленками» серпентина или хлорита в интерстициях кристаллов хромита или в микротрещинках катаклаза.

Порфиroidное сложение большинства хромитовых пород и особенно руд исследователи объясняют либо полной или частичной перекристаллизацией первичного мелкозернистого хромшпинелида [Иванов, 1977<sub>2</sub>] или существенным изменением физико-химических условий кристаллизации рудного расплава, обусловленным перемещением его при внедрении из глубинных зон на более верхние уровни [Павлов, Григорьева, 1974]. Нам представляется, что мелко- и более крупнозернистые хромшпинелиды образовались примерно в одних и тех же условиях в ходе единого процесса становления ритмически расслоенной хромитоносной зоны, но в различные этапы кристаллизации конкретных дифференциатов в ритмах расслоенности. Мелкозернистый хромшпинелид, несколько более магнезиальный и менее железистый и, следовательно, несколько более высокотемпературный, чем круп-

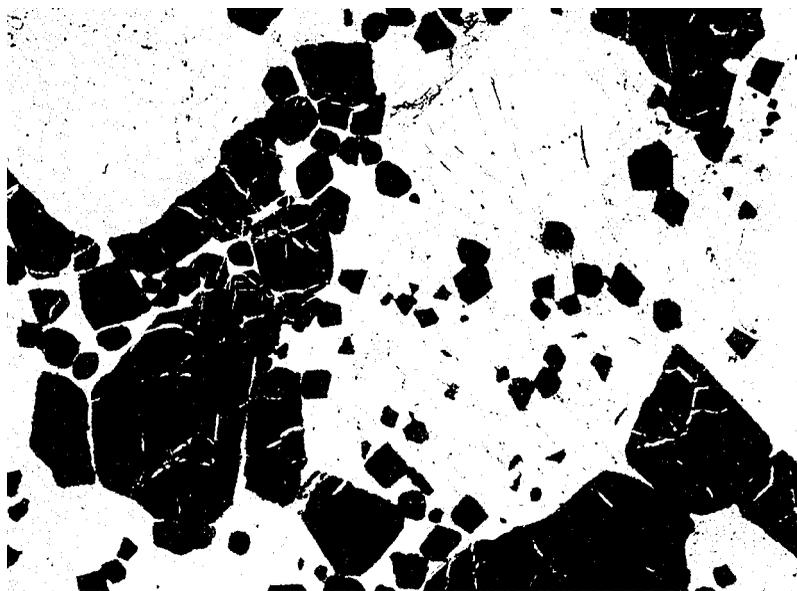


Рис. 25. Хромитовый дунит-гарцбургит с глазковой текстурой и мелкокристаллическим хромитом в оливине и крупнокристаллическим – в пироксене; гора Сарановская, шл. 15051. Увел. 20, без анализатора

нозернистый, закончил свое развитие вместе с завершением кристаллизации оливина в связи с тем, что он оказался захваченным растущими периферийными зонами кристаллов оливина, а в отдельных подритмах с кумулятивным хромитом, видимо, и оливином. Не захваченные же оливином выделения хромита продолжали расти и в результате сформировали крупнозернистую часть хромшпинелида в хромитсодержащих породах и рудах, заключенную в более позднем интерстициальном ортопироксене. Для подтверждения такого механизма происхождения порфирировидных структур необходимо изучение зональности химического состава сосуществующего мелкозернистого и крупнозернистого хромшпинелида; аналогия составов мелких кристаллов и ядер крупных кристаллов, на наш взгляд, будет подтверждением высказанного предположения. Собранный нами материал по рудным пластам и породам комплекса в этом направлении пока, к сожалению, не исследован.

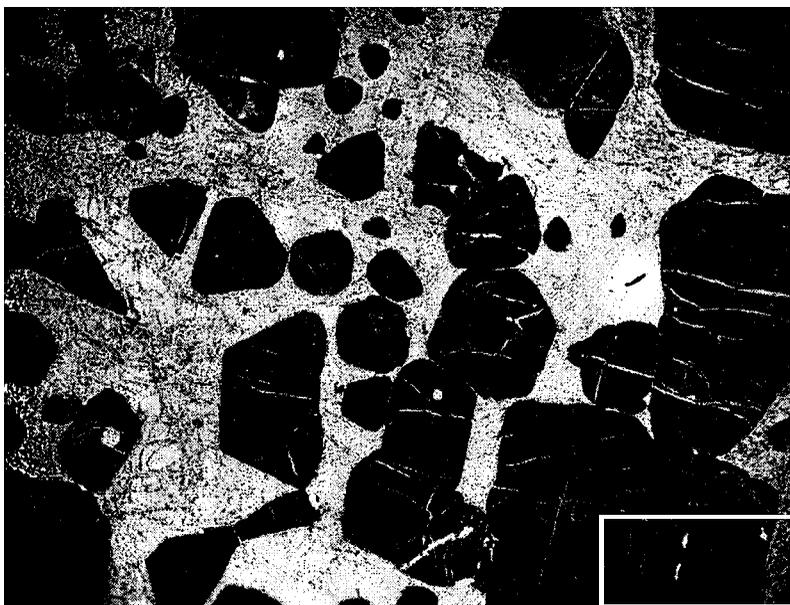


Рис. 26. Оливин-хромитовая руда с порфирировидной структурой (хромит-оливиновый кумулат); гора Сарановская, шл. 15049. Увел. 20, без анализатора

Габброиды слагают полностью габбро-анортозитовую зону и представлены разностями от мелано- и мезократовых до лейкократовых (по содержанию темноцветных минералов, а не по химизму). Лейкократовые габброиды преобладают в составе породной группы и зоны; они близки по химизму и минералогическому составу к анортозитам и сложены полностью сосюритизированным плагиоклазом, составляющим в наиболее лейкократовых типах не менее 85–90% общего объема породы, и клинопироксеном, также полностью замещенным актинолитовым амфиболом. Изредка внутри кристаллов плагиоклаза наблюдаются тремолит-актинолитовые, тремолит-хлоритовые псевдоморфозы по мелким (менее 1 мм) идиоморфным, более ранним выделениям неопределенного минерала; в анортозитах с крупным (0,5–1 см) таблитчатым, часто субпараллельно ориентированным, плагиоклазом ассоциируют менее крупные близкие к ксеноморфным пойкилитовые обособления замещенного клинопироксена с включениями относительно мелких широких табличек плагиоклаза. Структура породы габбровая с элементами пойкилитовой, текстура от массивной до трахитоидной.

В мезо- и меланократовых габбро содержание плагиоклаза снижается до 40–45%, соответственно содержание темноцветных увеличивается до 50–60%. Структура их габбровая с элементами пойкилитовой из-за относительно мало распространенных включений мелких табличек плагиоклаза в клинопироксене. Преобладающая текстура габбро – трахитоидная. Первичные минералы в этих габброидах всегда полностью замещены теми же вторичными минералами. Плагиоклаз как в габбро, так и в анортозитах, судя по содержаниям извести и щелочей в них и интенсивному развитию клиноцоизита по полевоому шпату, был представлен разностью, близкой к битовниту.

Общей особенностью габброидов комплекса является почти полное отсутствие в них рудных минералов хотя бы в виде аксессуарных; не фиксируются в них и продукты изменения оксидов титана и железа. Н.В.Павлов и И.И.Григорьева [1974] указывают на присутствие в габброидах редких зерен хромшпинелида, что совместно со «стерильностью» на другие рудные минералы (кроме вторичных наложенных сульфидов) и комплементарностью составов ультраосновных и основных пород комплекса достаточно убедительно свидетельствует о принадлежности тех и других к генетически единой ассоциации пород.

#### 4.4. КРАТКАЯ ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОМПЛЕКСА И ЕГО ДИФФЕРЕНЦИАТОВ

Хромитовые руды Сарановского месторождения геохимически изучены значительно лучше, чем вмещающие ультрамафиты и особенно ассоциирующиеся с последними габброиды. Но тем не менее имеющиеся в литературе петрохимические материалы по горным породам комплекса и единичные оригинальные химические анализы позволяют достаточно надежно оценить общие особенности химизма комплекса и его дифференциатов.

Анализ химических составов горных пород комплекса (табл. 10) выявляет ряд общих черт в химизме, присущих как ультраосновным, так и основным его членам. Такими особенностями являются в целом пониженная щелочность и повышенные известковистость и глиноземистость пород. В отношении щелочей ультрамафиты комплекса, можно сказать, стерильны. В нормальных мезо- и меланократовых габброидах содержания щелочей пониженные и не превышают в сумме 1,6%; несколько возрастает щелочность высокоглиноземистых габброидов – анортозитов, в которых сумма щелочей достигает 2,1–2,75%. По сравнению с ультрамафитами и габброидами альпинотипных формаций дифференциаты комплекса отличаются несколько повышенными содержаниями глинозема и извести.

Ультрамафиты и габброиды характеризуются также особенностями химизма, присущими только этим дифференциатам. Ультрамафиты комплекса по сравнению с соответствующими типами пород альпинотипной дунит-гарцбургитовой формации имеют заметно повышенную общую железистость, что впервые было подчеркнуто Д.С.Штейнбергом и др. [1964], обратившими внимание также на более высокую титанистость их в сопоставлении с дунитами и гарцбургитами той же формации. По данным И.А.Малахова [1983], общая железистость альпинотипных дунитов и гарцбургитов восточного склона Урала в среднем составляет 0,09; общая железистость дунитов и гарцбургитов некоторых дунит-гарцбургитовых комплексов нашей страны изменяется от 0,076 до 0,096 [Магматические..., 1979]. В аподунитовых и апогарцбургитовых серпентинитах сарановского комплекса общая железистость устойчиво выше 0,128, при этом железистость перидотитов почти всегда несколько выше, чем ду-

Химический состав (мас.%) горных пород сарановского комплекса

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.	H <sub>2</sub> O	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Сумма	F
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Сарановские массивы																
Дунитовая зона																
1	36,74	0,08	1,85	10,51	1,39	–	36,62	0,60	–	–	–	11,24	1,04	н.д.	100,31*	0,142
2	38,00	0,07	0,55	9,20	1,43	0,15	36,89	0,17	–	–	–	11,38	0,92	0,67	99,69	0,130
3	36,74	0,08	1,85	10,51	1,39	0,14	36,62	0,60	–	–	–	11,24	1,04	0,69	101,22	0,143
4	36,24	0,12	1,67	9,27	1,39	0,14	36,90	0,53	–	–	–	12,04	0,92	0,67	100,24	0,128
5	36,94	0,08	1,42	10,02	1,30	0,14	36,94	сл.	–	–	–	11,52	1,12	0,54	100,29	0,136
6	32,76	0,19	0,98	9,36	2,08	0,14	38,35	0,26	–	–	–	12,70	0,82	0,60	98,52	0,133
Ритмически расчлененная перидотитовая (гарцбургитовая) хромитоносная зона																
7	35,36	0,15	1,93	9,91	2,16	0,08	35,94	нет	–	–	–	11,54	1,30	0,93	99,76	0,146
8	34,78	0,15	2,15	11,95	–	–	36,18	нет	–	0,02	–	12,20	1,48	1,05	100,16	0,142
9	35,95	0,17	5,20	5,71	6,25	0,10	32,17	1,35	–	–	–	12,20	–	1,00	100,38	0,167
10	37,50	0,08	3,68	9,03	2,56	0,13	33,60	0,88	–	–	–	11,50	0,70	0,55	100,53	0,153
11	34,16	0,11	3,10	10,41	1,80	0,10	35,15	нет	–	–	–	11,27	0,85	2,58	99,88	0,152
12	36,90	0,21	2,89	3,48	6,01	0,06	35,30	1,61	–	–	–	12,40	–	0,67	99,86	0,128
13	32,56	0,38	5,45	10,60	1,70	0,12	34,58	0,80	–	–	–	11,36	0,60	1,37	99,74	0,156
14	37,04	0,43	2,53	5,76	6,50	0,21	34,46	0,31	–	–	–	10,76	0,32	0,57	99,11	0,132
15	36,56	0,16	3,50	6,33	6,78	0,16	33,65	0,38	–	–	–	10,56	0,42	0,70	99,52	0,170

Продолжение табл. 10

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
16	35,68	0,17	1,38	9,98	4,98	0,12	35,54	0,16	—	—	—	10,50	0,18	0,39	99,27	0,182
17	39,47	0,09	1,04	5,49	5,37	0,17	36,28	0,17	—	—	—	10,26	0,34	0,95	99,93	0,137
18	35,69	0,16	3,23	7,70	3,19	0,10	34,30	1,11	0,02	0,01	0,01	12,55	—	1,01	99,30	0,143
19	36,18	0,13	2,51	9,83	2,19	0,06	35,66	—	—	—	—	9,15	3,06	1,19	100,08	0,147
20	37,41	0,24	3,82	6,96	2,39	0,16	33,54	2,39	0,03	0,02	—	11,10	0,38	0,79	99,44	0,129
21	39,27	0,09	1,16	7,53	4,28	0,11	35,71	0,10	менее	0,1	—	11,23	—	—	99,55	0,149
22	31,00	0,07	1,28	0,72	8,71	0,17	34,20	5,58	—	—	—	17,34	0,92	0,28	100,27	0,135
23	36,39	0,58	5,06	4,60	7,58	0,19	30,78	1,96	—	—	—	12,53	—	0,63	100,30	0,178
24	38,32	0,07	3,17	—	11,11	0,09	36,31	0,05	—	—	—	5,94	—	0,76	95,82	0,147
25	39,04	0,07	2,23	3,42	1,42	0,04	37,38	0,80	—	—	—	12,70	0,65	0,80	98,55	0,064
26	42,88	0,12	6,40	—	8,61	0,11	29,15	1,86	—	—	—	9,88	—	0,63	99,64	0,144
27	46,68	0,09	1,67	3,98	2,70	сл.	24,94	14,11	0,05	—	—	5,64	—	0,30	100,16	0,124
28	49,46	0,07	1,52	1,91	3,00	0,03	22,32	17,60	0,04	—	—	3,66	—	0,34	99,95	0,107
Габро-анортозитовая зона																
29	43,46	0,32	18,69	1,27	3,91	0,09	9,46	13,55	1,50	0,12	—	2,49	0,04	0,03	99,90	0,234
30	43,46	0,14	25,16	1,55	3,28	0,12	9,06	11,61	0,82	0,26	—	3,76	0,14	0,03	99,36	0,229
31	42,94	0,15	24,91	—	5,14	0,09	7,35	13,57	2,26	0,40	—	3,92	—	—	100,73	0,285
32	47,80	0,19	16,83	1,50	4,86	0,12	10,64	12,46	0,94	0,26	—	3,42	—	1,00	100,02	0,250
33	43,80	0,14	23,29	2,19	2,86	0,05	7,74	12,81	2,12	0,09	0,01	4,73	—	—	99,73	0,261
34	43,77	0,12	23,28	2,07	2,86	0,05	8,26	12,25	2,18	0,59	0,02	4,48	—	—	99,74	0,245

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Хромитовые руды Сарановского месторождения																
35	6,25	н.д.	15,11	н.д.	17,68	н.д.	16,85	0,24	н.д.	н.д.	н.д.	1,63	н.д.	35,86	93,62	0,371
36	5,00	н.д.	18,80	н.д.	18,53	н.д.	15,16	1,36	н.д.	н.д.	н.д.	1,96	н.д.	38,24	99,05	0,407
37	5,14	н.д.	20,35	н.д.	20,05	н.д.	16,20	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	2,98	н.д.	33,17	97,89	0,410
38	3,04	н.д.	14,86	н.д.	18,34	н.д.	12,16	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	2,58	н.д.	38,81	89,79	0,458
39	5,68	н.д.	15,84	н.д.	18,60	н.д.	13,03	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	5,66	н.д.	34,72	98,53	0,367
Дайковая серия																
40	35,90	1,29	9,81	5,53	2,59	0,09	33,70	0,39	0,19	0,03	0,03	10,54	-	-	100,09	0,113
Кырманские массивы																
41	41,40	0,11	3,10	6,50	6,60	0,09	29,00	0,22	-	-	0,02	12,01	0,21	0,30	99,84	0,194
42	38,40	0,05	1,35	9,30	4,25	0,09	34,00	0,22	-	-	0,01	11,51	0,20	0,58	100,29	0,172
43	37,00	0,08	3,80	8,50	4,90	0,17	33,10	0,70	-	-	0,01	11,21	0,19	0,28	100,15	0,155
44	38,20	0,35	3,40	6,60	5,40	0,20	32,80	0,45	-	-	0,01	11,81	0,20	0,70	100,17	0,162
45	38,96	0,24	6,76	6,74	6,46	0,18	28,60	сл.	-	-	0,03	8,86	-	2,33	99,16	0,198
Воронковские массивы																
46	37,92	0,27	4,20	4,29	6,72	0,17	31,90	1,73	0,20	0,06	-	12,11	0,33	0,70	100,78	0,132
47	39,06	0,52	7,49	4,94	6,86	0,20	26,55	3,99	0,22	0,03	-	10,10	0,18	0,27	100,59	0,161
48	37,10	0,08	4,25	5,71	6,30	0,13	32,39	0,81	0,23	0,03	-	12,16	0,24	0,45	100,13	0,133
49	38,08	0,16	3,28	6,25	6,44	0,08	33,29	0,27	0,15	0,06	-	11,81	0,25	0,52	100,86	0,135

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
---	---	---	---	---	---	---	---	---	----	----	----	----	----	----	----	----

## Мало-Ашкиский массив

50	37,48	0,07	1,40	9,73	6,34	0,22	32,96	0,10	0,10	0,05	0,02	11,01	–	–	99,48	0,207
51	38,70	–	0,18	6,89	0,22	–	38,31	0,22	–	–	–	12,08	0,65	0,78	98,03	0,086
52	36,15	0,17	2,83	6,07	7,20	0,15	34,68	0,31	0,28	–	0,05	10,00	0,49	0,54	98,92	0,172

Примечание. \* В том числе, NiO, мас. %: 1 – 0,24; 2 – 0,26; 3 – 0,32; 4 – 0,34; 5 – 0,27; 6 – 0,28; 7 – 0,46; 8 – 0,20; 9 – 0,28; 10 – 0,32; 11 – 0,29; 12 – 0,33; 13 – 0,22; 14 – 0,22; 15 – 0,30; 16 – 0,19; 17 – 0,30; 18 – 0,25; 19 – 0,12; 20 – 0,21; 22 – 0,38; 23 – 0,27; 24 – 0,19; 25 – 0,39; 26 – 0,15; 27 – 0,06; 28 – 0,037; 29 – сл.; 30 – 0,05; 41 – 0,28; 42 – 0,33; 43 – 0,21; 44 – 0,25; 46 – 0,18; 47 – 0,19; 48 – 0,25; 49 – 0,22.

