

**И. А. КАЛУГИН   Г. А. ТРЕТЬЯКОВ  
В. А. БОБРОВ**

**ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ  
БАЗАЛЬТЫ  
В ГОРЕЛЫХ  
ПОРОДАХ  
Восточного  
Казахстана**



**НАУНА  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ**

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

---

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ им. 60-летия СОЮЗА ССР  
ВЫПУСК 792

---

И.А. КАЛУГИН Г.А. ТРЕТЬЯКОВ  
В.А. БОБРОВ

# ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ БАЗАЛЬТЫ В ГОРЕЛЫХ ПОРОДАХ Восточного Казахстана

Ответственный редактор  
доктор геолого-минералогических наук *М.П. Мазуров*



НОВОСИБИРСК  
“Н А У К А”  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
1991

Железорудные базальты в горелых породах Восточного Казахстана / Калугин И.А., Третьяков Г.А., Бобров В.А. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1991. – 80 с.

ISBN 5-02-029972-3.

В монографии исследованы минералогия исходных пород, шлаков и лав, а также распределение в них химических элементов, в химических расчетах и экспериментально определены температуры, газовый состав и равновесные твердые фазы систем, моделирующие условия высокотемпературного рудообразования. Сделан вывод об инициирующей роли восстановленных флюидов при селективном выплавлении железистых фракций, дающих начало магматогенным месторождениям.

Книга представляет интерес для петрологов и исследователей рудных месторождений, разрабатывающих геолого-генетические модели рудообразующих систем.

Табл. 22. Ил. 67. Библиогр.: 107 назв.

Рецензенты

кандидаты геолого-минералогических наук В.В. Рябов, В.В. Благовидов

Утверждено к печати

Институтом геологии и геофизики им. 60-летия Союза ССР СО АН СССР

## ВВЕДЕНИЕ

Магматические железорудные концентрации стоят в начале рудного геохимического цикла железа. Они, как доказано в последнее время, формируются в широком диапазоне геологических обстановок от глубинных до вулканических фаций и ассоциируются с гидротермальными, вулканогенно-осадочными и другими месторождениями. Концентрирование рудного вещества в очаге происходит при дифференциации и ликвации расплавов, в том числе ассимилировавших более ранние рудные скопления. В глубинных условиях образуются полнокристаллические крупные и достаточно однородные тела рудных базитов, апатит-магнетитовые и карбонатно-магнетитовые. Их приповерхностными аналогами являются лавы и дайки рудных порфиритов, магнетита с апатитом и гематитом, брекчии магнетита с карбонатами. Рудообразование начинается с концентрирования железа в расплаве. Геологические наблюдения, экспериментальные исследования и металлургические технологии однозначно показывают, что концентрирование осуществляется в восстановительных условиях при отсутствии железа в трехвалентной форме. Этому способствуют изначальные или привнесенные массы восстановителей, таких как водород, углерод, сера, фосфор. Дальнейшее расщепление рудно-силикатных жидкостей либо осаждение железа в твердых фазах, как правило, связано с окислением  $Fe^{2+} \longrightarrow Fe^{3+}$ , вызванным добавлением кислорода в систему непосредственно или в составе других веществ. Железо для месторождений приповерхностных фаций поступает из очага дифференцированной магмы, а также захватывается в промежуточных очагах плавления осадочных рудных пластов по пути движения расплавов и флюидных потоков.

Достаточно полный диапазон окислительно-восстановительных обстановок и температур, охватывающий явления концентрирования, сепарации и кристаллизации железных руд в силикатных расплавах, представлен на природных объектах типа горельников. Здесь при естественном подземном горении (газификации) углей и сланцев в толще пород развиваются высокие температуры, достаточные для нагревания и расплавления целых осадочных пластов, заключающих обычно сидеритовые руды. В результате реакций восстановленных газов с новообразованным расплавом в последнем создаются условия для накопления высоких концентраций железа, поступающего из сидеритов. При последующем окислении из высокожелезистого расплава кристаллизуются в больших количествах гематит, магнетит и другие шпинелиды, а при окончательном затвердевании формируются породы типа железорудных базальтов или анкарамитов. Часть железа транспортируется в газовой фазе по трещинам и порам и отлагается в рудных жилах. Надо сказать, что, несмотря на большую доступность для наблюдений и однозначность геологического материала, горельники не рассматривались с позиций рудной петрологии.

В связи с этим нами на примере одного из горельников Восточного Казахстана детально исследованы петрографический состав, минералы, распределение

примесей, в том числе и редкоземельных элементов, в пирометаморфических породах и рудно-силикатных лавах. Выявлены минеральные парагенезисы и структурные особенности, характерные для различных ступеней термометаморфизма и плавления песчаников, алевролитов и сидеритовых железняков. Полученные расчетным (по программе "Селектор") и экспериментальным путем параметры: температура, газовый состав и равновесные твердые фазы, включая железорудные минералы, позволили в деталях охарактеризовать природные процессы формирования и кристаллизации приповерхностных рудно-силикатных расплавов. Показано, что железорудные базальты, образованные при плавлении осадочных пород и сходные с продуктами агломерационной переработки железорудного сырья, широко распространены в природе и являются типоморфной особенностью многих месторождений, связанных с вулканизмом.

В полевых исследованиях и обсуждении результатов принимали участие В.Н. Шарапов, А.Л. Павлов, Ю.А. Аверкин, А.А. Калугин, В.С. Кузечный. Большую помощь в исследовании вещества оказали сотрудники научно-исследовательских и аналитических подразделений Института геологии и геофизики СО АН СССР: Л.Д. Холодова - определение химического состава пород рентгенофлюоресцентным методом, О.С. Хмельникова - рентгеноспектральный анализ состава минералов, Т.А. Корнева - термическая характеристика пород и минералов, И.Ю. Иванченко - диагностика примесей атомно-абсорбционным методом, В.А. Бобров - инструментальный нейтронно-активационный анализ примесей, в том числе РЗЭ, Н.А. Пальчик - дифрактометрическое определение фаз, С.Г. Моторин - фотографирование образцов. Раздел по редкоземельным элементам написан В.А. Бобровым и И.А. Калугиным, по физико-химическому моделированию - Г.А. Третьяковым, остальной текст - И.А. Калугиным.

## ГЛАВА 1

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ГОРЕЛЬНИКОВ

Кендерлыкская впадина, выполненная верхнепалеозойскими – нижнемезозойскими угленосными толщами, является локальной структурой третьего порядка /Воробьев и др., 1986/ в составе межгорной Зайсанской депрессии на территории Восточного Казахстана (рис. 1). Зайсанская структура, расположенная между Джунгарией и Алтаем – двумя крупными горными областями Центральной Азии, была заложена на каледонском фундаменте /Василенко, 1961/. Здесь формировалась сначала туфогенная моласса ( $D_2-D_3$ , мощность 700–3000 м), затем прибрежно–морская карбонатно–туфогенная формация с участием туфов и эффузивов ( $D_3-C_1$ , 1000–3000 м) и альбитофир–порфириновая формация с осадочными пластами ( $C_2$ , до 1000 м). Образование угленосной паралической формации, обогащенной органическим веществом, относятся к интервалу  $C_3-P$ . Они занимают широкие площади при выдержанной мощности (до 2500 м). В период орогенеза ( $P_2-T_1$ ) большая часть отложений была размита, одновременно формировались субширотные грабенообразные прогибы, в основании которых угленосные породы сохранились. Выше их накапливались угленосные континентальные осадки ( $T-J$ ) мощностью до 1000 м. К таким структурам относится и Кендерлыкская мульда на юго–востоке Зайсанской депрессии (рис. 2). Она представляет собой замкнутую синклинали, ограниченную преимущественно тектоническими контактами. По форме напоминает перевернутую трапецию, имеющую протяженность 25 км и ширину до 14 км (см. рис. 1).

Основными тектоническими элементами рассматриваемой структуры являются западное и южное крылья и центральная, или мезозойская, синклинали, в которой расположены горельники (рис. 3). Наиболее крупные массивы горелых пород слагают северную и южную зоны, выделяясь в магнитном поле значительными аномалиями с интенсивностью от  $-300+500$  до  $-3000+4000$  нТл (см. рис. 3). Они приурочены к угленосной талогойской свите, отчасти – к тайсуганской. В северной зоне горелые породы прослежены по простиранию непрерывно на 2800 м при средней мощности около 70 м. На западном фланге зоны они залегают согласно с напластованием, имея падение к центру синклинали под углами  $50-60^\circ$ . На восточном фланге горелые породы тоже согласны с напластованием, но залегание их уже вертикальное или крутое северо–восточное. Это связано с опрокидыванием пластов северного крыла синклинали под влиянием надвиговых перемещений каменноугольных вулканогенных толщ хр. Сайкан в юго–западном направлении /Нехорошев, 1966/. Здесь нередко отмечаются брекчии, а по фотогеологическим признакам дешифрируется разлом.

Южная зона горелых пород прослежена на 1,5 км, и несколько дальше продолжается соответствующая магнитная аномалия (см. рис. 3). Залегание пород здесь дологое, с падением слоистости и плитчатости к северу под углами  $15-35^\circ$ . По данным бурения (устное сообщение М.О. Услугина), горе-

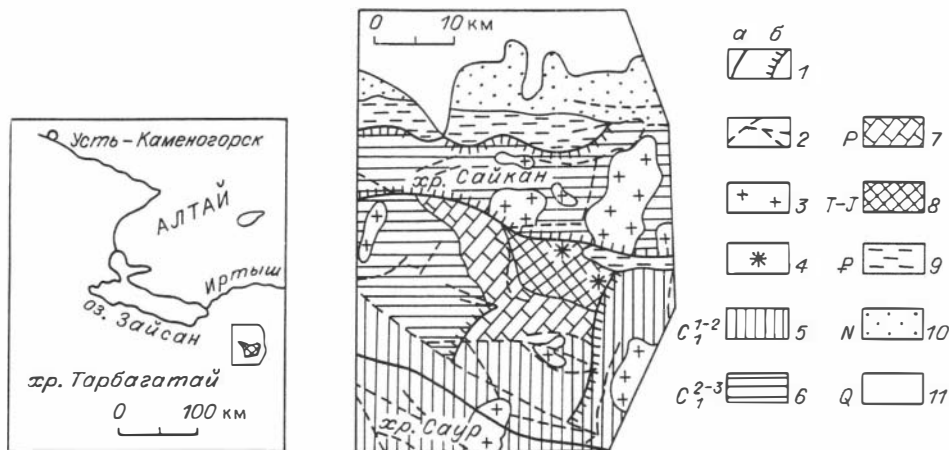


Рис. 1. Географическое положение и геологическая схема Кендерлыкской мульды с горельниками /Василенко, 1961/.

1 - разломы региональные (а) и морфологические уступы в рельефе палеозойских отложений (б); 2 - разрывные нарушения; 3 - гранитоиды; 4 - горельники Кендерлыкской мульды; 5 - нижнекаменноугольные отложения; 6 - верхневизейские и намюрские; 7-11 - отложения Кендерлыкской мульды: 7 - пермские, 8 - мезозойские, 9 - палеогеновые, 10 - неогеновые, 11 - аллювиальные и покровные четвертичные.

лые породы встречены на глубине до 300 м. Своей оранжево-красной окраской горельник выделяется среди окружающих желто-серых песчано-глинистых пород. Так же, как и в других угольных бассейнах, он образует в рельефе положительные формы - гряды скал, удлиненных холмов, нередко с причудливыми очертаниями за счет трубообразных брекчиевых тел и даже штоков площадью до 1 км<sup>2</sup> до глубины 180 м /Bentor et al., 1981; Корого и др., 1985; Cosca et al., 1989/. В Итатском бассейне ширина полосы горельников составляет 0,3-2,5 км и в среднем 1,5 км с протяженностью до 8,5 км /Поздняков, 1968/. В присалаирской полосе Кузбасса они прослеживаются на 45 км с непрерывными отрезками по 1-3 км /Яворский, Радугина, 1932/. В Израиле горелые породы миоцена достигают мощности 220 м и покрывают площадь 50 км<sup>2</sup>.

Наиболее подверженными самовозгоранию считаются крутопадающие угольные пласты. Глубина выгорания углей отмечена в литературе от 40 до 120 м, она обычно лимитируется уровнем подземных вод. На участках искусственной подземной газификации достигаются глубины 300-400 м /Шиллинг и др., 1986/. Полное выгорание мощных пластов (30-40 м) происходит с образованием пустот высотой 25-30 м, с обрушением и заполнением их водой /Абубакиров, 1962/. В образовании брекчий участвуют, по-видимому, также спонтанные взрывы газов. Загорание происходит самопроизвольно за счет разогрева при окислении углей. Развивающиеся температуры до 1600 °С достаточны для частичного или полного плавления пород, вследствие чего формируются паралавы или псевдоизверженные породы /Bentor et al., 1981/, составляющие до 40 % объема горельника.

В целом комплекс типоморфных геологических признаков горелых пород достаточно хорошо повторяется во всех угольных и сланцевых бассейнах: Куз-

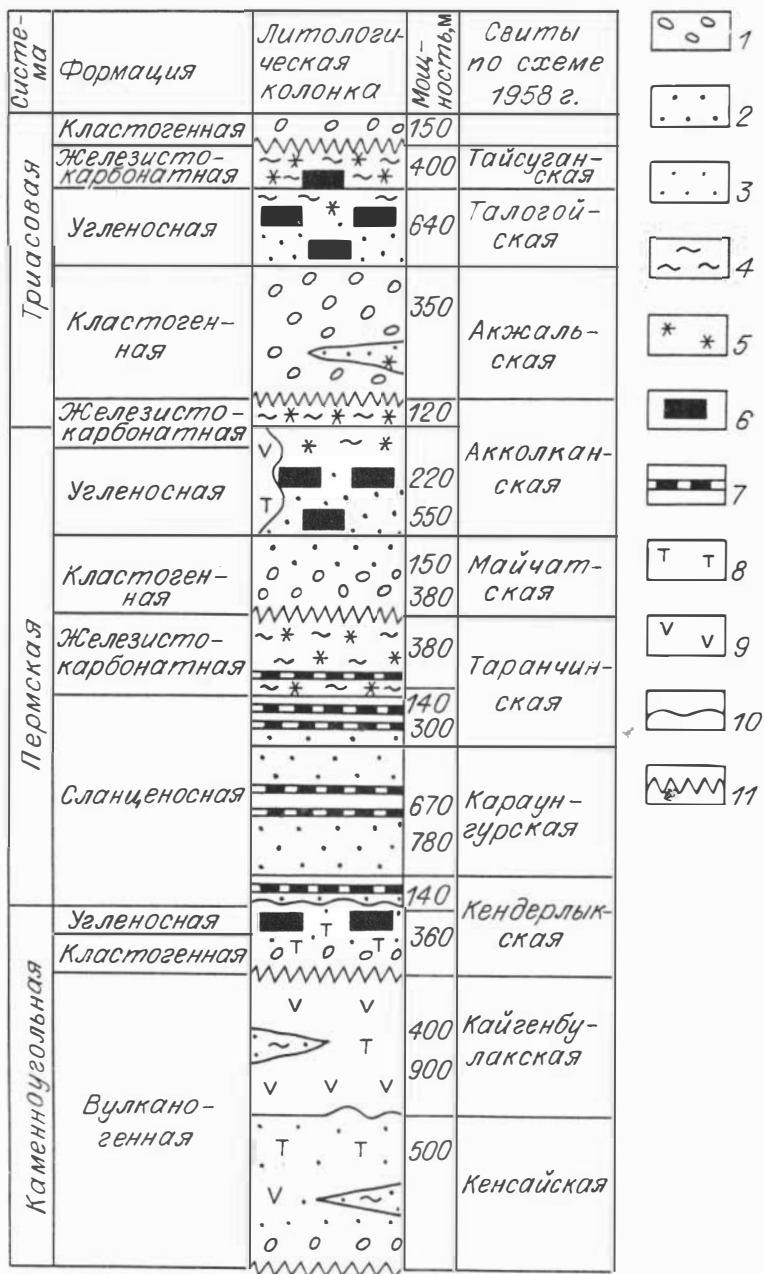


Рис. 2. Литолого-стратиграфический разрез отложений Кендерлыкского месторождения /Шевченко, 1974/.

1 - конгломераты, гравелиты; 2 - песчаники; 3 - алевролиты; 4 - глинистые сланцы; 5 - сидериты; 6 - угли; 7 - горючие сланцы; 8 - туфы; 9 - порфириты; 10 - перерывы; 11 - угловые несогласия.



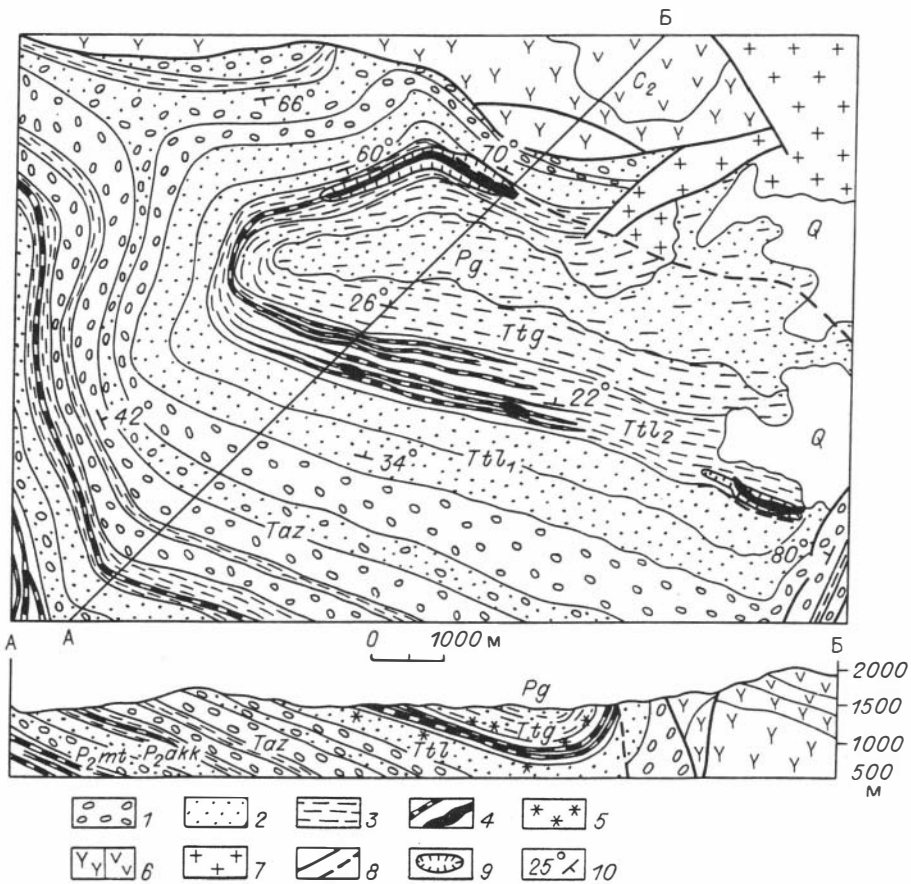


Рис 3. Геологическая схема и разрез центральной синклинали Кендерлыкской мульды (1962 г.).

1 - конгломераты, гравелиты; 2 - песчаники; 3 - алевролиты и глинистые пески; 4 - пласты каменных углей, битуминозных сланцев, горельники; 5 - сидериты; 6 - порфириты и дацитовые порфиры; 7 - гранитоиды; 8 - разрывные нарушения, надвиги (пунктир); 9 - зоны магнитных аномалий на горельниках; 10 - элементы залегания слоистости.  $P_2mt$  - майчатская свита,  $P_2akk$  - акколканская,  $Taz$  - акжалская,  $Ttl$  - талогойская  $Ttg$  - тайсуганская свита.

бассе, Донбассе, Канско-Ачинском, Восточной Сибири и Дальнего Востока, Новой Земли, Средней Азии, Казахстана, Индии, Ирана, Ирака, Израиля, Чехословакии, Саксонии, Шотландии, Британской Колумбии, Пенсильвании, Вайоминга, Калифорнии, Южной Австралии и др., подтверждая тем самым геологически значимый масштаб данного явления /Абубакиров, 1962; Cosca et al., 1989; Bendor et al., 1981/. Индивидуальные черты горельников зависят от мощности и количества выгоревшего угля, наклона пластов, рельефа местности, разломной тектоники и степени трещиноватости пород кровли, положения уровня грунтовых вод и др.

В Кендерлыкской мульде горельники приурочены к верхам талогойской свиты юрского возраста (см. рис. 2,3). Эти отложения отличаются от нижележащих пермотриасовых продуктивных свит отсутствием битуминозного органического вещества, преобладанием углистых слоев и примеси лигнитов. Количество  $C_{орг}$  в углях здесь составляет 13–37 %, угли обладают высокой зольностью, в алевролитах и аргиллитах – 0,7–3,5, а в песчаниках – до 0,5 % /Василенко, 1961/. Вместе с тем характерно присутствие большого количества сидеритовых прослоев (железисто-карбонатная формация, по Н.Я. Шевченко /1974/). За счет них при плавлении образуются высокожелезистые шлаки и лавы. Ниже нами рассматриваются те главные черты состава и строения исходных пород, которые в первую очередь влияют на формирование подобных выплавов. Положение горелых пород видно из краткого описания следующих типовых разрезов.

Геолого-петрографический разрез горельника южной зоны (восточная горка). Общее падение слоистости на север под углом 30°. Стратиграфически снизу вверх (рис. 4):

	Мощность, м
1. Песчаник аркозовый серо-желтый, массивный, с прослоями гравелита, в верхней части – с прослоями алевролита. . . . .	более 20
2. Углистый сланец. . . . .	1,2
3. Песчаник с карбонатами серый, с крупными и мелкими обломками стволов и веток сидеритизированной древесины, угля и отпечатками флоры. Структура среднеристая. В обломочной части – кварц, полевой шпат, андезит-базальт, порфир, яшма, алевролит, органические остатки. Цемент карбонатный с хлоритом. . . . .	6
4. Алевролиты и мелкозернистые песчаники, обломки угля и растений. . . . .	2,3
5. Сланец углистый. . . . .	2,1
6. Песчаник серый. . . . .	6
7. Сидериты конкреционные зеленовато-черные, с поверхности бурые, массивные в песчанике с карбонатами. В сидеритах присутствует глинистый и обломочный алевритовый материал. Уплотненные конкреции величиной до 50 см в длину и 30 см в толщину. . . . .	0,5
8. Песчаник с карбонатами, аналогичный предыдущему, мелкозернистый. Обломочная часть – кварц, полевой шпат, алевролит, цемент гидрослюдистохлорит-карбонатный . . . . .	2,1
9. Алевролит зеленовато-серый в переслаивании со сланцем углистым. . . . .	12,4
10. Песчаник мелкозернистый с прослоями сидерита до 0,5 м. . . . .	7,5
11. Сланец углеродистый коричневый, существенно гидрослюдистый с обильной углефицированной органикой. . . . .	2,3
12. Песчаник железистый желтовато-серый, сидеритсодержащий. В обломочной части присутствуют кварц, полевой шпат, андезит, порфир, алевролит, в цементе – карбонат, слюды, гидроксиды железа. Сидерит зачастую окислен, образует рассеянную вкрапленность либо концентрируется послойно. . . . .	8,8
13. Песчаник с прослоями сидерита. . . . .	3,8
14. Сланец углистый черный с прослоями алевролита черного, слюдистого с углистыми частицами. . . . .	4,3
15. Алевролиты черные, сидериты горизонтально-слоистые и массивные, магнетитсодержащие. Согласно и секущие жилы крупнокристаллического кальция. . . . .	1,7

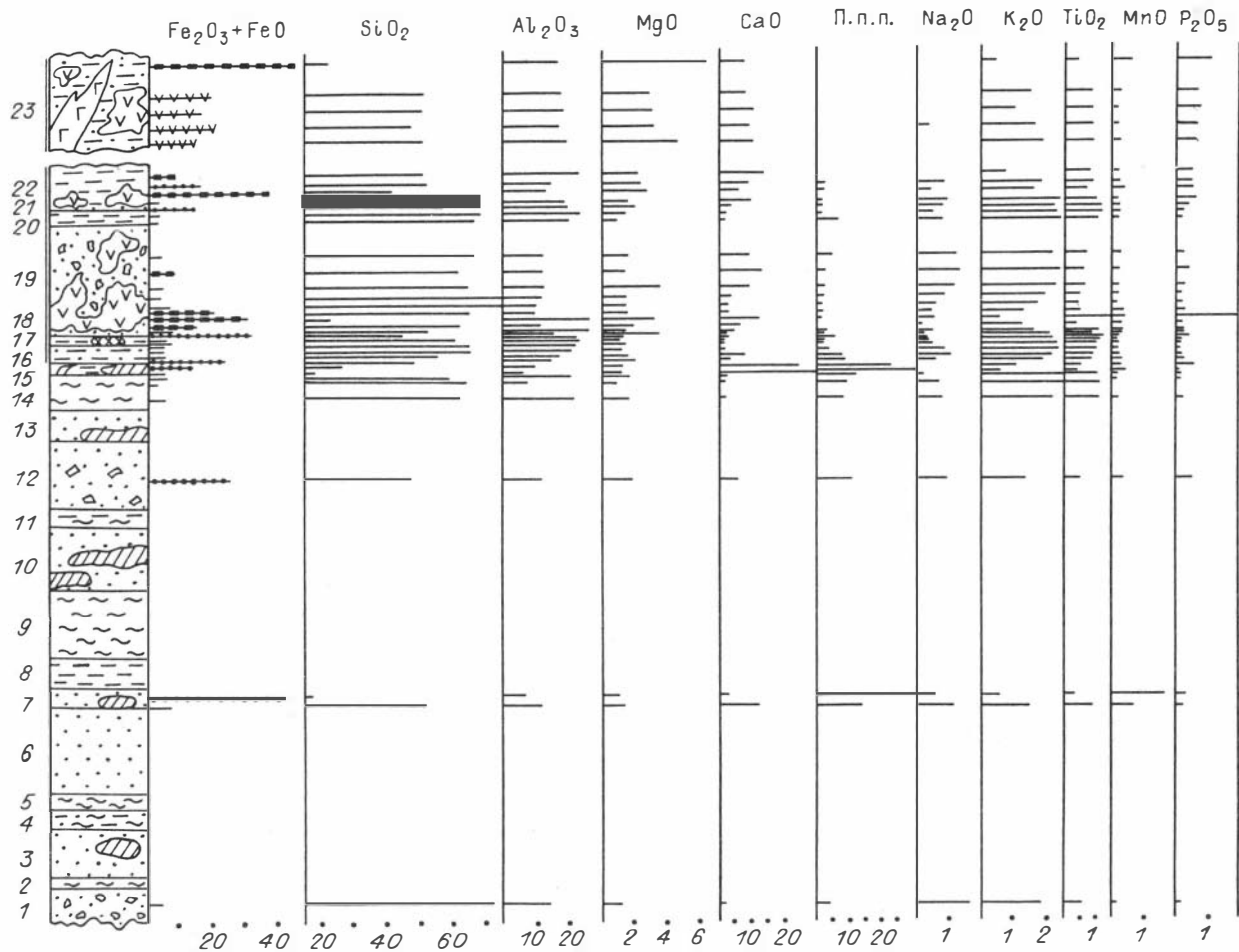


Рис. 4. Литолого-петрохимический разрез горельника и вмещающих пород в южной зоне (см. рис. 3).

Описание пород по слоям дано в тексте. Содержания компонентов даны в мас. %

16. Алевролиты слюдястые черно-зеленые в переслаивании с песчаниками карбонатными серо-черными мелкозернистыми. В верхней части породы более светлые за счет обжига, в них меньше углистых частиц, вместе с тем появляются пятна аморфного строения. . . . . 2,4

Горелые породы

17. Алевролиты обожженные кремовые и розовые, плитчатые, с отпечатками флоры. Прослой гематит-магнетитовых рудных линз – продуктов обжига сидеритовых конкреций. Под микроскопом породы пелитоморфные, заметно пористые. В верхних слоях появляются просечки черного пузыристого шлака 1,2

18. Лавы, шлаки базальтовые, железистые, пузыристые, по составу пироксен-плагиоклазовые магнетитсодержащие. В нижней части интервала включают множество обломков розовых обожженных, аморфизованных и остеклованных алевролитов и песчаников. Отмечены мелкие потоки и инъекции лавы. В верхней части – постепенный переход к потемневшему ошлакованному песчанику с оплавленными обломочными зернами, сцементированными микролитовым и пелитоморфным агрегатом. . . . . 2

19. Песчаники обожженные гравелитовые, однородные и косослоистые. Породы розоватые и желтоватые, с крупными пятнистыми зонами почернения диаметром до первых метров, связанными с гематитизацией и частичным плавлением. Почернение занимает до 20 % объема пласта, тяготеет к трещинам отдельности, к поверхностям горизонтальной и косой слоистости, особенно там, где сосредоточена сидеритовая вкрапленность. Обломочная структура исходной породы видна отчетливо, хотя часть зерен оплавлена, а цемент обычно аморфизован. Развита вторичная пористость. В подплавленных участках реликты обломков уже редки, породы частично раскристаллизованы в пироксен-плагиоклазовые (с магнетитом) агрегаты . . . . . 12

20. Алевролит обожженный слюдястый, желтый и коричневый, в верхней части – с пятнами и прослоями гематита (по сидериту). . . . . 1,8

21. Песчаник обожженный, желтый и красный, местами ошлакованный. . . 1

22. Алевролиты обожженные бежевые, желтые, розоватые, пропитанные черным пузыристым шлаком, стекавшим в полости и застывшим в виде сосулек-сталактитов, лавовых лужиц. На поверхности глыб отчетливо видны корки плавления, с которых отвесно свисают сталактиты, а поверхность лужиц строго горизонтальная, что указывает на ненарушенное залегание расплавленных пород. Распространены брекчии с лавовым цементом. В контаминированных лавах кроме пироксена, плагиоклаза и рудных минералов отмечены тридимит, кордиерит, бурое стекло. . . . . 5,1

23. Горелые породы с лавами и шлаками в удалении от нижележащих на 68 м вверх по разрезу. Лавы, в отличие от предыдущих, преимущественно массивные, черные, местами хорошо раскристаллизованные, содержат вкрапленный титаномагнетит, оливин и пирротин. Встречены выплавки в виде отдельных языков существенно пироксеновых пород. В останцах обожженных алевролитов характерна примесь кордиерита, тридимита . . . . . более 10

Суммарная мощность горелых пород более 33 м.