1–3 – аподунитовые серпентиниты; 4, 5 – серпентиниты по дунит-пегматиту; 6 – серпентинит по пироксенсодержащему дунит-пегматиту; 7–12 – апоперидитовые серпентиниты; 13 – серпентинит по бронзитовому дуниту; 14–16 – апоаргиритовые серпентиниты; 17 – антигоритовый серпентинит реликтовой пегматоидной структуры; 18 – серпентинит апогарбуржитовый; 19 – серпентинит по гипидиоморфнозернистому перидотиту (среднее из 4-х проб); 20 – серпентинит по пойкилитовому перидотиту (среднее из 7 проб); 21 – серпентинит аподунит-гарбуржитовый; 22–24 – серпентиниты апоперидитовые; 25 – серпентинит; 26 – серпентинит апоперидитовый; 27–28 – серпентинизированные пироксениты; 29 – сосюрит-актинолитовая порода по габбро; 30 – актинолит-сосюритовая порода по пироксенсодержащему анортозиту; 31 – «аподиоритовая» порода; 32 – сосюритизированные габбро; 33, 34 – габбро-анортозит сосюритизированный и амфиболитизированный; 35–37 – средние составы хромитовых руд (35 – Западное рудное тело; 36 – Центральное рудное тело; 37 – Восточное рудное тело); 38 – массивные хромитовые руды Центрального рудного тела; 39 – вкрапленные руды в ореоле рудных тел; 40 – пикритовый метапорфирит; 41 – серпентинит по бронзитовому диопсидсодержащему дуниту; 42–44 – апогарбуржитовые серпентиниты; 45 – серпентинит с реликтовой гипидиоморфнозернистой структурой; 46, 48 – серпентиниты по диопсидсодержащему дунит-гарбургиту; 47 – серпентинит по диопсидсодержащему дунит-пегматиту; 49 – серпентинит по хромит-диопсидсодержащему дунит-гарбургиту; 50 – антигоритовый аподунит-гарбуржитовый серпентинит; 51, 52 – серпентиниты. Анализы 1, 6, 13, 14, 29–32 по О.К.Иванову [1977]; 2–5, 15–17 по А.С.Варлакову [1978]; 7–12, 23 по И.А.Зимину [1938]; 18 – по Н.П.Старкову [1969]; 19, 20 – по Ю.Д.Смирнову и др. [1977]; 24, 26–28 – по И.А.Малахову [1966]; 35–39 – по Н.В.Павлову и И.И.Григорьевой [1974]; 41–44 – по О.К.Иванову [1980]; 22, 25, 45, 51, 52 – по Ю.Д.Смирнову [1961]; 46–49 – по О.К.Иванову [1978]; 21, 33, 34, 40, 50 – по материалам авторов.

Н.д. – нет данных; сл. – следы; прочерки – не определялось. F – железистость ( $\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+} / \text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mg}$ ).

нитов. Исключение составляют анализы 25 и 51, видимо, недостаточно качественные, с железистостью 0,064 и 0,086. Дуниты и перидотиты сарановского комплекса по сравнению с подобными породами геосинклинальных зон имеют заметно повышенную титанистость. Хотя общее содержание двуокиси титана в породах комплекса, особенно в габброидах, невысокое и обычно не поднимается выше 0,2–0,3%, в ультрамафитах концентрации  $TiO_2$  равны 0,08–0,21% против значений, не превышающих 0,1% в альпинотипных дунитах и гарцбургитах. В ультрамафитах комплекса определены содержания двуокиси титана в 0,38–0,58%, но они, видимо, являются для них «урганскими» и значительно завышенными.

В отличие от ультрамафитов комплекса, известные пока в составе Сарановских массивов габброиды по сравнению с основными породами габбро-пироксенит-дунитовой альпинотипной формации, в том числе платиноносной ассоциации восточного склона, имеют заметно пониженную железистость и несколько повышенную глиноземистость.

Более высокие железистость, титанистость и глиноземистость ультрамафитов комплекса по сравнению с однотипными породами дунит-гарцбургитовой (а также габбро-пироксенит-дунитовой) формации находят подтверждение и в повышенной железистости, титанистости и глиноземистости аксессуарных и рудообразующих хромшпинелидов сарановского комплекса относительно соответствующих хромшпинелидов из пород и руд дунит-гарцбургитовой формации [Павлов, Григорьева, 1974; Варлаков, 1978; и др.]. Хромитовые руды сарановского комплекса также характеризуются пониженными содержаниями хрома и повышенными – общего железа и глинозема по сравнению с высокохромистыми хромитовыми рудами в месторождениях, ассоциирующихся с ультрамафитами дунит-гарцбургитовой формации, что отмечалось всеми исследователями, начиная с И.А.Зиминой [1938; Уральские..., 1936].

Содержания некоторых малых халькофильных элементов и элементов группы железа в породах комплекса довольно стабильны и в основном близки к кларковым (табл. 11). В ультрамафитах несколько выше кларка содержание цинка, несколько ниже – кобальта; содержания хрома в них подвержены значительным колебаниям и нередко заметно выше кларковых содержаний. В габброидах против кларковых повышены содержания никеля и понижены – меди, цинка.

Таблица 11

Содержание некоторых малых элементов в горных породах сарановского комплекса по данным атомно-абсорбционного анализа (г/т; хром выше 10000 г/т – в мас. %)

№ п/п	Номер пробы	Порода	Pb	Cu	Zn	Ni	Co	Cr
1	2	3	4	5	6	7	8	9
		Аподунит-гарцбургитовый сер-						
1	15043	пентинит, Северный Саранов- ский массив	н.о.	17	46	2780	140	700
		Тремолит-тальковый сланец,						
2	15122	Южный Сарановский массив, скв. 613а, гл. 197,5 м	н.о.	10	60	890	90	н.о.
		Серпентинит аподунит-гарц-						
3	15101	бургитовый, Южный Саранов- ский массив, скв. 522, гл. 245 м	н.о.	30	20	2010	100	н.о.
		Серпентинит апопери-						
4	15109	дотитовый, там же, гл. 314 м	н.о.	20	20	1730	100	н.о.
		Серпентинит аподунит-гарц-						
5	15092	бургитовый, там же, гл. 207 м	н.о.	10	50	2190	70	н.о.
		Серпентинит апопери-						
6	17557	дотитовый, Промежуточный участок, скв. 572, гл. 184 м	10	170	280	2300	130	6100
7	17558	То же, гл. 188 м	10	390	100	2150	130	4100
8	17559	–"– гл. 195 м	10	100	360	1750	170	2,75
		Вкрапленная хромитовая руда,						
9	17560	там же, гл. 198,6 м	10	155	390	3120	260	8,78
		Хромитсодержащий апо-						
10	17561	перидотитовый серпентинит, там же, гл. 199 м	10	10	120	3080	210	9100
		Густовкрапленная хромитовая						
11	17562	руда, там же, гл. 199,9 м	10	50	340	1500	190	22,43
12	17563	То же, гл. 204 м	10	18	360	1280	190	22,60
13	17564	То же, гл. 207, 8 м	10	38	410	1400	270	25,94
		Густовкрапленная хромитовая						
14	17565	руда, там же, гл. 212,6 м	10	6	380	1320	230	25,86
15	17567	То же, гл. 216 м	10	82	420	1320	180	23,02
		Густовкрапленная (массивная)						
16	17568	хромитовая руда, там же, гл. 220 м	10	30	400	1300	200	24,40
17	17569	То же, гл. 222,5 м	10	9	460	1420	200	23,37

Продолжение табл. 11

1	2	3	4	5	6	7	8	9
18	17570	То же, гл. 225,3 м	10	670	380	1380	180	26,63
19	17571	То же, гл. 228 м	10	20	430	1420	220	24,14
20	17572	То же, гл. 230 м	10	13	440	1350	210	26,29
21	17573	Густовкрапленная хромитовая руда, там же, гл. 233 м	10	33	410	1280	180	23,03
22	17574	Массивная хромитовая руда, там же, гл. 236 м	10	35	440	1400	210	26,03
23	17575	То же, гл. 238,5 м	10	25	420	1420	220	25,95
24	17576	То же, гл. 242,5 м	10	57	530	1420	200	25,42
25	17577	То же, гл. 247,0 м	10	30	410	1380	240	25,10
26	17578	Густовкрапленная хромитовая руда, там же, гл. 248,7 м	10	13	550	1400	150	19,44
27	17580	То же, гл. 250 м	10	360	650	1400	190	21,49
28	17581	Диабаз хлоритизированный, там же, гл. 251,5 м	10	28	180	250	98	1580
29	17582	То же, гл. 257 м	10	830	460	120	65	2380
30	17583	То же, гл. 285 м	10	730	210	150	32	1100
31	17584	Серпентинит карбонатизированный, там же, гл. 311 м	10	58	110	2650	180	2600
32	17585	Серпентинит аподитовый, там же, гл. 338 м	10	88	130	2200	120	2940
33	17586	То же, гл. 514 м	10	40	210	2020	130	4470
34	17587	То же, хромитсодержащий, гл. 520 м	10	70	120	2780	140	1,10
35	17591	Густовкрапленная хромитовая руда, Южно-Сарановское месторождение, скв. 521, гл. 178,2 м	10	45	450	1620	240	22,26
36	17592	Густовкрапленная хромитовая руда, Южно-Сарановское месторождение, скв. 521, гл. 180,5 м	10	110	400	1600	150	24,23
37	17593	То же, гл. 183 м	10	160	370	1650	220	24,66
38	17594	Вкрапленная хромитовая руда, там же, гл. 185,5 м	10	12	520	830	160	13,38
39	17595	Массивная хромитовая руда, там же, гл. 188 м	10	90	360	1580	180	26,45
40	17596	То же, гл. 188,3 м	10	97	420	1600	180	27,14
41	17597	Густовкрапленная хромитовая руда, там же, гл. 190,5 м	10	28	380	1380	230	22,09

1	2	3	4	5	6	7	8	9
42	17598	Вкрапленная хромитовая руда, там же, гл. 192,4 м	10	72	420	1400	210	17,38
43	17600	Серпентинит апоперидотито- вый хромитсодержащий, там же, гл. 193,5 м	10	70	200	1020	90	4840
44	17601	Серпентинит апопери- дотитовый, там же, гл. 208,5 м	10	62	180	2020	140	6100
45	17602	Вкрапленная полосчатая хроми- товая руда, там же, гл. 219,6 м	10	19	540	1500	220	13,30
46	17603	Массивная хромитовая руда, там же, гл. 231,5 м	10	24	390	1550	200	28,42
47	17604	Вкрапленная хромитовая руда глазковой текстуры (сарановит), там же, гл. 233 м	10	50	390	1430	190	14,09
48	17605	Серпентинит апоперидотито- вый хромитсодержащий, там же, гл. 235 м	10	110	300	420	40	3200
49	17606	То же, гл. 253 м	10	68	300	1870	140	5600
50	17607	То же, гл. 293 м	10	850	160	1600	65	1,47
51	17608	Серпентинит карбона- тизированный, там же, гл. 306 м	10	360	140	1200	85	4900
52	17611	Вкрапленная хромитовая руда, Промежуточный участок, скв. 710, гл. 274 м	10	170	340	1400	170	17,70
53	17613	Массивная хромитовая руда, там же, гл. 280,5 м	10	40	420	1400	200	25,40
54	17614	Густовкрапленная хромитовая руда, там же, гл. 283,6 м	10	85	320	1520	180	22,60
55	15135	Серпентинит антигоритовый, Ашкинский массив	н.о.	9	45	1730	130	3160
56	15070	Габбро-анортозит, Северный Сарановский массив	10	14	59	250	44	210
57	15071	То же	10	13	42	270	44	120
58	15125	Ортосланец апогаббровый, Южно-Сарановский массив, скв. 613А, гл. 197,5 м	10	14	30	270	40	н.о.
59	15053	Пикритовый порфирит жиль- ный, Северный Сарановский массив	10	10	64	1000	40	1400

1	2	3	4	5	6	7	8	9
60	15123	Метадиабаз пойкилоофитовый из дайки, Южно-Сарановский массив, скв. 613А, гл. 210 м	н.о.	150	100	180	40	н.о.
		Серпентиниты нерасчлененные, среднее из 37 анализов в работе А.С.Варлакова [1978]	нет	дан- ных		2016	163	3050
		Ультраосновные породы [Виноградов, 1962]	8	20	30	2000	200	2000
		Основные породы [Виноградов, 1962]	0,1	100	130	160	45	200

Примечание. Анализы выполнены в физико-химической лаборатории ИГ УНЦ РАН; аналитик Н.Г.Христофорова; 9–26, 35–42 – Центральное рудное тело; 45–47 – Восточное рудное тело; н.о. – не определено.

Содержания рубидия и стронция в ультрамафитах комплекса ниже чувствительности метода; в габброидах по единичным анализам рубидия значительно меньше кларковых концентраций в основных породах, а стронция – близки к таковым. Содержания циркония в серпентинитах несколько выше кларковых, в габбро-анортозитах – ниже (табл. 12). По ограниченному числу анализов все же четко устанавливается общая для ультраосновных – основных пород закономерность – повышение в ультраосновных породах содержаний хрома, никеля, кобальта и увеличение от ультрамафитов к габброидам концентраций рубидия, стронция, циркония.

Характер дифференциации магматических пород комплекса иллюстрируется диаграммами AFM и F – SiO<sub>2</sub> (рис. 27). В процессе формирования известных пока зон расслоенной серии происходит постепенное общее увеличение содержаний кремнезема, титана, глинозема, извести, щелочей, уменьшение – магнезии, общего железа при относительном увеличении железистости, что без учета рудных дифференциатов соответствует известково-щелочному направлению дифференциации. На диаграммах составы ультраосновных и основных дифференциатов образуют значительно разорванные поля, подтверждая, с учетом комплементарности их составов, высказанное выше предположение о том, что нам известны пока только отдельные небольшие фрагменты всего разреза мощной расслоенной серии.

#### 4.5. РУДОНОСНОСТЬ КОМПЛЕКСА

Как уже отмечалось выше, сарановский ультрамафит-мафитовый расслоенный комплекс давно и широко известен как хромитоносный, с которым связано масштабное хромитовое оруденение. В отличие от многих известных в геологической литературе крупнейших расслоенных интрузий с промышленным хромитовым оруденением, ультрабазиты рассматриваемого комплекса при небольших размерах массивов характеризуются очень крупными запасами руд и большими мощностями выдержанных на большие расстояния рудных пластов; суммарная мощность их на Главном хромитовом месторождении на поверхности составляет 14,6–17,2 м [Зимин, 1938], при мощности наиболее крупного пласта до 12 м, увеличивающейся с глубиной до 20 м [Иванов, 1977<sub>2</sub>]. Для сравнения следует отметить, что максимальные мощности хромитовых пластов в хромитоносных расслоенных массивах

Таблица 12

Содержания рубидия, стронция и циркония в горных породах сарановского комплекса (г/т)

№ п/п	Номер пробы	Порода, местонахождение	Rb	Sr	Zr
1	15043	Серпентинит аподунит-гарцбургитовый, Северный Сарановский массив	–	–	54
2	15122	Апоперидотитовый тремолит-тальковый сланец, Южный Сарановский массив, скв. 613А, гл. 197,5 м	–	–	66
3	15125	Ортосланец апогаббровый, там же, гл. 215 м	37	590	84
4	15126	Габбро, там же, гл. 231 м	–	430	72
5	15070	Габбро-анортозит сосюритизированный и амфиболизированный, Северный Сарановский массив	–	551	75
6	15071	То же, там же	10	219	74
7	15053	Пикритовый порфирит, Северный Сарановский массив	–	–	100
8	15063	То же, там же	–	–	104
		Основные породы [Виноградов, 1962]	45	440	100
		Ультраосновные породы [Виноградов, 1962]	2	10	30

Анализы выполнены в химической лаборатории ИГ УНЦ РАН; аналитики Р.Н.Салихова, Я.Л.Мулюков

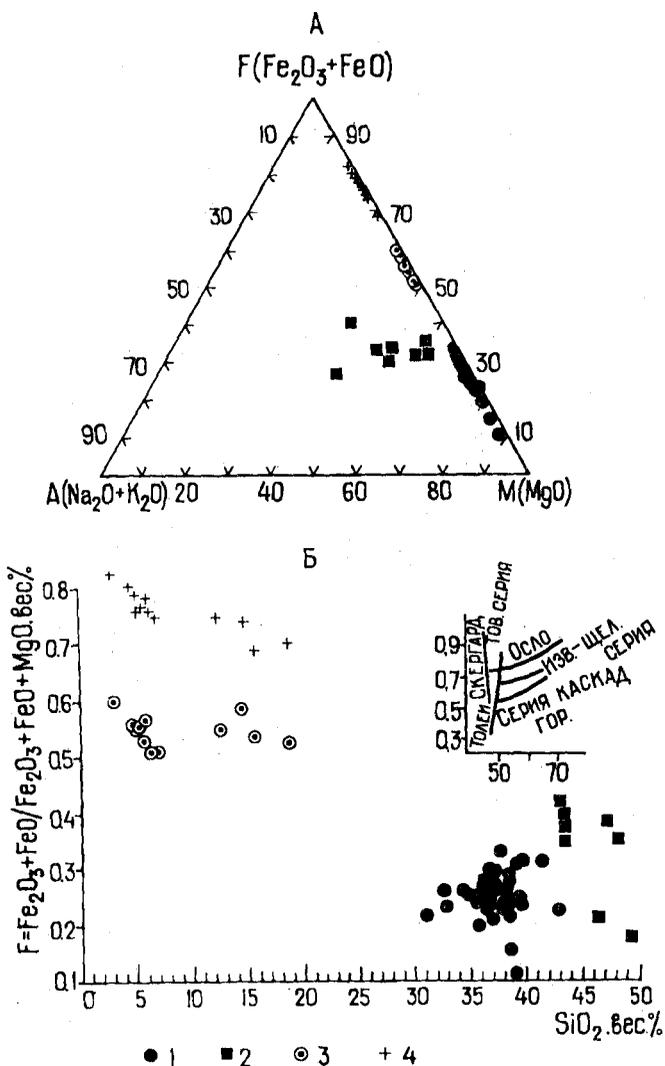


Рис. 27. Петрохимические диаграммы AFM (А) и F – SiO<sub>2</sub>(В) для горных пород и руд сарановского комплекса

1 – аподунитовые и апоперидотитовые серпентиниты; 2 – пироксениты и габброиды; 3 – хромитовые руды; 4 – то же, с отнесением Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> к сумме Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO

вах значительно ниже, и, например, в Бушвельдском массиве с общей мощностью расслоенной серии в 7,5 км составляют только 1,1–1,2 м (пласты Стелпорт и Лидер) [Уэйджер, Браун, 1970; Камерон, Десборо, 1973]. В комплексе Стиллуотер известны 13 чрезвычайно выдержанных по простиранию обогащенных хромитом зон, мощности которых варьируют от долей см до 3,6 м [Джексон, 1973]; общая мощность расслоенной серии этого комплекса оценивается от 4800 до 6000 м [Уэйджер, Браун, 1970]. В расслоенной серии Великой дайки в районе Хартли наблюдаются 10 хромититовых слоев мощностью до 15 см и среди них один – мощностью в 35 см [Уэйджер, Браун, 1970].

Эти сравнительные данные свидетельствуют об уникальности хромитовых месторождений Сарановских массивов среди расслоенных интрузий и, видимо, об очень высокой продуктивности исходного магматического расплава комплекса, обусловленного, возможно, первичным повышенным содержанием хрома в нем. К сожалению, отсутствие пород закаленных фаций в составе известных массивов этого комплекса не позволяет проверить подобное предположение.

Исходя из представлений о принадлежности рассматриваемого комплекса к расслоенным интрузиям, было высказано предположение о вероятной перспективности комплекса на платиноиды, при проверке которого были получены предварительные положительные результаты о перспективности хромитовых руд комплекса на платиновометалльную минерализацию [Волченко и др., 1973]. По их данным, платина, палладий, родий, иридий и осмий установлены в заметных, иногда значительных, количествах во всех пробах хромитовых руд и во многих пробах вмещающих ультрамафитов. Доля платины в общем балансе платиноидов составляет 70–95%, а максимальные концентрации их приурочены к пластам хромитовых руд. При сравнительно высоком среднем и близком для различных пластов хромититов уровне содержаний платиноидов установлено неравномерное распределение платиноидов внутри отдельных пластов с изменением их содержаний до 5–10 раз. В гипербазитах концентрация платиноидов во много раз ниже, чем в хромититах. На основании ряда косвенных данных, указанными исследователями предполагается наличие в хромитовых рудах комплекса собственной платиновометалльной минерализации. Установлением повышенных концентраций элементов группы платины в хромитовых рудах и ультрамафитах сарановского комплекса подтверждается отнесение его к расслоенным интрузиям и намечается открытие нового для Урала перспективного оруденения.