Геолого-петрографический разрез горельника северной зоны (западный фланг). Стратиграфически снизу вверх (рис. 5):

О. Конгломерат мелкогалечный. . . . . более 4

1. Сланцы углистые с прослоями сидерита. . . . . 39,6

2. Песчаник мелкозернистый, с карбонатами, сидеритом, с прослоями сидеритовых конкреций (10 – 20 см). В породах много растительных остатков. . . . . 9,5

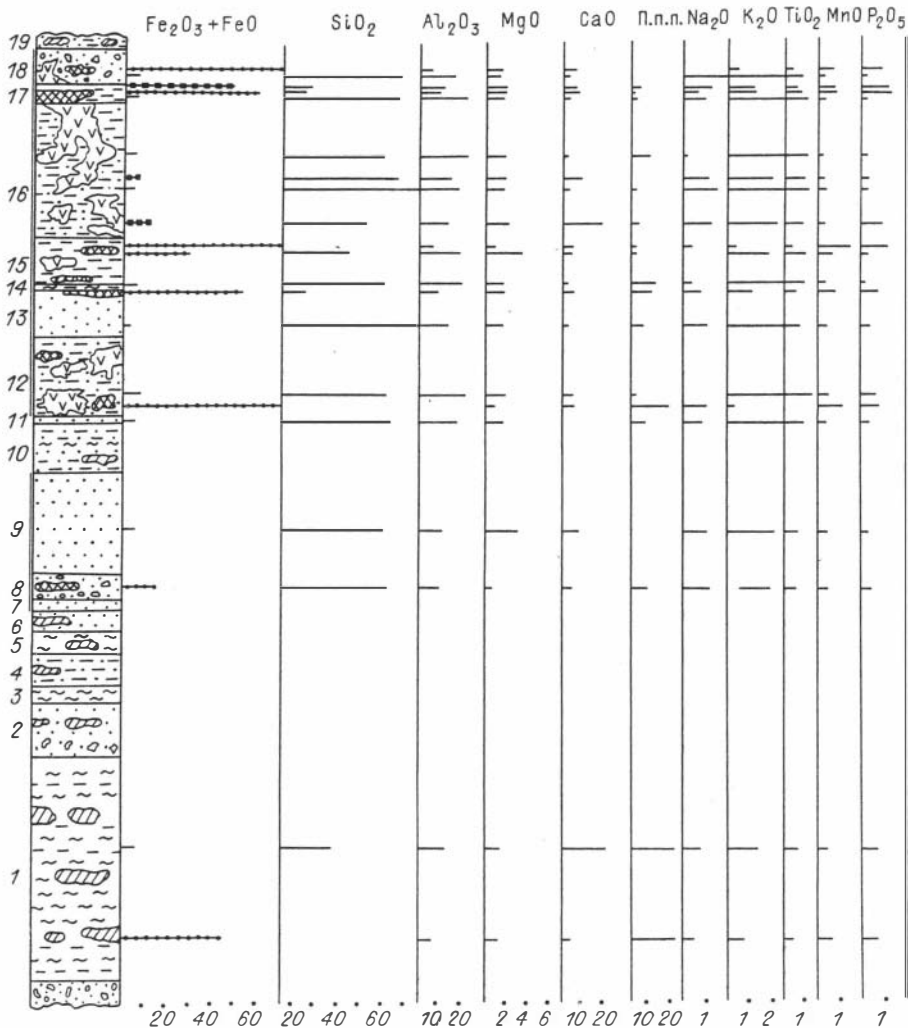


Рис. 5. Литолого-петрохимический разрез горельника и вмещающих пород на западном фланге северной зоны (см. рис. 3).

Описание пород по слоям дано в тексте.

- 3. Сланец углистый. . . . . 3,3
- 4. Алевролиты, песчаники с тремя прослоями сидерита по 20-30 см толщиной. . . . . 5,5
- 5. Углистый сланец с конкреционным слоем сидерита (линзы с сечениями до 80x40 см). . . . . 4
- 6. Песчаник желтовато-серый с прослоями сидерита. . . . . 4,1
- 7. Песчаник обожженный светлый. . . . . 1,7
- 8. Песчаник аркозовый обожженный, с прослоями гравелита и конгломерата. Породы красные, в цементе содержат желтые гидрослюды и гидроксиды железа. В обломках наблюдается галька окисленного сидерита и ожелезненная древесина. . . . . 4,9
- 9. Песчаник карбонатный, желтоватый. В цементе - кальцит, гидрослюда, хлорит. . . . . 17,4

10. Алевролиты и песчаники с линзами сидерита и углистым прослоем... 9
11. Песчаник серо-зеленый массивный, с шаровой отдельностью. Характерно присутствие обломочного биотита, а в цементе – желтой слюды и турмалина. . . . . 1,5
12. Горелые породы (алевролиты и мелкозернистые песчаники) желтоватые и розоватые, подплавленные, с языками и потоками лавы. Повсеместно по интервалу встречаются линзы гематитовой и магнетитовой руды по сидеритовым конкрециям, прослоям и кускам древесины. Среди шлаков обнаруживаются обожженные и подплавленные аргиллиты со структурой древесины и коры 13,9
13. Песчаник аркозовый, слабо обожженный, серый и красноватый. Вверху интервала – прослой гематитовой руды (по сидериту) толщиной 30 см. . . . . 8,2
14. Алевролит углистый черный, с отпечатками флоры. . . . . 0,8
15. Горелые породы (алевролиты и мелкозернистые песчаники) с линзами – прослоями гематита по сидеритовым слоям. В середине интервала – зона шлака 0,2–1 м. . . . . 8,2
16. Горелые породы, сильнее ошлакованные, чем в предыдущем интервале. Наблюдаются все переходы от обожженного песчаника или алевролита к аморфизованным и переплавленным участкам. Большинство лав и шлаков безрудные, существенно пироксен-плаггиоклазового состава с микролитовой, вариолитовой и интерсертальной структурами. Лавовые сталактиты и озерца в данном случае находятся в пачке крутопадающих пластов. . . . . 23,6
17. Алевролит серый слюдистый, с органическим материалом. Сменяется розовым обожженным алевролитом с прослоями (до 30 см) массивной магнетит-гематитовой рудной лавы по сидериту. . . . . 3,3
18. Песчаники обожженные розовые со шлаками, прослой галечного конгломерата с желваками оксидной руды по сидеритовым конкрециям. . . . . 5,7
19. Песчаники серые, углистые сланцы, прослой алевролитов. Ближе к горельнику встречены высыпки белой золы – остатка от сланца. В песчаниках – многочисленные конкреции сидерита. . . . . 2

Суммарная мощность горелых пород около 65 м, доля лавового материала не превышает 5–10 % их объема.

В разрезах горелые породы резко граничат с необожженными осадочными породами по поверхности напластования. Например, слой 14 углистого аргиллита северной зоны мощностью 0,8 м заключен в горелых и подплавленных участках. И наоборот, маломощные (суммарно 6,6 м) прослой 7 и 8 обожженного песчаника залегают в неизменных сланцах и хорошо прослеживаются по простиранию. Все это определенно указывает на пластовый характер распространения горелых пород, связанный, очевидно, с преимущественной продувкой раскаленных газов по проницаемым пластам.

Петрохимическая "нагрузка" на разрезах указывает на мало контрастную дифференцированность последних по составу. Видно, что песчаники содержат больше кремнезема и меньше глинозема, чем алевролиты. Мало в породах известкового материала, кальциевого карбоната в них обычно не больше, чем железистого. Сидеритовые породы, их обожженные разности и лавы выделяют – повышенным содержанием железа. Нередко им сопутствуют марганец и фосфор. Преобладание калия над натрием отражает ведущую роль первичного глинистого материала в породах.

В целом осадочная угленосная пачка, вмещающая горельники, – типичное аллювиально-озерное образование. Появление в ней конкреционно-диагенетических сидеритов является характерной особенностью подобных толщ, концентрирующих огромные запасы железа /Страхов, 1962/. Благодаря повышенному содержанию  $S_{орг}$  и пониженному количеству известковис-

того материала и серы возникали большие возможности миграции  $Fe^{2+}$  в поровых водах и фиксации его в виде  $FeCO_3$ . По этим причинам конкреционные сидеритовые руды появлялись без дополнительного привноса железа, поступавшего в бассейн наравне с терригенным материалом.

## ГЛАВА 2

### РУДНЫЕ ЛАВЫ КАК ПРОДУКТ ЧАСТИЧНОГО ПЛАВЛЕНИЯ СУБСТРАТА

Состав и строение горелых пород достаточно полно характеризуются для всех подобных объектов в рамках двух ступеней изменения: 1) термометаморфизм с аморфизацией и перекристаллизацией пород в твердом состоянии, подплавлением и спеканием и 2) плавление с образованием пузыристых шлаков и перемещенных лав, кристаллизация минералов из жидкости.

Имеющиеся в литературе данные указывают, что на формирование состава лав оказывает влияние характер исходных пород – через температуру плавления. При частичном плавлении (низкотемпературные,  $\sim 1000^\circ C$ , расплавы по по Бентору и др./Bentor et al., 1981/) кремнисто-сланцевых пород образуются выплавки этектоидного гранитного состава. При полном плавлении (высокотемпературные условия, до  $1600^\circ$ ) состав лавы соответствует валовому объему расплавившихся пород. Особое внимание уделялось изучению промышленно значимых скоплений глиноземного сырья – муллита, галлузита, анализу парагенезисов обожженных карбонатных пород, явлениям остеклования и другим типоморфным признакам термометаморфизма. Вместе с тем фактически без обсуждения остались вопросы дифференциального плавления высокожелезистых субстратов, имеющие отношение к генезису магматогенных железорудных месторождений. В приведенном ниже описании на них акцентировано основное внимание.

### РУДНЫЕ ЛАВЫ

К ним относятся кристаллизовавшиеся из расплава тонкозернистые и стекловатые, иногда порфиroidные и кристаллические магнетит-пироксен-плагиоклазовые породы с небольшой примесью калишпата, тридимита, кордиерита, оливина. Они слагают небольшие (мощностью десятки сантиметров – первые метры) прослой и пятнистые участки среди обожженных и подплавленных дочерних пород. Зачастую жидкая лава вытекает из этих участков в трещины, полости, на поверхность глыб и скал, образуя корки, сталактиты, потоки, а местами скапливается в лужицах (см. приложение, фиг. 1–3). При заполнении трещин и цементации обломков появляются характерные брекчиевые разности типа магматических жил (фиг. 4).

Внешне породы обычно темно-серые, черные, красноватые, массивные или пористые. На поверхности потоков, как и в вулканических лавах, видна волнистость течения либо занозистость от лопающихся газовых пузырей. Характерны корочки и сгущения рудной вкрапленности (магнетита, гематита) на поверхностях лавы, соприкасающейся с воздухом, и на стенках пор.

По составу различаются лавы восстановленные и окисленные (см. рис. 24), в последних отношении  $Fe_2O_3 : FeO > 3$ . Восстановленные лавы чаще массивные, чем пузыристые, более черные. Типоморфными минералами являются титаномагнетит, герцинит, пирротин, а из нерудных – оливин, ортопироксен, и в числе клинопироксенов – феррогеденбергит. В окисленных лавах

характерны гематит, магнезиоферрит, меньшее количество пироксенов, в числе которых салит-авгиты и авгит-фассаиты. Несмотря на эти существенные различия, разновидности не всегда могут быть выделены, поскольку окисленность лав проявляется неоднородно. Окисленные парагенезисы накладываются на восстановленные или они сосуществуют в небольших объемах, что несомненно связано с меняющимся газовым режимом, слабым перемешиванием и быстрым застыванием расплава.

Строение рудных лав обусловлено процессами ликвации, раскристаллизации и автопневматолита. Сначала железосиликатная жидкость распадается на рудную и силикатную несмешивающиеся фракции. В микрообъемах это выглядит как сочетание рудных или рудно-пироксеновых округлых пятен, нередко раскристаллизованных, находящихся в полевошпатовом матриксе с пятнами кислого стекла (фиг. 5). В восстановленных лавах железосиликатные фракции и герцинит могут концентрироваться около полостей и пор, по которым шла газовая продувка (фиг. 6). Аналогичные поры, залитые с поверхности высокозакисным стеклом, отмечены в железорудных агломератах, где они образуются на месте сгоревшего кокса /Малышева, 1988/.

Структуры несмесимости отмечены не везде, в большинстве случаев сразу идет кристаллизация. В восстановленных лавах она начинается с выделения идиоморфных кристаллов герцинит-магнетита (фиг. 7), идиоморфных или пойкилитовых зерен титаномагнетита или порфириковых вкрапленников ортопироксена (фиг. 8). В окисленных участках рудно-силикатные обособления раскристаллизовываются в пироксен-магнетитовый симплектитовый агрегат (фиг. 9, 5, 12). Несколько отстает по времени образование лейстового плагиоклаза и мелкозернистого клинопироксена основной массы (фиг. 10, 11). В интерстициях плагиоклаза местами определяется кислое стекло, хотя оно более характерно для неперемещенных контаминированных лав.

На этапе окисления широко проявляются гематит и магнезиоферрит с якобитом в виде метакристаллов, прожилок, корочек-друзочек, псевдоморфоз и каемок замещения на более ранних рудных и нерудных зернах (фиг. 12, 2, 38) и в мелких полостях (см. фиг. 41). В железорудных агломератах тоже наблюдается окисление около пор, через которые поступает воздух, главным образом в виде ферритных фаз ( $Fe^{3+}$ ) в силикатной связке /Малышева, 1988/. Около гематитовых поверхностных каемок в шлаке присутствует зона осветления, что подтверждает диффузионный механизм подачи ионов закисного железа к поверхности, навстречу кислороду.

В целом следует отметить неоднородность строения описываемых рудных лав в сравнении с вулканическими породами. Их текстуры и структуры изменчивы в пределах небольших образцов. Нечасто можно видеть равномерно-зернистые (диаметр зерен 0,3 мм), либо порфиридные агрегаты (фиг. 13, 10, 11), главным образом в перемещенных лавах (лужицы, потоки). Изредка встречаются беспироксеновые магнетит-анортитовые прорастания (фиг. 14). Более обычны тонкозернистые, почти непрозрачные в шлифах массы, сложенные рудно-пироксеновыми сегрегациями в стекловатом - пелитоморфном полевошпатовом базисе. Надо полагать, что разнообразие структур свидетельствует о быстром изменении параметров плавления, кристаллизации и газового состава. По-видимому, как и в агломерационном процессе, здесь равновесие достигается лишь в локальных объемах.

Химический состав рудных лав (с содержанием  $Fe_2O_3$  вал  $> 10\%$ ) отражает неоднородность исходного материала и характеризуется разбросом содержаний компонентов в связи с переменным количеством железа (табл. 1). Если нормировать анализы к 10%-ному содержанию  $Fe_2O_3$  общ, характерному для базальтов, то оказывается, что описываемые породы ближе всего



Таблица 1. Химический состав осадочных и пирометаморфических пород, шлаков и лав в горельниках Кендерлькской впадины

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
n	17	13	6	7	10	8	10	7	12	9	3
SiO <sub>2</sub>	41,63	29,24	7,89	47,47	53,92	64,94	53,38	67,29	61,48	62,80	22,2
TiO <sub>2</sub>	0,69	0,53	0,20	0,63	0,80	0,74	0,61	0,73	1,14	1,07	0,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,63	10,0	3,16	12,70	16,61	14,13	11,72	15,16	23,35	20,32	8,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,15	47,04 общ.	32,73	22,87 общ.	12,21 общ.	4,97 общ.	5,35 общ.	5,94 общ.	5,36 общ.	4,75 общ.	7,81 общ.
FeO	10,73		19,27								
MnO	0,35	0,55	1,09	0,27	0,18	0,14	0,19	0,13	0,11	0,11	0,21
MgO	2,72	2,17	1,03	2,34	1,92	1,98	1,34	1,06	1,49	1,38	1,44
CaO	6,37	4,13	5,44	6,05	10,12	7,16	11,99	0,99	1,39	1,01	30,79
Na <sub>2</sub> O	0,40	0,44	0,38	0,74	0,87	1,15	1,24	1,44	0,35	0,65	0,03
K <sub>2</sub> O	1,15	1,04	0,31	1,51	2,02	2,27	1,68	2,27	2,22	2,29	0,88
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,69	0,98	0,64	0,40	0,61	0,28	0,21	0,16	0,23	0,15	0,36
П.п.п.	1,14	2,79	24,35	4,79	0,72	2,16	12,04	4,47	2,66	5,38	27,07
Сумма...	99,65	98,91	97,59	99,77	99,98	99,92	99,75	99,64	99,91	99,91	99,86
SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,05	2,92	2,50	3,76	3,25	4,60	4,55	4,44	2,63	3,09	2,56

Окончание табл. 1

Ком- по- нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	Ком- по- нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	n	17	12	5	7	11	7	7	6	9	8		1	n	17	12	5	7	11	7	7	6	9
V	236	156	136	166	165	141	107	93	212	174	130	Pb	15	24	31	16	20	19	25	22	15	25	20
Cr	76	74	56	67	92	81	54	55	82	68	60	Ba	494	370	188	366	724	389	271	343	551	331	400
Ni	63	47	34	44	60	63	37	33	61	60	54	Sr	578	240	126	306	777	376	160	158	233	183	260
Co	44	30	33	33	27	33	26	29	24	38	38	Li	28	81	10	31	24	28	11	22	49	33	21
Cu	46	36	19	34	53	52	24	28	74	67	32	Rb	25	27	10	40	33	69	36	56	52	87	27
Zn	122	83	68	75	89	104	71	94	81	104	74												

Примечание. 1 - рудные лавы, 2 - сидериты обожженные, 3 - сидериты, 4 - песчаники железистые, 5 - шлаки, лавы, 6 - песчаники обожженные, 7 - песчаники карбонатные, 8 - песчаники аркозовые, 9 - алевролиты обожженные, 10 - алевролиты, 11 - известняки с глинистой примесью. n - число анализов. Содержания примесей даны в 10<sup>-4</sup> %.

к анортитовым лавам, гиперстеновым андезитам /Розенбуш, 1934/, оливковым андезитам и андезитам /Тернер, Ферхуген, 1961/. Отличительной чертой рудных лав является низкое содержание  $\text{Na}_2\text{O}$  и повышенное —  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$ , связанное с особенностями субстрата (см. гл. 3, 5, табл. 17).

## СИДЕРИТЫ ПОДПЛАВЛЕННЫЕ И ОБОЖЖЕННЫЕ

Такие сидериты объединяются в особую группу по признаку сохранности первичных морфологических черт пород: формы конкреций, слоистости, органо-генных структур. В составе их ведущую роль играют гематит и магнетит, примесь представлена измененным глинистым материалом, апатитом, карбонатом. Внешне это черные и лиловые железные руды массивного, грубо линзовидного и полосчатого сложения. Обоженные и окисленные обломки сидеритизированной древесины являются типоморфными признаками промежуточной (пирометаморфической) ступени изменения пород угленосной пачки (фиг. 15, 16). Их присутствие не оставляет сомнений в том, что сидерит являлся источником железистого вещества при формировании рудных лав в горельниках.

Обломки "рудной древесины" — чурки, ветки, кора, головешки обычно черного или стально-серого цвета — сложены тонкозернистым губчатым гематитом и более редким магнетитом. На срезах видна волокнистая структура. В поперечных сечениях прослеживаются концентрические годичные слои, причем отдельные волокна замещены гематитом преимущественно в ядре и вдоль поверхности (фиг. 17, 18). Промежутки волокон выполнены кальцитом и пелитоморфным метаглинистым материалом. В участках плавления биоморфные структуры не сохраняются.

Другим, более консервативным признаком наличия исходных сидеритов в зонах плавления являются реликты конкреций. Это либо отдельные караваеобразные блоки синевато-черного цвета величиной до  $1 \times 0,3$  м, либо параллельные и пунктирные черные слои на месте бывших конкреций (фиг. 19). Они сложены чаще массивным губчатым гематитом (с тонкозернистым магнетитом) и метаглинистым оптически недиагностируемым веществом с примесью кальцита. Чем выше содержание железа, тем более характерна трещиноватость за счет объемной термической усадки конкреций при окислении железистого карбоната (фиг. 20). Слоистые сидериты превращены при обжиге в гематитовые полосчатые руды.

Подплавленные конкреции имеют или равномерную кавернозность с величиной щелевидных пор в первые миллиметры, появившуюся в стесненных условиях, или облик губчатого шлака, возникшего, вероятно в открытых полостях (фиг. 21). Распространены пузыристые каймы и корки подплавления вдоль границ железистой конкреции с вмещающей породой, что указывает на активный характер контактных зон сидерит — силикат (фиг. 22). Пористый рудный шлак плавленных конкреций состоит из тонкозернистого магнетита (гематита) и пироксена с примесью анортита (фиг. 23). Зачастую силикатная масса не раскристаллизована, а в присутствии гематита обнаруживается стекло. В других случаях появляются структуры капельной ликвации и эвтектоидной "графики" рудно-пироксеновых агрегатов. В окисленных плавленных конкрециях рудные фазы обогащены марганцем, здесь появляются несколько более кислые, чем обычно, плагиоклазы — битовнит и лабрадор.

Химический состав подплавленных сидеритов отражает первоначально высокое содержание в них железа, повышенное количество марганца и фосфора. Преобладание глинистой примеси отражается в низких значениях отношения  $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 \leq 3$  (см. табл. 1).

## СИДЕРИТЫ

Сидериты являются характерными диагенетическими образованиями угленосных толщ и в данном случае служат поставщиком железа при образовании рудных лав. Макроскопически это плотные и тонкозернистые зеленовато-серые породы, как правило, с буроватым оттенком и бурой корочкой (1–2 мм) окисления. Они слагают массивные конкреции величиной до 1 м при толщине до 30 см, чаще 30–40 см и толщиной 5–10 см, либо образуют неровные прослои (по 1–5 см) в пачках мощностью 0,5–1 м. Окисленные разности сидеритов коричнево-бурые, более рыхлые. ими, как правило, сложены псевдоморфозы по обломкам древесины. Вкрапленный сидерит часто дает послойную или равномерную примесь в песчаниках.

В породах рассеян глинисто-гидрослюдистый, реже кварц-полевошпатовый алевритовый материал, характерны углефицированные растительные остатки. Структура сидеритов мелкозернистая или микросферолитовая, где промежуточные сферул выполнены хлоритом, кальцитом (фиг. 24). Железистый карбонат повсеместно замещается гидроксидами железа, а в зонах обжига – гематитом и магнетитом. Последний дает оптически неразличимые зерна, хотя порода в целом обладает заметной магнитной восприимчивостью, позволяющей с точностью химического анализа определять содержание магнетита (с помощью магнитного проишмера конструкции С.С. Лапина, ИГиГ СО АН СССР). При существенном "разбавлении" сидеритов глинистым материалом породы имеют вид коричневых тонкозернистых сланцев и сложены глинисто-гидроксидным агрегатом.

В составе сидерита отмечено высокое содержание  $\text{CO}_2$ , с вычетом которого явно видно повышенное количество марганца и фосфора относительно других пород (см. табл. 1). Величина  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  близка к алевролитам, т.е. явно ниже, чем в песчаниках. Сидериты по древесине в сравнении с конкреционными явно обеднены силикатной примесью ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ) и обогащены кальцитом. Они характеризуются также самым низким уровнем содержания суммы РЗЭ, Th, Ta и минимальным отношением La/Yb. Малая в среднем примесь Ca и Mg и низкое отношение Mg/Ca соответствуют пресноводным сидеритам, более "чистым" в сравнении с морскими /Mozley, 1989/.

## ЖЕЛЕЗИСТЫЕ ПЕСЧАНИКИ

Это массивные или слоистые породы желтовато-серого и коричневого цвета, тонко- и мелкозернистые, слабо известковистые. В окисленных разностях подчеркнута приуроченность коричневых зерен вкрапленного сидерита к поверхностям слоев, в том числе по косой слоистости (фиг. 25). Песчаники в отличие от глинисто-сидеритовых сланцев содержат обломочный материал псаммитовой размерности. Он представлен слабо окатанными зернами кварца, полевого шпата, алевролита, порфира, порфирита, яшмы. Изредка наблюдаются хлоритизированный биотит, карбонатизированные углистые частицы (фиг. 26). В цементе преобладают слюдяные и железогидроксидные тонкочешуйчатые массы, а также кальцит и окисленный сидерит (фиг. 27). На месте последнего в зонах обжига нередко образуются поры.

Химический состав пород в среднем приближается к рудным лавам, хотя здесь несколько меньше железа, больше кремнезема и потерь при прокаливании.

нии. Отношение  $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 = 3,76$  за счет присутствия обломочного кварца явно превышает алевролитовый максимум, но еще не достигает уровня песчаников (см. табл. 1).

## ЛАВЫ, ШЛАКИ БЕЗРУДНЫЕ

В описываемых горельниках их, по-видимому, не больше, чем высокожелезистых разностей, с которыми они связаны постепенными переходами. Безрудные лавы по цвету черные и темно-коричневые, внешне мало чем отличаются от рудных. Они также имеют массивное и пузыристое сложение, расположены крупными пятнами среди обожженных пород или слагают цемент брекчий. В отдельно лежащих глыбах пород видны все признаки термического воздействия – вспучивание, растрескивание и оплавление – остеклование (фиг. 28). Первая жидкость темного цвета пропитывает пористые участки и скрепляет обломки в брекчию (фиг. 29).

Появление черных зон ошлакования нередко трассируется в песчаниках прослоями вкрапленного сидерита, в частности по косой слоистости. Развитая здесь вторичная пористость благоприятствует продувке раскаленных газов. Оторочки шлака появляются также около сидеритовых конкреций (см. фиг. 22). Почернение более плотных алевритовых пород в коренном залегании приурочено к трещинам, поверхностям напластования, прослоям железной руды и органического вещества. Здесь граница пористой лавы и массивной горелой породы обычно резкая. Лавы слагают прослои, выполняют трещины, цементируют обломки (фиг. 29, 30).

В микрообъемах видны постепенные переходы (по шлифам): аморфизованный алевролит → зона уплотнения и растрескивания → зона вторичной пористости за счет дегидратации и декарбонатизации → пузыристый шлак (фиг. 31). При развитии пятен черного шлака в окаменевшей древесине первичная волокнистая структура утрачивается (фиг. 32). В участках внедрения – затекания расплава наблюдается зональность с закалкой: раскристаллизованная центральная часть жилки базальта → тонкозернистая краевая каемка → экзоконтактовая осветленная зона → аморфизованный алевролит (фиг. 33).

Безрудные лавы состоят из плагиоклаза, пироксенов, магнетита и гематита, кроме них встречаются тридимит, кордиерит, кислое стекло, муллит (диагностирован рентгеноструктурным анализом). Базальтовые породы, образованные преимущественно по песчаникам с карбонатами, сложены клинопироксеном и плагиоклазом, раскристаллизованными в микролитовый агрегат (фиг. 34). Часто бывают окристаллизованы только плагиоклаз и тридимит, а рудно-пироксеновая криптозернистая масса выполняет промежутки их микролитов (фиг. 35). Последнее скорее всего связано с застыванием на этапе резкой смены восстановительной обстановки на окислительную.

Лавы андезитового – дацитового состава по алевролитам и их смеси с песчаниками содержат мало пироксена и рудного минерала. Это существенно плагиоклазовые породы с тридимитом и кислым калиевым стеклом. Структуры их микролитовые, призматически-зернистые и аксиолитовые. Высокоглиноземистые разности и ксенолиты алевролита в лавах содержат также кордиерит и муллит. Рудный минерал и пироксен присутствуют в виде неравномерной вкрапленности либо концентрируются около пор (фиг. 36). Выделения гематита в кислом стекле характеризуются выраженными дендритными формами (фиг. 37). В полостях вместе с рудными минералами обнаруживается также тридимит, возникший из газовой фазы, как это известно для вулканических пород и со-

державшихся в них пористых ксенолитов /Кутыев, Шарапов, 1979; Baird et al., 1985/. Некоторые поры выполнены кальцитом, цеолитом.

Частично подплавленные, спекшиеся пирометаморфические породы, в которых залегают лавы, слагают основной объем горельников. Это ярко окрашенные светло-серые, желтые, оранжевые, красные и лиловые породы, как правило, тонкопористые, с сохранившимися осадочными текстурами – слоистыми, конкреционными и обломками древесины и растений. Главной особенностью горелых пород является их пелитоморфная структура с неразличимой под микроскопом зернистостью. Вместе с тем хорошо сохранены обломочные зерна кварца, полевого шпата. По мере прогресса около зерен кварца появляются скорлуповатость и каемки стекла, а полевой шпат мутнеет и становится оптически изотропным. В дальнейшем на его месте возникают микрогранитные (пегматоидные) срастания.

Аморфизация пятнистых и полосчатых пород приводит к появлению неоднородностей – темных и светлых полос и участков, в которых затем концентрируются соответственно рудно-пироксеновые и полевошпатовые агрегаты. По-видимому, еще из нерасплавленной аморфизованной массы местами выделяются кристаллики плагиоклаза, магнетита, рудно-пироксеновые дендриты либо здесь уже участвует пленочная межзерновая жидкость. Наряду с новообразованиями еще видна просвечивающая псаммитовая структура. Собственно расплавленные микрообъемы устанавливаются по наличию кислого стекла (рентгеноаморфного), но в случае повышенной железистости эти микрообъемы оптически неотличимы от пятен аморфизации. Если к стеклам относить твердые тела с изотропными свойствами и отсутствием дальнего порядка на атомном уровне /Zemann, 1987/, то для диагностики их достаточно установить рентгеноаморфность.