#### 4.6. НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА САРАНОВСКОГО РАССЛОЕННОГО КОМПЛЕКСА

Почти все исследователи сарановского комплекса и генетически связанных с ним хромитовых месторождений единодушны в отнесении этой рудно-магматической ассоциации к расслоенным интрузиям типа Бушвельдской и формировании ее при дифференциации магмы габброидного состава [Зимин, 1938; Штейнберг и др., 1964; Иванов, 1970, 1977<sub>2</sub>; Зимин, 1973; Варлаков, 1978; Волченко и др., 1973, 1979]. Но существенны расхождения между ними в вопросах, касающихся места становления интрузий комплекса и масштабов их последующего перемещения, этапности их формирования и состава дифференцирующегося в интрузивной магматической камере расплава.

Преобладающими в вопросе о месте формирования интрузий комплекса являются взгляды об их залегании в камерах кристаллизации, не признающие или допускающие в основном небольшие последующие их перемещения [Зимин, 1938; Иванов, 1970, 1977<sub>2</sub>; Зимин, 1973; Варлаков, 1978; Павлов, Григорьева, 1974]. В противоположность этому Ю.А.Волченко и др. [1979] рассматривают Сарановский массив как линзообразный будинированный тектонический блок с амплитудой тектонического перемещения по вертикали на многие километры. Разнообразны взгляды исследователей об этапности становления сарановского комплекса. В результате первого углубленного изучения Сарановского хромитового массива И.А.Зимин [1938; Уральские..., 1936] пришел к выводу о его формировании в результате разорванных во времени и последовательно происходивших процессов внедрения перидотитовой, габбровой и диоритовой магм, возникающих при анатексисе глубинного затвердевшего и дифференцированного габбро-перидотитового клина. При этом последовательность формирования участвующих в строении массива образований им была установлена ошибочно: габбровая магма в его схеме соответствует дайковой серии габбродиабазов, а диоритовая – габбро-анортозитовой части интрузий.

К типу полигенных, двухстадийных, относятся интрузии сарановского комплекса в представлениях О.К.Иванова [1970, 1977<sub>2</sub>, 1984] и А.С.Варлакова [1978, 1980<sub>2</sub>]. В первую стадию в глубинном материнском очаге габброидной магмы происходит обособление хро-

мит-гипербазитового дифференциата (у А.С.Варлакова) или различных по составу дифференциатов (у О.К.Иванова) и перемещение их вверх в виде расплава или суспензионной смеси кристаллов и расплава. Во вторую стадию происходит кристаллизация и дифференциация этого материала в интрузивной камере. По данным О.К.Иванова [1984], основные особенности массивов (в том числе элементы расслоенности) были сформированы в глубинном материнском очаге (протоинтрузии) и конкретный набор дифференциатов в массивах обусловлен степенью дифференциации в протоинтрузии и набором дифференциатов, захваченных в процессе вынимания расплава или суспензии в современную камеру. Но весьма сомнительно и вряд ли возможно сохранение неизменными элементов расслоенности в перемещающемся на большие расстояния жидком или суспензионном материале.

Представление о псевдостратифицированном строении Сарановского массива и большой роли в его возникновении гравитационной дифференциации было обосновано И.А.Зиминим [1938]. Расположение в разрезе расслоенной серии отдельных зон макрорасслоенности, четкое проявление элементов мега- и микроритмичности, полосчатых и овоидных текстур, кумулятивных структур во многих типах пород и рудах, направленного изменения составов пород и руд (а также минералов) в ритмах различного масштаба однозначно свидетельствуют, на наш взгляд, об обусловленности внутреннего строения расслоенной серии комплекса процессами внутрикамерной магматической дифференциации с ведущей ролью механизмов фракционной кристаллизации и гравитационного осаждения. Выяснение истинной роли указанных механизмов и возможных других в образовании расслоенного комплекса представляется делом будущего, так как оно должно сопровождаться детальным изучением строения стратифицированных единиц, смены и эволюции минеральных парагенезисов в ритмах и всем известном разрезе, изменений в составах пороодообразующих и рудных минералов.

Наши представления, сложившиеся в результате изучения геологии сарановского комплекса и анализа посвященной ему литературы и геологической литературы по расслоенным интрузиям, близки к взглядам, высказанным Ю.А.Волченко и др. [1979] и основываются на значительной тектонической нарушенности массивов, близких к тектоническим соотношениям дунитов, хромитоносной ритмически расслоенной зоны и габброидов, комплементарности, общности химизма

этих групп пород, четкой расслоенности массивов и общей геологии расслоенных базальтоидных интрузий. Схема формирования рассматриваемого комплекса может быть условно названа магмато-тектонической и включает две главные стадии: а) формирования в спокойной тектонической обстановке из исходного базальтоидного магматического расплава на значительной глубине (порядка нескольких, видимо, 5–6 км) крупной и мощной расслоенной интрузии, с обособлением в разрезе расслоенной серии всех присущих подобным плутонам макрозон от ультраосновной дунитовой до габброидной и, возможно, диорит-гранитной; б) протрузивного перемещения отдельных фрагментов этой интрузии в твердом состоянии в периоды активизации тектонических движений, видимо, в предвендское или вендское время, по зонам тектонических нарушений в более верхние уровни на расстояние до нескольких километров с сохранением присущих им элементов первичной расслоенности и внутреннего строения.

На присутствие на некоторой глубине под Сарановскими массивами крупной массы плотных магматических пород может указывать значительная положительная аномалия силы тяжести в районе пос. Сараны. Но эта аномалия, несколько уменьшаясь в интенсивности, прослеживается не на юг или юго-юго-восток согласно вытянутости цепочки массивов сарановского комплекса, а на юго-запад и переходит в субширотную аномалию восточной окраины Русской платформы, и, видимо, обусловлена геологией кристаллического фундамента этой структуры.

С другой стороны, ультрамафитовые (и основные) породы сарановского комплекса представлены на поверхности и, видимо, на глубине полностью или значительно серпентинизированными разновидностями с пониженной плотностью, в связи с чем они на гравиметрических картах могут не отражаться. Серпентинизированные разности со вторичным магнетитом обычно характеризуются повышением магнитной восприимчивости [Москалева, 1974]. На карте аномального магнитного поля Среднего Урала [Геология СССР, 1969] вблизи осевой части Кваркушско-Каменногорского антиклинория примерно от района пос. Сараны на юго-юго-восток согласно с простиранием массивов комплекса протягивается прерывистая зона значительных положительных магнитных максимумов, возможно, обусловленных крупными массивами серпентинизированных ультраосновных пород. Все сказанное не противоречит представлениям о связи мелких массивов сарановского комплекса, известных на поверхности, с крупными мас-

сами магматических пород на глубине, образующих, возможно, очень крупную дайкоподобную или воронкообразную расслоенную интрузию значительной (десятки км) протяженности.

Любые представления о составе исходной магмы сарановского расслоенного комплекса остаются только предположениями, так как породы краевой группы в составе известных массивов не известны и, видимо, не будут обнаружены. И это отсутствие закаленной зоны может служить дополнительным подтверждением перемещения известных нам массивов комплекса после формирования материнской интрузии в виде отдельных ее фрагментов. Основываясь на том, что обнаженные сейчас фрагменты расслоенной серии, несмотря на их почти исключительно ультраосновной набор пород, в общем однотипны по составу, последовательности образования и характеру расслоения нижней части полных разрезов типовых представителей крупных базальтоидных расслоенных интрузий, можно предположить, что исходная магма рассматриваемой формации могла быть представлена оливиновым толеитом.

Непропорционально большая доля хромититов в объеме массивов не может служить серьезным возражением против базальтоидного состава исходной магмы, так как нам пока известны только очень небольшие и разобщенные фрагменты настоящей интрузии, которая в десятки и сотни раз может превышать по объему массивы рассматриваемого комплекса. А большие мощности пластов хромититов, возможно, объясняются более высокими содержаниями хрома в исходной магме, кристаллизацией хромшпинелида в узком стратиграфическом интервале, особенностями рельефа поверхности, на которой шло осаждение кристаллов рудного минерала или сочетанием перечисленных факторов и, возможно, других, нам пока неизвестных. Косвенно хромовая геохимическая специализация исходной магмы подтверждается повышенным содержанием  $Cr_2O_3$  в ультрабазитах комплекса равным по 26 анализам таблицы 10 0,8% против 0,48%  $Cr_2O_3$  в породах ультраосновной зоны Стиллиуотеррского интрузива с концентрацией 0,04%  $Cr_2O_3$  в гиперстеновых долеритах закаленной зоны [Уэйджер, Браун, 1970]. Содержание  $Cr_2O_3$  в гиперстеновых габбро краевой группы Бушвельдского плутона составляет всего около 0,01%. Косвенным подтверждением базальтоидного состава исходной магмы служат также повышенные железистость и титанистость ультраосновных пород комплекса, по всей вероятности, невозможные при формировании интрузии в процессе дифференциации в интрузивной камере уже обедненного железом и титаном хромит-ультраосновного расплава или суспензии.

#### 4.7. О ФОРМАЦИОННОМ ХАРАКТЕРЕ САРАНОВСКОГО РАССЛОЕННОГО КОМПЛЕКСА

Несмотря на вполне обоснованный и признаваемый большинством исследователей базальтоидный генезис и расслоенный характер рассматриваемого комплекса, формационное положение его определяется неоднозначно. Признавая внегеосинклинальный характер интрузий комплекса, их включают в состав пироксенит-перидотитовой [Булыкин, Золоев, 1968; Золоев, Булыкин, 1983; Магматические..., 1979], перидотит-пироксенитовой [Карта..., 1971], габбро-норит-гарцбургитовой [Павлов, Григорьева, 1974] формаций, формации железистых перидотитов [Смирнов и др., 1974], габброидных гипербазитов [Варлаков, 1980, 2], габбро-норит-перидотитовой субформации формации железистых перидотитов [Малахов, 1983].

В классификации магматических формаций Ю.А.Кузнецова [1964] сарановский комплекс, несомненно, соответствует формации дифференцированных габбровых и норитовых интрузий, а в систематике ВСЕГЕИ [Магматические..., 1979] — перидотит-пироксенит-норитовой формации.

Очевидно, что расхождения в определении формационной принадлежности рассматриваемого комплекса при более детальном подходе связаны с неразработанностью схем формационного расчленения расслоенных массивов вообще и базальтоидных интрузий в частности. Кроме того, формационная диагностика комплекса сильно затрудняется и осложняется фрагментарностью, неполнотой известного нам разреза расслоенной серии. Основываясь на четко выраженной расслоенности и базальтоидном генезисе интрузий рассматриваемого комплекса и принимая во внимание чрезвычайно большое сходство в общих особенностях геологии, внутреннего строения, характера ритмичности разных рангов, петрохимии и металлогении его с известными в мире расслоенными интрузиями, мы считаем возможным относить сарановский хромитоносный комплекс к перидотит-пироксенит-норитовой формации (соответствующей формации дифференцированных габбровых и норитовых интрузий Ю.А.Кузнецова), охватывающей наиболее распространенные и широко известные расслоенные интрузии базальтоидного генезиса. Видимо, целесообразно в этой формации обособление в качестве отдельных субформаций магматических

ассоциаций, отличающихся от «стандартных» расслоенных интрузий спецификой состава и генезиса.

В предложенной нами формационной интерпретации сарановский и кусинско-копанский комплексы относятся к единой формации. И несмотря на несопоставимость указанных комплексов по вещественному содержанию и металлогении, ничего противоречивого в объединении их в одну формацию нет. В крупных расслоенных интрузиях с полностью вскрытым разрезом расслоенной серии снизу вверх представлены зоны с преимущественным или исключительным развитием ультраосновных, ультраосновных+основных, основных, средних и кислых дифференциатов. В таком понимании кусинско-копанский комплекс (как было отмечено в предыдущей главе) отвечает только верхней части разреза расслоенных серий базальтоидных интрузий с титаномагнетитовым оруденением, а сарановский – нижней с хромитовым и платиноидным оруденением. В самом основании (подшве) «материнской» интрузии сарановского комплекса можно ожидать концентрации сульфидного медно-никелевого оруденения, тем более что в дунитах и хромитовых рудах наблюдается пентландит-пирротин-халькопиритовая минерализация типа ликвационных обособлений.

## ВЫВОДЫ

Из анализа и обобщения имеющегося материала по геологии сарановского хромитоносного комплекса, проведенного в сопоставлении с известными расслоенными интрузиями Земли, могут быть сделаны следующие выводы, имеющие хотя и предварительный, но, на наш взгляд, вполне корректный характер.

1. Несмотря на большую пространственную разобщенность, мелкие интрузии хромитоносных ультрабазитов сарановского комплекса, как и предполагал О.К.Иванов [1984], могут соединяться на глубине в единый и крупный по протяженности материнский интрузив типа Великой дайки Южной Африки, что косвенно может подтверждаться четко выраженной зоной значительной по интенсивности магнитной аномалии положительного знака, совпадающей с зоной развития рассматриваемого комплекса.

2. В настоящее время в виде мелких массивов сарановского комплекса мы имеем только отдельные разобщенные фрагменты расслоенной серии крупной интрузии, расположенной значительно глубже.

3. Особенности геологии сарановского комплекса, отличающие его от обычных расслоенных плутонов (отсутствие пород краевой группы, обособленность дунитов, хромитоносной ритмически расслоенной зоны и базитов, т.е. «многофазность», отсутствие зоны экзоконтактового метаморфизма, несопоставимые с известными объемами массивов запасы хромитовых руд и большие мощности хромитовых пластов, и др.), объясняются, на наш взгляд, оторванностью отдельных фрагментов нижней части разреза расслоенной серии от материнской интрузии в результате протрузивного перемещения их в более верхние уровни от места своего формирования.

4. Металлогения комплекса определяется крупномасштабным хромитовым оруденением и вновь установленной перспективной платиноидной минерализацией в хромитовых рудах.

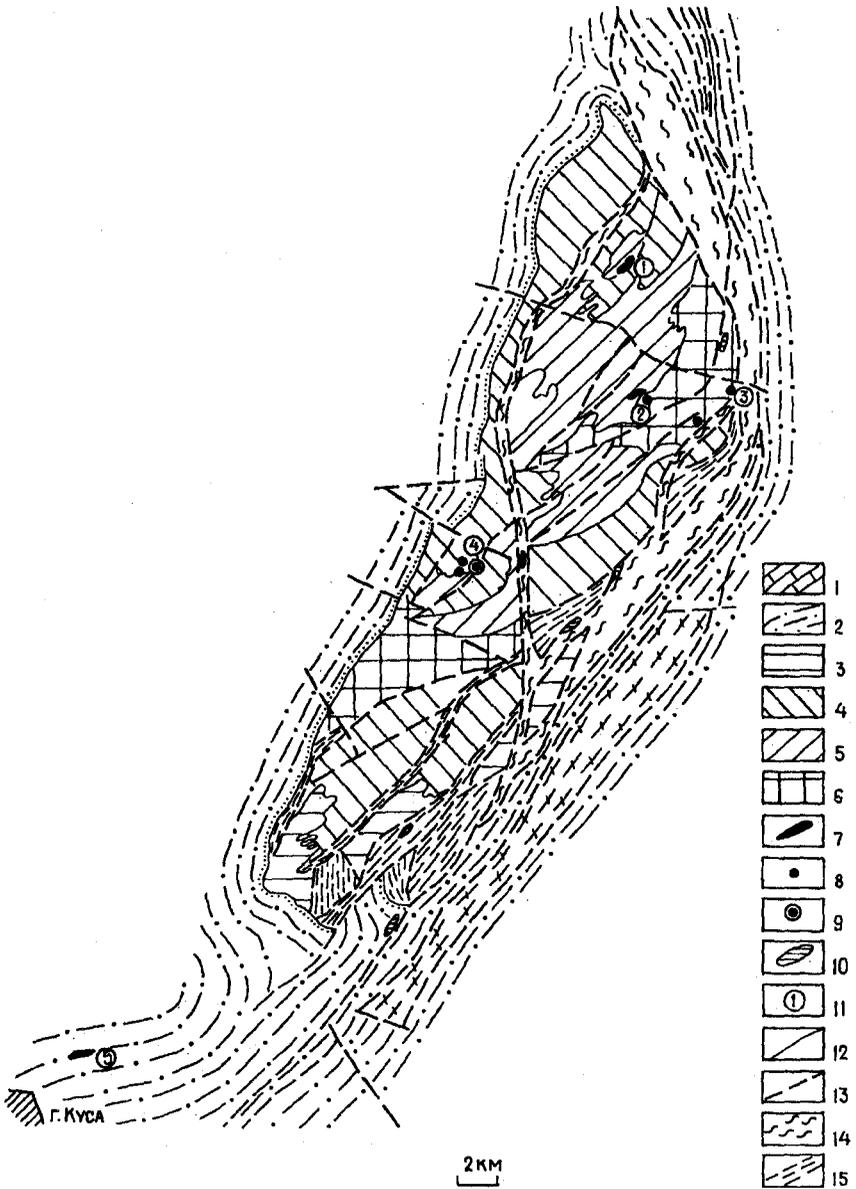
5. Рассматриваемый хромитоносный комплекс относится к обычной и типичной для базальтоидных расслоенных интрузий перидотит-пироксенит-норитовой формации, представленной здесь фрагментами нижней части расслоенной серии.

## **5. МИСАЕЛГИНСКИЙ ВЕРХНЕРИФЕЙСКИЙ ДИАБАЗ-ПИКРИТОВЫЙ КОМПЛЕКС**

Мисаелгинская верхнерифейская диабаз-пикритовая формация расслоенных интрузий включает одноименный интрузивный комплекс, известный пока только на одном участке Башкирского мегантиклинория (рис. 28) на границе Южного и Среднего Урала. Первоначально интрузии комплекса были вскрыты при поисково-разведочных работах на магнетитовые кварциты, проводимых в пределах тараташского метаморфического комплекса и описаны как дифференцированные диабаз-пикритовые залежи В.И.Ленных и В.И.Петровым [1978] и нами с выделением в самостоятельный комплекс [Алексеев, 1979, 1984]. Позднее мисаелгинский комплекс более детально изучался нами и С.Г.Ковалевым [1987, 1990], выполнившим парагенетический анализ и моделирование процесса становления дифференцированной залежи этого комплекса.

### **5.1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ МИСАЕЛГИНСКОГО КОМПЛЕКСА**

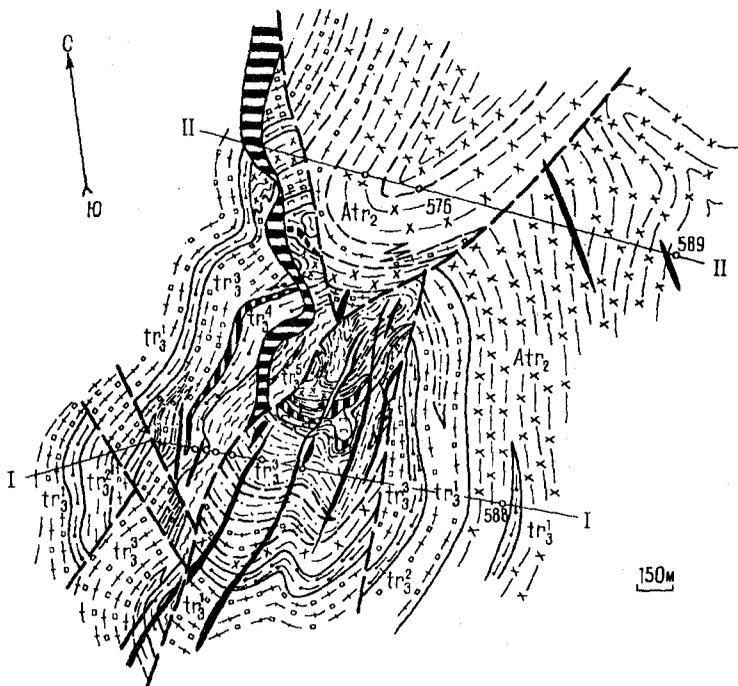
Мисаелгинский комплекс пока представлен всего двумя однотипно и четко дифференцированными относительно полого залегающими пластовыми секущими интрузиями, вскрытыми скв. 589 в западной части тараташского метаморфического комплекса на водораздельном увале реч. Миса-Елга и ее левым притоком ручьем Черный Ключ. Интрузивные залежи подсечены в интервалах глу-



бин 61,7–107 м и 251,7?–466,5 м и имеют мощности соответственно 45,3 м и около 215 м (рис. 29). Нижняя залежь представлена почти всем разрезом расслоенной интрузии, за исключением верхней закаленной зоны, не установленной нами при описании плохо сохранившегося керна. Верхняя залежь в верхней и нижней частях контактирует с рвущими ее дайками кварцсодержащих диабазов. Верхняя граница залежи проходит в области верхней краевой зоны интрузии, сложенной среднезернистыми пикрит-диабазами, но тонко- и мелкозернистые закаленные разности срезаны дайкой и отсутствуют. Дайка, зафиксированная в интервале глубин 52,8–61,7 м, падает под углом 55–60°. Дайка на глубине 107–111,5 м имеет такое же залегание и срезает дифференцированную интрузию также в эндоконтактной закаленной пикрит-диабазовой зоне. Обе дифференцированные залежи, судя по зонкам расщепления и трещиноватости в их приконтактных участках и соотношению нижнего тела с нижезалегающими гнейсами, падают под углом 30°, по материалам Кусинской ГРП, на запад. На дневной поверхности интрузии не обнажены в связи с развитием рыхлых четвертичных отложений значительной мощности.