По химическому составу в среднем лавы близки к анортитовым лавам и гиперстенным андезитам, отличаясь от вулканических пород существенно калиевой щелочностью и пониженным количеством магнезии. В сравнении с первичными породами Кендерлыкской впадины они по  $\text{SiO}_2$  и  $\text{CaO}$  больше похожи на песчаники, хотя увеличенное содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  следует связывать с добавками алевроитовой породы при плавлении (см. табл. 1).

## ПЕСЧАНИКИ И АЛЕВРОЛИТЫ

За счет них формируется силикатная фракция рудных лав. По составу и зернистости различаются несколько разновидностей.

Песчаники аркозовые с переходами к гравелитам и конгломератам. Это наиболее кремнистые породы, так как содержат много кварца в обломочной части. В цементе преобладают серишит-хлоритовые агрегаты с примесью гидроксидов железа, мало карбоната кальция, есть аксессуарный турмалин. Могут вмещать конкреции сидерита, обломки древесины.

Песчаники карбонатные концентрируют в цементе и в жилах кальцит, содержат органические остатки, вкрапленность и конкреции сидерита. В обломках, так же как и в аркозовых песчаниках, распространены кварц, калишпат, есть альбит, биотит, порфир, порфирит, яшма.

Песчаники обожженные выделяются яркой окраской, они формируются за счет упомянутых предыдущих разновидностей. Здесь характерно присутствие гематитизированного сидерита, желтых слюд в цементе. В наиболее измененных песчаниках цементирующая масса аморфизована, в ней расположены оплавленные частицы кварца и разложенных полевых шпатов.

Алевролиты нередко черные за счет распыленного углистого вещества,

а в горельниках – красные от гематит-гидроксидного пигмента. Породы могут переслаиваться с сидеритами. Обломочная часть составляет в них не более 5–10 % (кварц, органические остатки), а главная масса хлорит-гидрослюдистая с гидроксидами железа. Обожженные разности напоминают красный тонкопористый кирпич или белый плотный фаянс. В последнем проявлена столбчатая (карандашная) отдельность, как и в окисленных сидеритах.

Обломки горелых пород обычно имеют со шлаками резкие границы. По составу алевролиты высокоглиноземистые ( $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 < 3,3$ ), бескальциевые, калиевые, титанистые. Необоженные разности содержат больше потерь при прокаливании. Характерно, что зольный остаток сгоревшего угля соответствует по составу обожженному алевролиту. Силикатный материал в сидеритах также существенно глинистого типа.

Известняки с глинистой примесью являются достаточно редкой породой и служат в качестве флюса для плавящихся в контакте с ними слоев. По внешнему облику они представляют серию согласных со слоистостью прожилков шестоватого кальцита в плитчатом алевролите.

## МИНЕРАЛЫ РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ

Рудные лавы содержат оксиды железа, которые рассмотрены в порядке возрастания окисленности: титаномагнетит, герцинит-магнетит, Mg-Al-Fe шпинель, магнетит, магнезиоферрит с якобитом, гематит, гидроксиды железа. В горелых породах других районов отмечены также маггемит, мушкетовит, железо. Все рудные минералы анализировались на рентгеноспектральном микроанализаторе, поэтому железо получено только как FeO. При пересчетах сначала вычислялись миналы ряда обычной шпинели, без  $\text{Fe}^{3+}$ , а оставшееся количество Mg, Fe, Mn относили к миналам ряда обращенной шпинели, в которой присутствует  $\text{Fe}^{3+}$ .

Титаномагнетиты с содержанием 23–67 % ульвошпинели (табл. 2) приурочены к наиболее восстановленным перемещенным лавам с низким или средним содержанием валового железа. Долериты с титаномагнетитом и пирротинном (обр. 118 и 120) по валовому составу дают наиболее низкий уровень  $f_{\text{O}_2}$  – ниже буфера QFM / Sack et al., 1980; см. рис. 24/. В них же

определены ортосиликаты – оливин и гиперстен, которых не обнаружено в окисленных разностях. Сульфидсодержащие базальты содержат повышенное количество ванадия в магнетите (1,29 и 0,67 %  $\text{V}_2\text{O}_5$ ). Присутствует заметная примесь герцининовой или магнезиоферритовой молекулы.

Титаномагнетит выделяется в виде мелких рассеянных кристаллов, в том числе пойкилитовых, оптически однороден (см. фиг. 8, 10), замещается гематитом. В этих же породах отмечены герцинит, жилки шпинели, магнезиоферрита.

Герцинит-магнетиты с колеблющейся (10–31 % мол.) долей герцинита в свою очередь содержат примесь ульвита (до 13 % мол.) и до 8 % якобита с магнезиоферритом (табл. 3). Вмещающие рудные лавы наиболее богаты железом, марганцем и фосфором (плавленные сидериты) при низкой окисленности ( $\text{FeO} \geq \text{Fe}_2\text{O}_3$ ). Минерал слагает идиоморфные кристаллы величиной до

1 мм, оптически однородные или со структурами распада (фиг. 38, 39, 6). В одном из пятен среднезернистого магнетита диаметром 7 мм структуры

Таблица 2. Химический состав титаномагнетитов

Компонент	33	17	74-3	117	300 <sub>1</sub>	300 <sub>2</sub>	118	120
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	49,14	38,88	34,42	41,57	30,65	45,37	24,23	35,55
FeO	35,58	42,86	33,55	39,60	45,88	40,23	49,99	42,77
MgO	1,43	0,21	2,65	0,83	0,21	0,37	0,40	0,99
MnO	0,10	0,48	0,31	-	0,57	0,72	0,26	0,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,98	2,24	0,91	1,86	5,41	3,11	2,23	7,04
TiO <sub>2</sub>	7,91	13,22	24,39	10,75	13,96	8,98	20,21	10,98
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,28	-	0,2	0,21	-	1,29	0,67
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,05	-	0,06	0,17	0,23	0,35	0,21
Сумма...	96,22	98,22	96,23	94,87	97,06	99,01	98,96	98,62
Fe <sup>3+</sup>	1,46	1,14	0,95	1,24	0,88	1,30	0,69	1,0
Fe <sup>2+</sup>	1,17	1,40	1,03	1,32	1,47	1,28	1,58	1,34
Mg	0,08	0,01	0,15	0,05	0,01	0,02	0,02	0,06
Mn	-	0,01	0,01	-	0,02	0,02	0,01	0,01
Al	0,05	0,05	0,03	0,09	0,24	0,14	0,10	0,31
Ti	0,23	0,39	0,67	0,32	0,40	0,26	0,58	0,29
FeFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	67	57	16	58	45	63	34	49
MgFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	8	1	15	5	1	2	2	6
MnFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	-	1	1	-	2	2	1	1
FeAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	2	2	1	5	12	7	5	15
Fe <sub>2</sub> TiO <sub>4</sub>	23	39	67	32	40	26	58	29

Примечание. Обр. 33 - вкрапленность в пироксеновом агрегате, рудная лава; 17 - вкрапленность в анортитовой массе, то же; 74-3 - из сростаний с пироксеном, рудная лава из "лужицы"; 117 - вкрапленность в существенно анортитовой массе; 300 - в пироксен-плагиоклазовом агрегате; 118, 120 - то же, базальт с сульфидами. Здесь и в других таблицах анализы минералов выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе "Camebax" О.С. Хмельниковой.

распада приурочены к периферийной зоне. Сгущение рудной вкрапленности и каемки около пор фиксируют, по-видимому, контакты породы с восстановленным газом. Герцинит-магнетиты часто ассоциируются с пятнисто-капельными высокожелезистыми обособлениями, которые могут быть раскристаллизованы в магнетит-пироксеновую "графику", причем пироксен низкокальциевый глиноземистый. Данные округлые или кристалломорфные обособления (см. фиг. 5-7) под микроскопом характеризуются неоднородностью, отражательной способностью ниже рудных, но выше силикатных минералов, желто-бурыми внутренними рефлексами. Попытки проанализировать микрозондом оказались неудачными из-за отсутствия сходимости суммы окислов. Изучение препаратов на сканирующем электронном микроскопе JSM-35 с приставкой KEVEX позволило определить близкие содержания Fe, Al и меньшие Si, Ca. Эти же компоненты фактически присутствуют в продуктах "эвтектоидной" раскристал-

Таблица 3. Химический состав герцинит-магнетитов

Компонент	75	300 <sub>1</sub>	300 <sub>2</sub>	9	Чс-11 <sub>1</sub>	Чс-11 <sub>2</sub>	Чс-11/1200°
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	39,11	43,68	46,16	54,85	60,90	56,84	40,81
FeO	40,99	38,52	38,73	32,2	30,71	35,13	38,89
MgO	0,33	0,78	0,73	0,24	0,33	0,16	0,64
MnO	0,29	0,80	0,71	0,45	2,46	0,71	1,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,78	10,02	8,01	9,28	4,11	7,10	15,83
TiO <sub>2</sub>	1,55	3,35	4,59	1,42	0,01	0,04	0,18
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,25	0,09	0,19	-	0,01	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,52	0,10	0,03	-	-	-
Сумма...	97,20	97,92	99,12	98,66	98,52	99,99	97,55
Fe <sup>3+</sup>	1,09	1,23	1,29	1,53	1,76	1,65	1,13
Fe <sup>2+</sup>	1,27	1,21	1,21	1,0	0,99	1,02	1,20
Mg	0,02	0,04	0,04	0,01	0,02	0,01	0,03
Mn	0,01	0,03	0,02	0,01	0,08	0,02	0,04
Al	0,65	0,44	0,35	0,40	0,19	0,32	0,69
Ti	0,04	0,09	0,13	0,04	-	-	0,01
FeFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	60	62	64	74	80	81	57
MgFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	2	4	4	1	2	1	3
MnFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	1	3	2	1	8	2	4
FeAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	33	22	17	20	10	16	35
Fe <sub>2</sub> TiO <sub>4</sub>	4	9	13	4	-	-	1

Примечание. Обр. 75 – кристаллы со структурами распада в массивной рудной лаве; 300 – округлые зерна около пор; 9 – кристаллы в массивной рудной лаве, каемки около пор; Чс-11 – кристаллики в пироксеновом агрегате подплавленной конкреции; Чс-11/1200° – кристаллы и дендриты в стекле из переплавленного образца (см. табл. 21).

лизации. По аналогии с высокожелезистой системой агломератов мы предполагаем наличие фазы типа алюмосиликоферрита (со шпинелевой структурой), которая вполне устойчива при температурах около 1200 °С в умеренно окислительной обстановке /Малышева, 1988/. Кристаллы герцинита были близки по времени выделения капельным ликватам. На стадии остывания железистая шпинель обособлялась как продукт распада твердого раствора.

Таким образом, герцинит-магнетит является типоморфным рудным минералом восстановительной обстановки. При дефиците Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в системе он, очевидно, сменяется вюститом (по диаграмме Боуэна – Шерера, см. /Заварицкий, Соболев, 1961/). Магнетит-герцинит кристаллизуется непосредственно из расплава, что подтверждается также выделением минерала в экспериментальных образцах при повторном плавлении (см. табл. 3, обр. Чс-11/1200°). В последнем содержание герцинита наибольшее (32 %), а отношение Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>:FeO = 1,05 – наименьшее.



Mg-Al-Fe шпинели состоят на 56–74 % из магнетита, количество других миналов колеблется. В природных образованиях (табл. 4, обр. 33 и 100) это шпинель (~10 %) и магнезиоферрит (20–30 %). Описываемая рудная фаза определена, в частности, в составе симплектитовых сростаний. Шпинели характерны и для средне-крупнозернистых жильно-гнездовых выполнений, каемок и корочек на поверхностях пор, доступных воздуху. Кристаллы однородны, местами гематитизированы. Формирование их, судя по магнезиоферриту, было связано с возрастанием окисленности системы при повышенном количестве алюминия. Подобные условия реализовались скорее всего за счет кристаллизации из поверхностно-пленочных порций расплава, находящихся под влиянием газового режима, а не из объемной жидкости, так как в породе (обр.33) преобладает вкрапленный титаномагнетит.

При переплавлении природных рудных лав также были получены шпинели, но с несколько иными соотношениями миналов. В стеклах определялись дендритные и зернистые магнетиты, оказавшиеся идентичными по составу. В обр. 100 относительно природного образца резко возросло содержание  $Al_2O_3$  и  $MgO$ , что следует связывать с фактором объемной кристаллизации. В экспериментальном образце явно понижено отношение  $Fe_2O_3/FeO$  и это позволяет предположить отсутствие магнезиоферрита.

Другой обр. 345 (рудная лава с корочкой магнезиоферрита (см. табл. 5)) показал присутствие малоглиноземистого титаномагнетита (при  $t=1050^\circ$ , неполное плавление) и беститанистой магнетитовой шпинели (при  $t=1100^\circ$ , полное плавление (см. табл. 4)). Близки по составу к последней магнетиты из переплавленных конкреций (96с/1200 и 163/1200). В них при достаточно восстановительной среде ( $Fe_2O_3:FeO = 1,8 - 1,4$ ) входила герцинитовая примесь, что согласуется с условиями встречаемости герцинита, описанными выше.

Магнетит с небольшой долей шпинели является обычным рудным минералом многих лав и подплавленных сидеритовых конкреций. Он участвует в наиболее распространенной ассоциации пироксен+плагиоклаз+магнетит.

В результате обычных твердофазных превращений сидерита при контактовом метаморфизме или в экспериментах /Калинин, 1965; Wiedner, 1982; Ieng et al., 1987/ образуются мелкие кристаллы магнетита, а при подплавлении появляются амебовидные зерна и сфероиды с менисками. В железорудных агломератах хорошо ограненный кристаллически-зернистый магнетит образуется при размягчении и пластическом состоянии шихты. Из расплавов выделяются дендриты, которые при постепенном охлаждении или повторном обжиге также формируют крупные кристаллы /Малышева, 1988/. В восстановительных условиях кристаллизуется вюститизированный магнетит с кривоугольными или глобулярно-скелетными формами /Дымкин, Пермяков, 1984/. А.В. Мананков и В.Н. Шарапов /1985/ описывают наряду с дендритами капельные формы (5–50 мкм) выделения рудного минерала из железистых базальтов, плавленных в атмосфере водорода. Возможно, там тоже образовывался вюстит.

Магнетит без примесей определен в матричной части зерен со структурами распада и в однородных кристаллах (табл. 5).

Магнезиоферриты (см. табл. 5) с примесью до 20 % якобсита встречаются в окисленных участках пород вместе с гематитом. Минерал слагает вкрапленность, как правило, среди гематитовых кристаллических корочек, жилков и друз, покрывающих поверхность лав, сталактитов и стенки пустот. Механизмом формирования рудных концентратов в поверхностном слое является диффузионное окисление кислородом воздуха ионов  $Fe^{2+}$  находящихся в расплаве. Появление в расплаве  $Fe^{3+}$  и микрокристаллов гематита

Таблица 4. Химический состав Mg-Al-Fe шпинелей

Компонент	100	33	100/1100 <sup>0</sup>	345/1100 <sup>0</sup>	345/1050 <sup>0</sup>	163/1200 <sup>0</sup>	96с/1200 <sup>0</sup>	115/1100 <sup>0</sup>
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	62,89	64,18	36,63	53,38	52,9	52,40	49,30	58,81
FeO	26,52	22,16	31,55	26,38	27,90	28,53	33,5	30,48
MgO	5,80	7,39	7,29	4,12	3,93	2,0	2,55	2,88
MnO	0,23	0,91	0,73	0,16	0,35	1,8	0,66	0,62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,80	4,57	19,92	13,85	8,1	13,65	11,27	6,09
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,18	0,21	0,32	5,52	0,20	0,10	0,28
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	0,05	-	0,01	0,33	0,06	-	0,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	0,01	0,02	0,04	0,17	0,03	0,02	0,13
Сумма...	101,26	99,45	96,35	98,26	99,20	98,67	97,40	99,30
Fe <sup>3+</sup>	1,69	1,80	0,96	1,44	1,41	1,41	1,37	1,64
Fe <sup>2+</sup>	0,79	0,58	0,92	0,79	0,83	0,85	1,04	0,94
Mg	0,31	0,39	0,38	0,22	0,21	0,11	0,14	0,16
Mn	0,01	0,03	0,02	-	0,01	0,05	0,02	0,02
Al	0,24	0,19	0,82	0,54	0,34	0,57	0,49	0,27
Ti	-	-	0,01	0,01	0,15	0,01	-	0,01
FeFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	68	58	56	72	68	65	74	71
MgFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	19	29	-	-	4	-	-	3
MnFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	1	3	2	-	1	5	2	2
FeAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	-	-	3	5	-	18	10	-
Fe <sub>2</sub> TiO <sub>4</sub>	-	-	1	1	10	1	-	1
MgAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	12	10	38	22	17	11	14	13

Примечание. Обр. 100 - зерна из "эвтектоидных" сростаний с пироксеном; 33 - из сростаний с титаномagnesитом; 100/1100<sup>0</sup> - зерна и дендриты в стекле; 345, 163, 96с, 115 - то же, экспериментальные образцы (см. табл. 19-21).

Таблица 5. Химический состав магнезиоферрита с якобитом и магнетита

Компонент	345	133	9	20	15	117	Чс-11
$Fe_2O_3$	74,53	74,55	73,43	67,65	60,92	60,01	62,55
FeO	-	-	-	-	-	31,48	32,06
MgO	18,45	18,64	19,54	14,59	18,09	1,27	0,41
MnO	3,12	4,47	2,02	15,85	9,32	0,52	1,93
$Al_2O_3$	1,41	0,04	4,42	1,46	8,63	3,57	3,22
$TiO_2$	0,10	0,08	0,02	-	0,05	0,80	-
$V_2O_5$	-	-	-	0,02	0,01	0,13	-
$Cr_2O_3$	0,02	0,01	0,01	-	0,04	0,22	-
Сумма...	97,63	97,79	99,44	99,57	97,06	98,10	100,17
$Fe^{3+}$	1,92	1,94	1,82	1,81	1,57	1,73	1,77
$Fe^{2+}$	-	-	-	-	-	1,01	1,01
Mg	0,94	0,96	0,96	0,76	0,88	0,07	0,02
Mn	0,09	0,13	0,06	0,47	0,26	0,02	0,06
Al	0,06	-	0,17	0,06	0,33	0,16	0,14
Ti	-	-	-	-	-	0,02	-
$FeFe_2O_4$	-	-	-	-	-	81	85
$MgFe_2O_4$	88	88	91	76	74	7	2
$MnFe_2O_4$	9	12	-	21	9	2	6
$FeAl_2O_4$	-	-	-	-	-	8	7
$MgAl_2O_4$	3	-	3	-	-	-	-
$MnAl_2O_4$	-	-	6	3	17	-	-
$Fe_2TiO_4$	-	-	-	-	-	2	-

Примечание. Обр. 9, 345, 20, 15 - идиоморфные кристаллы в корочках и жилочках гематита в лавах; 133 - округлые зерна в гематитовой ткани, обожженная сидеритизированная древесина; 117 - кристаллы со структурами распада в существенно анортитовом агрегате; Чс-11 - вкрапленность в пироксеновой массе, плавленная конкреция.

и магнетита резко повышает вязкость окисленного слоя лавы, способствует стабилизации пены и затвердеванию даже без существенного охлаждения.

Наиболее высокие содержания марганца отмечены в образцах подплавленных сидеритовых конкреций (см. табл. 5).

Шпинель встречается в пироксеновом базальте в виде мелких кристаллов. В шлифах они зеленого цвета, окружены каемкой непрозрачных оксидов, оптически изотропные.

Пирротин обнаружен в массивных непористых ортопироксен-плаггиоклазовых породах (с титаномагнетитом, фаялитом). Здесь он слагает тонкую эмульсионную вкрапленность и жилки вместе с халькопиритом. В пирротине из переплавленного образца содержится больше железа и меньше серы, чем в природном (табл. 6).

Гематит широко распространен в горелых породах. Он слагает диспер-

Таблица 6. Химический состав сульфидов, мас.%

Компонент	1	2	3	4	5	6
Fe	60,74	61,61	34,15	34,39	64,03	63,68
Cu	0,02	0,05	25,98	29,61	0,12	0,10
Zn	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
Pb	0,16	0,17	0,04	0,21	0,14	0,13
Co	0,13	0,15	0,03	0,08	0,13	0,10
Ni	0,39	0,41	0,04	0,23	0,04	0,00
Ag	0,06	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00
S	38,60	38,28	33,04	35,19	36,38	37,16

Сумма... 100,0 100,67 93,28 99,75 100,86 101,17

## Атомные количества

Fe	0,47	0,48	0,30	0,28	0,50	0,50
Cu	0,00	0,00	0,20	0,21	0,001	0,001
S	0,52	0,52	0,50	0,50	0,50	0,50

Примечание. 1, 2 - пирротин; 3, 4 - халькопирит из образца Кн-118; 5, 6 - пирротин из обр. Кн-118, переплавленного при 1100 °С.

сную вкрапленность (пигмент) в обожженных песчаниках и алевролитах либо губчатую тонкозернистую ткань в обожженных сидеритах. В подплавленных породах и лавах минерал дает эмульсоидную вкрапленность, зачастую тяготеющую к поверхности породы, соприкасающейся с воздухом и поровым пространством (фиг. 40). Гематит участвует в сложении рудно-силикатных графических сростаний на месте алюмосиликоферритных (?) глобул, здесь же отмечены его кристаллы (см. фиг. 5). В интерстициальных кислых стеклах гематит выделяется в виде дендритов (см. фиг. 37). Весьма характерны проявления гематита в виде друзовых корочек и жильных выполнений среди горелых пород (фиг. 41). Подобные жилы достигают мощности несколько сантиметров и образовались, скорее всего, в местах массовой диссоциации железистых карбонатов при участии газового переноса железа.

Состав гематита разнообразен, несмотря на консервативность его кристаллической решетки для вхождения примесей (табл. 7). Наиболее чистые гематиты приурочены к нерасплавленным обожженным породам (обр. 126). Однако и здесь сильно сказывается влияние исходного состава породы. Например, в обр. 150 (оруденелая древесина) твердофазная кристаллизация гематита сопровождалась вхождением в решетку значительного количества марганца. Магний, также имевшийся в исходном карбонате, при диссоциации связывался в магнезиоферрит - магнезиомагемит (?), не отличный от гематита.

Гематит в подплавленных породах как в массе, так и в рудных корочках содержит значительную примесь Al, Ti при повышенных количествах Mg, Mn. Этот факт хорошо известен металлургам и объясняется высокотемпературными условиями формирования минерала из оксидно-силикатной жидкости. Есть примеры интенсивного изоморфного замещения  $Al \rightarrow Fe^{3+}$  в гематите и магнезиоферрите из горельников Буффало /Foit et al., 1987/. Образование хорошо ограненных призматических кристаллов гематита величиной до 0,1 мм отвечает стадии твердофазного спекания при производстве железорудных окатышей - порядка 1000 °С /Малышева, 1988/.

Таблица 7. Химический состав гематита

Компонент	150	150	126	126	Чс-11	Чс-11/1100°	15 <sub>4</sub>	163	163/1150°	96с/1150°	74-3 <sub>1</sub>
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	85,82	97,63	99,11	98,65	92,60	95,13	95,81	95,29	96,76	96,58	96,49
MgO	8,77	0,23	-	0,01	-	-	-	0,25	0,06	-	0,09
MnO	1,14	1,54	-	0,27	-	0,23	0,23	1,14	0,35	0,45	0,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,03	0,04	0,07	3,70	2,99	1,99	1,64	1,93	2,27	0,71
TiO <sub>2</sub>	-	-	-	-	0,08	0,39	0,51	0,61	0,34	0,07	0,27
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	-	-	0,06	-	0,07	-	0,08
Cr <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	-	0,07	0,03	-	0,02	0,03	-
Сумма...	95,77	99,43	99,15	99,00	96,38	98,81	98,63	98,93	99,53	99,40	97,81

Окончание табл. 7

Компонент	345	9	15 <sub>3</sub>	20 <sub>1</sub>	74-3 <sub>2</sub>	100	163*/1150°	1	15 <sub>1</sub>	15 <sub>2</sub>	20 <sub>2</sub>
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	97,17	97,10	97,41	98,45	87,93	91,42	93,21	89,37	93,66	93,85	89,05
MgO	0,15	0,13	0,05	0,02	2,46	0,56	0,54	0,63	0,48	0,62	0,71
MnO	0,66	0,37	0,28	0,46	0,42	-	0,51	0,98	0,55	0,43	1,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,29	1,02	1,21	0,34	1,13	3,47	3,34	5,30	3,6	1,43	5,88
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,12	0,05	0,02	5,66	3,62	2,02	1,14	1,41	2,37	1,57
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,02	0,04	-	-	0,01	0,01	0,06	0,12	0,17	0,06
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	-	0,02	-	0,60	-	0,04	0,04	0,01	0,02	-
Сумма...	98,51	98,76	99,06	99,29	98,20	99,08	99,67	97,52	99,83	98,89	99,17

Примечание. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* = 1,1114 · FeO, определенное микрозондом. Гематит с магнезиоферритом и якобитом: обр. 150 - оруденелая древесина; гематит без примесей: обр. 126 - подплавленный сидерит; гематит с Al: обр. Чс-11 - подплавленный сидерит, в том числе с искусственным прогревом до 1100 °С, по порфиروبластам магнетита; обр. 15<sub>4</sub> - из графических сростаний (по Мт) в корочке на рудной лаве; гематит с Al, Mn: обр. 163 - то же, с прогревом до 1150 °С, по зернам магнетита; обр. 96с - обожженный сидерит с прогревом до 1150 °С, по вкрапленному магнетиту; обр. 74-3<sub>1</sub> - массивная рудная лава; обр. 345 - из корочек на рудной лаве (сталактиты); обр. 9 - из жилки с магнезиоферритом в рудной лаве, массивной; обр. 15<sub>3</sub> - из графических сростаний (по Мт) в корочке на рудной лаве; обр. 20<sub>1</sub> - крупнозернистый с магнезиоферритом (по Мт) в рудном шлаке; ильменит - гематит с Mg, Al: обр. 74-3<sub>2</sub> - из рудно-пироксеновых сростаний; обр. 100 - то же (дендриты в буром стекле?); обр. 163\* - с прогревом до 1150 °С, по вкрапленному магнетиту; обр. 1 - из графических сростаний (по Мт) в оплавленном песчанике; обр. 15<sub>1</sub> - крупнозернистый с магнезиоферритом (по Мт) из корочки на рудной лаве; 15<sub>2</sub> - из графических сростаний (по Мт) в корочке на рудной лаве; обр. 20<sub>2</sub> - мелкозернистый в шлаке (по Мт).

Гидроксиды железа наиболее характерны для окисленных и слабо обожженных осадочных пород, где они представляют дисперсный рассеянный пигмент либо замещают зерна и сфериды сидерита. Среди шлаков и лав гидроксиды встречаются реже, выполняя небольшие пустотки и трещины своими коллоидными агрегатами (фиг. 42). Возможно, они отлагаются остывающими газами.

В целом, рудные минералы горельников, содержащие разновидности с  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$ , представляют широкий интервал окислительно-восстановительных обстановок на уровне приповерхностного плавления пород. Титаномагнетит является индикатором восстановительной среды кристаллизации относительно бедного железом силикатного расплава. К нему может присоединяться равновесный пирротин. Герцинит-магнетит также характеризует восстановленные условия в системе с высоким содержанием железа ( $\geq 40\%$   $Fe_2O_3$  вал) и, соответственно, с пониженным соотношением  $Ti/Fe$ .

В самых высокожелезистых системах в подобных условиях может появляться вюстит, растворимость которого в силикатных расплавах ограничена лишь стехиометрией фаялита -  $70\%$  мас.  $FeO$  (см. /Заварицкий, Соболев, 1961/ тройные диаграммы  $FeO - Al_2O_3 - SiO_2$  и др.). В этих областях состава в системе должны поддерживаться  $f_{O_2}$  между равновесиями от вюстит-магнетитового до вюстит-железного. В горельниках, как и в металлургическом переделе, буферное значение имеет реакция  $2CO \rightarrow CO_2 + C$ .

Вюстит отмечен в виде примеси в железорудных агломератах /Мальшева, 1988; Дымкин, Пермьяков, 1984/ и в природных проявлениях самородного железа /Рябов и др., 1985/, при локальном глубинном подплавлении в гипербазитах /Рудашевский, Малич, 1988/.  $FeO$  часто входит в состав так называемых магнитных шариков с ядром из самородного железа. Последние выявлены в гранитоидах Юго-Западного Алтая, Тянь-Шаня, Кольского полуострова, в базальтоидах Охотско-Чукотского вулканического пояса, траппах Сибирской платформы, трахибазальтах Припятского вала, импактитах /Никольский, 1987/. Субъективным фактором редкой обнаруживаемости вюстита являются, очевидно, близкие кристаллооптические свойства его и магнетита. Не отмечается  $FeO$  в лунных породах и метеоритах /Минералогическая энциклопедия, 1985/. Из восстановленных расплавов кристаллизуется изоморфная смесь магнетита с вюститом, которая легко подвергается твердофазному окислению и замещению магнетитом. Возможен также распад по реакции  $4FeO \rightarrow Fe + Fe_3O_4$ . Самородное железо как продукт эвтектоидной диссоциации вюстита наблюдалось в агломератах, в образцах пироксен-магнетитовых лав неустойчивого происхождения из Вьетнама (см. табл. 17, обр. ВТ-1) и лишь в одном случае - в восстановленной высокожелезистой лаве Кендерлыкских горельников (обр. 75).