Рис. 28. Геологическая схема распространения дифференцированных пикритов в Кусинско-Тараташском районе (геологическая основа по В.И.Петрову, 1975 г., с упрощением и изменениями)

1 – палеозойские отложения; 2 – рифейские отложения нерасчлененные; 3–6 – тараташский метаморфический комплекс, верхний архей (3 – тагаякская свита, графитсодержащие гнейсы; 4 – радашная свита, кварцито-гнейсы, двупироксен-плагиоклазовые сланцы; 5 – шигирская свита, габбродиоритогнейсы, двупироксен-плагиоклазовые сланцы и др.; 6 – куватальская свита, двупироксен-плагиоклазовые, оливин-пироксеновые, магнетит-пироксеновые сланцы, магнетитовые кварциты, биотит-гранатовые плагиогнейсы); 7 — пикриты и пикродолериты лысогорского комплекса; 8 – поисково-разведочные скважины, вскрывшие пикриты и пикродолериты лысогорского комплекса; 9 — скважина 589, вскрывшая феррогаббродиабаз-пикритовые залежи мисалгинского комплекса; 10 – метапикриты недифференцированные (?) неясного возрастного положения; 11 – участки развития дифференцированных пикритовых, диабаз-пикритовых и пикрит-пикродолеритовых залежей (1 – Шигирско-Тахтинский, 2 – Западно-Лысогорский; 3 – Куватальский; 4 – Магнитный, 5 – Кусинский); 12 – геологические границы; 13 – тектонические нарушения нерасчлененные; 14 – зеленосланцевые милониты и диафориты; 15 – бластомилониты эпидот-амфиболитовой фации



ФРАГМЕНТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ

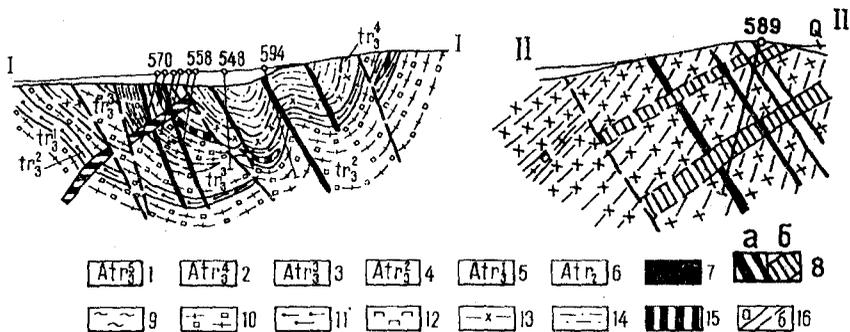


Рис. 29. Геологическая схема участка «Магнитный» (по материалам Кусинской ГРП, с дополнениями и изменениями)

1–5 – третья толща тараташской свиты (1 – кварцитогнейсы с прослоями магнетитовых кварцитов и пироксенолитов; 2 – биотит-гранатовые и графитсодержащие гнейсы, переслаивание магнетитовых кварцитов с маг-

Мисаелгинской комплекс по возрасту относится нами к верхнерифейскому уровню [Алексеев, 1984]. Участвующие в его составе магматические породы относительно слабо изменены, первичные магматические минералы обычно представлены незамещенными пироксенами, оливином, плагиоклазом. Отнесение комплекса к позднему рифею обосновывается пока единичным определением калий-аргоновым методом возраста габбродиабаза, равным 780 млн лет [Ленных, Петров, 1978], и рубидий-стронциевой изохроной в 726 млн лет, полученной по нашим пробам в лаборатории изотопной геологии и геохронологии ИГ УНЦ РАН В.М.Горожаниным и др.

## **5.2. ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ИНТРУЗИЙ КОМПЛЕКСА (ХАРАКТЕРИСТИКА ТИПОВ РАССЛОЕННОСТИ)**

Обе интрузивные залежи мисаелгинского комплекса имеют резко выраженное асимметричное строение с четким разделением их разрезов на нижнюю ультраосновную и верхнюю основную зоны. По керновому каменному материалу, сохранившемуся до нашего ознакомления с ним и к настоящему времени полностью утерянному, в составе залежей могут быть выделены краевая группа и расслоенная серия (рис. 30). Объемы краевой группы в связи с небольшими мощностями интрузий незначительные и составляют для нижней группы от 2 до 5 м, а для верхней 1,2–1,5 м. Краевая группа сложена неравнозернистыми, порфировидными мелко-среднезернистыми

нетит-пироксеновыми породами и рудами; 3 – двупироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы; 4 – биотит-гранатовые гнейсы с прослоями магнетитовых кварцитов и графитосодержащих пород; 5 – двупироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы); 6 – вторая толща тараташской свиты нерасчлененная; 7 – микропегматитовые диабазы и диабазовые порфириты; 8 – дифференцированные пикритовые и диабаз-пикритовые интрузии (а – пикриты и пикродолериты, лысогорский комплекс, б – феррогаббродиабаз-пикритовая залежь, мисаелгинский комплекс); 9 – тонкополосчатые кварцито-гнейсы; 10 – двупироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы и мигматиты по ним; 11 – биотит-гранатовые гнейсы; 12 – пироксенолиты; 13 – диорито-гнейсы; 14 – очковые гнейсы (мигматиты); 15 – магнетитовые кварциты; 16 – геологические границы достоверные (а) и предполагаемые (б). Жирные пунктирные линии – разрывные нарушения

ми пикрит-диабазы, кристалличность которых постепенно увеличивается от контактов внутрь залежей, а состав их в нижней краевой группе в том же направлении становится более ультраосновным, а в верхней краевой группе – более кислым. Границу между нижней краевой группой и расслоенной серией мы проводим по появлению в породах относительно крупного по размерам (1–2 мм) кумулятивного оливина, в отличие от мелкозернистого (0,2–0,5 мм) оливина в породах краевой группы.

Абсолютно большая часть разреза интрузий комплекса (97–98% по мощности) сложена расслоенной серией, которой свойственны очень четко выраженные макрорасслоенность (грубая зональность), ритмическая и скрытая расслоенность.

*Макрорасслоенность*, в первую очередь, проявлена в том, что в разрезе интрузий при изучении керна легко обособляются ультраосновная и основная зона, имеющие между собой постепенные переходы. При более детальном изучении керна и шлифов выявляется, что в разрезе расслоенной серии выделяются три зоны: нижняя – пикрит-пикрит-диабазовая, средняя – ритмически расслоенная, и верхняя – феррогаббродиабазовая. Пикрит-пикрит-диабазовая зона полностью представлена в нижней интрузии и занимает интервал от 353 м до границы с нижней краевой группой на уровне около 462 м, имея мощность по скважине 109 м. От основания зоны до уровня около 445 м содержание кумулятивного оливина в породах и основность пикритов растут, а выше по разрезу уменьшаются, при этом в верхней части зоны в интервале 370–353 м оливин отсутствует. В разрезе зоны в ее нижней части выделяется горизонт наиболее магнезиальных пикритов (45–50 м) с содержанием магнезии более 20%; выше по разрезу располагается горизонт пикритов или пикрит-диабазов с содержанием магнезии 18–20% общей мощностью до 40 метров, переходящих вверх по разрезу через оливиновые габбронориты мощностью около 5–6 м в габбронориты мощностью до 17 м. Переходы между горизонтами зоны совершенно постепенные.

Ритмически расслоенная зона занимает интервал от 353 до 330 м и имеет мощность 23 м. Породы горизонта достаточно резко сменяются вниз и вверх по разрезу породами верхней части подстилающей зоны и габброидами подошвы вышезалегающей зоны. В основаниях ритмов представлены пикриты с резко выраженной трахитоидной текстурой, обусловленной субпараллельно ориентированным по отношению друг к другу и к границам зоны и ритмов расположе-

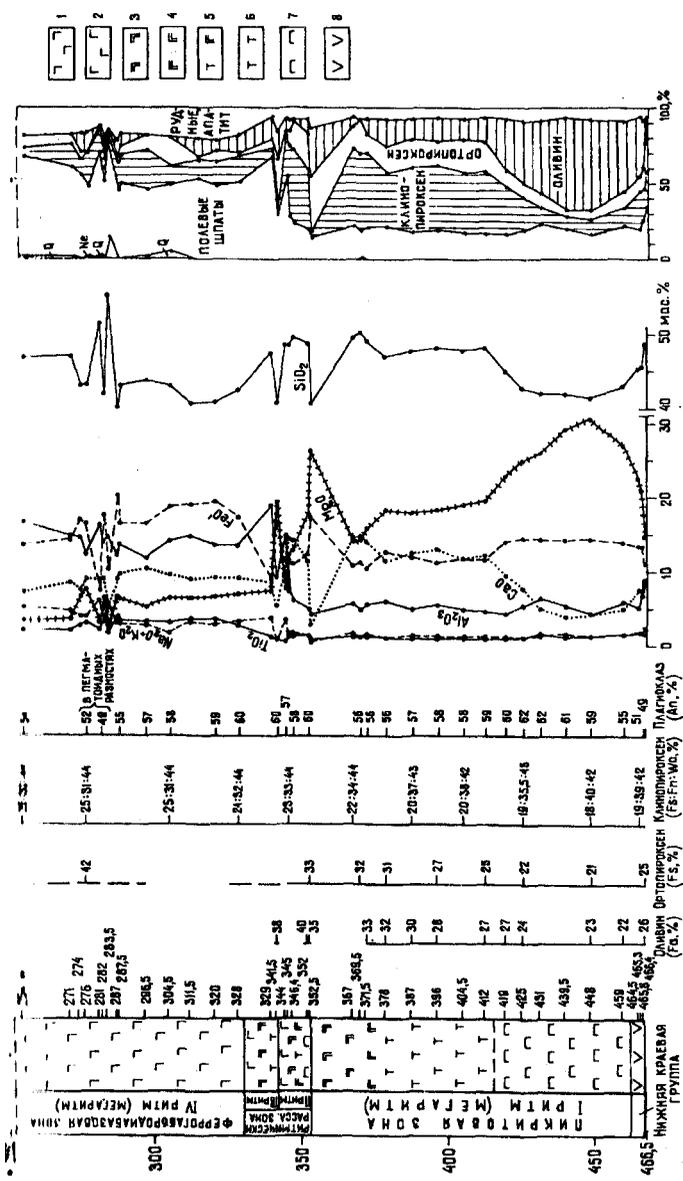


Рис. 30. Разрез и вариационные диаграммы изменения состава породообразующих минералов, химизма и нормативно-минерального состава расслоенной феррогаббродиабаз-пикритовой залежи скв. 589  
 1 – феррогаббродиабазы; 2 – габбродиабазы; 3 – габбронориты; 4 – оливиновые габбронориты; 5 – пикрит-диабазы; 6 – пикриты (пикрит-диабазы) с содержанием магнезии 18–20%; 7 – пикриты с содержанием магнезии более 20%; 8 – порфиридные пикрит-диабазы краевой группы

нием пластинчато-таблитчатых кристаллов оливина. В перекрывающих пикриты габброидах ритмов текстура преимущественно массивная. В этой промежуточной зоне в верхней интрузии наблюдается маломощный шпировидный прожилок мелкозернистого гранофира, представляющий, видимо, лейкократовый остаточный расплав.

Верхняя – феррогаббродиабазовая зона сложена преимущественно массивными габбродиабазами с повышенной железистостью и без четких признаков расслоения. Мощность зоны в нижней интрузии около 80 м, в верхней – примерно 30 м. В габброидной зоне в ее верхней части примерно в метрах 25–35 ниже кровли развиты шпировидные выделения более лейкократовых пегматоидных габбродиабазов с пониженной железистостью. В верхней части габброидной зоны в феррогаббродиабазе в заметных количествах появляется биотит. В верхней интрузивной залежи, более маломощной и менее дифференцированной по сравнению с нижней залежью, феррогаббродиабазы с постепенным переходом через меланократовые разности габброидов сменяются среднезернистыми пироксеновыми, почти безоливиновыми пикрит-диабазами верхней краевой группы.

*Ритмическая расслоенность* в породах комплекса проявлена в ритмически расслоенной зоне, выделяющейся только в разрезе нижней интрузивной залежи в интервале глубин 330–353 м. Ритмы зоны количественно ограничены – их только два, но они относительно мощные: первый ритм (нижний) мощностью 9 м в интервале 353–342 м, и второй в 12 м в интервале 342–330 м. Ритмы в обоих случаях начинаются маломощными (в 0,5 м) горизонтами пикритов с кумулятивными выделениями оталькованного оливина. Нижний ритм, кроме пикритов, включает последовательно образовавшиеся и направленно изменяющиеся горизонты пикрит-диабазов, оливиновых габброноритов, норитов и габбродиабазов, имеющих постепенные переходы. Верхний ритм включает пикриты, габбронориты и сменяющие их габбродиабазы с резко пониженной по сравнению с габброидами вышелегающей феррогаббродиабазовой зоны железистостью и повышенной глиноземистостью.

В целом разрез расслоенной серии нижней интрузивной залежи включает четыре ритма разных масштабов с закономерно направленной изменчивостью состава: первый мощный ритм пикрит-габброноритовый, второй относительно маломощный пикрит-габбродиабазовый, третий относительно маломощный пикрит-габбродиабазовый, четвертый мощный – феррогаббродиабаз-

зовый (с дифференциацией от меланократовых к более лейкократовым разностям).

**Скрытая расслоенность** в породах рассматриваемого комплекса выражена достаточно отчетливо и согласованно во всех изученных основных пороодообразующих минералах.

Оливин в породах нижней интрузивной залежи наблюдается в интервалах глубин от основания залежи до 370 м и с перерывами на глубинах примерно 351–353 и 341–342 м в подошве ритмов в переходном горизонте между пикритовой и феррогаббродиабазовой зонами (см. рис. 30). Состав оливина в разрезе интрузии снизу вверх становится постепенно более железистым – содержание фаялитовой составляющей в нем поднимается с 22–23% до 33% в оливиновых норитах пикрит – пикрит-диабазовой зоны и до 26–40% в пикритах и пикрит-диабазе ритмически расслоенной зоны. В нижней краевой группе железистость оливина несколько повышается и составляет около 26%. Но в породах нижней краевой группы иногда наблюдаются редкие включения крупных до 1–2 см – интрателлурических слабо корродированных кристаллов оливина, состав которых изменяется от 89% Fo – 11% Fa в ядре до 78% Fo – 22% Fa на их периферии, т.е. краевые зоны интрателлурических выделений по составу становятся однотипными пороодообразующему оливину нижних частей расслоенной серии.

Ортопироксен – характерный, но не ведущий минерал нижней пикрит – пикрит-диабазовой зоны, в небольших количествах присутствует в ритмически расслоенной зоне (кроме их верхних горизонтов) и спорадически – в феррогаббродиабазовой. По составу он определяется как гиперстен, а в наиболее магнезиальных пикритах – как железистый бронзит; содержание Fs в нем постепенно поднимается в разрезе расслоенной серии от 28% в пикритах до 32–33% в габброноритах и до 42% в феррогаббродиабазах.

Плагиоклаз и клинопироксен являются сквозными и наиболее распространенными пороодообразующими минералами горных пород комплекса. От нижнего эндоконтакта от краевой закаленной зоны до середины пикритового горизонта основность плагиоклаза возрастает с 49–50 до 60–62% An, а выше постепенно понижается до 54% An в феррогаббродиабазах кровли; в пегматоидных разностях габбродиабазов плагиоклаз представлен лабрадором и андезином №49–52, а в редких гранофировых прожилках – основным олигоклазом. В гранофировых микроструктурах феррогаббродиабазов совместно с

кварцем представлены также олигоклаз и калинатровый полевой шпат. Общее понижение основности плагиоклаза в разрезе расслоенной интрузии снизу вверх осложняется ее заметным возрастанием в наиболее меланократовых разностях пород в горизонтах ритмически расслоенной зоны.

Обычно подобные нарушения правильной скрытой расслоенности состава минералов в разрезах расслоенных интрузий рассматриваются как отклонения от нормы и объясняются чаще всего повторным поступлением дополнительных порций исходной магмы [Уэйджер, Браун, 1970]. В нашем случае нет оснований предполагать поступление дополнительных порций магмы при формировании относительно маломощных горизонтов ритмически расслоенной серии. Вероятно, при изучении скрытой зональности состава минералов необходимо сравнивать основность или железистость минералов в однотипных породах и особенно минералов, имеющих одинаковую структурную (в смысле положения в общей последовательности кристаллизации) позицию, т.е. имеющих кумулятивную или интеркумулятивную природу. В пикритах и пикрит-диабазы нижней и ритмически расслоенной зон интрузии скв. 589 плагиоклаз является интеркумулятивным пойкилитовым минералом, выделяющимся после оливина и пироксенов при значительно более низких температурах из «порового» остаточного расплава. В габброноритах и феррогаббродиабазы плагиоклаз уже относится к кумулятивной ассоциации и его кристаллизация могла происходить при температурах, одинаковых или даже несколько превышающих температуру, при которой шло формирование интеркумулятивного плагиоклаза в породах более нижних зон.

Клинопироксен в породах комплекса определяется как авгит; скрытая расслоенность в изменении его состава также проявлена достаточно четко и по определениям оптических свойств выражается в увеличении железистости с 18 до 26% Fs и уменьшении содержания энстатитовой составляющей с 40 до 30%.

В породах мисаелгинского комплекса в том или ином количестве во всем разрезе представлены коричневая роговая обманка и биотит с повышенной окисленностью железа, но изменения этих поздних интеркумулятивных минералов нами пока документально не прослежены, хотя по единичным измерениям показателей преломления и для них намечается вверх по разрезу заметное увеличение железистости.

В разрезе расслоенной серии интрузий комплекса сверху вниз наблюдаются заметные изменения в составах ассоциаций рудных минералов и в их количественных содержаниях, но изменения в составах конкретных рудных минералов (в основном особый интерес в этом смысле представляют титаномагнетит и ильменит) пока не изучены. В пикрит-пикрит-диабазовой зоне, особенно в пикритах, присутствует ассоциация рудных минералов, включающая сульфиды и более поздние окислы железа и титана. Сульфиды обычно представлены каплевидными обособлениями ликвационного типа, сложенными в основном магнетитом, халькопиритом, пирротинном, пентландитом. Оксиды образуют интеркумулятивные выделения титаномагнетита и ильменита. Содержание их возрастает вверх по разрезу интрузии, особенно в феррогаббродиабазовой зоне, к основанию которой приурочено более чем двухкратное увеличение количества окисных рудных минералов. В феррогаббродиабазах сульфиды представлены наложенной бедной минерализацией халькопирита и пирита.

Приведенный материал по составам минералов является в какой-то степени предварительным, но он достаточно убедительно подтверждает отчетливое проявление скрытой расслоенности в разрезах интрузий рассматриваемого комплекса. В дальнейшем общий характер и детали проявления скрытой зональности желательнее уточнить более скрупулезными и точными определениями составов минералов, в том числе и изучением возможной зональности в составах самих минералов.

### **5.3. ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ДИФФЕРЕНЦИАТОВ КОМПЛЕКСА**

В сложении интрузивных залежей мисаелгинского комплекса принимают участие породы маломощных краевых (нижней и верхней) групп и расслоенной серии, имеющие между собой постепенные переходы. Породы обеих краевых групп представлены порфировидными пикрит-диабазами, в нижней группе содержащими оливин, в верхней – преимущественно безоливиновыми.

Краевые пикрит-диабазы – преимущественно мелко- и среднезернистые породы неравнозернистого сложения с размером минеральных индивидов от долей мм до 2–3 мм. Общая структура их порфировид-

ная с элементами аллотриоморфно- и панидиоморфнозернистой и пойкилитовой структур (рис. 31). В сложении пикрит-диабазов участвуют клино- и ортопироксены, оливин, плагиоклаз, роговая обманка, биотит и рудные минералы. Оливин в идиоморфных кристаллах различной размерности – от 0,01–0,02 мм до 0,2–0,5 мм – включен в качестве наиболее ранних и высокотемпературных хадакристаллов во все другие минералы, особенно в ойкокристаллы клинопироксена. При этом в клинопироксене кристаллы оливина значительно – в несколько раз (от 2–3 до 10) мельче его же индивидов в ортопироксене и плагиоклазе, слагающих в основном интерстициальный материал. Подобные соотношения свидетельствуют о том, что кристаллизация исходного расплава началась с выделения оливина, к которому через незначительное время присоединяется клинопироксен, и позднее их кристаллизация идет одновременно. Железистость оливина в краевых пикрит-диабазов составляет 26–27%. Содержание оливина составляет 10–15, редко 20%, увеличиваясь вверх по разрезу краевой группы за счет кумулятивных более крупных его кристаллов.

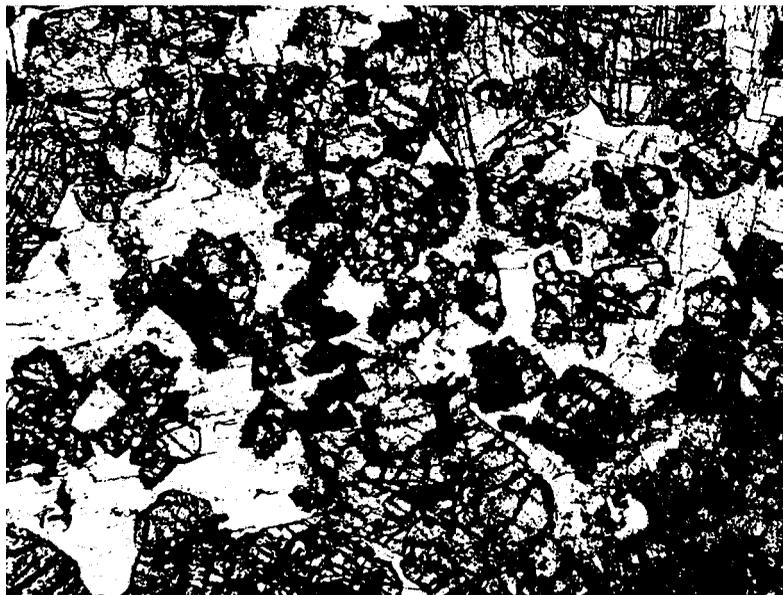


Рис. 31. Порфировидный пикрит-диабаз нижней краевой группы; скв. 589, гл. 465,8 м, пл. 11647. Увел. 25, без анализатора

Клинопироксен в пикрит-диабазам в основном представлен в крупных, достигающих 2–3 мм, субидiomорфных, часто деформированных и изогнутых кристаллах, содержащих мелкие выделения оливина, особенно в краевых частях обособлений клинопироксена. Присутствие крупных клинопироксеновых кристаллов и обуславливает порфириновидное сложение пород рассматриваемой группы. Содержание его в среднем составляет 50–55% от общего объема пород.

Ортопироксен в пикрит-диабазам при его содержаниях, не превышающих 20–25% и обычно составляющих 5–10%, развивается в формах от типичных идиоморфно- и короткопризматических до ксеноморфных, образующих с плагиоклазом в интерстициальных участках срастания, напоминающие микропегматоидные структуры. Ассоциация ортопироксена с плагиоклазом в общей последовательности кристаллизации породы свойственна пикрит-диабазам, прилегающим к контакту с вмещающими породами, а идиоморфные формы его развиты в пикрит-диабазам внутренних частей краевой группы. Железистость ортопироксена в породах этой группы равна 25–27% и незначительно понижается в пределах краевой группы от контакта к границе с расслоенной серией.

Плагиоклаз, содержание которого в породах краевой группы составляет 25–30% от общего объема, образует полисинтетически сдвоенные широкотаблитчатые кристаллы, размеры которых достигают 1 мм, и в наиболее близких к контакту породах тонкотаблитчатые лейстовидные выделения в «метельчатых» агрегатах, включающих также иногда ортопироксен, роговую обманку и биотит. Роговой обманкой реакционно обрастаются клинопироксен и ортопироксен. Содержание ортопироксена и биотита, видимо, повышено в пикрит-диабазам, ассимилированных материалом вмещающих пород.

Расслоенная серия интрузий комплекса охватывает пикриты и феррогаббродиабазы и все промежуточные между этими крайними и наиболее распространенными типами разности пород, среди которых могут быть выделены пикрит-диабазы, оливиновые габбронориты, габбронориты и габбродиабазы.

Пикриты, слагающие нижнюю часть пикрит – пикрит-диабазовой зоны, представляют преимущественно среднезернистые темно-серые массивные породы с панидиоморфнозернистой и пойкилитовой структурами и плотностью 3230–3340 кг/м<sup>3</sup>. В сложении пикритов этого горизонта принимают участие оливин (от 30 до 60%), клинопироксен (30–55%), ортопироксен (до 10–15%), плагиоклаз (до 15%),

роговая обманка и биотит (до нескольких %), рудные (1–3%). Оливин в идиоморфных и субидиоморфных кристаллах размером от 0,2 до 2–3 мм обычно пойкилитово включен в крупные кристаллы клинопироксена; в наиболее оливиновых разностях пород оливин образует более или менее равномерно распределенные выделения примерно одного размера (2–2,5 мм), образующие оливиновый кумулат. В пикритах с пойкилитовой структурой оливин присутствует в двух ассоциациях. В первой он включен в виде относительно мелких (0,3–0,5 мм) субидиоморфных и нередко как бы округлых и корродированных выделений в крупные кристаллы клинопироксена и реже ортопироксена; к краям таких ойкокристаллов авгита размеры выделений оливина становятся несколько больше. В ассоциации с интерстициальным плагиоклазом оливин значительно крупнее, он во включениях в кристаллах плагиоклаза достигает размеров от 0,3 мм до 1,5 мм, а в свободном виде до 2–3 мм; в этом случае выделения оливина нередко имеют удлиненно-таблитчатую форму и располагаются своей уплощенностью субпараллельно друг другу, обуславливая близкую к трахитоидной микротекстуру пород. Вверх по разрезу пикритового горизонта содержание оливина понижается до 20–30%. Оливин обычно слабо замещен по трещинкам тальком, серпентином и магнетитом. Участками он полностью замещается тальком с примесью вторичного магнетита.

Клинопироксен в описываемых пикритах образует крупные пойкилитовые кристаллы размером до 5–6 мм, включающие оливин и субидиоморфные чистые от включений оливина выделения размером до 2–3 мм. Судя по отсутствию на отдельных уровнях пикритового горизонта (в основном в начале и конце интервала) в клинопироксене включений оливина и по увеличению размеров оливиновых хадакристаллов от внутренних частей к внешним ойкокристаллов клинопироксена, кристаллизация моноклинного пироксена началась почти одновременно или чуть несколько позже оливина. Поэтому оливин-клинопироксеновую ассоциацию с пойкилитовым пироксеном в отдельных случаях можно рассматривать как примерно одновременную и кумулативную.

Ромбический пироксен в пикритах представляет второстепенный порообразующий минерал; содержание его обычно не поднимается выше 10%. В основании пикритового горизонта он имеет характер кумулативного минерала и образует призматические идиоморфные кристаллы размером до 3–4 мм, сильно замещенные тальком. В

остальной части пикритового горизонта он присутствует в форме ойкокрystalлов или его фрагментов, включающих как оливин, так и моноклинный пироксен, но включения хадакрystalлов указанных минералов в нем по размерам значительно меньше их самостоятельных выделений, хотя оливин в нем крупнее, чем в клинопироксене. Полные размеры таких ойкокрystalлов, изредка попадающихся в шлифах, достигают 3–4 мм.

Плагноклаз в описываемых пикритах имеет форму типичного интерстициального минерала, заполняющего свободные промежутки между всеми выше перечисленными минералами и содержащего в себе их включения.

Наиболее поздние из темноцветных минералов – роговая обманка и биотит. Роговая обманка определяется как керсутит; она реакционно обрастает клинопироксен и также имеет пойкилитовый характер. Железистость его близка к 60–65%. Биотит также представлен коричнево-красноватой разностью, ассоциирующей с роговой обманкой.

Судя по присутствию авгит-оливиновых кумулатов без включений оливина в клинопироксене и оливин-авгитовых кумулатов с пойкилитовым клинопироксеном, в разрезе пикритового горизонта могут быть проявлены элементы ритмической расслоенности, но для выделения и характеристики их у нас нет достаточного материала.

Пикриты в основаниях обоих ритмов ритмически расслоенной зоны интенсивно замещены, и оливин в них определяется только по характерным для него магнетит-серпентин-тальковым псевдоморфозам. Пикриты нижнего ритма имеют массивную текстуру, верхнего – четко выраженную трахитоидную. Оливин в них образует идиоморфные, близкие к изометричным, выделения размером 1,5–2 мм в качестве единственного кумулятивного минерала (нижний ритм) или таблитчатые кристаллы до 2–3 мм в составе оливин-плагноклазовой кумулятивной ассоциации (верхний ритм). В том и другом случае клинопироксен образует более крупные пойкилитовые кристаллы, обрастающиеся роговой обманкой.

Пикрит-диабазы (или пикриты с содержанием магнесии меньше 20, но больше 18%) образуют достаточно мощный и однородный горизонт в верхней части нижней зоны расслоенной серии в интервале глубин 415–372 м и в средней части нижнего ритма ритмически расслоенной зоны. Они представляют собой среднезернистые породы массивного сложения, иногда с признаками трахитоидности, и плот-

ностью около 3100–3200 кг/м<sup>3</sup>. Структура их в основном панидио-морфнозернистая с характерными элементами типичной пойкилитовой, иногда порфириовидная за счет более крупных кристаллов ортопироксена. В качестве кумулятивных ассоциаций в них обычно представлены оливин-клинопироксеновый, гиперстен-авгит-оливиновый парагенезисы, причем первый характерен для средней и нижней частей отмеченного пикрит-диабазового горизонта, а второй – для пикрит-диабазов остальных уровней. Оливин и клинопироксен в пикрит-диабазов образуют соответственно идиоморфные и субидиоморфные выделения размером 1–1,5 мм и обычно представляют продукты начальной, почти равновесной кристаллизации. Ортопироксен же обычно является пойкилитовым минералом, включающим клинопироксеновые и оливиновые кристаллы. Но, принимая во внимание очень мелкие размеры хадакристаллов указанных минералов по сравнению в несколько раз более крупными размерами их кристаллов вне пойкилитового гиперстена, кристаллизация последнего, начавшись несколько позднее клинопироксена и особенно оливина, продолжалась совместно с ними. Размеры пойкилитовых призм ортопироксена достигают 4–6 мм по уплотнению. Плаггиоклаз – типичный интерстициальный минерал пикрит-диабазов, «цементирующий» цветные минералы; такой же характер имеет и роговая обманка, предшествующая в кристаллизации плаггиоклазу. С плаггиоклазом обычно ассоциируют биотит и рудные окислы железа и титана.

Рудные минералы в пикритах и пикрит-диабазов рассматриваемых интрузий относятся к оксидам и сульфидам. Оксиды представлены обычно ксеноморфными, реже субидиоморфными выделениями ильменита и титаномагнетита размером менее 0,2–0,4 мм, ассоциирующимися с плаггиоклазом, роговой обманкой и биотитом. Содержание оксидов титана и железа в пикритах и пикрит-диабазов, как правило, невысокое и составляет не более 1–2%. Титаномагнетит обычно имеет пониженные количества титана и повышенные – хрома, ильменит-магния, т.е. могут определяться как хроммагнетит и пикроильменит (табл. 13). В пикритах и пикрит-диабазов сульфиды присутствуют чаще всего в виде каплевидных округлых обособлений диаметром менее 0,1 мм (рис. 32) и вкрапленности агрегатов неправильной формы размером от сотых долей до 0,2–0,4 мм (рис. 33). Каплевидные обособления чаще всего наблюдаются в пироксенах и плаггиоклазе, хотя изредка отмечаются и в оливине. Вкрапленность сульфидов в неправильных по фор-

ме обособлениях более присуща интеркумулятивной массе пород. Относительно крупные неправильные ксеноморфные обособления сульфидов могут располагаться в интерстициальных участках силикатов, образуя фрагментарно элементы сидеронитовой структуры, как и титаножелезородные оксиды.

Главные минералы сульфидных обособлений обоих типов – пирротин, пентландит, халькопирит и магнетит. Магнетит в сульфидных выделениях имеет подчиненное значение, но участвует в сложении как каплевидных, так и неправильной формы обособлений, хотя в наиболее крупных из последних он и отсутствует. Вероятно, ассоциация сульфидов с магнетитом может свидетельствовать о пониженном химическом потенциале серы в исходном магматическом расплаве, возраставшем по мере раскristаллизации магматического тела, так как в поздних дифференциатах комплекса – фер-

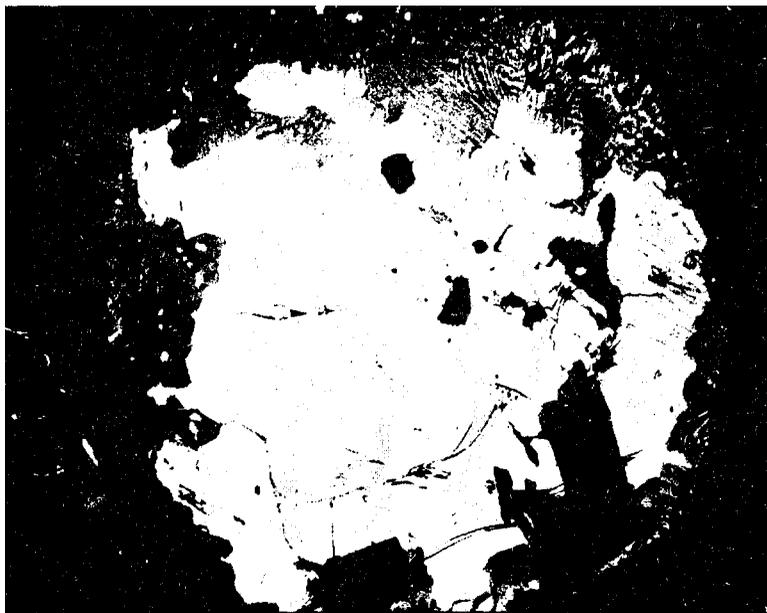


Рис. 32. Обособление сульфидных минералов типа ликвационных капель в пирите мисаелгинского комплекса: светло-серое – пентландит, серое – пирротин и халькопирит, темно-серое по периферии «капли» – магнетит; скв. 589, гл. 352,5 м, аншл. 11634. Увел. 380, без анализатора, с иммерсией

Таблица 13  
Химический состав породобразующих и рудных минералов из дифференцированных диабаз-пикритовых интрузий мисаелгинского и лысоторского комплексов (мас. %) [по Ковалеву, 1990 г.]

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	39,19	38,96	40,85	39,31	39,57	39,45	40,09	—	0,61	0,35	0,14	—
TiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	4,07	3,95	5,51	46,57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	не опр.	—	не опр.	—	не опр.	—	—	8,28	1,35	2,74	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	то же	—	—	—	—	—	—	12,23	12,32	12,23	0,86
FeO	22,87	21,18	16,98	21,54	21,45	19,21	18,26	64,01	73,44	78,45	74,90	45,87
MgO	37,14	38,41	41,82	38,19	38,25	39,94	40,67	—	—	0,79	1,87	5,17
MnO	0,32	0,26	0,22	0,32	0,28	0,21	—	0,24	1,02	1,17	1,05	0,54
CaO	—	0,46	—	—	—	не опр.	0,47	—	—	—	—	—
NiO	не опр.	—	не опр.	—	—	—	0,30	—	—	0,50	—	—
CoO	то же	—	то же	—	—	—	—	0,59	—	0,98	1,00	0,57
S	—	—	—	—	—	—	—	35,04	—	—	—	—
Сумма	99,52	99,27	99,87	99,36	99,55	98,81	99,79	99,88	99,65	99,86	99,44	99,58
мол. %	25,9	23,8	18,8	24,3	24,2	21,4	20,1	—	—	—	—	—

Примечание. 1, 3 – оливин из пикритов, мисаелгинский комплекс, скв. 589, гл. 352 и 425 м; 2, 4, 5 – ортопироксен из пикрита (ан. 2, скв. 589, гл. 352 м) и пикрит-диабаз (ан. 4, 5, скв. 589, гл. 378 м, ан. 4 – центр. часть, 5 – краевая часть кристалла) мисаелгинского комплекса; 6, 7 – лысоторский комплекс, из пикролелерита, скв. 216, гл. 129 м (6 – ортопироксен, 7 – оливин); 8–12 – рудные минералы из пикритов мисаелгинского комплекса, скв. 589 (8 – пирротин, гл. 448 м; 9 – хроммагнетит, гл. 425 м; 10, 11 – хроммагнетит, гл. 448 м; 12 – пикрольменит, гл. 448 м).

Анализы выполнены на растровом сканирующем микроскопе GSM-840А с приставкой ЛИНК-860 в Институте проблем сверхпластичности металлов АН СССР, г. Уфа

рогаббродиобазах малосернистые сульфиды (пирротин, пентландит) заменяются пиритом с примесью халькопирита. Каплевидные обособления сульфидов меди, никеля и железа в магматических горных породах обычно рассматриваются как образования, возникшие в результате ликвации силикатной магмы с отделением сульфидной жидкости [Годлевский, 1968; и др.].

Промежуточными породами между пикрит-диабазами и феррогаббродиабазами являются оливиновые габбронориты, габбронориты и габбродиабазы. От феррогаббродиабазов они отличаются повышенной магнизиальностью, пониженной железистостью и низким содержанием рудных минералов. Габбронориты отличаются от пикрит-диабазов отсутствием оливина или его низким содержанием при тех же структурных особенностях и взаимоотношениях минералов, что и в пикрит-диабазе. Кумулятивную ассоциацию в них об-



Рис. 33. Ксеноморфные выделения халькопирита (Хп), пирротина (По), с примесью пентландита (Пе) и магнетита (Мт) в пикрит-диабазе мисаелгинского комплекса; скв. 589, гл. 404,5 м, аншл. 11640. Увел. 80, без анализатора

разуют клино- и ортопироксены, последний из них может содержать мелкие «зародышевые» выделения клинопироксена. В габброноритах на долю клинопироксена обычно приходится не менее 50–60% от объема, на ортопироксен – до 10–15%, на плагиоклаз – до 25–30%. Интеркумулативный минерал – плагиоклаз. В габбродиобазах и их гиперстенсодержащих разностях структура приближается к габброофитовой, плагиоклаз начинает кристаллизоваться раньше пироксенов, при этом в одних породах структура ближе к офитовой, в других – к габбровой, но часто пироксен и роговая обманка представляют интеркумулативные минералы, к которым иногда добавляются кварц, апатит и рудные.