Магнетит и шпинели присутствуют как продукты твердофазной высокотемпературной перекристаллизации (из сидерита) либо кристаллизации из силикатных расплавов более окисленных зон, чем предыдущие. Самые окисленные обстановки отмечены появлением магнезиоферрита, якобсита, гематита, в которых железо присутствует только в трехвалентной форме. Эти минералы приурочены часто к поверхностям плавленных пород, откуда идет диффузия кислорода в расплав.

Высокое содержание примесей в рудных минералах является еще одним важным типоморфным признаком их магматического генезиса. В анализах магнетитов из железистых лав сумма окислов железа колеблется в пределах 61-91% мас., реже до 94% (см. табл. 2-5). Литературные материалы по при-

родным объектам и металлургическому переделу показывают, что высокая изоморфная емкость железных шпинелей реализуется при формировании их из расплавных систем. Действительно, в переплавленных нами образцах (см. табл. 3, 4) обычное содержание  $Fe_2O_3 + FeO$  составляет 80–88 % мас. ( в одном 68 %). Поэтому, в частности, при агломерации рекомендуется подбирать условия, при которых рудные фазы проходят стадию пластической перекристаллизации и не вбирают в себя столько примесей, как при выделении из расплава.  $Al_2O_3$ , например, при общем содержании в концентрате 10–15 % входит в состав рудной и силикатной фаз агломерата, а при повышенной летучести кислорода остается в силикатной связке.  $MgO$  при обычном режиме обжига, как и  $Al_2O_3$ , переходит в силикатный расплав. Если же часть рудных минералов плавится, то  $MgO$  входит в состав магнетита, являясь одновременно шпинелеобразующим и силикатообразующим, как и  $FeO$ , компонентом, особенно при низкой основности ( $CaO/SiO_2 = 0,3–0,7$ ). Легирующие компоненты  $Ti$ ,  $V$ ,  $Cr$ ,  $Mn$  входят в магнетит только тогда, когда кристаллизация его идет из расплава, иначе примеси остаются в шлаке /Малышева, 1988/. Заметим, что данную тенденцию ассимиляции примесей при кристаллизации пока нет оснований распространять на возможную экстракцию их рудными фракциями в случае жидкостной несмесимости с силикатными или другими расплавами. На это косвенно указывает факт перехода в чугуны только тех легирующих добавок, которые в исходном агломерате находились в рудной составляющей /Малышева, 1988/.

Нерудные минералы горелых пород и лав представлены преимущественно пироксенами, плагиоклазом, тримитом. Реже встречаются оливин, кордиерит, калиевый полевой шпат, муллит, кристобалит, апатит, кальцит, гипс, кислое стекло. Подобные ассоциации характерны для пород санидиновой фации приповерхностного контактового метаморфизма /Ревердатто, 1970/ и ксенолитов осадочных пород в молодых вулканических лавах /Barker, 1987/. По литературным данным, в других горельниках отмечены монтичеллит, волластонит,  $Ti$ -гранаты, эссенеит, мелилит, доррит, корунд, рутил, ксенотим, нефелин, цеолит, флюорит, ярозит, алуниит, сахамаит /Bentor et al., 1981; Cosca et al., 1989/. Рассмотрим состав и условия нахождения главных разновидностей.

Оливин существенно железистый (табл. 8). Встречен в пироксен-плагиоклазовой лаве с вкрапленным пирротинном и в подплавленной конкреции сидерита. Оптически его мелкие зерна трудно диагностируемы.

Ортопироксен тоже обнаруживается редко, приурочен к неокисленным рудным лавам с пирротинном или герцинитом (см. табл. 8). В глиноземистых лавах минерал содержит повышенное количество  $Al$  в решетке, так же как и в искусственных образцах /Породообразующие пироксены..., 1971/. В шлифах гиперстен зеленый и бурый, обладает прямым погасанием, зачастую его порфирные выделения (до 0,5 мм) окружены каемкой рудного минерала (фиг. 43).

Клинопироксены составляют наиболее распространенную группу железистых силикатов. Они тесно ассоциируются с магнетитом в рудных лавах либо вместе с плагиоклазом слагают базальтоидные лавы. Выделяются три разновидности кальциевых пироксенов: салит-авгиты с замещением 0,14–0,18 ф.е. кремния на алюминий, феррогенденбергиты с небольшим дефицитом кальция, но с малой примесью  $Al^{IV}$  и авгит-фассаиты с замещением 0,4–0,6 ф.е. кремния на  $Al$  и  $Fe^{3+}$ . Кроме них обнаружены низкокальциевые

Таблица 8. Химический состав оливинов и ортопироксенов

Компонент	118 <sub>1</sub>	Чс-11 <sub>1</sub>	Чс-11 <sub>2</sub>	118 <sub>2</sub>	9 <sub>1</sub>	9 <sub>2</sub>	9 <sub>3</sub>	9 <sub>4</sub>
SiO <sub>2</sub>	32,01	35,45	34,80	48,88	47,19	47,31	45,11	53,41
TiO <sub>2</sub>	0,05	-	0,02	0,32	0,10	0,11	0,11	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	0,10	0,44	0,84	1,62	2,69	4,39	8,14
FeO	57,99	54,73	58,15	36,77	33,45	38,99	38,38	7,06
MnO	0,97	3,33	1,18	0,75	2,55	2,99	2,71	0,68
MgO	9,74	2,87	0,45	10,43	10,47	7,73	5,75	29,18
CaO	0,21	0,48	0,53	2,21	3,73	1,18	1,77	2,53
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,05	0,01	0,11	0,03	0,02	0,04	0,07
K <sub>2</sub> O	0,01	-	0,02	0,05	0,09	0,01	0,12	0,25
Сумма...	100,99	97,01	95,60	100,36	99,23	101,03	98,38	101,43
Si	1,0	1,14	1,15	1,97	1,92	1,92	1,89	1,84
Ti	-	-	-	0,01	-	-	-	-
Al	-	-	0,02	0,04	0,08	0,13	0,22	0,33
Fe <sup>2+</sup>	1,51	1,47	1,60	1,24	1,14	1,33	1,35	0,2
Mn	0,03	0,09	0,03	0,03	0,09	0,10	0,10	0,02
Mg	0,45	0,14	0,02	0,63	0,64	0,47	0,36	1,50
Ca	0,01	0,02	0,02	0,10	0,16	0,05	0,08	0,09
Na	-	-	-	0,01	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-	0,01
f, %	77	92	99	67	66	75	80	13

Примечание. Фаялиты: обр. 118<sub>1</sub> - долерит с пирротинном, Чс-11 - подплавленный сидерит; гиперстен - обр. 118<sub>2</sub>; алюмогиперстены - обр. 9<sub>1,2,3</sub> - рудная лава неокисленная; алюмоэнстатит - обр. 9<sub>4</sub>, то же.  $f = \text{Fe} + \text{Mn} / \text{Fe} + \text{Mn} + \text{Mg}$ .

высокоглиноземистые пироксены с участием Al не только в четверной, но и в шестерной координации, наряду с участием Fe<sup>3+</sup> в структурной позиции M<sub>1</sub> (табл. 9). Аналоги необычных пироксенов имеются в горельниках /Foit et al., 1987; Cosca et al., 1989/, в агломератах /Mulvaney, 1987/ и в шлаках цветной металлургии /Строителей и др., 1988/. По-видимому, их следует отнести к алюмоглиноэнстатитам-клиноферросилитам, образующимся из расплавов с низкой активностью SiO<sub>2</sub>. Железистость пироксенов колеблется в интервале 32-82 %. В апосидеритовой породе в минерале появляется заметная примесь марганца (см. табл. 9, обр. 15).

Плагиоклазы представлены главным образом анортитом в связи с дефицитом Na<sub>2</sub>O в исходных породах и высокой их глиноземистостью. Минерал кристаллизуется в лавах отдельными вкрапленниками величиной до 2 мм, в среднезернистых гломеропорфировых сростаниях либо в форме удлинённых пластинок - лейст. Характерны простые и полисинтетические двойники, большой угол симметричного погасания. В отличие от сильно изменённых полевых шпатов из реликтовых обломков, зерна новообразованного плагиоклаза выгля-



Таблица 9. Химический состав клинопироксенов

Компонент	127	100 <sub>1</sub>	100 <sub>2</sub>	11 <sub>1</sub>	11 <sub>2</sub>	11 <sub>3</sub>	124	15 <sub>1</sub>	15 <sub>2</sub>	17	2
SiO <sub>2</sub>	41,19	40,90	37,48	32,90	35,56	42,50	35,23	45,55	47,21	50,65	49,22
TiO <sub>2</sub>	0,64	0,48	0,65	0,38	0,28	0,34	0,92	0,16	0,10	0,50	0,81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,26	5,79	6,16	5,98	5,72	23,11	23,52	3,78	3,08	1,18	1,66
FeO	8,91	17,86	22,02	32,29	29,08	12,22	27,55	17,32	15,82	15,94	22,19
MnO	0,11	0,18	0,25	1,06	0,76	0,35	0,37	2,05	1,59	0,31	0,55
MgO	10,66	9,04	7,44	1,62	2,76	1,58	4,09	7,36	9,20	11,55	7,31
CaO	23,96	23,42	22,98	21,55	21,89	17,53	4,64	21,97	21,42	19,41	19,14
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,02	0,05	0,24	0,18	0,09	0,06	0,07	0,11	0,12	0,07
K <sub>2</sub> O	-	-	-	0,05	0,02	0,01	0,27	0,01	0,01	0,06	0,12
Сумма...	97,74	97,69	97,03	96,07	96,25	97,73	96,65	98,27	98,54	99,72	101,07
Si	1,60	1,60	1,51	1,37	1,46	1,62	1,43	1,84	1,87	1,95	1,93
Ti	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	-	0,01	0,02
Al <sup>IV</sup>	0,38	0,27	0,29	0,29	0,28	0,37	0,54	0,18	0,14	0,05	0,08
Al <sup>VI</sup>	0,18	-	-	-	-	0,64	0,58				
Fe <sup>3+</sup>	-	0,12	0,18	0,33	0,25	0,36	0,42				
Fe <sup>2+</sup>	0,29	0,46	0,56	0,80	0,75	0,02	0,51	0,58	0,52	0,61	0,73
Mn	-	0,01	0,01	0,04	0,03	0,01	0,01	0,07	0,05	0,01	0,02
Mg	0,62	0,53	0,39	0,10	0,17	0,11	0,25	0,44	0,54	0,66	0,43
Ca	1,0	0,98	0,99	0,96	0,96	0,70	0,20	0,95	0,91	0,80	0,80
f, %	32	47	59	89	82			60	51	54	77

Примечание. Авгит-фассаиты: обр. 127 - зеленая рудная лава, 100 - высокоглиноземистая рудная лава, 11<sub>1</sub> - рудная лава в песчанике; алюмоклиноэнстатит-клиноферросилиты: обр. 11<sub>2,3</sub>, 124 - зеленая лава; салит-авгиты: обр. 15 - шлаковидная руда по сидериту; феррогеденбергиты: обр. 17 - рудная лава с титаномagnetитом, 2 - лава в алевролите.

Таблица 10. Химический состав полевых шпатов

Компонент	118	100	74-3	17	15 <sub>1</sub>	15 <sub>2</sub>	15 <sub>3</sub>	15 <sub>4</sub>	11	9	2	74-3	11
SiO <sub>2</sub>	43,96	43,84	44,04	53,59	46,70	43,51	47,67	46,17	53,53	44,87	45,98	70,39	67,80
TiO <sub>2</sub>	-	0,01	0,02									0,12	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34,41	33,74	33,11	29,99	29,53	33,78	31,74	31,42	26,08	33,59	32,35	10,67	14,12
FeO	1,08	0,53	1,77	1,23	3,05	1,26	1,08	2,38	2,47	1,20	0,72	3,99	3,14
MnO	0,01	0,02	0,02									-	
MgO	0,06	0,16	0,02									0,06	
CaO	18,38	18,93	17,94	15,46	16,93	18,71	15,23	17,67	11,89	18,03	18,06	0,70	1,42
Na <sub>2</sub> O	0,55	0,18	0,84	1,52	0,75	0,46	2,22	0,75	3,43	0,56	1,02	0,14	0,74
K <sub>2</sub> O	0,16	0,18	0,38	0,85	0,36	0,10	0,13	0,21	1,38	0,15	0,23	12,11	11,25
Сумма...	98,61	97,59	98,14	102,64	97,32	97,82	98,07	98,60	98,78	98,40	98,36	98,18	98,47
Si	2,07	2,08	2,09	2,32	2,23	2,10	2,23	2,18	2,49	2,01	2,16	3,28	3,14
Al	1,91	1,89	1,85	1,53	1,66	1,83	1,75	1,75	1,43	1,88	1,79	0,59	0,77
Fe	0,04	0,02	0,07	0,04	0,12	0,08	0,04	0,09	0,10	0,06	0,03	0,16	0,12
Ca	0,93	0,96	0,91	0,72	0,87	0,93	0,76	0,89	0,59	0,92	0,91	0,04	0,07
Na	0,05	0,02	0,08	0,08	0,07	0,05	0,20	0,07	0,31	0,05	0,09	0,01	0,07
K	0,01	0,01	0,02	0,05	0,02	0,01	0,01	0,01	0,08	0,01	0,01	0,72	0,66
% мол. анортита	95	98	92	85	91	94	78	92	66	94	91		

Примечание. Плагиоклазы: обр. 118 - долерит; 100 - высокоглиноземистая рудная лава; 74-3, 17 - рудная лава; 15 - шлаковидная руда по сидериту; 11 - рудная лава в песчанике; 9 - рудная лава; 2 - лава в алевролите.  
Калиевые полевые шпаты: 74-3, 11.

Таблица 11. Химический состав кислых стекол в лавах

Компонент	1	2	2	9	33	33	Сж
SiO <sub>2</sub>	73,37	74,91	87,37	75,05	75,37	73,04	73,83
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,10	0,16	0,17	0,17	0,13	0,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,20	11,12	2,20	13,35	12,65	12,17	12,43
FeO	1,25	0,38	1,90	1,48	1,13	1,27	3,82
MnO	0,03	0,02	0,04	0,12	0,05	0,05	-
MgO	0,18	0,03	0,02	0,65	0,38	0,27	0,24
CaO	0,02	5,98	1,08	1,96	0,01	-	0,60
Na <sub>2</sub> O	0,45	0,28	0,08	0,11	0,19	0,66	1,96
K <sub>2</sub> O	1,73	0,21	0,17	1,11	1,24	8,82	7,33
Сумма...	91,30	93,03	93,02	94,00	91,19	96,41	100,58

Примечание. Обр. 1 – базальт из корки оплавления на песчанике; 2 – лава в алевролите; 9 – рудная лава неокисленная, стекло в интерстициях; 33 – рудная лава, стекло в интерстициях. Сж – стекло из включений в самородном железе /Рябов и др., 1985/.

дят оптически чистыми, хотя и могут содержать включения микрозернистого рудного минерала. Надо отметить, что определяемая микрозондом примесь железа в полевом шпате довольно значительна (1–3 % FeO) (табл. 10).

Калиевый полевой шпат и кислое стекло. В шлифах видно, что калишпат приурочен к ксеноморфным пятнистым участкам буроватого стекла со слабой поляризацией. Часть таких стекол содержит дендритовые выделения гематита (см. фиг. 37), а сам калишпат высокожелезистый (табл. 11). Аморфная фаза, интерпретируемая как стекло, определяется во многих лавах и обожженных породах при рентгеноструктурном анализе. Большинство стекол по составу глинисто-кремнистые с примесью щелочей и извести, реже отмечаются существенно калишпатовые (см. табл. 11, обр. 33). Состав их обычный, за исключением Na<sub>2</sub>O, для кислых остаточных жидкостей в расщепленных (на уровне эмульсионной ликвации) базальтовых расплавах /Реддер, 1983; Рябов и др., 1985; Kuo et al., 1986; Маракушев, Безмен, 1987/.

Кордиерит является характерным минералом, связанным с остаточными участками глинисто-сланцевых пород, встречается преимущественно в маложелезистых лавах. В обожженных породах он кристаллизуется вместе с полевым шпатом из аморфизованной, слабо остеклованной массы. В шлифах кордиерит слагает прямоугольные и шестиугольные кристаллы синеватого цвета, ассоциируется с полевым шпатом и кислыми стеклами (см. фиг. 37). По составу кордиерит железистый (табл. 12), диагностика подтверждена рентгеноструктурным анализом.

Муллит иногда отмечается в кислых лавах и обожженных породах, определен дифрактометрически (см. также /Кузевный и др., 1981/).

Тридимит выделяется в лавах и остеклованных породах вместе с полевым шпатом в виде игольчатых кристаллов (см. фиг. 33,35). Наряду с кристобалитом постоянно определяется по дифрактограммам.

Апатит редко виден в шлифах из-за тонкозернистости агрегатов, хотя

Таблица 12. Химический состав кордиерита

Компонент	Кн-345	Число катионов	
SiO <sub>2</sub>	47,37	Si	4,77
TiO <sub>2</sub>	0,04	Al <sup>IV</sup>	1,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32,23		
FeO	9,84	Al <sup>VI</sup>	2,59
MnO	0,20	Ti	-
MgO	7,92	Fe <sup>3+</sup>	0,05
CaO	0,11		
Na <sub>2</sub> O	-	Fe <sup>2+</sup>	0,78
K <sub>2</sub> O	0,15	Mg	1,19
Сумма...	97,86	Mn	0,02
H <sub>2</sub> O	2,0	Ca	0,01
		Na	-
		K	0,01
		H	1,34

Примечание. H<sub>2</sub>O добавлена в пересчет. Формула рассчитана на 18 O.

наличие фосфатов во многих породах следует ожидать, судя по содержанию в пробах  $P_2O_5 \geq 1\%$ . Кристаллы апатита были зафиксированы в участках рудно-силикатной "графики" по преобладанию в их составе Ca и P при качественных рентгеноспектральных определениях приставкой KEVEK на сканирующем электронном микроскопе JSM-35.

### ГЛАВА 3

#### ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ВЕЩЕСТВА И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПРИМЕСЕЙ В ПОРОДАХ И РУДАХ

При петрографическом изучении выделены рудные и безрудные лавы. Они образованы за счет плавления трех типов осадочных пород: алевролитов, песчаников и сидеритов. В соответствии с усредненными данными их химического состава (см. табл. 1) установлено, что источником железа, марганца и фосфора в рудных лавах являются сидериты, кремнезем, глинозем, магнезия и титан поступают из песчаников и алевролитов, а известь - из песчаников и известняковых прослоев. Относительное участие песчаников или алевролитов в формировании лавового материала оценивается по отношению  $SiO_2/Al_2O_3$ , которое соответственно выше или ниже значения 3,3.

Средние составы главных осадочных, обожженных пород и лав нанесены

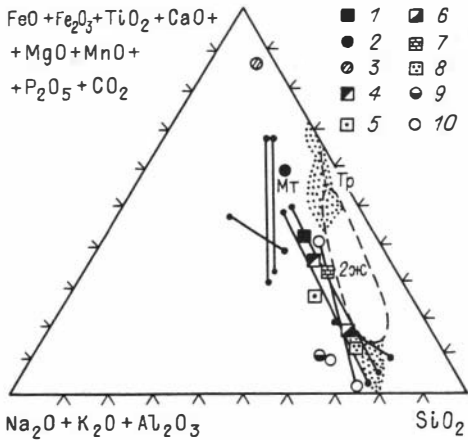


Рис. 6. Диаграмма (мас. %)  $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{Al}_2\text{O}_3) - (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{P}_2\text{O}_5 + \text{CO}_2)$ .

Пунктиром очерчена область несовместности двух жидкостей при  $f_{\text{O}_2} = 10^{-9}$  в

системе  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{FeO} - \text{SiO}_2$  /Naslund, 1983/.

2ж - две жидкости, Тр - тридимит, Мт - магнетит. Точки составов пород (см. табл. 1): 1 - рудные лавы, 2 - сидериты обожженные и плавленые, 3 - сидериты, 4 - песчаники железистые, 5 - лавы, шлаки, 6 - песчаники обожженные,

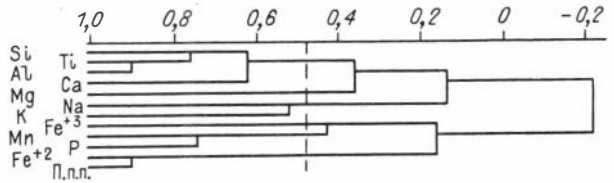
7 - песчаники карбонатные, 8 - песчаники аркозовые, 9 - алевролиты обожженные, 10 - алевролиты. Линиями соединены точки состава железистых лав и интерстициальных кислых стекол либо стекол, полученных при переплавлении образцов. Кружки, соединенные линией, - составы стекла и паралавы, Вайоминг /Cosca et al., 1989/. Облака точек в верхней и нижней частях вблизи поля несовместности - составы сосуществующих стекол расщепленных базальтовых жидкостей по разным авторам /см. Kuo et al., 1986/.

на треугольную диаграмму (рис. 6). На ней отражены следующие закономерности. Первичные и обожженные алевролиты весьма близки по составу. Сидериты, наоборот, отстоят друг от друга достаточно далеко в связи с потерей летучих при обжиге. Песчаники аркозовые и обожженные расположены рядом, но в заметном удалении от карбонатных и высокожелезистых разностей. Шлаки и лавы по соотношению  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  находятся посередине между песчаниками и алевролитами, но по содержанию  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{CaO}$  превышают последние. Рудные лавы еще более железистые. Они близко совпадают с железистыми песчаниками и по относительному количеству компонентов расположены примерно в центре треугольника с вершинами: обожженный сидерит - обожженный песчаник - обожженный алевролит, ближе к вершине сидерита.

Корреляционный анализ выборки рудных лав показывает, что на дендрограмме группируются компоненты алюмосиликатной (Si, Al, Ti, Ca, Mg, Na, K) и железорудной ( $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ , Mn, P, П.п.п.) фракций. Правда, в данном случае эта группировка малопоказательна из-за "автоматической" корреляции типа: больше рудного материала - меньше всего остального в пределах суммы 100 % (рис. 7).

Чтобы избежать автокорреляции и выявить тенденции изменения содержания компонентов в зависимости от железистости, анализы были нормированы после вычета из общей суммы  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$  к 90 % при одинаковом для всех содержании  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} = 10 \%$ , как в базальте. Рассмотрена выборка со следующей структурой: рудные лавы (17 анализов) + сидериты обожженные и плавленые (11) + песчаники железистые (4) + лавы безрудные (5) + песчаник (1) + алевролит (1). Нормированный средний состав выборки не отличается от такового для рудных лав. На полученной в результате кластерного анализа дендрограмме обозначались следующие тенденции, которые можно рассматривать для случая частичного плавления (рис. 8).

Рис. 7. Дендрограмма корреляционных связей компонентов и групп для выборки химического состава рудных лав (см. табл. 1; число анализов 17).



1. Рудная группа (Fe, Mn, P, П.п.п.) сохранилась в том виде, в каком она обособилась еще на диагенетическом этапе при формировании сидеритовых конкреций.

2. Лейкократовая кремнистая группа (Si, Na, K) отчетливо противопоставлена всем остальным компонентам. С одной стороны, это объясняется преобладанием кремнезема в первичных терригенных породах (автоматическая корреляция), а с другой – остаточным характером высококремнистого материала (стекло, кварц) при выплавке железистой фракции.

3. Титан–алюминиевая и магний–кальциевая группы на незначимом уровне тяготеют к рудной. По-видимому, все эти компоненты следует считать железистой (базитовой) фракцией рудных лав, состоящей из магнетита, герцинита, ульвита, магнезиоферрита и железистых силикатов. Не совсем обычное поведение алюминия, вероятно, объясняется низким содержанием щелочей в недосыщенной кремнеземом системе, вследствие чего равновесие типа  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \rightarrow \text{CaAl}_2\text{SiO}_6 + \text{SiO}_2$  сдвигается вправо и Al связывается в пироксене.

В естественных обнажениях горельника и в образцах пород хорошо видны все стадии их плавления с образованием остеклованных участков, шлаковых корок и мелких потоков (см. фиг. 28–30, 1, 2). Химически проанализированы различные ассоциации первичных и плавленных пород (20 пар). В результате сравнения их выявлены 4 основные тенденции распределения компонентов, характерные для сочетаний шлак – порода, гематит (обоженный сидерит) – порода и сидерит – порода в пределах колебания содержания  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  2–70 % (рис. 9).

Все они однотипны – в шлаках, железистых прослоях и сидеритах явно увеличивается содержание Fe, Mn, P (тип IV), к ним присоединяются Ca (I, III) и Mg (I, II). Соответственно уменьшается содержание Na, K, Al, Si, Ti. Второй и четвертый типы характерны для песчаников, а первый и третий – для алевролитов.

Совпадение относительного накопления компонентов в шлаках и неизменных конкрециях подтверждает петрографические наблюдения о преимущественно железистом составе выплавки из пород. Первые участки плавления всегда приурочены к прослоям с вкрапленностью и конкрециями сидерита. Это связано с ранней диссоциацией сидерита и относительно низкотемпературными усло-

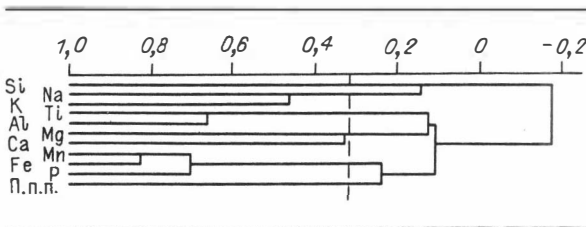


Рис. 8. Дендрограмма корреляционных связей компонентов и групп для выборки рудных лав и пород с содержанием  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} \geq 10\%$ . Содержания окислов нормированы на  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} = 10\%$  (число анализов 39).

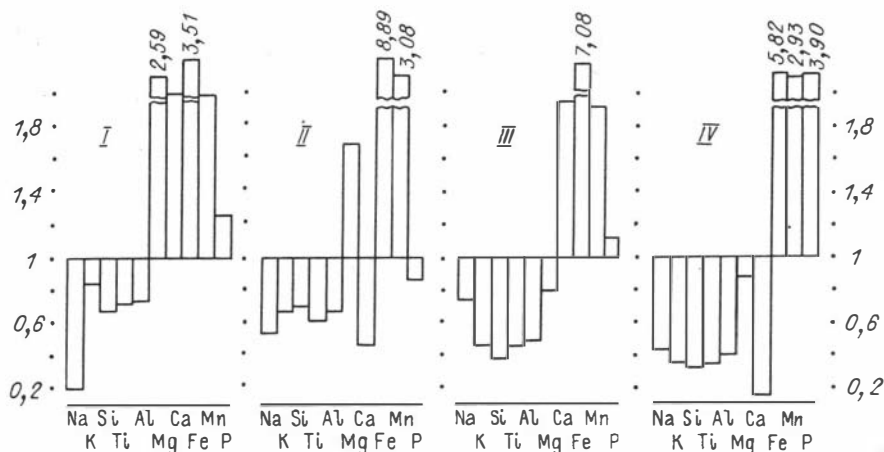


Рис. 9. Диаграмма: содержания компонентов в лавах, сидеритах, отнесенные к содержаниям во вмещающей породе (мас. %).

На вертикальной шкале – величина отношения, окислы обозначены как элементы.

виями плавления сильно восстановленных железистых систем, о чем будет сказано ниже. На микроуровне тенденция увеличения железистости со снижением кремнистости также зафиксирована при переходе от породы к остеклованным потемневшим прожилкам и пятнам (рис. 10). Последние возникают около каналов газовой продувки (см. фиг. 30–32). В свою очередь, появлению таких каналов способствует образование пустот на месте карбонатов – рассеянных, послонных, конкреционных, подвергшихся термическому разложению. Выгорание рассеянной органики (в среднем 1–2% мас.) увеличивает пористость на 2–4 %.

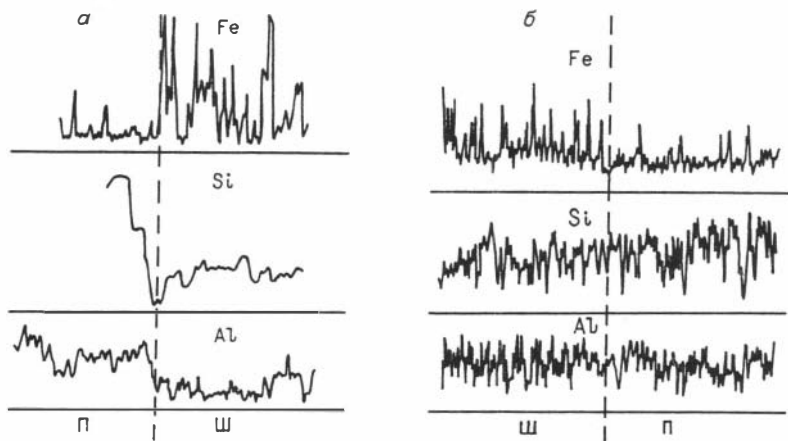


Рис. 10. Распределение Fe, Si, Al на переходе от обожженной аморфизованной породы (П) к шлаку (Ш).

а – обр. 321, длина профиля 0,4 мм; б – обр. Ю, 2,4 мм. Снято на сканирующем электронном микроскопе JSM-35.

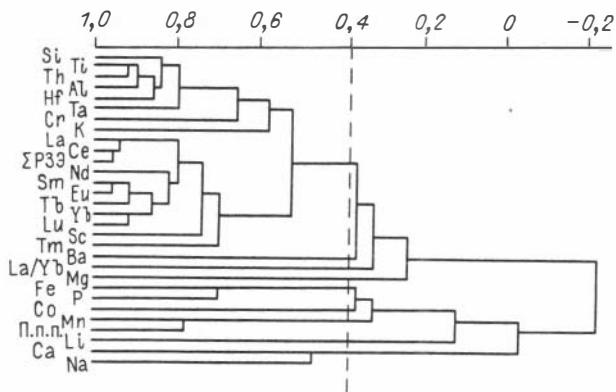


Рис. 11. Дендрограмма корреляционных связей порообразующих компонентов и примесей для выборки первичных и переплавленных пород (см. табл. 13).

Элементы-примеси в объединенной выборке первичных и расплавленных пород (табл. 13) распределяются следующим образом. В шлаках, гематитах и сидеритах повышено содержание Sc, Co, V относительно породы в 1,5–2 раза и понижено Th, Hf, Ta, Li, Rb. Равномерное распределение у Pb, Cr, Ba и незакономерное – у Ni, Cu, Zn, Sr. Дендрограмма, построенная по данным табл. 13, дополняет информацию о корреляции компонентов (рис. 11). Из нее следует, что в высокожелезистых породах уменьшаются сумма PЗЭ и величина La/Yb, но возрастает содержание P, Mn, Co (коэффициенты корреляции с  $Fe_2O_3$  общ соответственно равны -0,63; -0,59; 0,67; 0,7; 0,36).

Усредненные данные по примесям в породах (см. табл. 1) показывают, что самые низкие содержания всех элементов приурочены к сидеритам и песчанникам. Алевролиты накапливают уже в 1,5 раза больше примесей, причем на высшем уровне (для выборки) стоят органотфильные элементы – V, Cu, Ni. В обожженных породах примесей примерно в 1,5 раза больше, чем в первичных. В шлаках и лавах все возрастает почти вдвое, соответственно здесь отмечены максимальные значения для органотфильной группы элементов – V, Ni, Zn, Co, Ba, для кластофильной – Cr, карботфильной – Sr. Отчетливо видно, что подобное накопление не связано с железистостью пород, а является, очевидно, следствием плавления, сопровождающегося дополнительным приносом вещества с газами.

На фоне более широкой группы генетических разновидностей железистых пород выявляется следующая картина (табл. 14). Установлено повышенное количество титана в железорудных базальтах, явно присутствует элемент в рудах с обломочной примесью и приконтактовом элювии (на границе пластов) и почти не определяется в хемогенных и гипергенных рудах. Это типичный кластофильный компонент. Марганец концентрируется в рудных порфиритах и в гидротермальных субмаринных корковых отложениях. В кендерлыкских лавах Mn имеет первичную диагенетическую природу. Ванадий преобладает в выборках гипергенных лимонитов и ярозитов, гематитизированных туфов, мало его в субмаринных рудных осадках, существует прямая корреляция с количеством железа. Содержания в рудных порфиритах близки к хемогенно-кластогенным рудам оолитового – гравелитового типа. Барий сосредоточивается в рудных порфиритах, гидротермальных и осадочных гематитовых рудах, обладающих высокой степенью окисленности. Рубидий тяготеет к высококалийным по-



Таблица 13. Состав исходных и переплавленных пород

Номер образца	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
84	50,31	0,93	12,78	6,85	0,61	1,30	11,78
93	64,45	1,09	21,36	3,72	0,11	1,23	1,03
89	62,06	1,08	21,39	3,64	0,04	1,74	0,32
83	16,69	0,33	5,03	39,85	1,82	1,14	1,69
105	64,01	0,73	12,92	5,12	0,14	3,36	9,18
31п	50,17	0,76	14,05	6,34	0,15	2,93	15,80
106	61,67	0,55	11,77	7,10	0,15	1,36	11,12
2к	62,68	1,21	23,44	2,89	0,11	0,88	1,28
29к	62,50	1,05	19,82	8,71	0,15	1,75	1,77
28	63,18	1,20	25,15	4,74	0,11	1,72	0,46
96с	42,27	0,79	15,57	31,64	0,20	3,18	1,98
150	1,28	0,03	0,46	63,66	1,12	0,78	13,88
74-2	52,89	0,66	13,52	18,44	0,20	3,41	6,85
31ш	47,67	0,72	14,09	20,41	0,21	2,02	12,09
74-3	51,38	0,67	13,26	22,58	0,24	3,17	4,02
31см	51,57	0,78	15,10	13,62	0,17	1,99	10,40
32	48,94	0,82	15,49	14,94	0,18	3,23	9,89
17	47,15	0,75	14,29	20,01	0,20	1,68	10,93
29ш	44,80	0,73	14,49	30,93	0,28	3,30	3,63
119	47,97	0,85	16,64	18,11	0,21	3,09	8,50
121	51,82	0,81	17,84	15,92	0,21	2,89	7,03
117	51,21	0,68	23,63	7,80	0,14	2,27	13,26
2ш	60,05	0,84	16,25	9,68	0,16	0,79	9,16
75	23,25	0,52	7,96	56,13	1,20	1,29	2,45
Чс-11	19,83	0,30	8,03	60,76	0,47	0,30	2,51
126	29,35	0,53	12,59	41,81	0,34	4,61	6,29
163п	22,03	0,43	7,49	59,02	0,82	1,59	5,17
12	28,06	0,55	11,40	49,22	0,40	2,04	4,76

Окончание табл. 13

Номер образца	Eu	Tb	Tm	Yb	Lu	Sc	Co
84	0,85	0,53	0,24	2,2	0,30	10,70	11,00
93	1,31	0,84	0,50	2,8	0,47	17,0	13,0
89	1,45	0,95	0,50	2,8	0,38	24,0	11,0
83	1,10	0,60	0,00	2,6	0,38	17,0	34,0
105	0,91	0,44	0,00	2,0	0,32	16,5	12,0
31п	0,98	0,86	0,28	2,2	0,39	14,0	12,0
106	0,85	0,39	0,00	1,6	0,20	10,5	14,0
2к	1,34	0,86	0,41	3,7	0,55	30,0	13,0
29к	1,53	1,09	0,42	3,3	0,42	20,0	7,0
28	1,28	0,90	0,45	3,2	0,53	27,0	18,0
96с	1,60	1,15	0,80	4,0	0,59	41,0	18,0
150	0,79	0,60	0,00	2,0	0,30	7,0	14,0
74-2	1,18	0,64	0,35	3,1	0,45	26,0	9,4
31ш	1,44	0,83	0,00	2,6	0,39	24,0	17,4
74-3	1,02	0,80	0,00	2,6	0,32	22,0	21,0
31см	1,18	0,85	0,00	2,4	0,37	20,0	12,0
32	1,50	0,91	0,35	2,9	0,43	22,0	13,5
17	1,41	0,77	0,00	2,8	0,42	21,0	19,5
29ш	2,50	1,48	0,53	3,4	0,60	40,0	22,0
119	2,00	1,18	0,62	3,8	0,51	27,0	12,5
121	1,93	1,20	0,35	4,0	0,56	28,0	14,0
117	2,35	1,46	0,50	4,7	0,71	26,5	23,0
2ш	1,60	0,73	0,00	2,7	0,38	20,0	17,5
75	0,68	0,31	0,00	1,8	0,32	17,0	22,0
4с-11	0,47	0,28	0,00	1,8	0,30	11,0	6,0
126	1,00	0,75	0,00	2,3	0,29	20,5	26,0
163п	0,90	0,59	0,00	1,8	0,27	10,5	15,6
12	1,40	0,80	0,40	2,4	0,50	14,5	58,5

Примечание. Исходные породы: обр. 84 - песчаник карбонатный; 93, 89 - алевролиты; 83 - сидерит; обоженные породы: 105, 31п, 106 - песчаники; 2к, 29к, 28 - алевролиты; 96с, 150 - сидериты; переплавленные породы: 74-2, 31ш, 74-3, 31см, 32, 17 - по песчаникам, 29ш, 119, 121, 117,

Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	La	Ce	Nd	Sm
1,18	1,40	0,11	12,67	23,0	39,0	16,0	4,20
0,92	2,30	0,12	3,32	24,0	55,0	30,0	5,70
0,83	2,20	0,10	6,64	28,0	52,0	25,5	6,80
0,52	0,50	0,33	29,89	13,0	25,0	21,5	3,50
1,32	2,29	0,24	0,64	19,0	36,5	22,0	3,70
1,77	2,71	0,78	4,68	20,5	36,0	18,0	4,60
1,37	2,30	0,38	2,11	14,0	26,5	16,8	3,15
0,33	2,43	0,19	4,23	24,0	51,0	24,5	6,70
0,66	2,74	0,46	0,38	29,5	58,0	43,0	6,40
0,00	2,75	0,07	0,00	21,0	37,0	37,0	5,70
0,18	1,94	0,15	1,97	18,5	43,0	48,5	6,50
0,80	0,07	0,72	15,16	4,8	7,40	8,5	2,10
1,09	1,50	0,15	0,40	21,0	35,0	23,0	5,20
0,13	0,73	0,66	1,27	22,0	39,0	25,5	6,10
0,75	1,70	0,22	0,88	23,0	39,0	25,0	5,80
1,27	3,59	0,60	0,91	21,5	41,0	18,5	5,70
1,30	3,81	0,55	0,84	23,0	45,0	28,0	6,70
1,34	2,00	0,81	0,83	18,0	37,5	22,7	5,80
0,00	0,28	0,45	1,10	30,5	51,0	46,5	9,70
0,30	1,77	0,64	1,92	24,0	53,0	35,0	8,00
0,00	1,39	0,56	1,57	26,0	47,0	33,0	9,20
0,00	0,69	0,31	0,00	33,5	62,0	41,0	10,30
0,54	2,01	0,51	0,00	23,5	47,0	36,5	6,70
0,16	0,35	1,67	1,76	12,5	22,5	14,0	3,40
0,00	0,79	0,86	5,80	11,0	20,5	12,6	2,40
0,16	0,28	1,01	2,99	11,7	22,5	16,3	4,15
1,01	0,85	1,16	0,36	14,0	25,5	18,0	3,52
0,92	1,37	1,08	0,20	17,0	30,5	29,0	5,60

Cr	Th	U	Hf	Ta	Ba	ΣP3Э	La/Yb
55,0	5,5	1,5	5,9	0,81	0,04	86,32	10,45
75,0	6,8	2,5	4,9	0,73	0,06	120,62	8,57
80,0	7,0	2,0	4,8	0,78	0,05	118,39	10,00
40,0	2,0	0,0	2,2	0,21	0,00	67,68	5,00
58,0	5,0	0,0	3,1	0,57	0,06	84,87	9,50
73,0	5,0	2,0	4,5	0,80	0,08	83,81	9,32
43,0	3,5	0,0	3,3	0,40	0,05	63,49	8,75
100,0	8,5	0,0	6,3	0,90	0,04	113,06	6,49
83,0	7,5	0,0	5,4	0,80	0,08	143,66	8,94
90,0	8,0	2,0	5,8	1,02	0,04	107,06	6,56
68,0	5,0	0,0	3,9	0,54	0,03	124,66	4,63
20,0	0,9	0,0	0,0	0,17	0,03	26,49	2,40
75,0	4,0	0,0	5,2	0,59	0,05	89,92	6,77
90,0	5,0	0,0	4,1	0,47	0,07	97,86	8,46
80,0	4,2	0,0	4,6	0,54	0,05	97,54	8,85
80,0	5,5	0,0	3,9	0,67	0,07	91,50	8,96
89,0	6,0	2,0	4,2	0,62	0,10	108,79	7,93
78,0	4,3	0,0	3,7	0,42	0,04	89,40	6,43
95,0	5,0	2,0	3,4	0,56	0,06	146,21	8,97
87,5	6,5	0,0	4,3	0,57	0,07	128,11	6,32
81,5	6,0	0,0	4,3	0,77	0,07	123,24	6,50
57,5	5,4	0,0	4,8	0,73	0,12	156,55	7,13
80,0	5,5	4,0	4,5	0,80	0,07	119,11	8,70
92,0	2,5	2,5	3,0	0,66	0,03	55,51	6,94
71,0	4,0	2,5	1,3	0,44	0,07	49,35	6,11
51,0	3,5	2,0	2,2	0,25	0,07	58,99	5,09
45,0	1,5	1,5	1,6	0,50	0,04	64,58	7,78
36,0	2,0	2,0	2,7	0,39	0,07	87,60	7,08

2ш - по алевролитам, 75, Чс-11, 126, 163п, 12 - по сидеритам. Примеси определены инструментальным нейтронно-активационным анализом В.А. Бобровым, даны в 10<sup>-4</sup> % мас.

Породообразующие компоненты (мас. %) определены на рентгенофлуоресцентном анализаторе VRA-20 Л.Д. Холодовой.

Таблица 14. Содержание элементов-примесей в железных рудах

Компонент	1	2	3	4	5	6
Fe	35-55	35-55	29,5	30	7-26	70
Mn	13	101	1329	1325	208	20
Cr	41	240	39	100	51	40
V	1258	971	90	365	588	190
Ti	0,04	0,36	0,01	0,11	0,24	0,07
Co	7	22	44	64	6	14
Ni	5	30	82	140	6	10
Cu	4	7	95	22	18	4
Zn	21	72	170	360	31	33
Pb	5	14	35	10	26	10
Ba	121	630	455	340	326	160
Sr	10	22	56	61	109	8
Li	4	4	52	6	6	4
Rb	1	1	37	15	10	1
Mo	15	35	Сл.	30	1	480

Примечание. 1 - гипергенные лимониты и сульфаты железа (число анализов  $n = 16$ ), Курильские острова; 2 - то же, частично восстановленные органическим веществом ( $n = 19$ ); 3 - кремнисто-гетитовые корки, поднятие Маркус /Шарапов и др., 1982/; 4 - лимониты оолитовые и корковые, аллювиальные ( $n = 2$ ), Лисаковское месторождение; 5 - лимонитсодержащие гидротермальные глины, опалиты, брекчии ( $n = 10$ ), Курильские острова; 6 - железная слюдка из эпигенетических жил в слоистых рудах, Калгутинское месторождение, Алтай; 7 - гидротермальные жилы и конкреции гематита ( $n = 7$ ), там же; 8 - гематитизированные туфы и лавы ( $n = 6$ ), Малый Кавказ; 9 - рудные порфириты гематитовые ( $n = 7$ ), Холзунское месторождение, Алтай; 10 - то же, магнетитовые ( $n = 3$ ), там же; 11 - же-

7	8	9	10	11	12	13	14
16-50	10-40	10-15	10-15	22,5	14-16	25-40	25
174	216	910	2030	2710	457	92	207
69	78	54	200	76	12	47	260
97	930	283	390	236	79	54	310
0,2	0,7	1,12	1,81	0,7	0,12	0,22	0,29
11	9	19	53	44	2	9	23
17	13	20	83	63	15	9	10
25	26	8	44	46	47	38	8
24	33	34	398	122	20	29	36
19	13	10	20	15	9	14	10
1687	284	1800	680	494	32	1865	1200
74	1748	44	239	578	17	26	198
12	15	17	35	28	3	6	26
32	2	143	15	25	1	70	20
27	5	30	30	4	-	32	3

лезорудные базальты ( n = 17), Кендерлыкская мульда, Восточный Казахстан; 12 - гематитовые яшмы субмаринные ( n = 2), Малый Кавказ; 13 - туффитистые гематитовые руды ( n = 13), Калгутинское месторождение, Алтай; 14 - гематитовые песчаники и гравелиты, Нижнеангарское месторождение.

Содержания Fe, Ti даны в мас. %, остальных -  $10^{-4}$  %. Усреднены данные атомно-абсорбционных определений, выполненных в ИГиГ СО АН СССР аналитиками Н.Я. Якоби, А.С. Бобровой, И.Д. Иванченко.

родам. Кендерлькские лавы несколько выделяются по стронцию. Они же вместе с рудными порфиридами восстановленного типа могут накапливать Co, Ni, Cu, Zn. В целом, выборки бедны элементами-примесями в сравнении с современными металллоносными осадками гидроокиси железа рифтовых зон и срединно-океанических хребтов. Они ближе к группе "аномальных" железооксидных осадков из кальдеры Санторин, района "FAMOUS" в Атлантике, Аденского залива, Галапагосского района, станций Amph-2 и 236 DSDP /Кронен, 1982/, которые сформированы в сильно окислительной обстановке и при наличии гидротермальных потоков.

Фрагментарные определения кларковых содержаний золота по единой методике /Коробейников, 1988/ дают низкие значения для осадочных пород и рудных лав Кендерлька (0,65-3,8, среднее 2,3 мг/т, 10 проб). Они не достигают кларков в эффузивах - 2,8-3,7. Осадочные бурые железняки и гидротермально-осадочные лимониты кайнозойского возраста тоже имеют низкий уровень - 2,7 мг/т (7 проб). В гематитовых вулканогенно-осадочных рудах девона Алтая содержание повышается до 5,5 мг/т (4 пробы), а в метаморфизованных магнетитовых - до 9,4 мг/т (10 проб). Древние докембрийские железорудные формации накапливают до 16 мг/т (осадочный тип Супериор) или до 38 мг/т (вулканогенно-осадочный тип Алгома/Gross, 1988/).

Данные по редкоземельным элементам, дополняя петрохимические данные, подкрепляют выводы об унаследованности состава пород при плавлении. Методика инструментального нейтронно-активационного анализа (ИНАА), с помощью которого определены редкоземельные элементы (РЗЭ), достаточно универсальна, поскольку в анализе используются одни и те же аналитические гамма-линии и относительный способ оценки концентраций РЗЭ /Зайцев и др., 1978; Ваганов, 1981/. В Институте геологии и геофизики СО АН СССР благодаря наличию высокоразрешающей полупроводниковой техники в области низкоэнергетического и рентгеновского диапазона излучений РЗЭ сформировалось несколько отличное методическое направление с преимущественным акцентом анализа на планарном германиевом детекторе EGPRX-200. Основные методические приемы анализа горных пород и минералов изложены в работах В.С. Пархоменко /1980/, В.А. Пономарчука /1983/, В.А. Боброва и др. /1983/.

Несмотря на универсальность ИНАА и использование в качестве эталонов одного и того же набора стандартных образцов химического состава природных минеральных веществ (СО), а именно хорошо зарекомендовавших в ИНАА Института геохимии в Иркутске: СГД-1А, СГ-1А, СТ-1А, СА-1, СГ-3, СГ-2, СИ-1, значения РЗЭ в которых можно найти в работе В.А. Боброва /1988а/, для оценки правильности в каждой новой партии анализируемых образцов приходится проводить так называемую "экзаменовку" эталонировочных коэффициентов на образце базальта срединно-океанического хребта /Бобров, 1988б/. Такая дополнительная методическая процедура гарантирует учет систематических погрешностей, которые возникают в НАА /Зайцев и др., 1978/ за счет осколочных продуктов урана, фонового излучения и перегрузки спектрометрического тракта /Пономарчук, Цибульчик, 1978/. В каждом конкретном случае в зависимости от особенностей химического состава анализируемых образцов вырабатывается индивидуальный методический подход. Он заключается в выборе режимов облучения (длительности остывания и продолжительности измерений, спектральной особенности нейтронного поля в канале реактора, способов фильтрации излучения при спектрометрических измерениях).

Анализ железосодержащих образцов учитывал все отмеченные выше моменты. Было использовано два режима облучения: кратковременное с флюенсом

$6 \cdot 10^{14}$  н/см<sup>2</sup> и длительное с флюенсом  $5 \cdot 10^{17}$  н/см<sup>2</sup> в канале ядерного реактора с мощностью потока  $10^{13}$  н/см<sup>2</sup> с реакторных нейтронов (преимущественно тепловых). После кратковременного облучения определялся Dy на планарном германиевом детекторе по гамма-линии Dy - 165 (94,7 кэВ) и рентгеновской  $\text{KX}_a$  - 47 кэВ). Практически для всех образцов, где содержание Dy выше 1,5 г/т, получены значения Dy с относительной ошибкой 15 %.

После длительного облучения были определены все остальные РЗЭ (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu). La определен на коаксиальном германиевом детекторе объемом 114 см<sup>3</sup> по гамма-линии 1596 кэВ с подавлением излучения всех "мешающих", и в первую очередь излучения Na-24 с использованием 5-миллиметрового экрана из свинца. Такой способ значительно уменьшил загрузку спектрометрического тракта (не более 5 кГц), чтобы исключить воздействие различия химического состава применяемых стандартных образцов (с заметным содержанием Na) и анализируемых железистых соединений (практически не содержащих Na). Ошибка определений La составила 10 %.

Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu определялись через 10-15 дней после облучения (полный спад гамма-излучения от Na-24) с преимущественной регистрацией на планарном германиевом детекторе EGPRX-200 и фильтрацией 0,2-миллиметровой пластиной кадмия. В силу низкой эффективности этого детектора к излучению Lu-177 (208,4 кэВ), лютеций определялся на коаксиальном германиевом детекторе, при этом попутно были определены Sc, Fe, Co, Cr, Ba, Cs, Rb, Th, а также Sm, Yb, Tb, Eu, Ce - как дополнительный результат.

Кроме того, Th, Hf, Ta и частично U были определены во время регистрации на планарном детекторе.

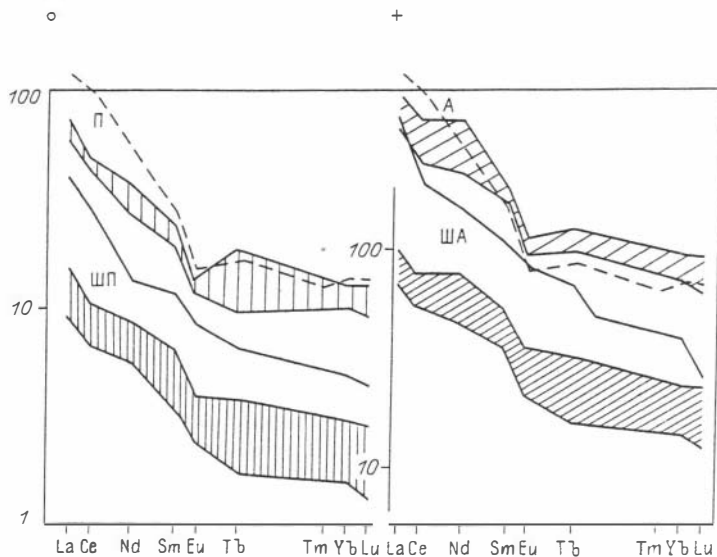
При оценке содержаний РЗЭ учитывались вклады в аналитические линии: для Tb - вклад Th, для Sm - вклад Th и U, для Lu - вклад U, для Eu - вклад Ba, для Yb - вклад Th. Описанные методические приемы гарантируют определение РЗЭ со следующей аналитической погрешностью: La, Sm, Eu, Yb, Lu в пределах  $\pm 10$  %, Nd, Tb, Dy, Ce - в пределах  $\pm 15$  %.

Практически во всех образцах содержания РЗЭ выше возможного предела обнаружения ИНАА. Наибольшую трудность представил обр. 132 (гематит по сидеритизированной древесине), особенно при установлении в нем содержания Tb (0,08 г/т), однако независимые повторные измерения подтверждают этот результат, что может быть с достоверностью принято при геохимическом анализе полученных значений РЗЭ.

Сравнение спектров РЗЭ песчаников и алевролитов с образованными по ним шлаками и лавами показывает полное совпадение исходных и переплавленных пород (рис. 12). Это указывает на отсутствие фракционирования РЗЭ, как и в случае высокотемпературного объемного плавления, в отличие от низкотемпературного фракционного (с выплавкой гранитного материала), сопровождающегося относительным понижением европия (Bentor et al., 1981/).

Осадочные породы имеют характерные для континентальных глин уровни РЗЭ и спектры их распределения. Шлаки и лавы отвечают континентальным вулканогенным породам и гранитоидам со слабыми отрицательными аномалиями Ce и Eu (Тейлор, Мак-Леннан, 1988/). Спектры песчаников и шлаков по ним расположены в среднем чуть ниже по логарифмической шкале нормированных по хондриту содержаний, чем спектры алевролитов.

Плавленные и обожженные сидериты находятся в тех же пределах содер-



**Рис. 12.** Обобщенные распределения редкоземельных элементов в первичных породах.

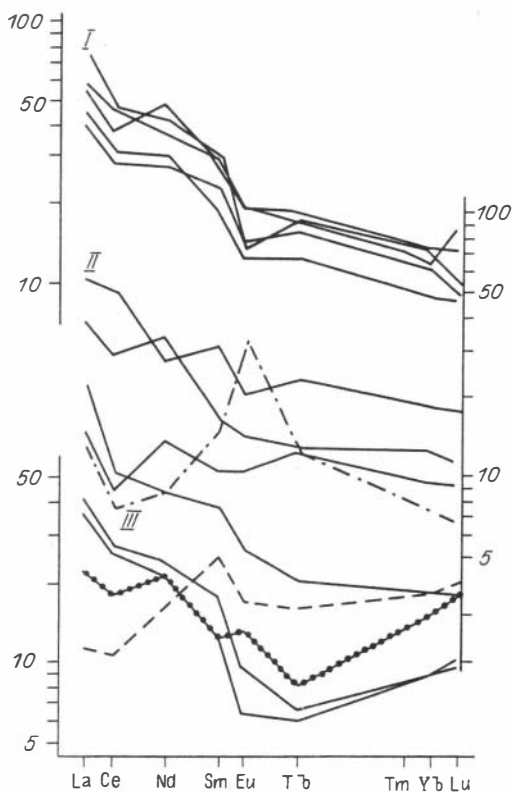
П – песчаники, сплошная линия – известковый песчаник; А – алевролиты, сплошная линия – известняк с глинистой примесью. Нормировано по хондриту, шкала на краю рисунка. Штриховая линия – постархейские сланцы /Тейлор, Мак-Леннан, 1988/. РЗЭ в шлаках: ШП – по песчаникам, ША – по алевролитам, шкала в центре рисунка.

жаний РЗЭ, что и шлаки по песчаникам (рис. 13, группа кривых I). И только сильно восстановленные выплавки высокожелезистых лав обеднены РЗЭ и обладают отличной конфигурацией спектра (см. рис. 13, кривые III), связанной с фракционированием – заметным дефицитом Eu и Tb вследствие ухода их в анортитовый рестит. Данная тенденция похожа на условия низкотемпературного выплавления с фракционированием, о котором говорилось выше.

Наиболее чистые сидериты и их слабо окисленные разности характеризуются относительно низким уровнем суммы РЗЭ по сравнению с песчано-глинистыми породами, что приближает их к карбонатам. На пределе чувствительности находятся содержания в сидерите, замещающем древесину (см. рис. 13, кривые II). Примесь глинистого вещества в сидеритах “поднимает” общий уровень РЗЭ и изменяет наклон в связи с увеличением отношения La/Yb. Спектры сидеритов Кендерлыка имеют почти незначимую цериевую аномалию и слабый европиевый минимум. Они несколько обеднены легкими РЗЭ по типу мафических пород или современных базальтов срединно-океанических хребтов.

Рис. 13. Распределение РЗЭ в железистых породах, нормированное по хондриту.

I - рудные шлаки и лавы мало-железистые, шкала слева вверху; II - сидериты и обожженные сидериты, шкала справа, штриховая линия - гидротермальные сидериты Эрибберга /Pohl, 1986/, штрих-пунктир - гидротермально-осадочные сидериты Горевского месторождения /Пономарев и др., 1984/, линия с точками - обр. 132 - сидерит по древесине (шкала справа); III - плавленые конкреции высокожелезистые, неокисленные (шкала слева внизу, для двух линий).



Чтобы выяснить роль железистого вещества во фракционировании РЗЭ, содержания примесей в железистых шлаках и конкрециях были нормированы по вмещающей породе (рис. 14). При этом обнаружилось, что шлаки, или перемещенные рудные лавы (кривые I), практически не показывают изменений относительно исходной породы, лишь в наиболее железистом образце общее содержание понизилось. Более подвижные восстановленные рудные выплавки также сохранили общий уровень РЗЭ (кроме самого железистого, где отмечено понижение), и вместе с тем на них обозначился слабый европиевый минимум (см. рис. 14, кривые III). Предполагается, что Eu задержался в анортитовом рестите. Наконец, собственно сидерит и окисленный сидерит (кривые II) дают явно пониженное содержание легких и повышенное - тяжелых РЗЭ.

В литературе пока мало сведений по РЗЭ сидеритов. Для сравнения на рис. 13 приведены спектры РЗЭ для гидротермально-осадочных сидеритов Горевского месторождения, имеющие резкую аномалию Eu /Пономарев и др., 1984/. Ближе к Кендерлькским гидротермальные сидериты Эрибберга /Pohl, 1986/. Для них цериевый минимум рассматривается как отражение морских условий осаждения либо как прохождение гидротермальных растворов через высокоокисленные породы. Аналогичное низкое содержание РЗЭ свойственно архейским кремнистым железорудным формациям, но в последних явно присутствует европиевый максимум, связываемый с близким мантийным источником вещества /Fryer, 1977 / и восстановительной обстановкой осадкообразования. Европиевый максимум и в сульфидных рудах рифтовых зон (Кипр, ВТП, докембрий Северной Америки) тоже связывается с восстановлением до подвижной формы  $\text{Eu}^{2+}$ , который выносится из пород высокотемпературными гидротермами /Батулин и др., 1988; Elderfield et al., 1981; Makkela, 1989/. В послеевропейское общее количество РЗЭ в железорудных форма-



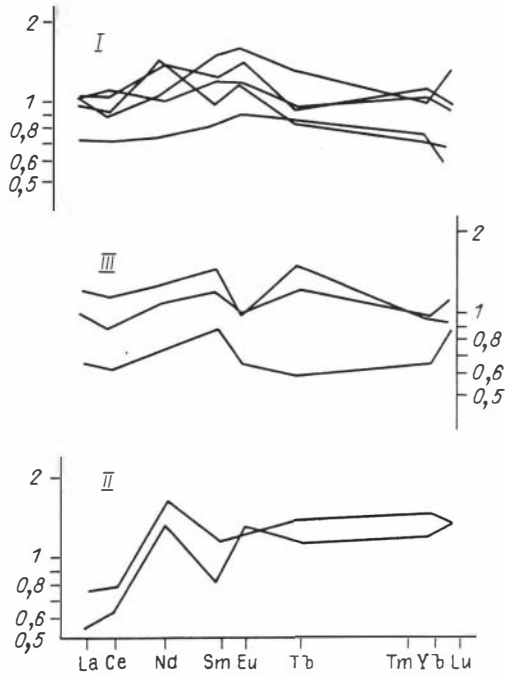


Рис. 14. Распределение РЗЭ в железистых породах, нормированное по вмещающей породе.