Феррогаббродиобазаы слагают относительно мощную и однородную верхнюю зону расслоенной серии и представляют преимущественно среднезернистые, реже близкие к крупнозернистым, породы, в сложении которых участвуют плагиоклаз (от 40 до 60; в лейкократовых пегматоидных разностях до 75% от общего объема), клинопироксен (25–40%), роговая обманка (2–5%), биотит (1–20%), рудные (7–8%), иногда гиперстен (до 5%) и нередко калинатровый полевой шпат, кварц (до нескольких %); из аксессуарных обычны апатит и в верхней части зоны циркон. Плотность феррогаббродиобазов около 3000 кг/м<sup>3</sup>.

Структура феррогаббродиобазов, как правило, габброофитовая, более близкая к офитовой, в гиперстенсодержащих разностях – к панидиоморфнозернистой. Плагиоклаз образует таблитчатые идиоморфные кристаллы размером в 3–4 мм, клинопироксен – субидиоморфные короткопризматические и ксеноморфные неправильные выделения до 2–3 мм, гиперстен – призматические идиоморфные кристаллы до 3 мм по удлинению. Плагиоклаз обычно интенсивно сосюритизирован, ортопироксен – замещен хлоритом и амфиболом, клинопироксен почти не изменен.

В верхней части феррогаббродиобазовой зоны (примерно выше 285 м) в описываемых породах появляются элементы гранофировой структуры в интерстициальных наиболее поздних выделениях калинатрового полевого шпата и кварца и в небольших количествах (1–2%) свободный кварц, завершающий кристаллизацию лейкократового остаточного расплава. Примерно с этого же уровня породы характеризуются появлением микропегматоидного срастания клинопироксена и плагиоклаза, видимо, близкого по своей природе к подобным образованиям, описанным В.С.Соболевым [1936] в верх-

них зонах дифференцированных трапповых интрузий Сибирской платформы. В описываемых породах авгит-плагиоклазовые микропегматоидные сростания в последовательности магматической кристаллизации занимают место между более ранним и более основным плагиоклазом и ассоциацией минералов, включающей более кислый плагиоклаз, роговую обманку, рудные и кварц, завершающей формирование этих пород. В составе авгит-плагиоклазовых сростаний обычен также мелкозернистый (0,03–0,07 мм) титаномагнетит, включенный в виде рассеянных зерен только в клинопироксен.

Апатит в описываемых породах наблюдается в виде единичных, обычно хорошо образованных призматических кристаллов размером до 0,4–0,8 мм, ассоциирующихся с минералами поздней стадии кристаллизации – биотитом, рудными, каликатровым полевым шпатом, менее – основными краевыми зонами кристаллов плагиоклаза.

Характерные рудные минералы в феррогаббродиабазах – ильменит и титаномагнетит, с преобладанием последнего. Они выделяются, как правило, в виде субидiomорфных и идиоморфных, реже ксеноморфных и скелетных кристаллов размером около 1 мм, ассоциирующихся с клинопироксеном, роговой обманкой и биотитом. Ильменит и титаномагнетит образуют как самостоятельные выделения, так и совместные агрегаты, но по соотношениям их, особенно частичному и иногда полному обрастанию ильменита титаномагнетитом, устанавливается более раннее начало кристаллизации ильменита. Титаномагнетиту свойственна четко проявленная от грубой до очень тонкой структура распада твердого раствора на магнетит, ильменит и шпинель (рис. 34).

#### **5.4. ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИНТРУЗИЙ КОМПЛЕКСА И ЕГО ДИФФЕРЕНЦИАТОВ**

Комплекс обеспечен значительным количеством химических анализов типов пород, распределенных по всему разрезу расслоенной серии обеих интрузий, что позволяет достаточно полно охарактеризовать основные особенности исходного расплава и его эволюции в процессе дифференциации при внутрикамерной кристаллизации (табл. 14).

Породы краевой группы обеих интрузивных залежей комплекса с достаточным на то основанием можно принимать за закаленную зону и, следовательно, приближенно отвечающими составу исходного расплава; так как конкретные анализы пород краевой группы по ряду компонентов (в основном по содержаниям калия и извести) несколько различаются, необходимо признать существенное влияние на их состав процессов контаминирования и, видимо, дифференциации, проявляющейся еще в докамерную стадию. Осредненный состав пород краевой группы и средневзвешенный состав нижней интрузии достаточно близки между собой и по нормативному набору темноцветных минералов (табл. 15) соответствуют оливиновому толеиту. Судя по весьма магнизальному составу ядер интрателлурического оливина в породах базальной зоны интрузий комплекса и повышенному со-



Рис. 34. Титаномагнетит в феррогаббродиабазе мисаелгинского комплекса; скв. 589, гл. 274 м, аншл. 11617. Светло-серое – магнетит, серое – ильменит, черные и темно-серые «веретенца» – шпинель. Увел. 380, без анализатора, с иммерсией

Химический состав (мас.%) горных пород мисаелгинского комплекса (скв. 589)

№ п/п	Привязка (глубина, м)	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.	Сумма
		3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Верхняя расслоенная залежь														
1	6261	47,70	1,21	5,30	2,91	8,19	0,21	15,14	15,19	0,89	0,13	0,11	2,90	99,88
2	66,0	45,40	3,20	14,00	4,45	11,49	0,18	6,25	8,41	2,60	0,24	0,23	3,48	99,93
3	74,0	46,00	2,90	13,95	5,90	9,65	0,21	5,85	8,52	2,61	1,56	0,24	2,45	99,84
4	80,0	47,40	2,23	14,80	4,23	7,90	0,16	6,59	10,49	2,47	1,32	0,18	2,41	100,18
5	85,5	48,90	2,11	13,20	3,56	8,25	0,15	7,46	10,71	2,74	0,55	0,25	1,99	99,87
6	88,0	47,60	1,66	7,90	3,69	8,68	0,19	12,60	12,90	1,94	0,50	0,18	1,99	99,83
7	96,0	47,50	1,51	7,70	4,51	8,91	0,20	14,05	11,72	1,22	0,43	0,13	1,94	99,82
8	97,0	47,64	1,65	5,13	4,39	8,58	0,21	15,60	13,01	1,08	0,57	0,09	1,90	99,85
9	101,0	47,80	1,53	5,10	1,93	9,54	0,18	15,44	14,30	0,84	0,41	0,18	2,53	99,78
10	105,1	45,70	1,61	5,50	2,59	8,94	0,17	18,02	11,66	0,56	0,28	0,19	4,59	99,81
11	106,0	43,88	2,42	6,63	6,15	8,32	0,17	19,16	7,38	1,09	0,54	0,17	3,67	99,58
11а	106,0	43,00	2,51	7,50	5,10	9,50	0,18	19,00	7,80	1,40	0,52	0,20	4,00	100,71
12	95,5	73,00	0,33	13,40	0,17	3,03	0,03	1,04	1,56	4,48	2,42	0,12	0,68	100,44
Нижняя ритмически расслоенная залежь														
13	254,0	46,93	2,28	16,82	8,14	6,21	0,10	3,54	7,22	3,72	1,60	0,84	2,18	99,58
14	271,0	47,28	2,15	14,80	7,61	7,38	0,15	3,67	8,61	3,87	0,92	0,84	2,26	99,54
15	274,0	43,17	2,82	14,65	7,31	10,48	0,17	6,83	7,58	2,59	1,36	0,12	2,61	99,69
16	276,0	43,69	3,12	12,43	6,32	10,72	0,19	7,69	8,99	2,59	1,45	0,12	2,42	99,73
17	281,0	51,50	2,20	16,15	4,58	3,42	0,08	3,00	8,96	4,82	1,20	0,79	3,07	99,77

Продолжение табл. 14

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
18	282,0	41,96	3,86	14,03	7,01	11,47	0,23	6,53	9,02	2,10	1,24	0,24	2,30	99,99
19	283,5	55,78	1,84	14,69	6,83	4,12	0,04	2,34	5,26	3,72	2,10	0,59	2,39	99,70
20	287,0	40,32	4,00	12,19	8,79	12,43	0,20	6,73	9,05	2,22	0,82	0,20	2,55	99,50
21	287,5	42,97	3,37	13,65	6,34	10,86	0,20	6,51	9,75	2,22	0,97	0,17	2,57	99,58
22	296,5	43,80	3,27	11,88	6,96	10,25	0,22	5,23	10,28	2,21	0,67	0,13	4,74	99,69
23	304,5	42,90	3,30	14,08	8,08	11,35	0,18	6,41	9,58	0,86	0,75	0,14	2,46	100,09
24	311,5	40,62	3,54	14,71	8,31	11,58	0,20	6,45	8,94	2,40	0,67	0,20	2,15	99,77
25	320,0	40,82	3,56	13,63	9,17	11,14	0,11	6,53	9,16	2,17	0,71	0,16	2,41	99,54
26	328,0	42,44	2,60	13,51	8,02	10,13	0,18	7,04	9,16	2,58	0,77	0,12	2,79	99,34
27	339,0	47,58	1,15	18,94	1,89	7,29	0,13	7,45	8,83	2,83	1,03	0,13	2,72	99,97
28	341,5	40,89	0,90	9,16	7,68	9,31	0,19	19,46	5,51	0,41	0,45	0,11	5,57	99,64
29	344,0	48,63	0,58	14,86	3,54	6,26	0,14	7,69	11,90	2,64	0,85	0,09	2,31	99,49
30	345,0	48,56	1,34	7,50	3,18	8,39	0,18	12,27	14,53	1,37	0,41	0,15	1,95	99,83
31	346,4	49,59	1,41	6,13	3,51	7,81	0,19	12,81	14,19	1,35	0,38	0,12	1,98	99,47
32	352,0	48,69	1,41	4,92	3,36	9,34	0,25	16,74	11,41	1,01	0,49	0,12	2,10	99,84
33	352,5	40,57	0,87	4,13	7,41	10,60	0,14	26,26	2,85	0,37	0,24	0,11	6,28	99,83
34	367,0	49,62	1,28	5,71	2,60	8,44	0,19	14,04	14,50	1,20	0,30	–	1,37	99,25
35	369,5	50,24	1,16	4,88	3,41	8,13	0,18	14,33	14,48	1,01	0,28	0,14	1,36	99,60
36	371,5	49,01	1,29	5,49	2,96	7,81	0,18	15,39	14,11	1,17	0,30	0,13	1,38	99,72
37	378,0	46,91	1,11	6,03	3,53	9,43	0,20	18,21	11,42	0,90	0,27	0,11	1,54	99,66
38	387,0	47,85	1,05	4,91	3,40	8,88	0,19	17,90	12,40	0,83	0,26	0,10	2,09	99,86
39	396,0	48,13	1,05	5,34	3,00	8,48	0,17	18,20	12,94	0,81	0,33	0,12	1,47	100,04
40	404,5	47,80	1,05	4,80	3,85	8,30	0,18	19,00	11,81	0,75	0,29	0,12	1,99	99,94

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
41	412,0	48,06	1,00	4,50	2,97	8,87	0,18	19,36	12,00	0,75	0,27	0,10	1,77	99,83
42	419,0	45,08	1,00	4,18	3,95	10,42	0,22	22,85	9,40	0,84	0,34	0,10	1,69	100,07
43	425,0	42,56	1,05	5,25	4,76	10,08	0,23	24,83	7,62	0,71	0,31	0,13	2,03	99,56
44	431,0	42,03	1,58	6,34	3,96	10,72	0,13	26,04	5,02	1,01	0,52	0,18	2,22	99,75
45	439,5	41,95	1,20	5,22	2,06	12,29	0,19	29,13	3,96	1,01	0,52	0,12	2,15	99,80
46	448,0	41,51	1,30	4,29	3,08	11,65	0,25	30,54	4,16	0,78	0,37	0,12	1,82	99,87
47	459,0	43,06	1,54	5,91	4,01	10,29	0,18	26,88	5,00	1,02	0,50	0,13	1,24	99,76
48	464,5	45,34	1,64	4,98	1,08	12,51	0,17	22,45	7,60	1,20	0,43	0,12	2,33	99,85
49	465,3	45,53	1,76	6,67	2,92	10,75	0,18	20,98	7,54	1,37	0,50	0,12	1,28	99,60
50	465,8	48,16	1,52	8,70	1,88	9,31	0,19	16,89	7,87	1,35	1,07	0,24	2,60	99,78
51	466,5	49,39	1,72	8,18	1,20	10,11	0,20	13,60	9,23	1,75	1,88	0,16	2,29	99,71

Примечание. 1 – пикрит-диабаз верхней краевой группы; 2–5 – габродиабазы; 6 – габронорит; 7–9 – оливиновые габронориты; 10, 11 – пикрит-диабазы; 12 – гранофир из шпировидного выделения; 13–16, 18, 20–26 – феррогабродиабазы (13, 14, 15, 19 – с микропегматоидным сростанием клинопироксена и плагиоклаза); 17 – пегматоидный габродиабаз лейкократовый; 19 – гранофирный габродиабаз; 27, 29 – габродиабазы; 28 – плагиоклазовый пикрит; 30, 31, 34–36 – габронориты; 32 – оливиновый габронорит; 33 – пикрит; 37–41 – пикрит-диабазы; 42–49 – пикриты; 50, 51 – порфировидные пикрит-диабазы (анализ 50) и оливиновый диабаз (анализ 51) нижней краевой группы.

Анализ выполнен в химической лаборатории ИГ УНЦ РАН аналитиками М.А.Костиной (анализы 1–10, 27, 42), Н.С.Дубовиковой (анализы 11, 15, 16, 18, 21–26, 28, 29, 31–33, 19), М.А.Габбасовой (анализы 20, 30, 34, 35, 38–41, 50).  
Анализы 15, 16, 18, 20–51 – по А.А.Алексееву [1984].

держанию никеля в породах краевой группы, материнский магматический расплав мисаелгинского комплекса может рассматриваться как первичная мантийная магма. По экспериментальным данным [Кокс и др., 1982], с базальтоидным расплавом с отношением  $MgO/FeO$  около 2,46 (для анализа №4 табл. 15, пересчитанного в мол.% и приведенного к 100%) должен находиться в равновесии мантийный оливин состава  $Fe_{89}Fa_{11}$ . Точно таким по составу является оливин ядра интрателлурических кристаллов в базальной зоне рассматриваемых интрузий. Первичный мантийный характер материнского для интрузий комплекса расплава подтверждается также высоким отношением  $Ni/Co$  в породах краевой группы, характерным для мантийных базальтоидов [Когарко, 1973], а также и первичным отношением  $^{87}Sr/^{86}Sr$ , равным 0,7067 в породах комплекса, очень близким по значению к первичным отношениям  $^{87}Sr/^{86}Sr$  «базальтового поля» [Фор, Пауэл, 1974].

Таким образом, первичная магма комплекса по составу является относительно высокомагнезиальной и титанистой, по содержанию глинозема близкой к расплаву пикрит-базальтового состава. Дифференциация ее в интрузивной камере, как свидетельствуют химические анализы и построенные на их основе петрохимические диаграммы (рис. 35, см. рис. 30), сопровождается направленным и закономерным изменением составов пород в вертикальном разрезе интрузий, а именно – повышением содержания железа и понижением – магнезии и кремнезема, приводящими к развитию феррогаббродиабазов – габброидов с повышенной железистостью и титанистостью. В целом магматическая дифференциация в интрузивных залежах рассматриваемого комплекса имеет толеитовое направление и аналогична дифференциации Скергаардской расслоенной интрузии, т.е. характеризуется абсолютным накоплением железа в лейкократовых габброидных дифференциатах при уменьшении содержания в них кремнезема против пикритовых и особенно пикрит-диабазовых дифференциатов. Кроме того, на средних стадиях дифференциации, соответствующих образованию пикрит-диабазового горизонта нижней зоны и ритмически расслоенной зоны, дифференциация имеет близкое к известково-щелочному (или промежуточное между толеитовым и известково-щелочным) направление с последовательным обогащением расплава кремнеземом, щелочами, глиноземом, известью и обеднением железом и магнием.

Содержания никеля, кобальта, хрома в породах расслоенной серии комплекса обычно меньше кларковых величин ультраосновных пород и выше (кроме хрома), чем основных; меди в породах, как правило, значительно больше, чем ее кларковые содержания в базитах и ультрабазитах, но существенно заметное обогащение медью свойственно только для пикрит – пикрит-диабазовой и рит-

Таблица 15

Химический и нормативный минеральный составы пород краевой группы и предполагаемого исходного расплава интрузий мисаелгинского комплекса

Компоненты и минералы	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	49,39	48,16	47,70	48,42	46,23
TiO <sub>2</sub>	1,72	1,52	1,21	1,48	1,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,18	8,70	5,30	7,39	8,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,20	1,88	2,91	2,00	4,91
FeO	10,11	9,31	8,19	9,20	10,31
MnO	0,20	0,19	0,21	0,20	0,20
MgO	13,60	16,89	15,14	15,21	16,74
CaO	9,23	7,87	15,19	10,76	9,32
Na <sub>2</sub> O	1,75	1,35	0,89	1,33	1,37
K <sub>2</sub> O	1,88	1,07	0,13	1,03	0,62
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,24	0,11	0,17	0,13
П.п.п.	2,29	2,60	2,90	2,60	–
Сумма	99,71	99,78	99,88	99,79	100,00
Ортоклаз	11,40	6,05	0,79	6,25	3,62
Альбит	15,20	11,75	7,77	11,55	11,59
Анортит	9,15	14,94	10,40	11,49	14,94
Диопсид	29,69	18,90	53,19	34,01	24,34
Гиперстен	11,05	25,07	10,79	15,65	15,52
Оливин	17,99	16,48	10,08	14,81	19,03
Магнетит	1,79	2,80	4,35	2,97	7,11
Ильменит	3,34	2,97	2,37	2,89	3,55
Апатит	0,39	0,58	0,26	0,38	0,30

Примечание. 1 – порфировидный пикрит-диабаз (оливиновый диабаз) нижней краевой группы, скв. 589, гл. 466,5 м; 2 – порфировидный пикрит-диабаз, там же, гл. 465,8 м; 3 – пикрит-диабаз верхней краевой группы, там же, гл. 62,1 м; 4 – среднее из анализов 1–3; 5 – средневзвешенный состав нижней расслоенной залежи мисаелгинского комплекса, пересчитанный на «сухое» вещество и приведенный к 100%, по С.Г.Ковалеву [1990 г.].