I – шлаки и лавы с содержанием  $Fe_2O_3$  общ 7–20 %; II – сидеритовые конкреции; III – рудные лавы с  $Fe_2O_3$  общ 18–56 %.

циях повышается (за счет увеличения доли глинистого вещества), европиевого максимума нет, а появляется цериевая аномалия, отражающая окислительный характер бассейновых вод /Джан, Чжан, 1987/.

Современные модели накопления РЗЭ в железистых осадках учитывают следующие тенденции /Дубинин, Волков, 1989/. Мелководные отложения, близкие по составу к глинам, насыщены РЗЭ, в твердую фазу интенсивно извлекаются легкие РЗЭ. Соответственно состав глубинных вод

в пелагиали теряет легкие РЗЭ, особенно церий. Гидроксиды железа, осажденные поблизости от гидротермальных источников в виде металлоносных осадков, не успевают захватить достаточно много примесей из морской воды, так что уровень содержания РЗЭ в них близок к глинам континентальных платформ. С другой стороны, общая тенденция усиленного накопления на гидроксидах железа суммарно РЗЭ, особенно церия, сказывается при формировании пелагических железомарганцевых конкреций и корок вследствие большой длительности пребывания взвешенных частиц в морской воде. В них уровень содержания резко возрастает и сопровождается появлением цериевого максимума.

Учитывая перечисленные закономерности, отметим главные факторы, влияющие на формирование состава редкоземельных примесей в железорудных лавах.

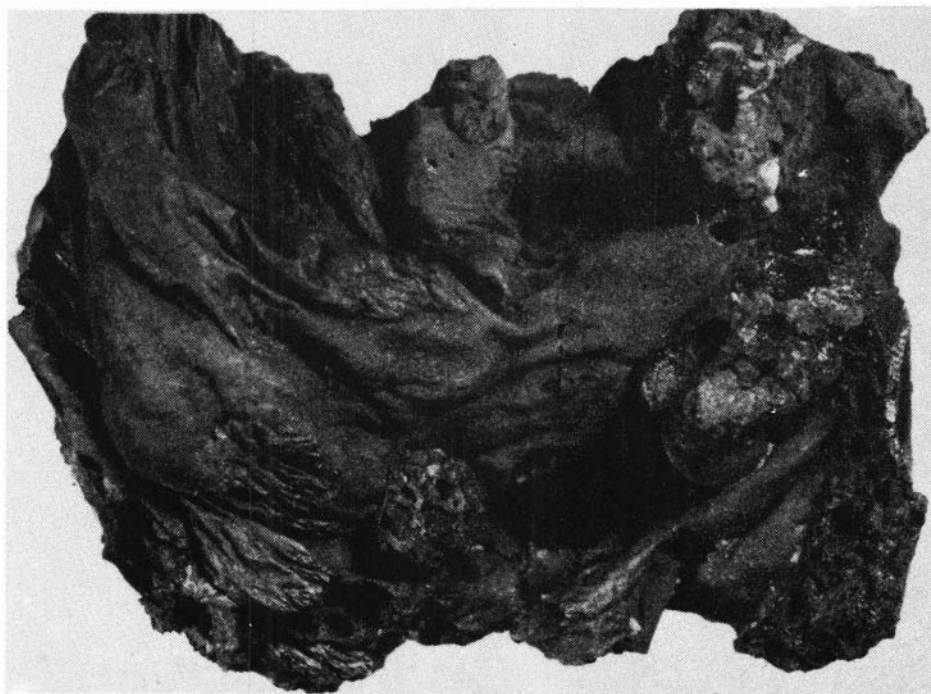
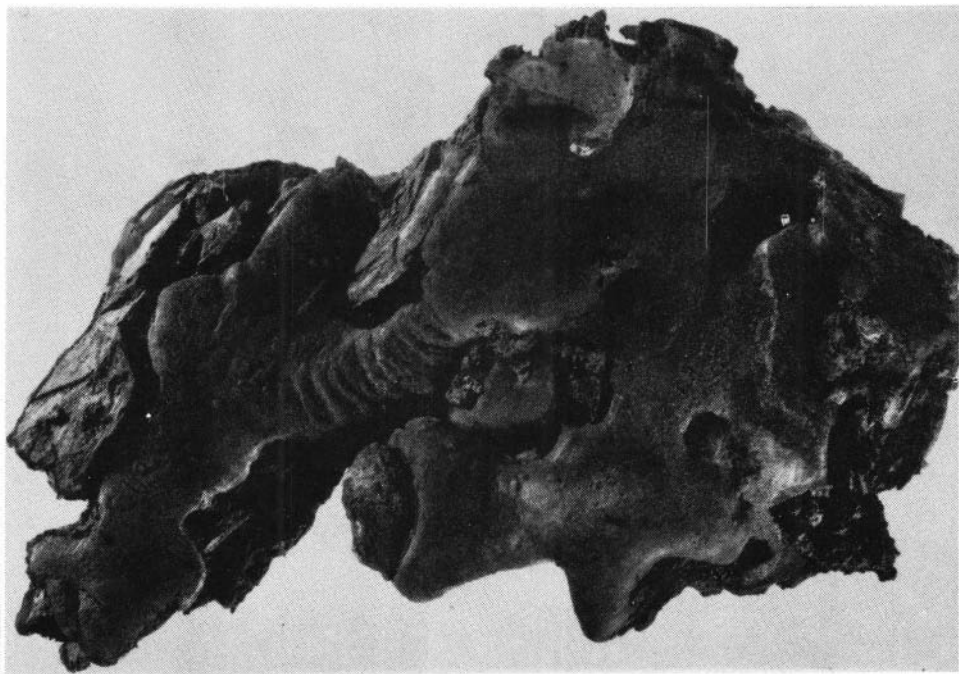
1. Осадочные породы при переплавлении без железистых добавок дают "коровый" тип распределения РЗЭ.

2. Наличие железистой первично-сидеритовой составляющей в осадочных породах понижает общий уровень РЗЭ в продуктах плавления и способствует выполаживанию спектра за счет уменьшения величины  $La/Yb$ . Вследствие смешивания глинистого вещества с железистым спектр РЗЭ может занять позицию, промежуточную между "коровыми" и "мантийными" эффузивами.

3. Возможные отрицательные или положительные цериевые аномалии типа первичных металлоносных осадков или пелагических конкреций должны найти отражение в продуктах их плавления.

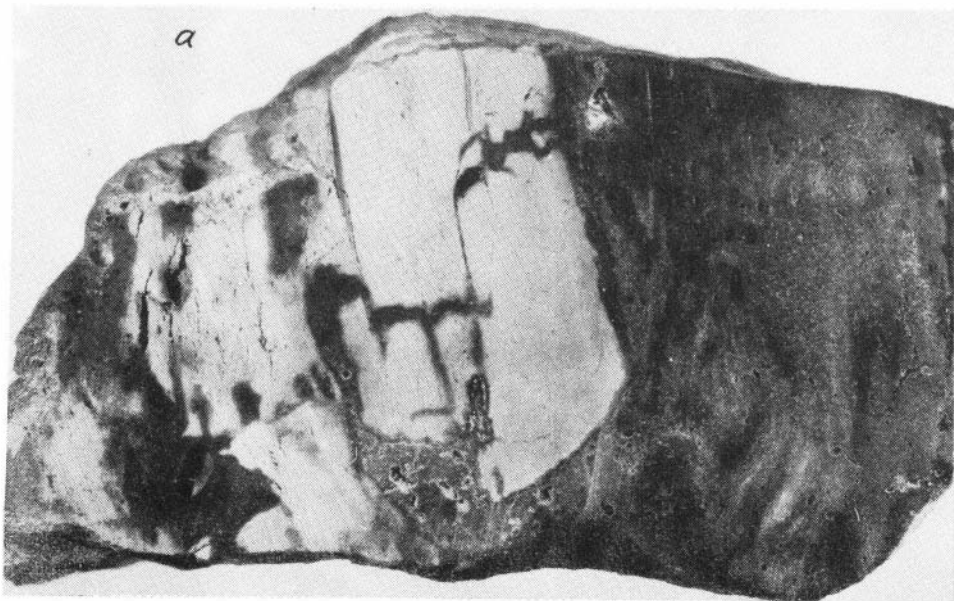
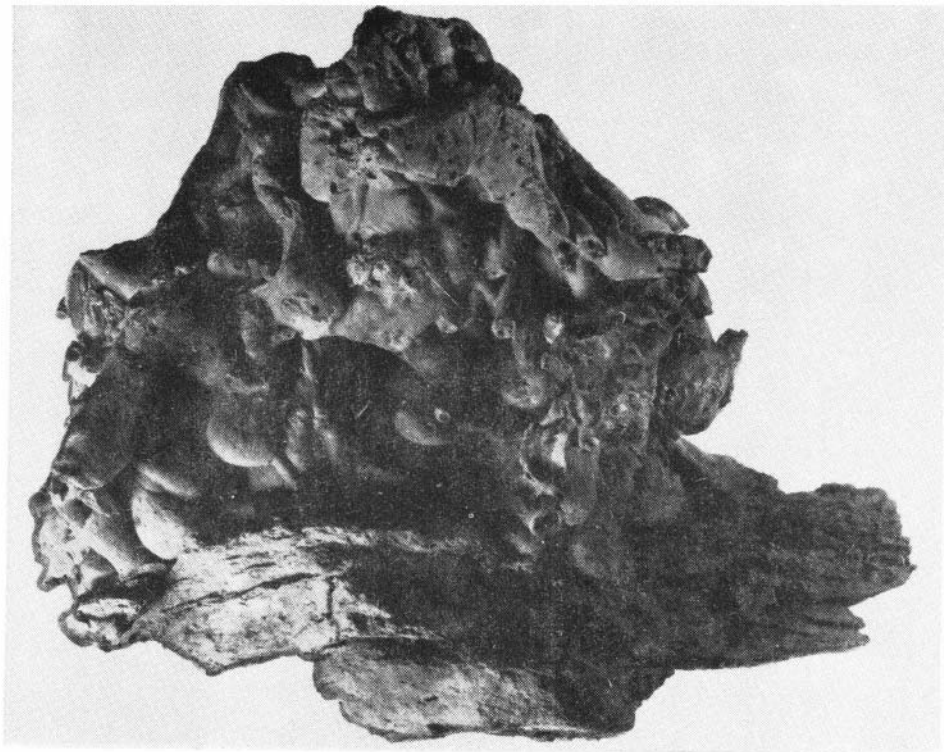
4. Европиевый максимум в рудных эффузивах может быть связан не с глубинным источником расплава, а с гидротермально-осадочным фракционированием Eu в первичный железистый осадок, подвергшийся затем переплавлению.

5. Европиевый минимум в рудных эффузивах может объясняться как особенностями субстрата, так и существенно железистым составом перемещенных выплавки, истощенных Eu, который концентрируется в аноритовом рестите.



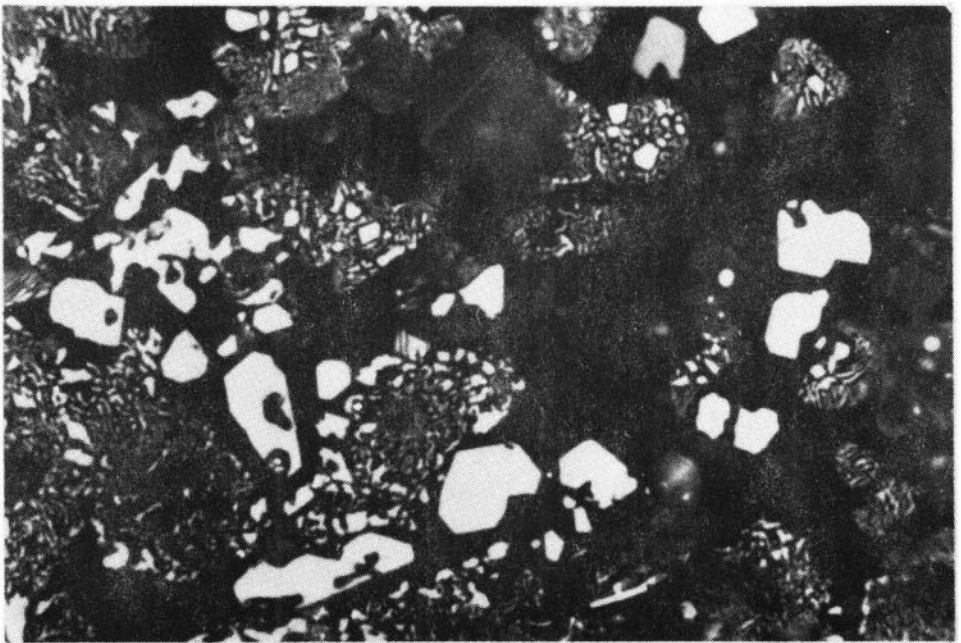
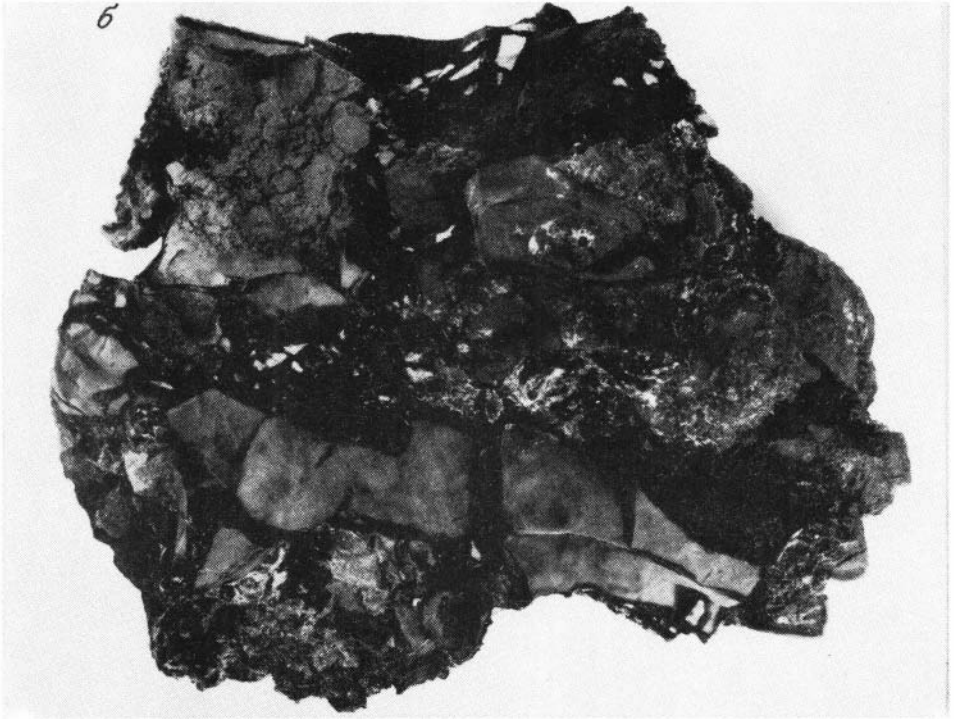
Фиг. 1. Мелкие лавовые потоки. 1/2 натур. вел.

Фиг. 2. Волнистая поверхность лавы. Внешняя корка насыщена рудным минералом, справа виден блестящий скол. Натур. вел.

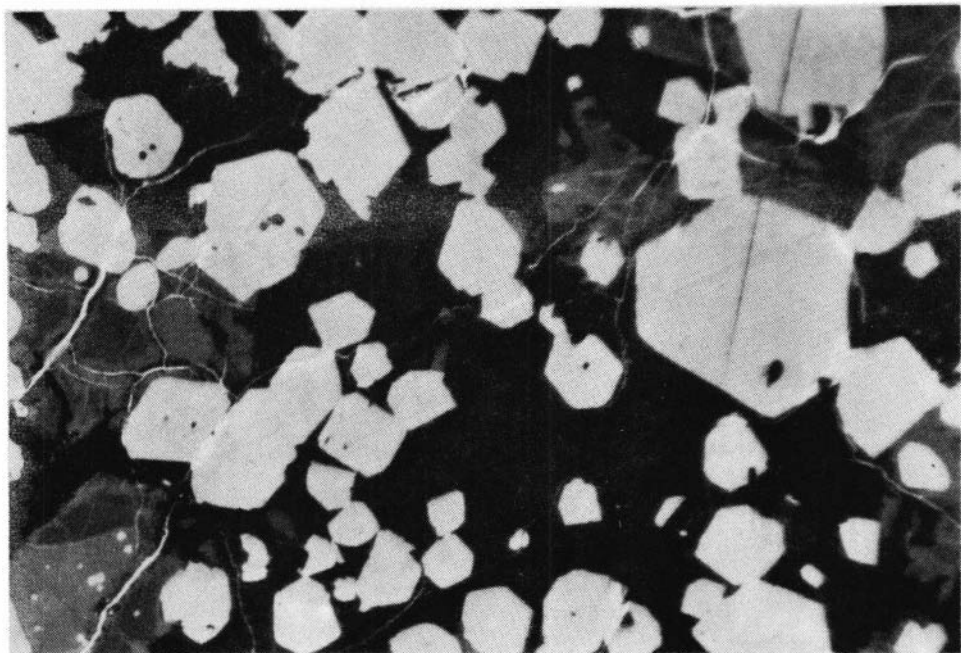
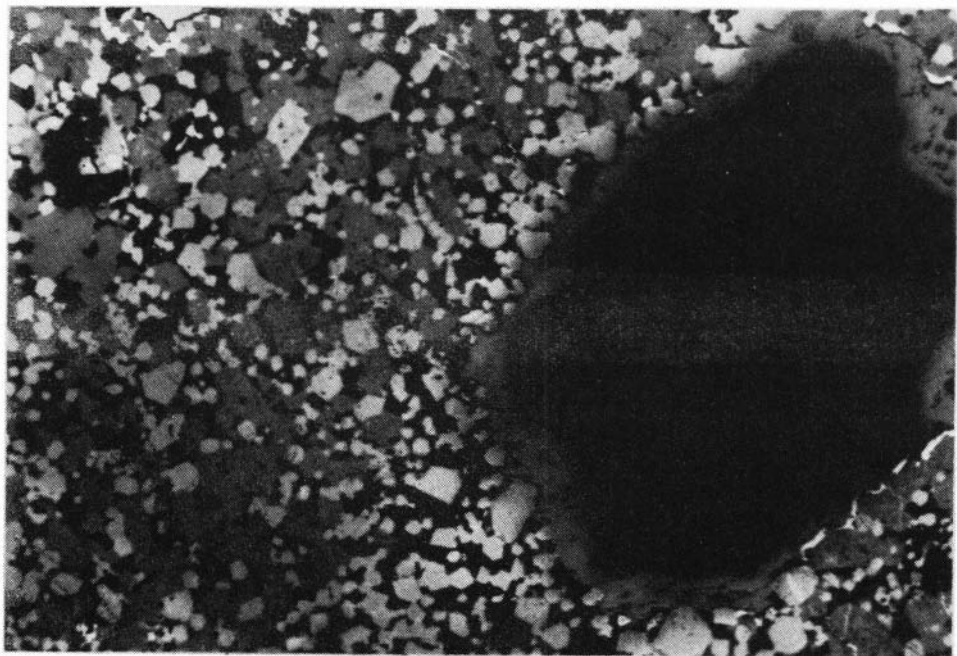


Фиг. 3. Лавовые сталактиты в пустотах. 1/2 натур. вел.

Фиг. 4. Брекчия осадочной породы с лавовым цементом. Натур. вел.  
а - общий вид, б - срез.

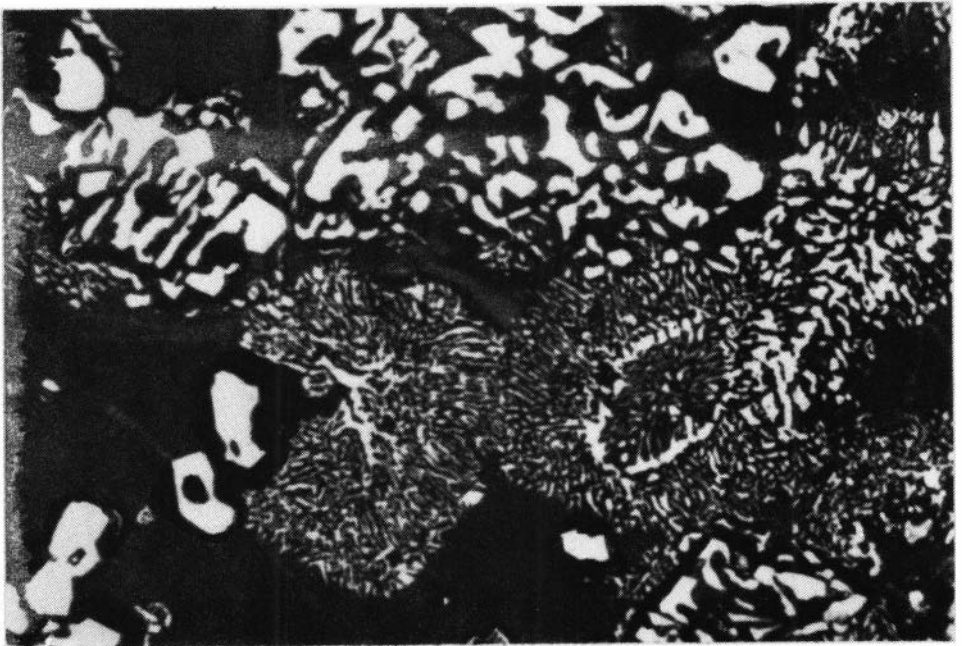
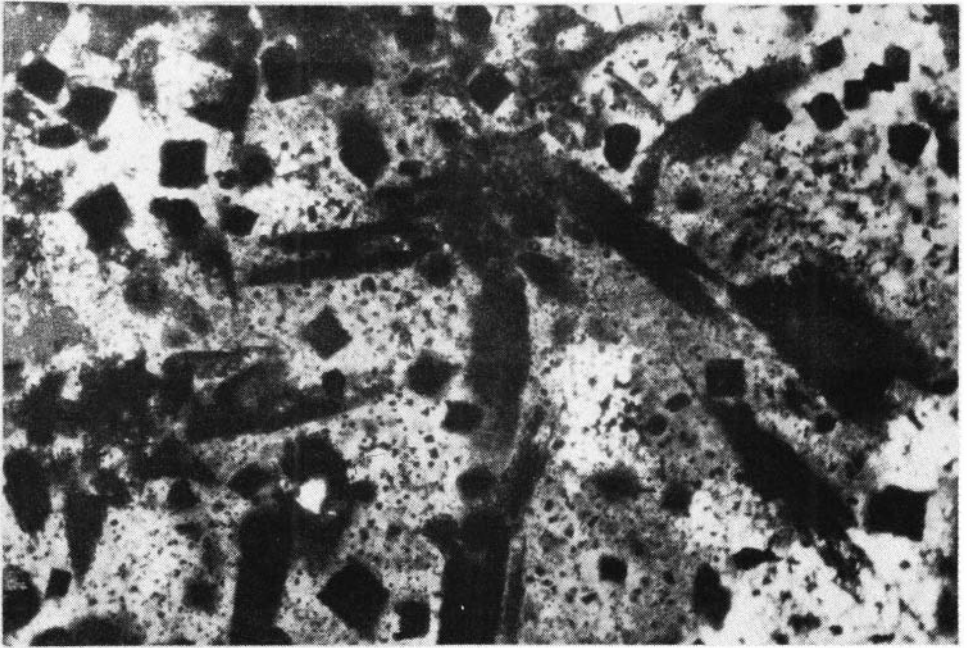


Фиг. 5. Эвтектидные структуры раскристаллизации железосиликатных глобул (темно-серое) в массе анортита со стеклом (черное), белое - гематит, магнезиоферрит. Обр. 15, аншлиф, ув. 150.



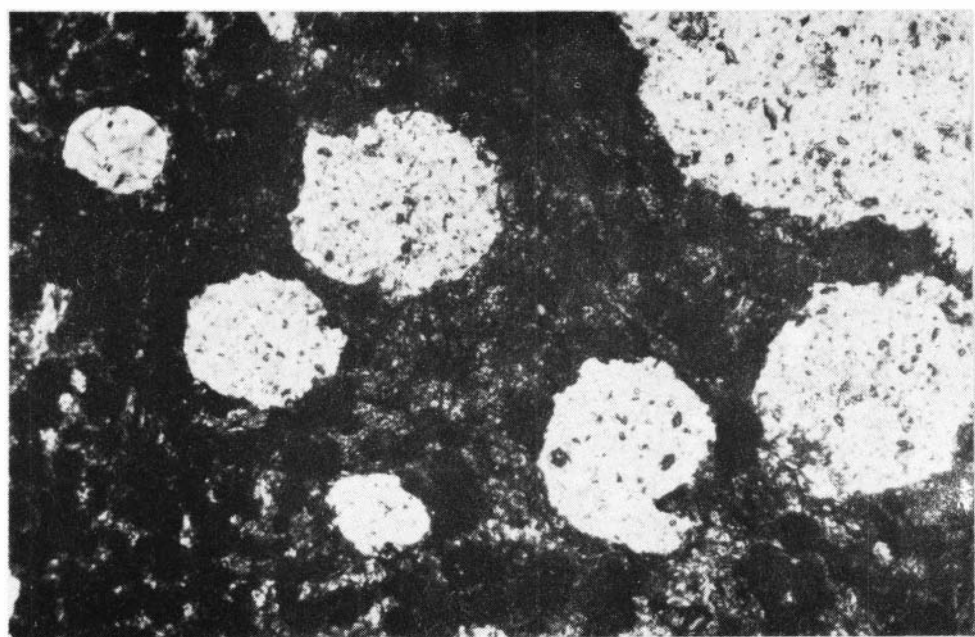
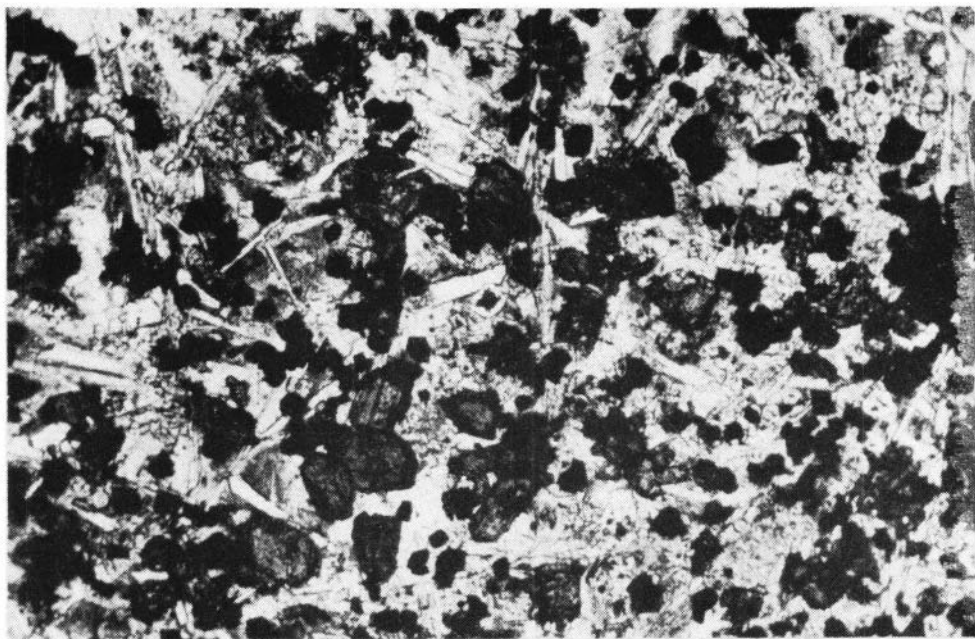
Фиг. 6. Кристаллически-зернистый герцинит-магнетит (белое) в массе алюмосиликоферритного (?) (темно-серое) разложенного вещества с анортитовой связкой (черное). Обр. 329, аншлиф, ув. 150.

Фиг. 7. Кристаллы герцинит-магнетита (белое) и пятна разложенного алюмосиликоферритного (?) вещества (темно-серое) в существенно анортитовой связке. Обр. 9, аншлиф, ув. 150.



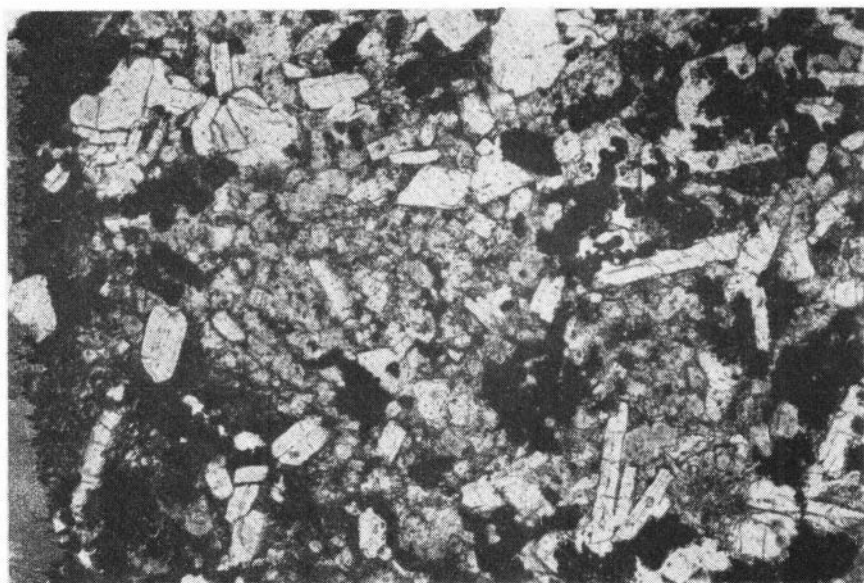
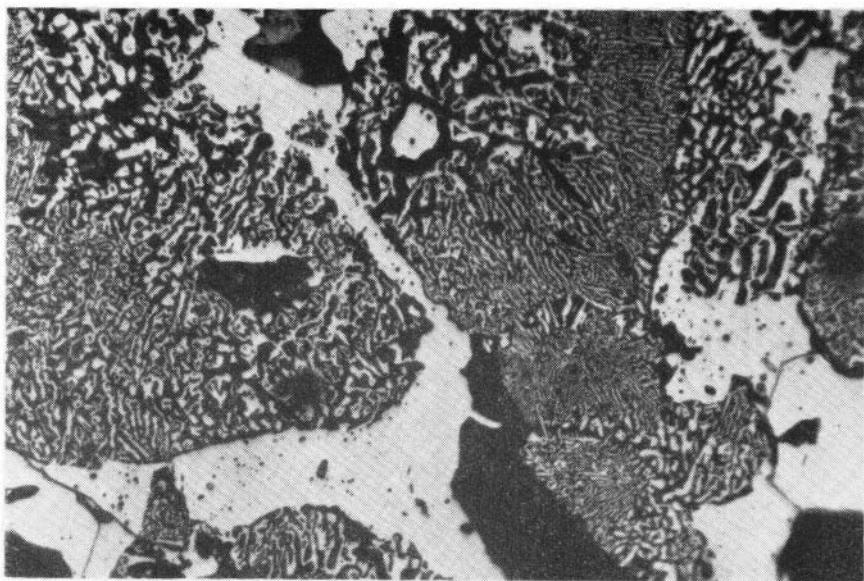
Фиг. 8. Вкрапленники титаномагнетита и ортопироксена в рудной лаве, белое - анортит. Обр. 17, прозрачный шлиф, ув. 140.

Фиг. 9. "Эвтектоидные" симплектитовые структуры (магнетит + пироксен) раскристаллизации алюмосиликоферритных (?) сгустков в лавах. Обр. 15, аншлиф, ув. 200.



Фиг. 10. Базальтовая лава из "лужицы": магнетит, пироксен, анортит, тридимит. Обр. 74-3, прозрачный шлиф, ув. 150.

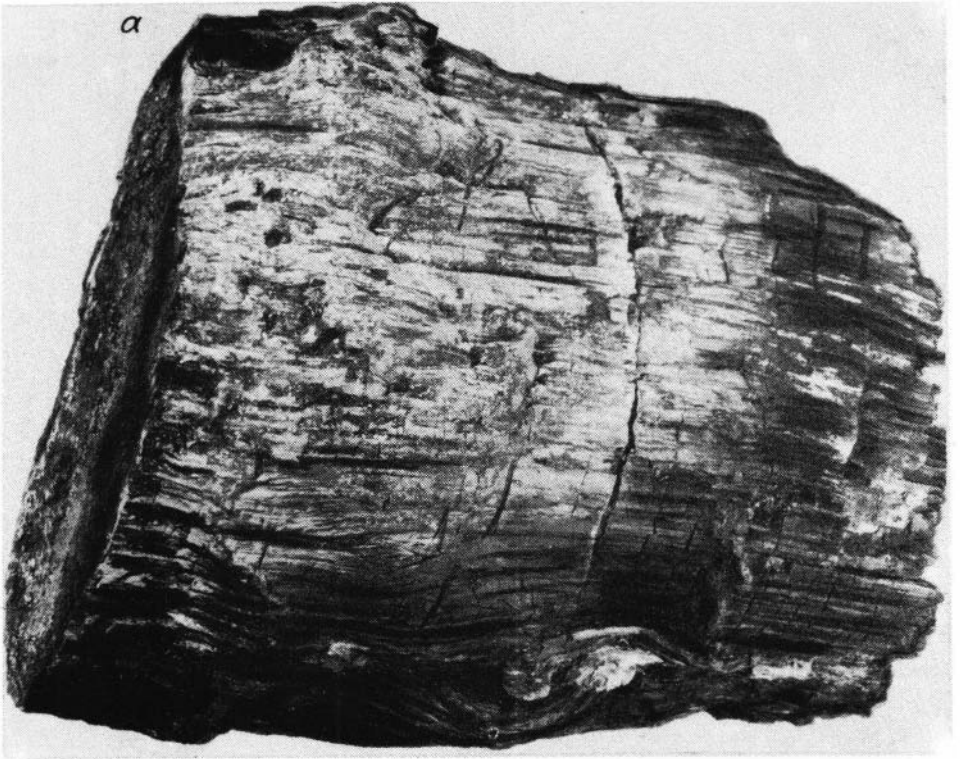
Фиг. 11. Микроструктура пузыристой лавы: магнетит, пироксен. Прозрачный шлиф, ув. 160.



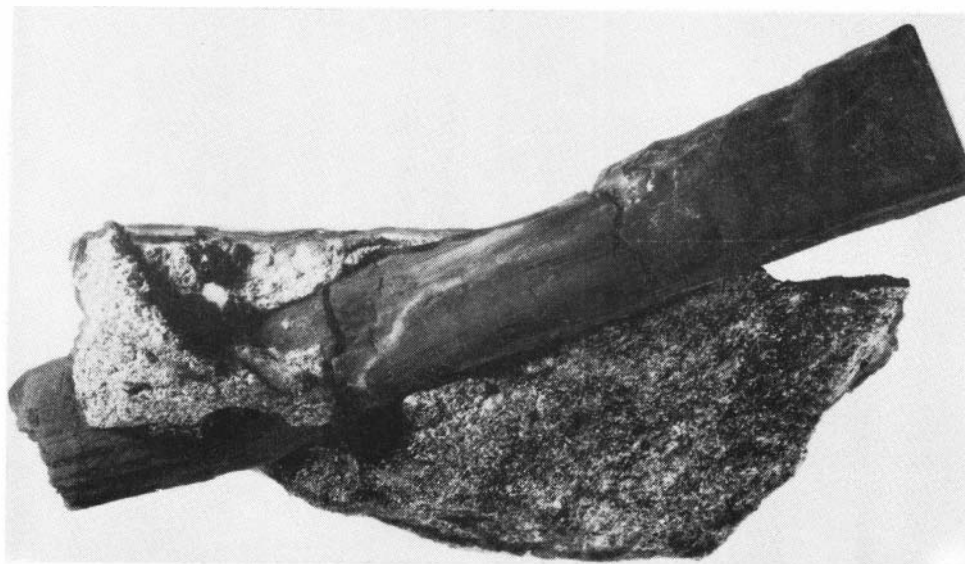
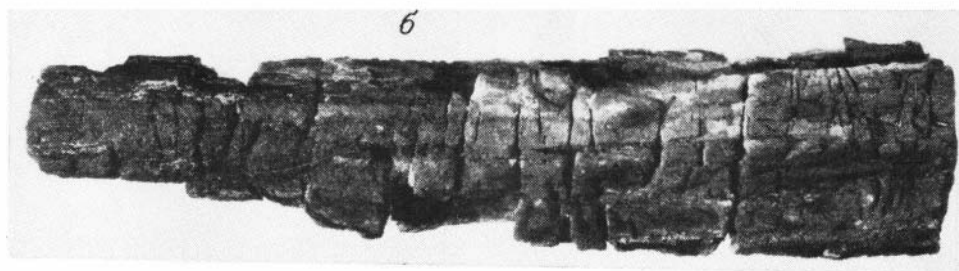
Фиг. 12. Пироксен-магнетитовая "графика" и жилы магнезиоферрита (белое) в рудных лавах. Обр. 20, аншлиф, ув. 180.

Фиг. 13. Рудная базальтовая лава, серое - анортит, темно-серое - пироксен, черное - магнетит, гематит. Обр. 30, прозрачный шлиф, ув. 180.





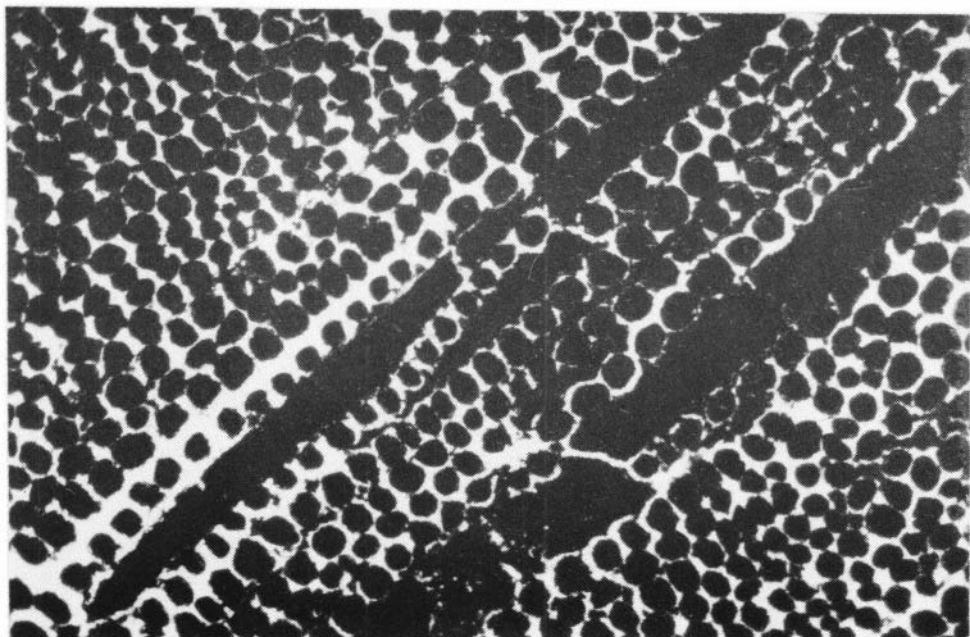
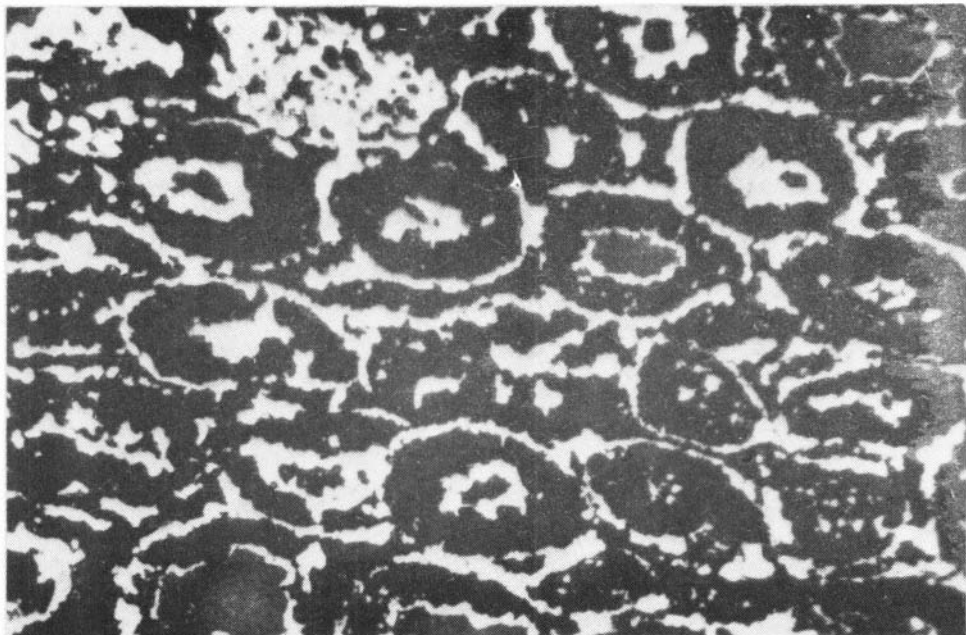
Фиг. 14. Рудные и рудно-пироксеновые агрегаты (черное) на фоне крупнозернистого анортита (белое и серое). Обр. 123, прозрачный шлиф, ув. 180.



Фиг. 15. "Рудное дерево" - магнетит-гематитовая руда по обожженной сидеритизированной древесине.

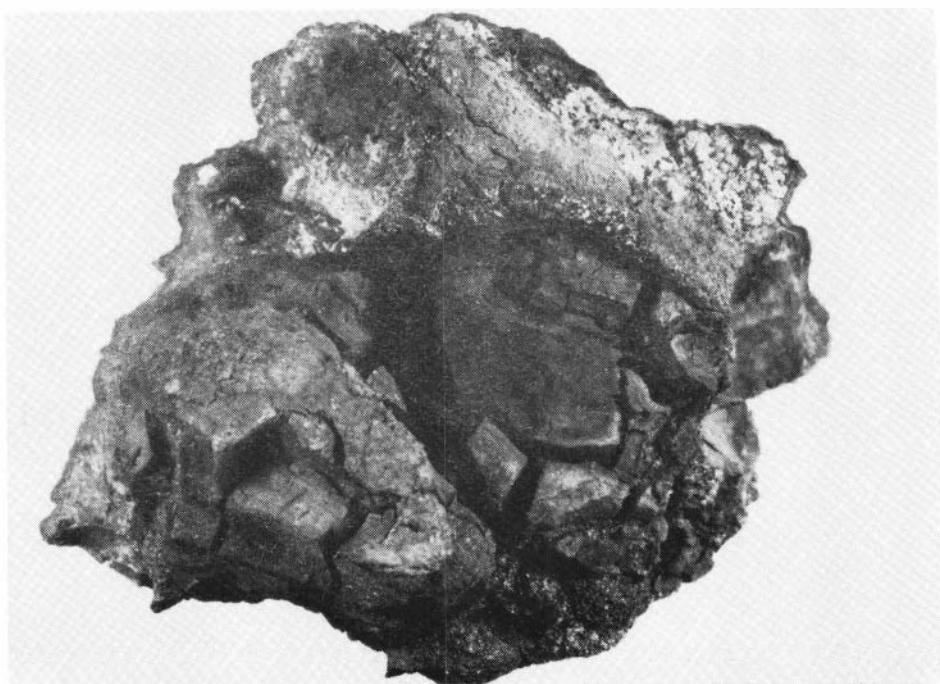
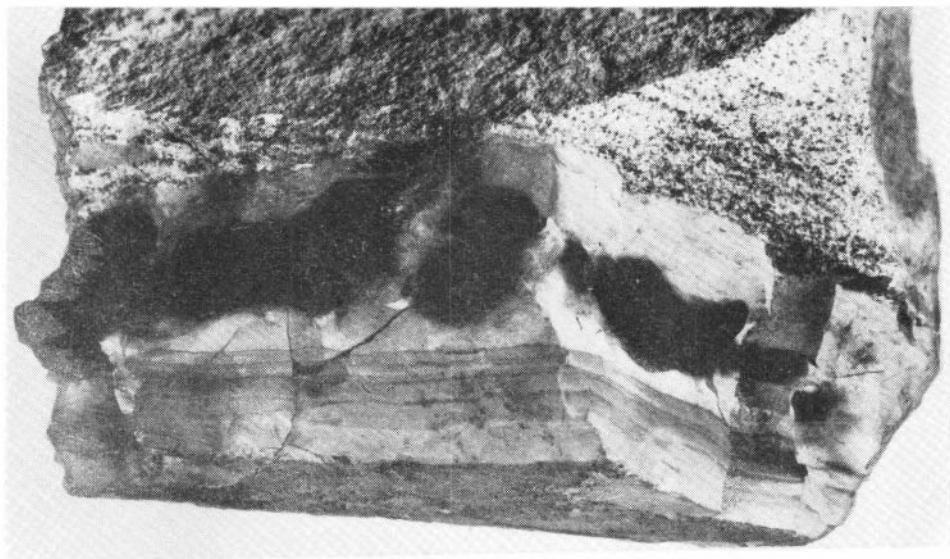
а - натур. вел., б - 1/2 натур. вел.

Фиг. 16. Гематитизированная (по сидериту) древесина в обожженном песчанике. Натур. вел.



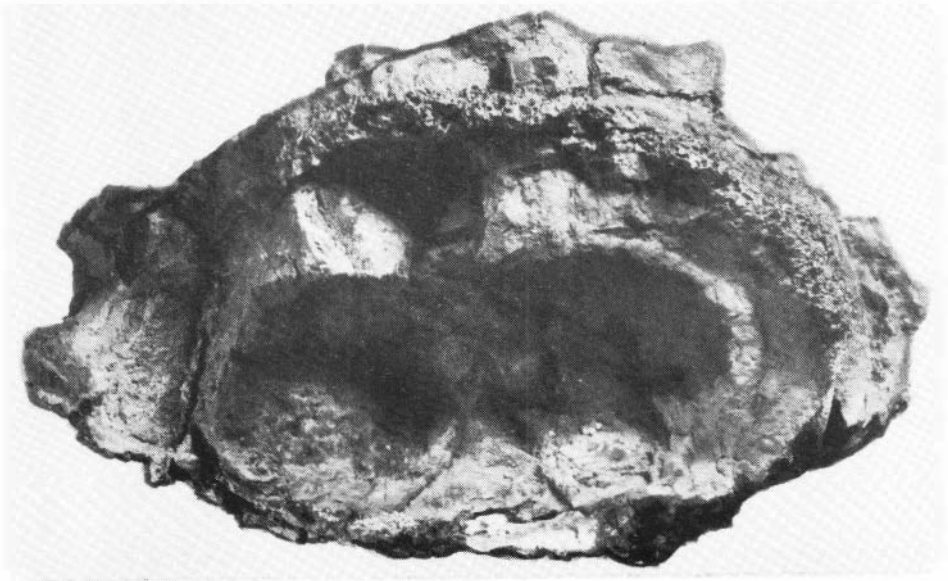
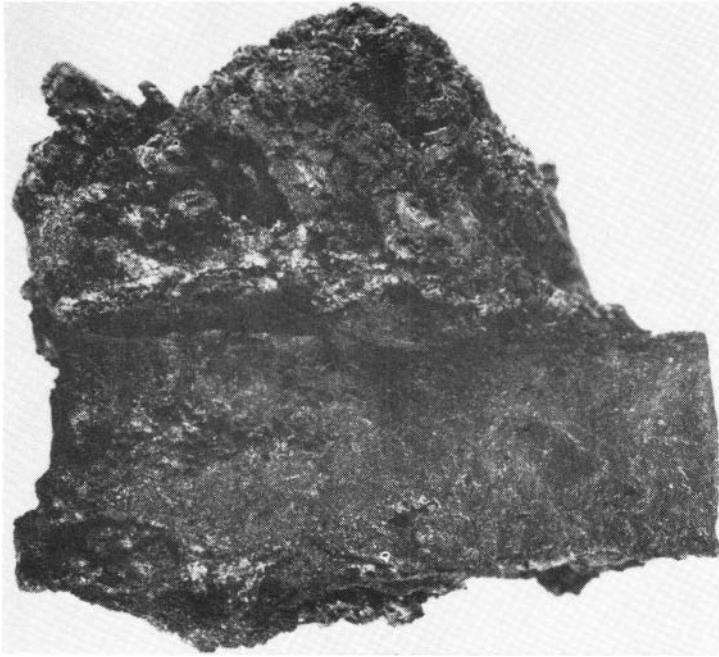
Фиг. 17. Срезы волокнистой структуры "рудного дерева", белое - гематит, черное - силикатная масса. Обр. 150, аншлиф, ув. 250.

Фиг. 18. Срез волокнистой структуры "рудного дерева", черное - гематит, светлое - карбонат. Обр. 133, прозрачный шлиф, ув. 180.

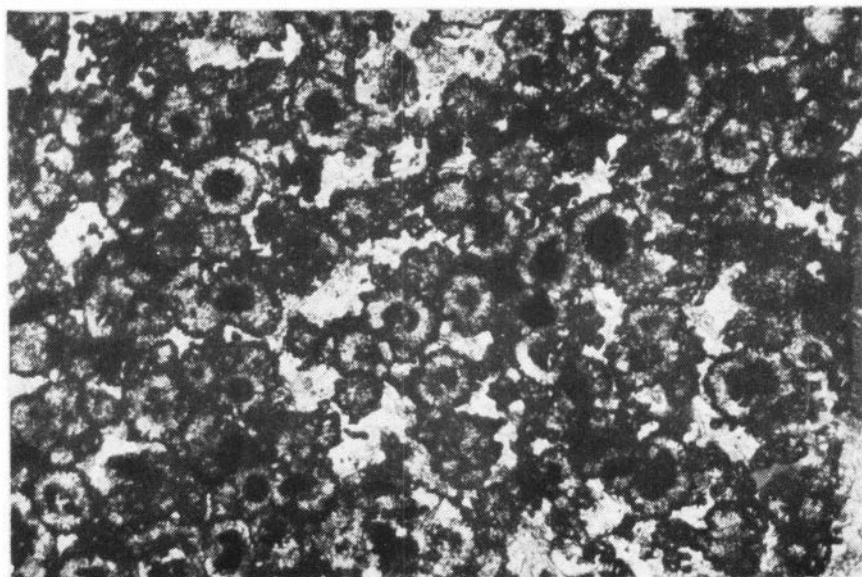
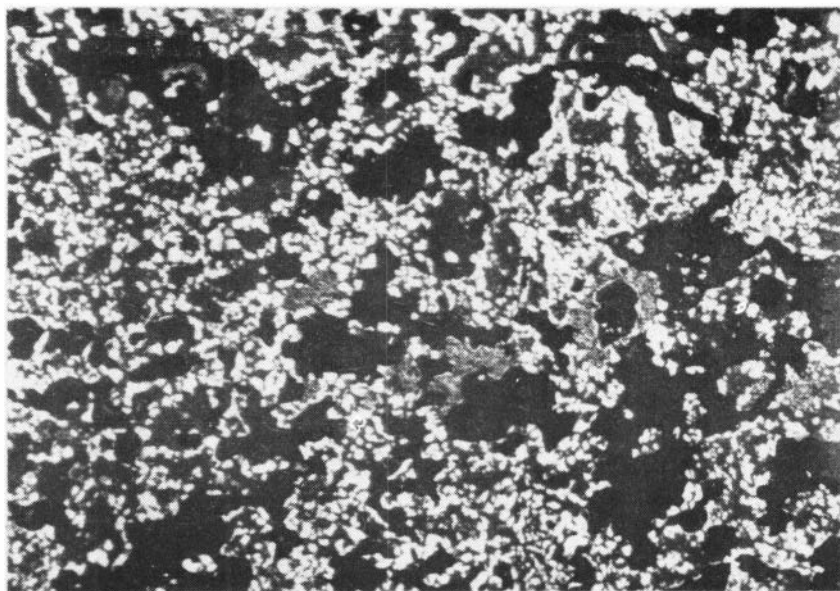


Фиг. 19. Гематитизированные конкреции сидерита в слоистой песчано-алевритовой породе. Natur. вел.

Фиг. 20. Трещины объемной усадки в обожженной глинисто-сидеритовой конкреции. Natur. вел.

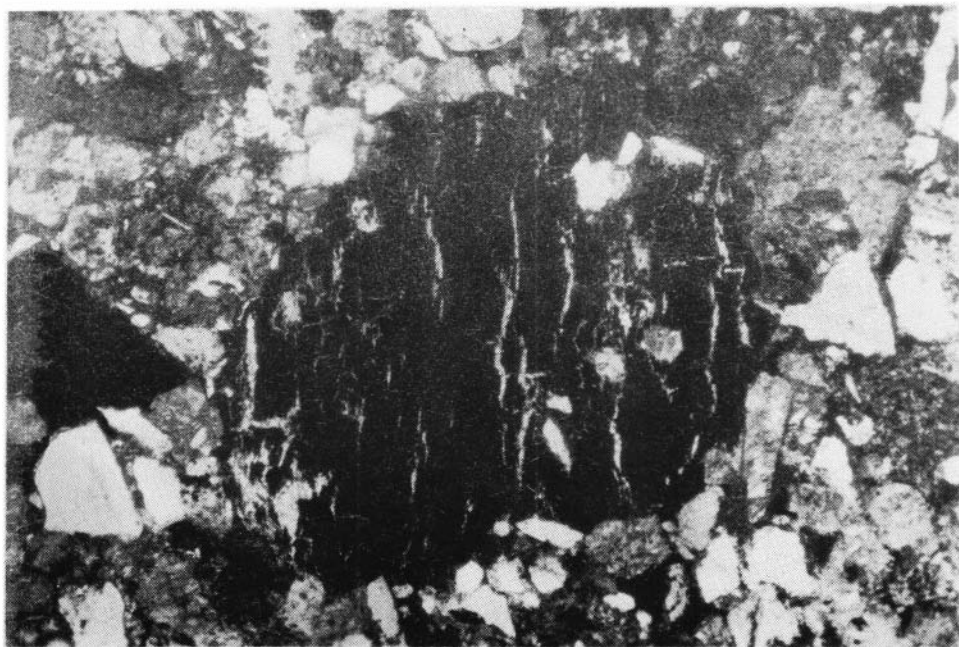
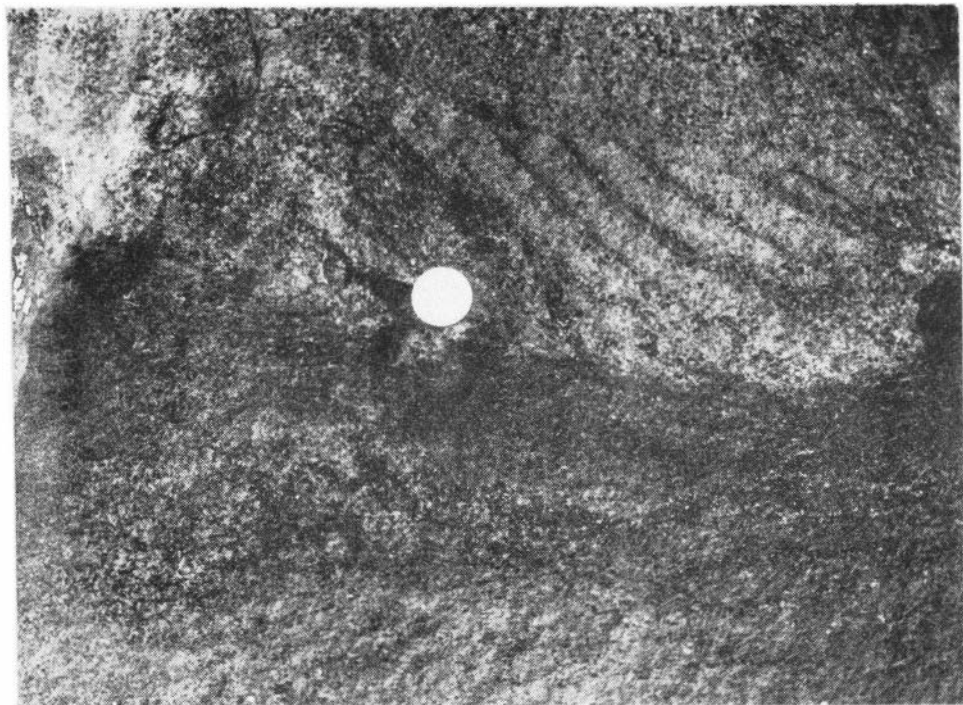


Фиг. 21. Рудный шлак (вверху) и массивная рудная жила типа выполнения: гематит, магнетит, магнезиоферрит, яkobсит. Natur. вел.  
Фиг. 22. Зона подплавления (пузыристый шлак) породы около конкреции сидерита. Natur. вел.



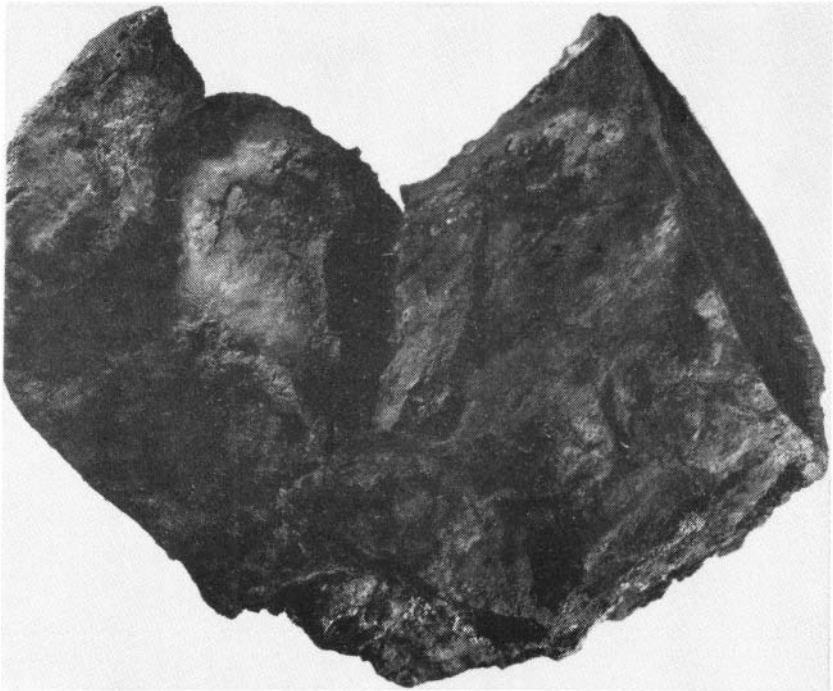
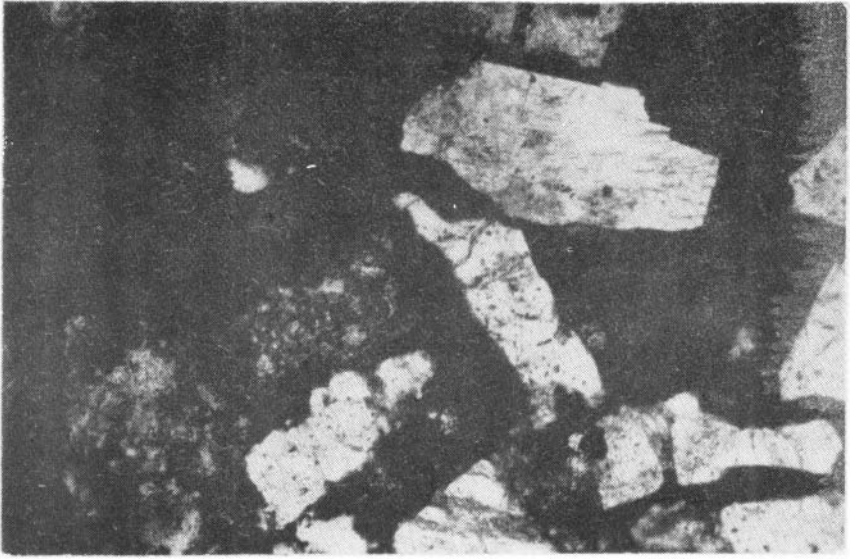
Фиг. 23. Рудная лава пористая, белое - кристаллический гематит в силикатной массе, серое - рудно-силикатные участки с эвтектоидными структурами, черное - поры. Обр. 12, аншлиф, ув. 20.