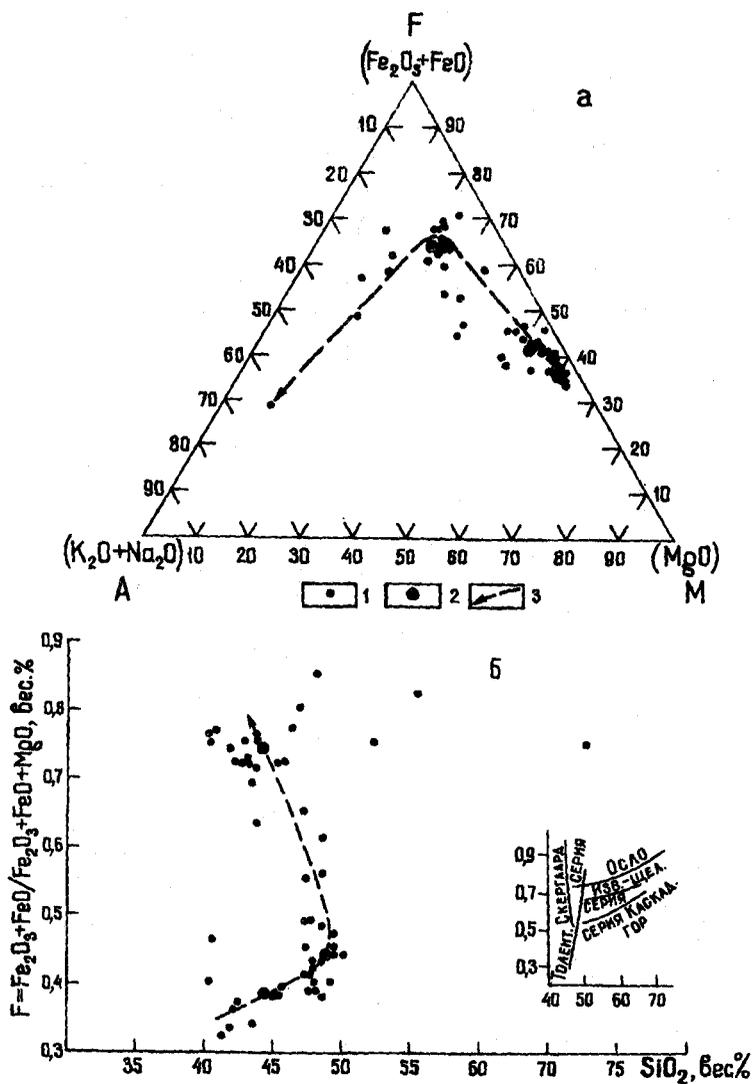


Рис. 35. Петрохимические диаграммы AFM (а) и F-SiO<sub>2</sub> (б) расслоенных интрузий мисаелгинского комплекса:

1 – дифференциаты Мисаелгинской интрузии; 2 – средние составы пикритов (1), пикрит-диабазов (2) и феррогаббродиабазов (3); 3 – направление внутрикамерной дифференциации

Таблица 16

Содержание некоторых малых элементов в горных породах мисаелгинского комплекса (скв. 589) по данным атомно-абсорбционного анализа (г/т)

№ п/п	Номер пробы	Порода	Привязка (глубина в м)	Cu	Zn	Ni	Co	Cr
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	11614	Биотитсодержащий феррогаббродиабаз	254	100	160	64	32	46
2	11615	Феррогаббродиабаз	271	53	120	36	40	22
3	11615	То же	271	49	130	46	28	55
4	11617	—	274	41	150	32	64	91
5	11618	—	276	10	86	100	47	10
6	11619	Пегматоидный габбродиабаз	281	10	48	22	21	46
7	11620	Лейкократовый биотитсодержащий феррогаббродиабаз	283,5	49	110	64	24	66
8	11621	Феррогаббродиабаз	282	50	114	68	56	18
9	11622	То же	287,5	66	142	60	87	н.о.
10	11623	—	296,5	85	120	79	79	10
11	11624	—	304,5	84	132	124	43	24
12	11625	—	311,5	100	160	110	95	10
13	11626	—	320	120	146	236	34	22
14	11627	—	328	280	120	160	79	34
15	11628	Габбродиабаз	339	63	95	120	56	26
16	11629	Пикрит	341,5	80	120	360	140	10
17	11630	Габбродиабаз	344	92	50	132	21	112
18	11631	Габбронорит	345	410	76	240	62	220
19	11632	То же	346,4	248	64	220	30	278
20	11633	Пикрит-диабаз	352	210	95	270	83	290
21	11634	Пикрит	352,5	254	68	567	89	44
22	11635	Габбронорит	369,5	251	82	308	37	636
23	11636	Оливиновый габбронорит	371,5	275	71	320	72	н.о.
24	11637	То же	378	638	64	572	30	784
25	11638	Пикрит-диабаз (пикрит)	387	440	80	460	85	1600
26	11639	Пикрит-диабаз (пикрит)	396	440	80	440	76	1700
27	11640	То же	404,5	440	80	550	86	1920

1	2	3	4	5	6	7	8	9
28	11641	—"	412	440	81	590	86	2200
29	11642	Пикрит	425	220	100	1010	130	2500
30	11643	То же	431	120	110	1530	120	1920
31	11644	—"	439,5	100	120	1740	130	1940
32	11645	—"	448	36	100	1860	130	н.о.
33	11646	—"	459	120	120	1580	120	1630
34	11647	—"	464,5	96	92	1087	52	1086
35	11648	—"	465,3	140	130	1050	94	1530
36	11649	Пикрит-диабаз	465,8	68	812	646	34	772
37	11650	То же	466,4	100	380	1110	92	н.о.
		Ультрасосновные поро- ды [Виноградов, 1962]		20	30	2000	200	2000
		Основные породы [Виноградов, 1962]		100	130	160	45	200

Примечание: н.о. – не определено.

Анализы выполнены в химической лаборатории УНЦ РАН; аналитик Н.Г.Христофорова

мически расслоенной зон (табл. 16). В феррогаббродиабазах содержание меди существенно ниже. Выявляется четкая прямая и положительная зависимость между содержаниями магния, с одной стороны, и никеля, кобальта и хрома, с другой, обычная для основных – ультраосновных пород и соответствующих дифференциатов базальтоидных расслоенных интрузий. Максимальные концентрации никеля и кобальта в разрезе интрузий приурочены к наиболее магнезиальным пикритам, а в ритмически расслоенной зоне – к пикритам в основаниях ритмов. Подобная же зависимость, но отрицательного характера между основностью пород и концентрациями малых элементов, наблюдается для рубидия, стронция и циркония, содержания которых заметно увеличиваются в более лейкократовых дифференциатах (табл. 17). В наиболее поздних дифференциатах залежей происходит существенная концентрация циркония и фосфора.

Данные по содержаниям малых элементов в породах краевой группы не противоречат представлению об оливин-толеитовом составе первичной магмы комплекса.

Таблица 17

Содержания рубидия, стронция, циркония в горных породах миса-  
елгинского комплекса (г/т)

№ п/п	Номер пробы	Порода	Привязка (глубина в м)	Rb	Sr	Zr
1	11602	Пикрит-диабаз пироксеновый	62,1	10	81	66
2	11611	Пикрит-диабаз	106,0	–	243	136
3	11611а	То же	106,0	–	300	154
4	11614	–"	254,0	36	308	154
5	11615	–"	271,0	152	405	256
6	11617	Феррогаббродиабаз	274,0	29	332	80
7	11620	То же, лейкократовый биотитсодержащий	283,5	66	470	131
8	11621	Феррогаббродиабаз	282,0	24	332	93
9	11621а	То же	282,0	24	316	70
10	11623	–"	296,5	14	444	100
11	11625	–"	311,5	13	413	82
12	11628	Габбронорит	339,0	18	834	142
13	11629	Пикрит	341,5	10	227	85
14	11630	Габбродиабаз	344,0	10	680	141
15	11630а	То же	344,0	10	640	120
16	11634	Пикрит	352,5	–	40	61
17	11634а	То же	352,5	–	41	59
18	11640	–"	404,5	–	138	69
19	11643	–"	431,0	10	210	94
20	11643а	–"	431,0	10	210	90
21	11649	Пикрит-диабаз	465,8	63	186	91
22	11650	То же	466,4	36	210	110
		Основные породы [Виноградов, 1962]		45	440	100
		Ультраосновные породы [Виноградов, 1962]		2	10	30

Анализы выполнены в физико-химической лаборатории УНЦ РАН;  
аналитики Р.Н.Салихова, Я.Л.Мулюков.

## **5.5. МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИЙ МИСАЕЛГИНСКОГО КОМПЛЕКСА**

Пикрит-пикрит-диабазовая зона расслоенной серии комплекса, как свидетельствуют аналитические данные по содержаниям некоторых халькофильных и сидерофильных элементов, имеет медно-никелевую геохимическую специализацию, однако, не приводящую в известных интрузивных залежах к формированию значительного сингенетического медно-сульфидного оруденения. В пикритах и пикрит-диабазовых зонах медь и никель преимущественно образуют вкрапленность пентландита, халькопирита и пирротина с невысокими содержаниями.

Значительно более четко и интенсивнее в интрузиях комплекса проявлена титаножелезородная оксидная минерализация, приуроченная ко всему разрезу феррогаббродиабазовой зоны. В связи с постоянно повышенными содержаниями рудных минералов и рудных элементов феррогаббродиабазы могут рассматриваться как очень бедные вкрапленные ильменит-титаномагнетитовые руды; содержания рудных минералов в этих породах поднимаются до 10–15 об.%, а концентрации оксидов титана и железа в этих породах часто достигают соответственно 4 и 20 мас. %.

Достаточно крупные интрузии рассматриваемого комплекса могут быть практически интересными, в первую очередь, на титановожелезородное и, в меньшей степени, на медно-никелевое оруденение.

## **5.6. ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИЙ МИСАЕЛГИНСКОГО КОМПЛЕКСА**

Вопрос о происхождении расслоенности в интрузиях мисаелгинского комплекса только поставлен и далек пока от разрешения. Но участие ряда механизмов в дифференциации и возникновении расслоенности пород в интрузиях комплекса представляется достаточно очевидным. Одним из таких механизмов, наиболее рано проявившимся, следует считать ликвацию с обособлением сульфид-

ных капель от силикатного расплава, свидетельством которой являются широко распространенные в ультраосновных породах комплекса каплевидные обособления, сложенные сульфидами меди, железа и никеля. Несомненно участие в процессах расслоения также механизмов фракционной кристаллизации и гравитационной дифференциации, что подтверждается концентрацией интрателлурических вкрапленников оливина в подошве интрузий на границе расслоенной серии и нижней краевой группы, нередко типичным проявлением трахитоидных микротекстур в ассоциациях кумулятивных минералов, плавными и постепенными изменениями содержаний минералов и химизма пород в разрезах расслоенных зон и горизонтов, с максимальными содержаниями магнезии и оливина, приуроченными к нижесредней части разреза (примерно к границе между первой и второй третями его) мощной нижней пикрит-пикрит-диабазовой зоны и к основаниям относительно маломощных горизонтов ритмически расслоенной зоны, а также четким проявлением в разрезе расслоенной серии четырех разномасштабных дифференцированных ритмов. Вероятно, указанные выше механизмы или процессы дополнялись и другими, например, процессами дифференциации, связанными с диффузными и конвективными явлениями. Возможно, к объяснению генезиса рассматриваемого комплекса и расслоенности в нем приложимо представление Е.В.Шаркова [1980] о продвижении зоны кристаллизации (и временного дна интрузивной камеры) снизу вверх по мере консолидации массивов с возникновением ритмической расслоенности в связи с периодическими изменениями величины концентрационного переохлаждения фронта начала затвердевания интрузивов в результате смены минеральных ассоциаций в ходе кристаллизации расплава.

По другому рассматривается вопрос о происхождении расслоенных интрузий рассматриваемой формации С.Г.Ковалевым, на основе ЭВМ-моделирования процесса фракционной кристаллизации исходного расплава (средневзвешенного состава интрузии) и средневзвешенных составов отдельных ритмов, приведшим к выводу о ликвационном расслоении исходного расплава в интрузивной камере на три различающихся по составу и четко разделенные друг от друга слоя жидкости [Ковалев, 1990]. На наш взгляд, представлению о ликвационном расслоении расплава в интрузивных камерах комплекса в предкристаллизационный этап противоречат и значительные колебания в общих (средневзвешенных) составах пород ос-

новых макрозон расслоенных серий двух изученных интрузий, из них, в первую очередь, нижней ультраосновной (пикрит – пикрит-диабазовой) зоны. Например, эта зона в нижней залежи имеет в среднем пикритовый состав с содержанием MgO 22%; она же в верхней залежи соответствует пикрит-диабазам со средним содержанием магнезии около 16%. При ликвационном расщеплении магматического расплава одного и того же исходного состава в близких условиях в разных интрузивных камерах составы ликвантов более кислого и более основного составов, видимо, должны быть если не идентичными, то весьма близкими.

## ВЫВОДЫ

Мисаелгинская формация в составе расслоенных интрузий западного склона Урала представлена по сравнению с кусинско-копанской и сарановской формациями незначительными по размеру секущими пластовыми залежами, несмотря на это обладающими присущими крупным интрузиям особенностями строения и расслоенности. На данном уровне изученности геологии и петрологии комплекса достаточно обоснованными представляются следующие выводы:

1. Принимающие участие в сложении интрузивных тел горные породы подразделяются на краевую группу и расслоенную серию.

2. В породах расслоенной серии интрузий комплекса выразительно проявлены все типы расслоенности, присущие крупным расслоенным интрузиям – грубая, ритмическая и скрытая.

3. Исходный базальтоидный расплав интрузий комплекса имел состав оливинового толеита и может рассматриваться как первичная магна, производная селективного плавления мантийного материала.

4. Формация и комплекс характеризуются ясно выраженной титаножелезородной металлогенической специализацией и перспективны на ильменит-титаномагнетитовое и, в меньшей степени, на медно-никелевое оруденение.

Наиболее неясными пока в генезисе расслоенного комплекса представляются вопросы о конкретных процессах и механизмах дифференциации, обусловившие дифференциацию с формированием в вертикальном разрезе нижней интрузии четырех разномасштабных расслоенных ритмов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Значительное развитие среди магматических образований западного склона Урала разновозрастных позднедокембрийских расслоенных интрузий является показателем как общей стабильности континентального режима региона в рифейскую эпоху, так и повторяемости сходных геодинамических обстановок тектономагматической активизации на Урале в это время.

Проведенное геолого-петрологическое изучение описанных ритмически расслоенных интрузий западного склона Урала свидетельствует о том, что они сформировались из магматических расплавов оливин-толеитового и пикробазальтового составов, имеющих мантийный генезис. Ведущим механизмом при формировании макрорасслоенности и дифференцированного внутреннего строения ритмически расслоенных разрезов интрузий явились процессы фракционной кристаллизации и гравитационного осаждения минералов в расплаве, при преимущественно подчиненной роли других механизмов дифференции. Вопрос о механизме возникновения ритмической расслоенности в рассматриваемых интрузиях остается спорным.

Известные на дневной поверхности расслоенные массивы кусинско-копанского и сарановского комплексов представляют небольшие фрагменты разрезов расслоенных серий крупных плутонов, основные объемы которых находятся на значительной глубине, чем определяется перспективность предполагаемых погребенных частей этих интрузивов на весь комплекс полезных ископаемых, свойственных базальтоидным расслоенным плутонам. В дальнейшем первоочередного детального и монографического геолого-петрологического изучения как наиболее крупный и многообещающий заслуживает кусинско-копанский расслоенный комплекс.

## ЛИТЕРАТУРА

*Алексеев А.А.* Разновозрастные пикритовые и диабаз-пикритовые комплексы западного склона Южного Урала (Башкирский мегантиклинорий) // Докл. АН СССР. 1979. Т. 248. №4. С. 935–940.

*Алексеев А.А.* Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М.: Наука, 1984. 136 с.

*Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Ковалев С.Г.* Диабаз-пикритовые серии малоглубинных расслоенных интрузий западного склона Урала // Серии магматических горных пород – происхождение и металлогения: Тез.докл. научного семинара / Ин-т геол. рудн. месторожд. петрогр., минерал. и геохимии. М., 1985. С. 47–48.

*Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Ковалев С.Г.* Дифференцированные диабаз-пикритовые силлы западного склона Урала как особый тип малых интрузий расслоенных изверженных пород // Геологическое картирование магматических комплексов Урала / УНЦ АН СССР. Свердловск, 1986. С. 29–31.

*Боуэн Н.Л.* Эволюция изверженных пород. М.; Л.: ОНТИ, 1934. 324 с.

*Булькин Л.Д., Золоев К.К.* О формационном делении ультраосновных пород Урала // Докл. АН СССР. 1968. Т. 180. №4. С. 930–932.

*Вагнер П.А.* Месторождения платины и рудники Южной Африки. Пер. с англ. М.; Л.: Цветметиздат, 1932. 279 с.

*Варлаков А.С.* Метаморфизм в связи с диабазами в районе Бакальского рудного поля. М.: Недра, 1967. 143 с.

*Варлаков А.С.* К петрографии и петрохимии гипербазитов Сарановского хромитоносного массива // Магматизм и метаморфизм ультраосновных и щелочных пород Урала / УНЦ АН СССР. Свердловск, 1978. С. 26–44.

*Варлаков А.С.* Генетические принципы выделения магматических формаций ультраосновных пород // Петрографические исследования ультраосновных и щелочных пород / УНЦ АН СССР. Свердловск, 1980<sub>1</sub>. С. 3–22.

*Варлаков А.С.* Об альпинотипных и габброидных гипербазитах // Петрографические исследования ультраосновных и щелочных пород Урала / УНЦ АН СССР. Свердловск, 1980<sub>2</sub>. С. 30–69.

*Виноградов А.П.* Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. №7. С. 555–571.

*Виноградская Г.М.* Генезис гранитоидов Златоустовского района на Урале // Труды / ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1963. Т. 96. С. 34–64.

*Волченко Ю.А., Брянский Я.Ш., Вилесов Н.Г.* Новые данные по геологии и рудоносности сарановского комплекса (западный склон Урала) // Генезис оруденения в базитах и гипербазитах / УНЦ АН СССР. Свердловск, 1979. С. 70–81.

*Волченко Ю.А., Нечеухин В.М., Коленко Л.Н.* О платиноносности сарановского комплекса на западном склоне Урала // Ежегодник – 1972 / Ин-т геол. и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1973. С. 161–163.

*Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя севера Урала / Б.А.Голдин, М.В.Фишман, В.П.Давыдов, Е.П.Калинин.* Л.: Наука. 1973. 212 с.

*Гарань М.И.* Геологическое строение и полезные ископаемые Бакало-Саткинского района // Вопросы развития Бакальской рудной базы / УФАН СССР. Свердловск, 1957. С. 23–55.

*Гарань М.И.* Протерозой и нижний палеозой Урала // Труды / ГГИ УФАН СССР, 1959. Вып. 32. С. 15–32.

*Гаррис М.А.* Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала и Приуралья. М.: Наука, 1977. 296 с.

*Геология СССР.* М.: Недра, 1969. Том 12. Ч. 1. Кн. 1. 724 с.; Кн. 2. 304 с.

*Геология и палеогеография западного склона Урала / Ю.Д.Смирнов, Н.Г.Боровко, Н.П.Вербицкая и др.* Л.: Недра, 1977. 200 с.

*Годлевский М.Н.* Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Госгеолтехиздат. 1959. 68 с.

*Годлевский М.Н.* Магматические месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. С. 7–83.

*Гурулев С.А.* Условия формирования основных расслоенных интрузий. М.: Наука, 1983. 248 с.

*Джексон Е.Д.* Вариации химического состава сосуществующих хромита и оливина в хромитовых зонах комплекса Стилутотер // Магматические рудные месторождения / Пер. с англ. М.: Недра, 1973. С. 43–66.

*Дунаев В.А., Степанов А.И., Панова М.В.* Возраст пород Копанско-Кусинской интрузии и время их метаморфизма (Южный Урал) //

Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М.: Наука, 1973. С. 238–247.

*Елисеев Н.А.* Структурная петрология. Л.: ЛГУ. 1953. 310 с.

*Жуков Ю.В., Заборин О.В.* Сульфидное медно-никелевое оруденение на Пай-Хое // Геология и полезные ископаемые северо-востока европейской части СССР и севера Урала. Коми ФАН СССР. Сыктывкар, 1973. Т. 2. С. 436–440.

*Заборин О.В.* Геолого-петрографические особенности дифференцированных силлов Пай-Хоя // Магматизм и металлогения северо-востока европейской части СССР и севера Урала / Коми ФАН СССР. Сыктывкар, 1978. С. 31–35. (Тр. 8-й геологической конференции Коми АССР. Т. 5).

*Зимин И.А.* Сарановское хромоворудное месторождение // Труды / Уральск. НИИ геол., разведки и исследования минер. сырья, 1938. Вып. 2. С. 163–188.

*Зимин И.А.* Выступление на Втором Уральском петрографическом совещании // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. II / УФАН СССР. Свердловск, 1969. Т. 2. С. 288.

*Зимин С.С.* Парагенезы офиолитов и верхняя мантия. М.: Наука, 1973. 252 с.

*Золоев К.К., Булыкин Л.Д.* Формационные типы гипербазитов Урала и их металлогения // Вопросы геологической корреляции и металлогения Урала. М.: Недра, 1983. С. 72–82.

*Золотухин В.В., Васильев Ю.Р.* Особенности формирования некоторых трапловых интрузий северо-запада Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 230 с.

*Иванов О.К.* Новые данные по петрологии Сарановских гипербазитовых массивов // Ежегодник – 1969 / Ин-т геол. и геохимии УФАН СССР. Свердловск, 1970. С. 134–136.

*Иванов О.К.* Новые данные по петрологии Сарановского хромитового пояса // Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. I / УНЦ АН СССР. Свердловск, 1974. С. 72–74.

*Иванов О.К.* Вариации состава хромшпинелидов по разрезу сарановского стратиформного хромитового месторождения // Труды / Ин-т геол. и геохимии УНЦ АН СССР, 1976. Вып. 118. С. 66–70.

*Иванов О.К.* Изменение состава хромшпинелидов по разрезу хромитовых пластов стратиформных месторождений // Минералогия и геохимия гипербазитов Урала / УНЦ АН СССР. Свердловск, 1977. С. 46–52.

*Иванов О.К.* Сарановский массив стратифицированных хромитоносных гипербазитов // Труды / Ин-т геол. и геохимии УНЦ АН СССР. 1977. Вып. 127. С. 51–62.

*Иванов О.К.* Воронковские массивы хромитоносных стратифицированных гипербазитов (западный склон Урала) // Петрография ультраосновных и щелочных пород Урала / УНЦ АН СССР. Свердловск, 1978. С. 49–54.

*Иванов О.К.* Кырминские массивы стратифицированных гипербазитов (Сарановский пояс) // Петрографические исследования ультраосновных и щелочных пород Урала / УНЦ АН СССР. Свердловск, 1980. С. 23–20.

*Иванов О.К.* Расслоенные ультрамафические массивы Сарановского пояса // Геология зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы / УНЦ АН СССР. Свердловск, 1984. С. 62–70.

*Йодер Г.С., Тилли К.Э.* Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 248 с.

*Камрон Ю.Н., Десборо Дж.А.* Условия залегания и особенности хромитовых месторождений восточной части Бушвельдского комплекса // Магматические рудные месторождения / Перевод с англ. М.: Недра, 1973. С. 27–42.

*Карпова О.В.* Титаномагнетитовые руды Южного Урала. М.: Наука, 1974. 152 с.

*Карпова О.В., Бурова Т.А.* Ильменит из основных пород Копанского массива // Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М.: Наука, 1970. С. 216–231.

*Карта магматических формаций СССР.* Масштаб 1:2500000 / Под ред. Д.С.Харкевича. Краткая объяснительная записка. Л.: Недра, 1971. 55 с.

*Ковалев С.Г.* Петрология и парагенетический анализ пород диабаз-пикритовых интрузий в тараташском метаморфическом комплексе // Магматические и метасоматические формации Южного Урала / БФАН СССР. Уфа, 1987. С. 42–47.

*Ковалев С.Г.* К вопросу о дифференциации нижнерифейских диабаз-пикритовых интрузий // Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты / БНЦ УрО АН СССР. Уфа, 1988. С. 61–65.

*Ковалев С.Г.* Дифференцированные диабаз-пикритовые комплексы западного склона Южного Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: Изд-во МГУ, 1990. 17 с.

*Козарко Л.И.* Отношение Ni/Co – индикатор мантийного происхождения магмы // Геохимия. 1973. № 10. С. 1441–1446.

*Кокс К.Г., Белл Дж.Д., Панкхерст Р.Дж.* Интерпретация изверженных горных пород / Пер. с англ. М.: Недра, 1982. 414 с.

*Кравцова Л.И.* Геологическое строение и история формирования Копанского габбрового массива на Южном Урале // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала / УФАН СССР. Свердловск, 1963. Т. I. С. 467–480.

*Краснобаев А.А., Бородина Н.С.* Геохимические особенности, генезис и возрастная корреляция рифейских гранитоидов и липаритовых порфиров Златоустовского района (Южный Урал) // Вопросы петрологии гранитоидов Урала / УНЦ АН СССР. Свердловск, 1970. С. 124–153.

*Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.

*Ленных В.И., Петров В.И.* Пикриты тараташского комплекса // Магматизм и метаморфизм ультраосновных и щелочных пород Урала / УНЦ АН СССР. Свердловск, 1978. С. 45–52.

*Магматические формации СССР / Масайтис В.Л., Москалева В.Н., Румянцева Н.А. и др.* В 2-х т. Л.: Недра, 1979. Т. I. 320 с.; Т. 2. 280 с.

*Малахов И.А.* Петрохимия ультрабазитов Урала // УФАН СССР. Свердловск, 1966. 236 с.

*Малахов И.А.* Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. М.: Недра, 1983. 224 с.

*Мальшев И.И.* К вопросу о генетическом сходстве титаномагнетитовых и хромитовых месторождений западного склона Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1936. № 4. С. 585–614.

*Мальшев И.И., Пантелеев П.Г., Пэк А.В.* Титаномагнетитовые месторождения Урала. Л.: Изд-во АН СССР. 1934. 272 с.

*Митюшева В.С., Перевозчиков Б.В.* Магматизм южной части Приполярного Урала в пределах массивов Мань-Хамбо, Сысьинского и Вольинского // Проблемы магматизма западного склона Урала. УНЦ АН СССР. 1972. С. 42–48.

*Михайлов Н.П., Шарков Е.В.* Петрология и металлогения формаций расслоенных интрузий основных и ультраосновных пород // Петрология и металлогения базитов. М.: Наука, 1973. С. 53–59.

*Москалева С.В.* Гипербазиты и их хромитоносность. Л.: Недра, 1974. 280 с.

*Мушкетов И.В.* Материалы для изучения геологического строения и рудных богатств Златоустовского горного округа в Южном Урале // Горный журнал, 1877. Т. 3. № 8, 9. С. 231–332; 1878. Т. 4. № 10. С. 5–102.

*Мясников В.С.* Изучение контактов основных пород // Южноуральская комплексная экспедиция. М.; Л.: Изд. АН СССР, 1936. Вып. I. С. 59–64.

*Мясников В.С.* Некоторые особенности месторождений титаномагнетитовых руд Южного Урала и проявления в них метаморфизма // Геол. рудн. месторожд. 1959. № 2. С. 49–62.

*Мясников В.С., Карпова О.В.* Геологическое строение и некоторые закономерности формирования месторождений титанистых железных руд на примере Кусинско-копанской интрузии на Южном Урале // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала / УНЦ АН СССР. Свердловск, 1969. Т. 3. С. 404–409.

*Мясников В.С., Карпова О.В.* К минералогии силикатных и рудных минералов Копанского габбрового массива (Южный Урал) // Минералы базитов в связи с вопросами петрогенеза. М.: Наука, 1970. С. 124–133.

*Мясников В.С., Николаева Е.Г., Карпова О.В.* Минеральный состав ортоамфиболитов Кусинского массива (Южный Урал) // Минералы базитов в связи с вопросами петрогенеза. М.: Наука, 1970. С. 134–149.

*О калий-аргоновом* возрасте роговых обманок Урала / Овчинников Л.Н., Панова М.В., Подлесова Р.Г. и др. // Вопросы датировки древнейших (катаархейских) геологических образований и основных пород. М.: Наука, 1967. С. 74–77.

*Осипов М.А.* Формирование расслоенных плутонов с позиций термоусадки. М.: Наука, 1982. 100 с.

*Особенности* магматизма западного склона Урала / Охотников В.Н., Фишман М.В., Алексеев А.А. и др.: Препринт / Коми ФАН СССР. Сыктывкар, 1987. 16 с.

*Остащенко Б.А.* Петрология и оруденение Центральнопайхойского базальтоидного комплекса. Л.: Наука, 1979. 112 с.

*Павлов Н.В., Григорьева И.И.* Месторождения хрома // Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1974. Т. I. С. 168–220.

*Петрология* трапповых интрузий правобережья нижнего течения Енисея / Виленский А.М., Кавардин Г.И., Кравцова Л.И., Старицына Г.Н. М.: Наука, 1964, 238 с.

*Плотников В.Н.* Новое проявление щелочных габброидов на западном склоне Среднего и Северного Урала // Геология и петрография западного Урала / Пермский ун-т. Пермь. 1983. С. 84–107. Деп. в ВИНТИ. 6.07.83. № 3695.

*Плошкина Е.Я., Фоминых В.Г.* О составе моноклинных пироксенов некоторых пород Урала // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала / УФАН СССР. Свердловск, 1963. Т. 1. С. 463–466.

*Полканов А.А.* Несимметричная дайка диабаз с побережья Кольского фиорда // Труды / Ленингр. общ-во естествоиспытателей, 1928. Т. 53. Вып. 4. С. 75–163.

*Полканов А.А.* Гравитационное фракционирование твердой фазы и кристаллизационная дифференциация // Вопросы петрографии и минералогии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1953. Т. 1. С. 27–39.

*Попов И.Б.* Ультрабазиты западного склона Среднего и Северного Урала // Проблемы магматизма западного склона Урала / УНЦ АН СССР. Свердловск, 1972. С. 124–129.

*Попов И.Б., Аблизин Б.Д.* Силлы зеленокаменных диабазов г. Юбрышки и связанное с ними титаномagnetитовое оруденение // Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала / УНЦ АН СССР. Свердловск, 1974. Т. 1. С. 66–67.

*Расслоенные* никеленосные интрузивы и вулканические серии Печенги / Маракушев А.А., Безмен Н.И., Скуфьин П.К. и др. // Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1984. Вып. 12. С. 39–63.

*Румянцева Н.А.* Формация щелочных базальтоидов западного склона Урала // Щелочные вулканические формации складчатых областей. Л.: Недра, 1967. С. 131–280.

*Румянцева Н.А., Смирнов Ю.Д.* Формационный анализ магматических образований западного склона Урала // Проблемы магматизма западного склона Урала / УНЦ АН СССР. Свердловск, 1972. С. 9–19.

*Смирнов Ю.Д.* Докембрийские и палеозойские интрузии западного склона Северного, Среднего и Южного Урала // Труды / ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1961. Т. 67. С. 3–57.

*Смирнов Ю.Д., Лукьянова Л.И., Воынин А.Ф.* Ультраосновные и щелочно-базальтоидные магматические комплексы Урала // Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. 1 / УНЦ АН СССР. Свердловск, 1974. С. 69–71.

*Соболев В.С.* Петрология траппов Сибирской платформы. Л.: Изд-во Главсевморпути, 1936. 214 с.

*Состав титаномагнетитов в базитах и ультрабазитах Урала / Штейнберг Д.С., Фоминых В.Г., Еремина М.В. и др. / УФАН СССР. Свердловск, 1965. 100 с.*

*Станкевич В.Н.* Сарановские месторождения хромистого железняка на Урале // Горн. журнал. 1927. №10. С. 598–606.

*Старков Н.П.* Ультраосновные породы Вишерско-Сарановского пояса // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. I, II / УФАН СССР. Свердловск, 1969. С. 56–73.

*Старков Н.П.* Рифейско-палеозойские магматические комплексы западного склона Среднего и Северного Урала // Доордовикская история Урала. 5. Доордовикский магматизм: Препринт. Свердловск, 1980. С. 31–61.

*Титаномагнетитовые* месторождения Урала. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1936. Ч. 2. 176 с.

*Трапповые* формации Северного Урала и Приуралья / Голдин Б.А., Давыдов В.П., Мизин В.И. и др. // Проблемы магматизма западного склона Урала / УНЦ АН СССР. Свердловск, 1972. С. 130–147.

*Тугаринов А.И., Бибикина Е.В., Краснобаев А.А., Макаров В.А.* Геохронология уральского докембрия // Геохимия. 1970. № 4. С. 501–509.

*Уиллемз Дж.* Геология Бушвельдского комплекса – крупнейшего вместилища магматических рудных месторождений мира // Магматические рудные месторождения / Пер. с англ. М.: Недра, 1973. С. 7–25.

*Ультраосновные* и основные интрузии Печенги / Елисеев Н.А., Горбунов Г.И., Елисеев Э.Н., и др. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1961. 360 с.

*Унифицированные* и корреляционные стратиграфические схемы Урала / УНЦ АН СССР. Свердловск, 1980.

*Уральские* месторождения хромита / Вахромеев С.А., Зимин И.А., Кожевников К.Е. и др. М.; Л.: ОНТИ, 1936. 240 с. (Труды ВИМС. Вып. 85).

*Уэйджер Л., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.

*Феоктистов Г.Д.* Петрография траппов бассейна среднего течения р. Ангары // Труды / Вост.-сиб. геол. ин-т СО АН СССР. 1961. Вып. 7. 158 с.

*Феоктистов Г.Д.* Петрология и условия формирования трапповых силлов. Новосибирск: Наука, 1978. 168 с.

*Фишман М.В., Голдин Б.А.* Гранитоиды центральной части Приполярного Урала. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 108 с.

*Фоминых В.Г.* Титаномагнетиты пород Кусинской габбро-диабазовой интрузии // Минералы месторождений полезных ископаемых Урала / УФАН СССР. Свердловск, 1968. С. 24–27.

*Фор Г., Пауэлл Дж.* Изотопы стронция в геологии. М.: Мир, 1974. 214 с.

*Шарков Е.В.* Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука, 1980. 184 с.

*Шило Н.А.* Расслоенные плутоны и некоторые вопросы рудообразования. Статья 1 // Тихоокеанская геология. 1983. № 6. С. 63–79.

*Шило Н.А.* Расслоенные плутоны и некоторые вопросы рудообразования. Статья 2 // Тихоокеанская геология. 1985. № 2. С. 3–14.

*Штейнберг Д.С.* Важнейшие проблемы магматизма области Центрально-Уральского поднятия и их металлогеническое значение // Проблемы магматизма западного склона Урала / УНЦ АН СССР. Свердловск, 1972. С. 4–8.

*Штейнберг Д.С.* Геологическая история Урала и петрология // Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала / УНЦ АН СССР. Свердловск, 1974. С. 39–58.

*Штейнберг Д.С., Кравцова Л.И., Варлаков А.С.* Основные черты геологического строения Кусинской габбровой интрузии и залегающих в ней рудных месторождений // Труды / Горно-геол. ин-т УФАН СССР, 1959. Вып. 40. С. 13–40.

*Штейнберг Д.С., Малахов И.А., Фоминых В.Г.* Генетическое значение закономерностей распределения элементов семейства железа в магматических горных породах Урала // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1964. Ч. 93. Вып. 5. С. 591–605.

*Штейнберг Д.С.* О специфике магматизма западного склона Урала // Вулканические образования Урала / УФАН СССР. Свердловск, 1968. С. 17–24.

*Штейнберг Д.С., Фоминых В.Г.* О генезисе титаномагнетитов // Эндогенные рудные месторождения. М.: Наука, 1968. С. 15–26. (МГК XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 7).

*Юшкин Н.П., Давыдов В.П., Остащенко Б.А.* Магматические образования Центрального Пай-Хоя и их металлогенические особенности // Вопросы петрографии Севера Урала и Тимана / Коми ФАН СССР. Сыктывкар, 1972. С. 3–34.

*Hall A.L.* The Bushveld Igneous Complex of the Central Transvaal // Mem. Geol. Surv. S. Africa, 1932. № 28. 554 p.

*Hess H.H.* Stillwater Igneous Complex, Montana: a quantitative Mineralogical study // Geol. Soc. Amer. Mem., 1960. Vol. 80. 230 p.

*Jackson E.D.* Primary textures and Mineral associations in the Ultramafic Zone of the Stillwater Complex, Montana // U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1961. № 358. P. 1–106.

*Wager L.R., Deer W.A.* The Petrology of the Skaergaard Intrusion, Kangerdlugssuaq, East Greenland // Medd. om Grenland, 1939. Vol. 105. № 4. P. 1–352.

*Wilson H.D.W.* Structure of Lopoliths // Geol. Soc. Amer. Bull., 1956. Vol. 67. P. 289–300.

## Оглавление

<b>ВВЕДЕНИЕ</b> .....	3
<b>1. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ И ПЕТРОЛОГИИ РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИЙ</b> .....	6
1.1. Основные черты геологии и петрологии расслоенных интрузий .....	6
1.2. Вопросы терминологии в геологии расслоенных интрузий .....	12
<b>2. РАССЛОЕННЫЕ ИНТРУЗИИ В ГЕОЛОГИИ ЗАПАДНОГО СКЛОНА УРАЛА</b> .....	15
2.1. К общей характеристике расслоенных интрузий западного склона Урала .....	15
2.2. Краткие сведения из истории изучения расслоенных интрузий ЗСУ .....	28
2.3. Расчленение и систематика расслоенных интрузий ЗСУ .....	34
<b>3. КУСИНСКО-КОПАНСКИЙ СРЕДНЕРИФЕЙСКИЙ КОМПЛЕКС</b> .....	37
3.1. Общие сведения о геологическом строении кусинско- копанского комплекса .....	38
3.2. Внутреннее строение интрузий комплекса (характеристика типов расслоенности) .....	43
3.3. Краткий обзор петрографии и минералогии комплекса .....	54
3.4. Краткая петрохимическая и геохимическая характеристика комплекса и его дифференциатов .....	68
3.5. Рудоносность комплекса .....	90
3.6. Вопросы генезиса кусинско-копанского расслоенного комплекса .....	92
Выводы .....	95
<b>4. САРАНОВСКИЙ ПОЗДНЕРИФЕЙСКО- РАННЕВЕНДСКИЙ (?) КОМПЛЕКС</b> .....	98
4.1. Общие сведения о геологическом строении сарановского комплекса расслоенных интрузий .....	98

4.2. Внутреннее строение интрузий комплекса (характеристика типов расслоенности) .....	107
4.3. Краткая характеристика петрографии комплекса .....	114
4.4. Краткая петрохимическая и геохимическая характеристика комплекса и его дифференциатов .....	121
4.5. Рудоносность комплекса .....	131
4.6. Некоторые вопросы генезиса сарановского расслоенного комплекса .....	134
4.7. О формационном характере сарановского расслоенного комплекса .....	138
Выводы .....	139
<b>5. МИСАЕЛГИНСКИЙ ВЕРХНЕРИФЕЙСКИЙ ДИАБАЗ- ПИКРИТОВЫЙ КОМПЛЕКС .....</b>	<b>141</b>
5.1. Общие сведения о геологическом строении мисаелгинского комплекса .....	141
5.2. Внутреннее строение интрузий комплекса (характеристика типов расслоенности) .....	145
5.3. Петрографическое описание дифференциатов комплекса .....	151
5.4. Петрохимическая и геохимическая характеристика интрузий комплекса и его дифференциатов .....	161
5.5. Металлогеническая специализация расслоенных интрузий мисаелгинского комплекса .....	172
5.6. Вопросы генезиса расслоенных интрузий мисаелгинского комплекса .....	172
Выводы .....	174
Заключение .....	175
Литература .....	176

Научное издание

Алексеев Анатолий Алексеевич  
Алексеева Галина Васильевна  
Ковалев Сергей Григорьевич

## РАССЛОЕННЫЕ ИНТРУЗИИ ЗАПАДНОГО СКЛОНА УРАЛА

Редактор: *А.М.Ханова*  
Корректор: *Н.В.Милицкая*  
Компьютерная верстка: *Р.М.Уметбаев*

Лицензия № 0160 от 22 марта 1996 г.  
Подписано в печать с оригинал-макета 17.10.2000.  
Формат 60×84<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага офсетная.  
Гарнитура "Таймс". Печать офсетная.  
Усл.печ.л. 10,92. Уч.-изд.л. 11,20.  
Тираж 150 экз. Заказ № 3.

Издательство "Гилем".  
450054, г. Уфа, пр. Октября, 71



Отпечатано с готовых диапозитивов в  
ГП "ПРИНТ" 450054, г. Уфа, пр. Октября, 71  
Лицензия Б 848047 № 42 от 15 мая 1996 г.