Фиг. 24. Сидерит микросферолитовый. В центре сферул - местами гидроксиды железа (черное), цемент хлорит-карбонатный. Обр. 65, прозрачный шлиф, ув. 100.



Фиг. 25. Полосы окисленного сидерита в обожженном песчанике расположены вдоль поверхностей косой слоистости. 1/2 натур. вел.

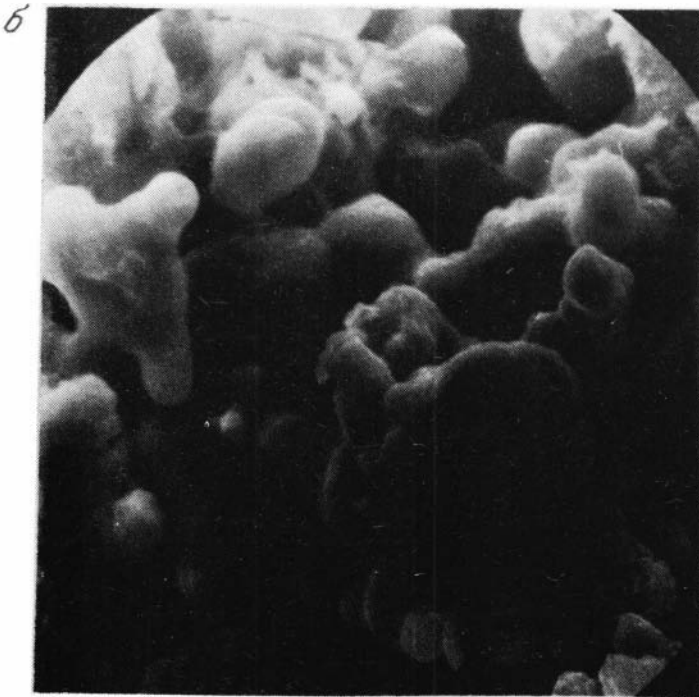
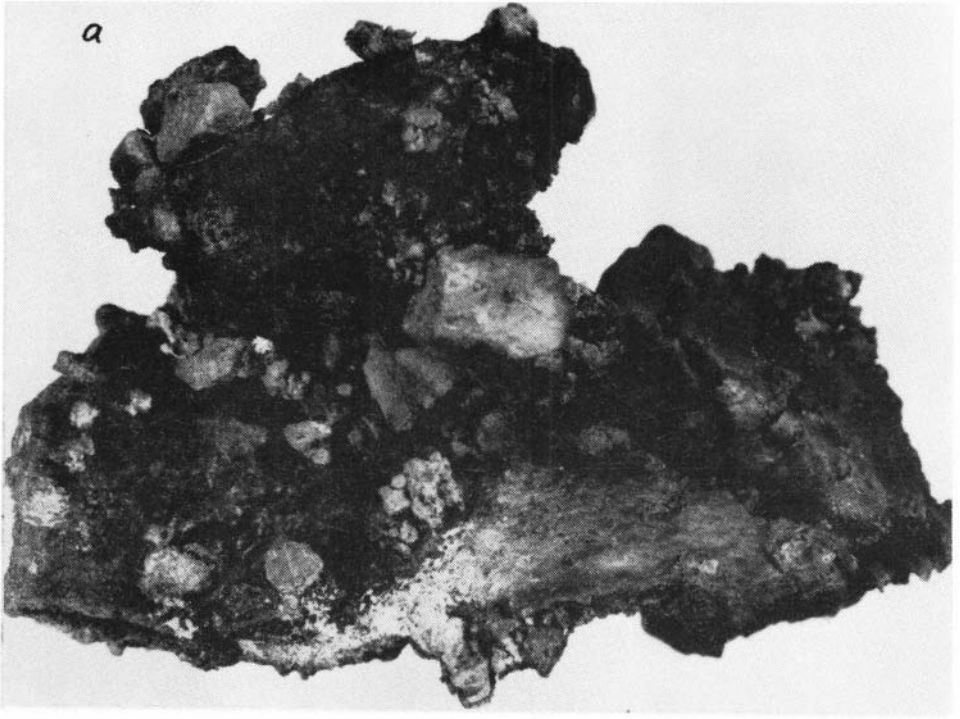
Фиг. 26. Углистые частицы в песчанике, слабо карбонатизированные. Обр. 91, прозрачный шлиф, ув. 100.



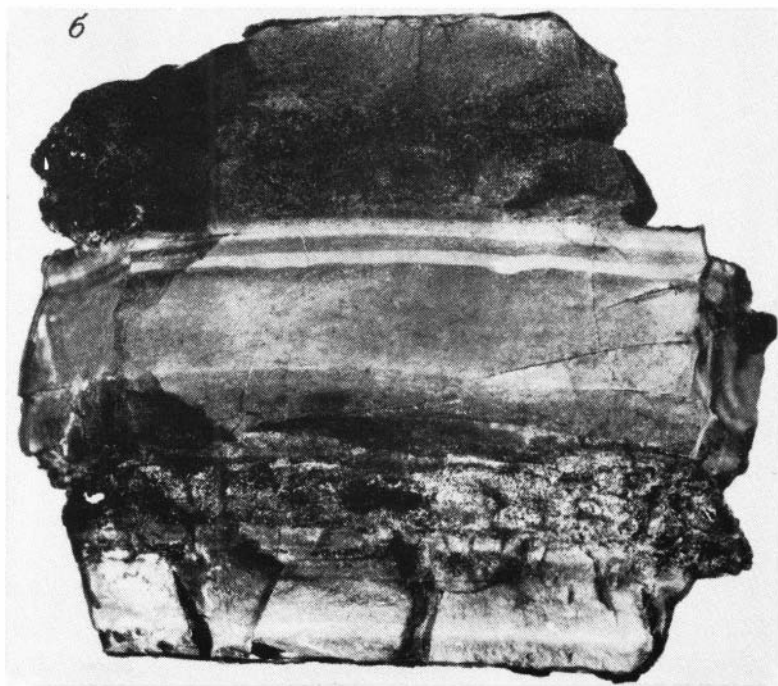
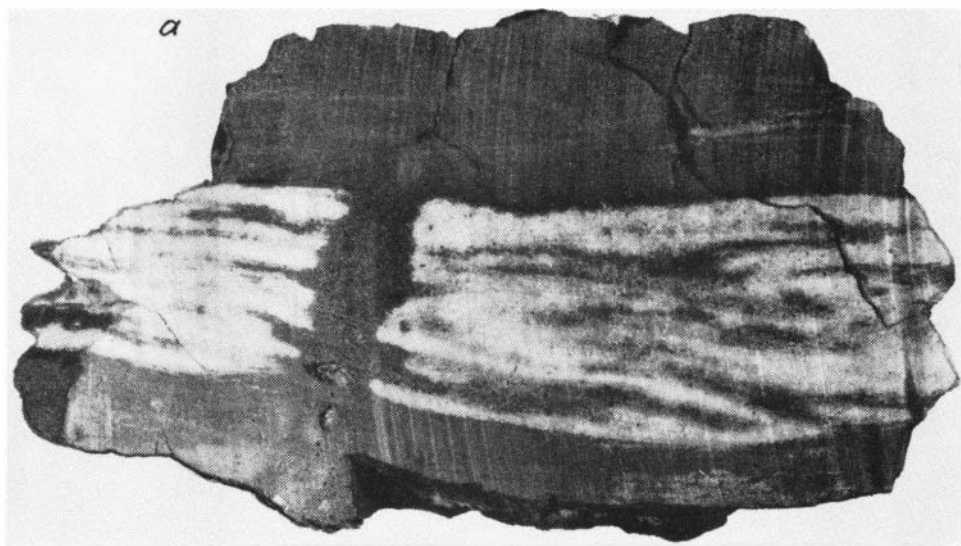
Фиг. 27. Железистый песчаник. Обломки кварца и полевого шпата (белое) сцементированы сидеритом и гидроксидами железа (черное). Обр. 87, прозрачный шлиф, ув. 50.

Фиг. 28. Обломок песчаника с трещинами вспучивания и коркой подплавления. Натур. вел.

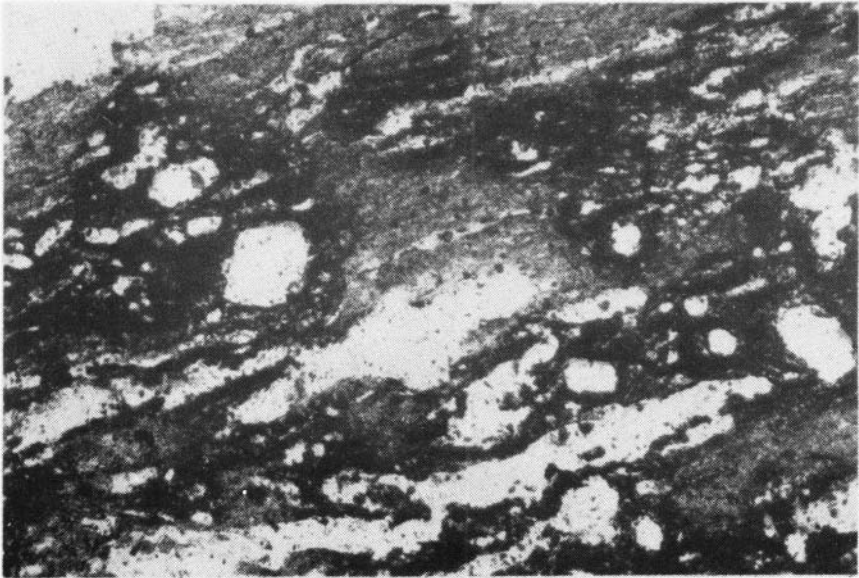
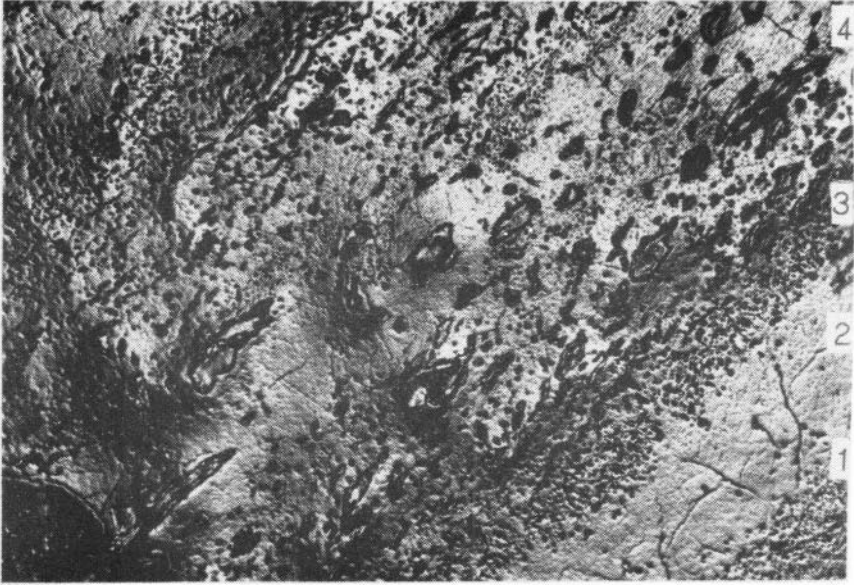




Фиг. 29. Явления оплавления обломков пород и зерен.  
а - натур. вел., б - ув. 3200.



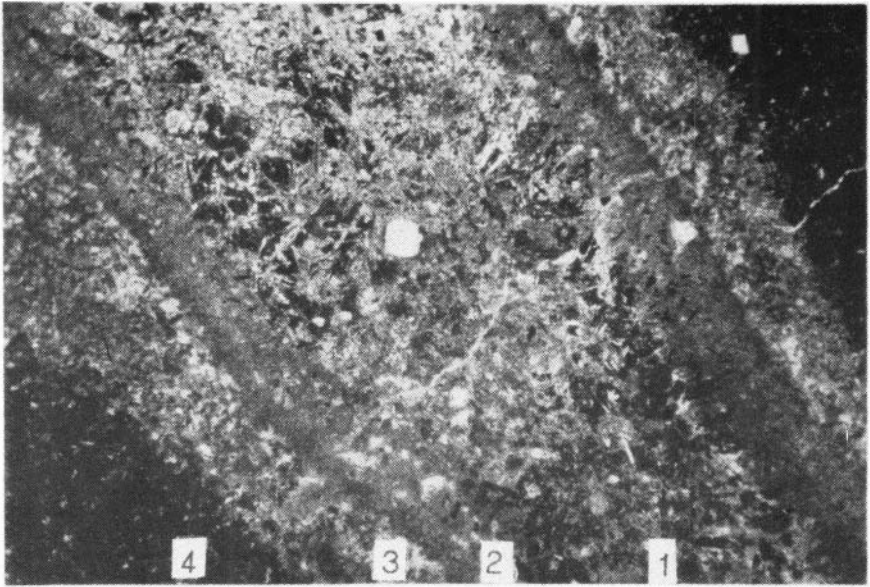
Фиг. 30. Согласно́е и секу́щие зоны ошлакования (черное) в песчанике (свет-  
лое) (а) и в алевролите (б). Натур. вел.



Фиг. 31. Общий вид переходных зон при плавлении по трещине.

1 - обожженный алевролит, 2 - зона уплотнения, 3 - зона дегидратации, 4 - шлак. Обр. 329, аншлиф, ув. 30.

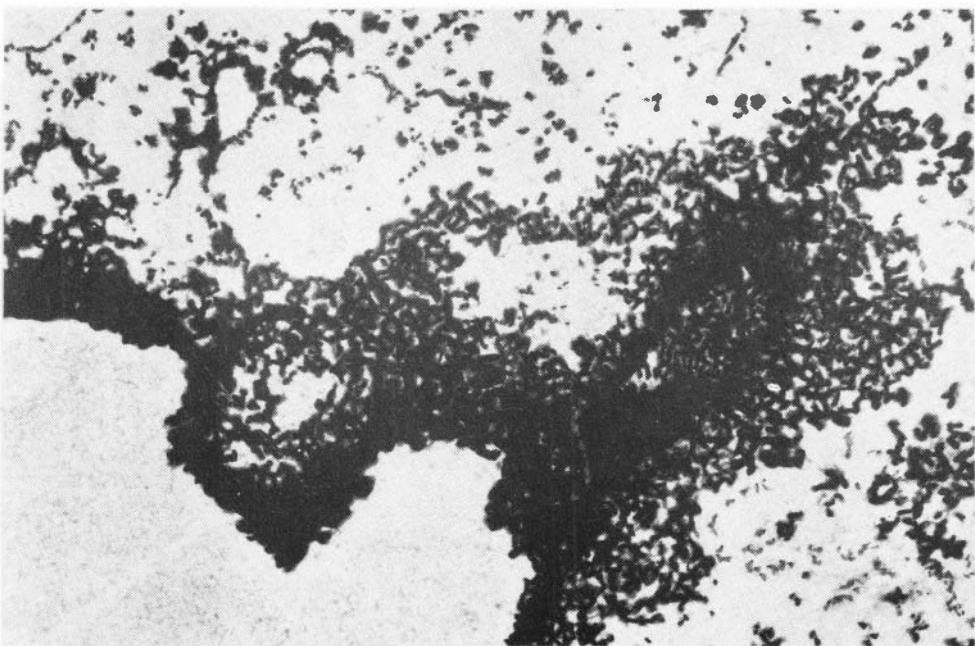
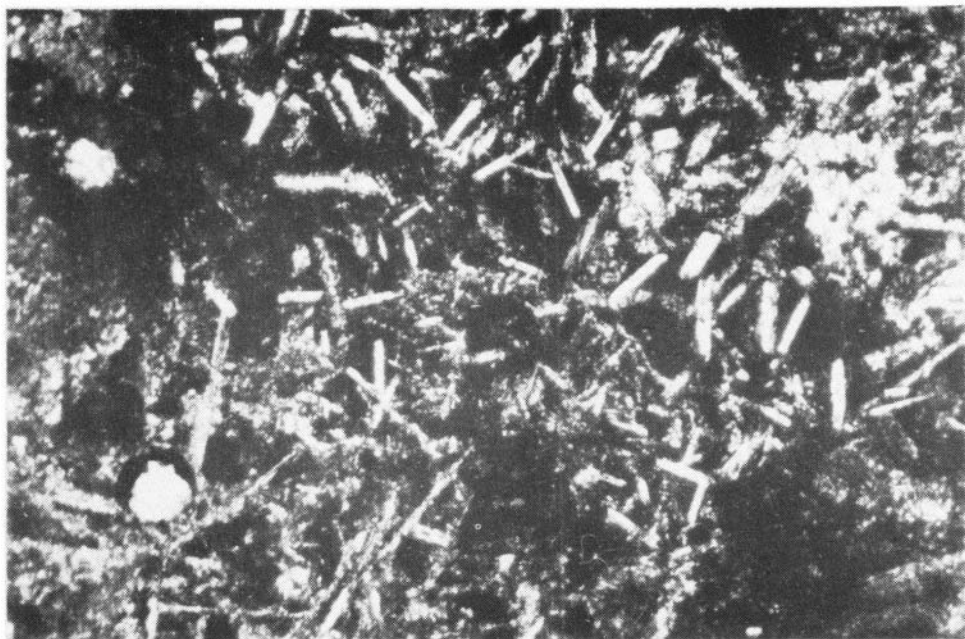
Фиг. 32. Пятна пористого шлака (черное) в частично подплавленных глинистых породах с реликтовой структурой древесных волокон. Обр. 150к, прозрачный шлиф, ув. 50.



Фиг. 33. Зональная жилка базальта в обожженном алевролите.

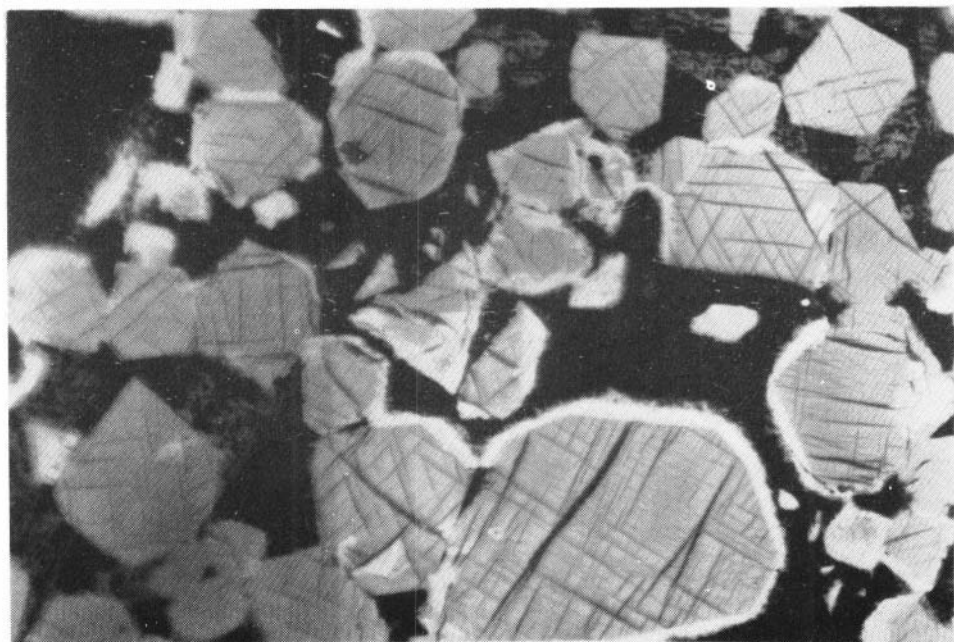
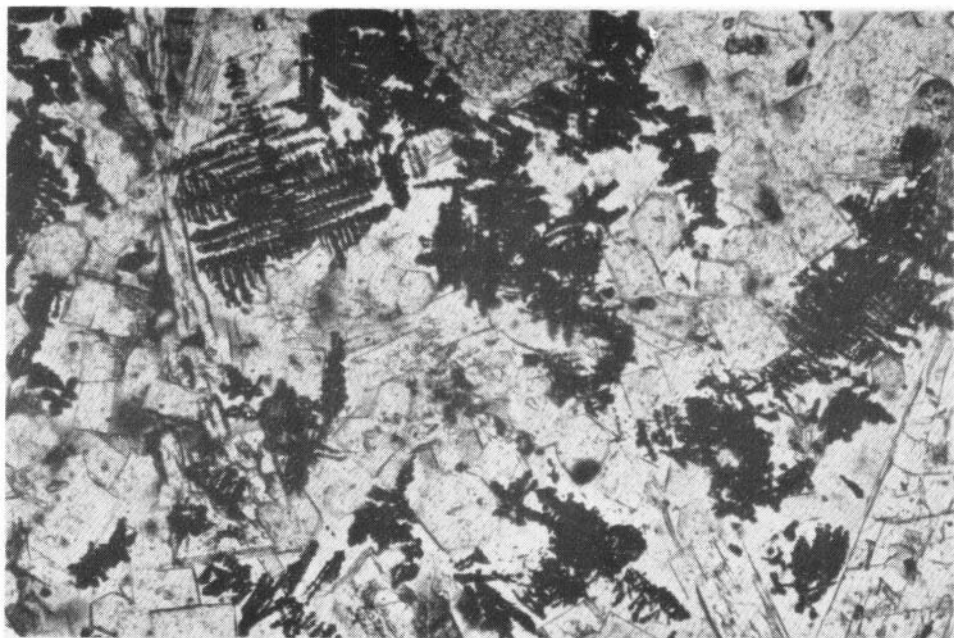
1 - среднезернистый агрегат пироксена, плагиоклаза, тридимита и рудного минерала, 2 - краевая каемка тонкозернистого материала того же состава, 3 - осветленная аморфизованная зона вмещающей породы, 4 - алевролит с гидроксидами железа. Обр. 129, прозрачный шлиф, ув. 50.

Фиг. 34. Базальтовая лава с микролитовой структурой: плагиоклаз, пироксен. Обр. 159, прозрачный шлиф, ув. 40.

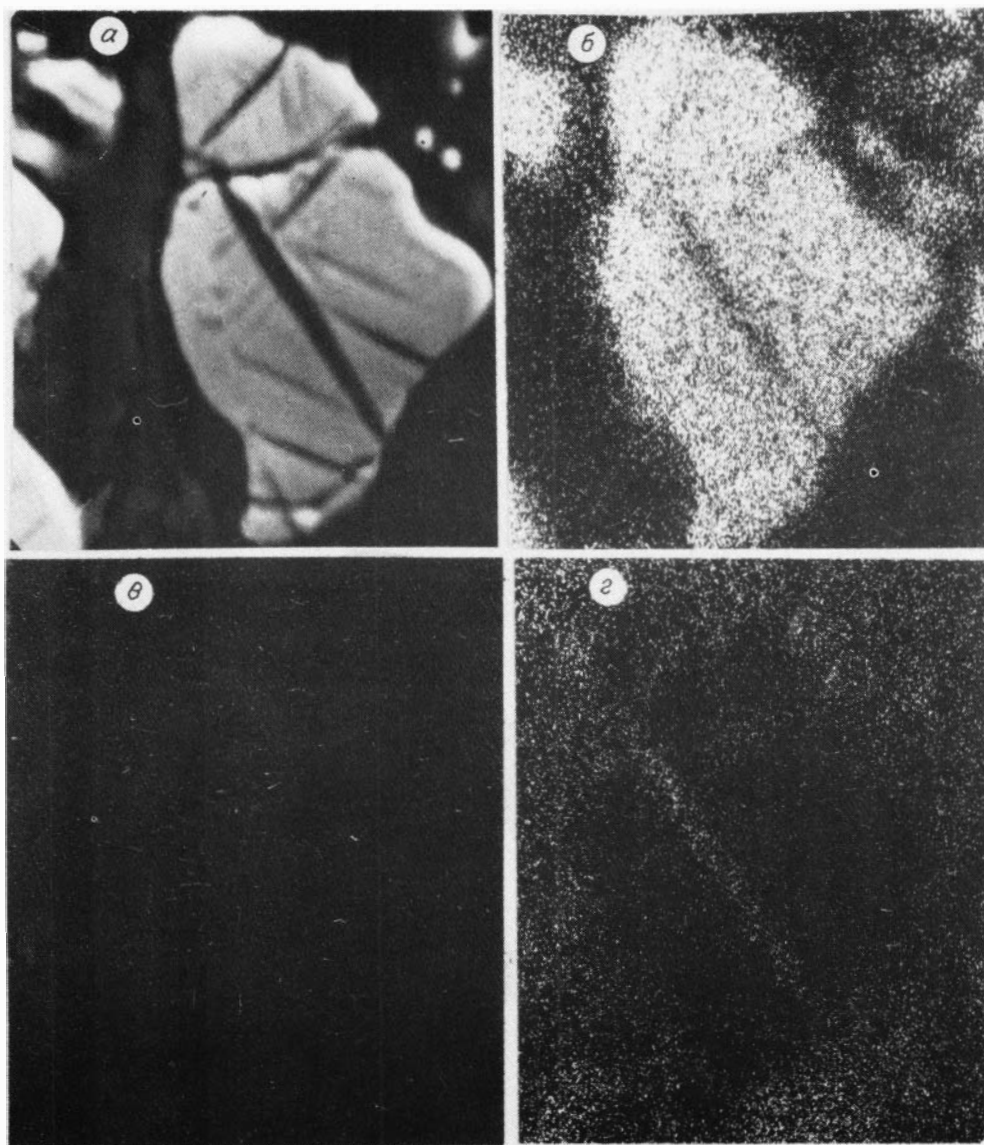


Фиг. 35. Базальтовая лава, слабо раскристаллизованная, белое - анортит, темное - пироксен, стекло. Обр. 2, прозрачный шлиф, ув. 140.

Фиг. 36. Герцинит-магнетит-пироксеновые каймы (черное) около пор в лава. Обр. 100, прозрачный шлиф, ув. 100.

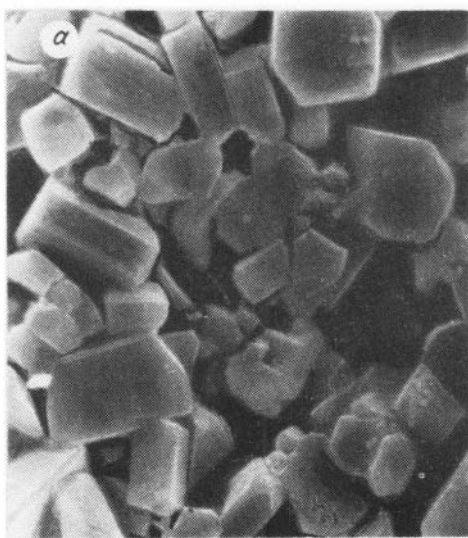
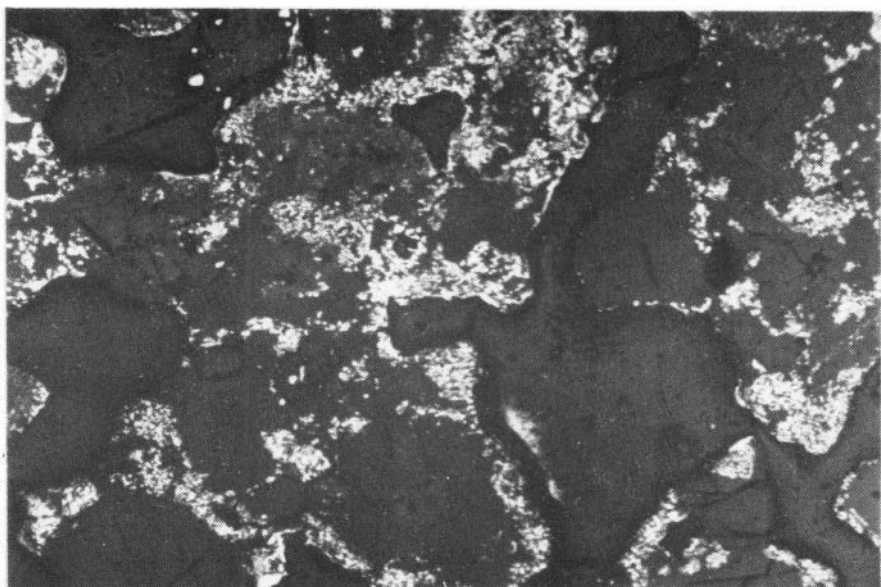


Фиг. 37. Дендриты гематита (черное) в стекловатых участках лавы, прямоугольные кристаллы - кордиерит. Обр. 100, прозрачный шлиф, ув. 150.  
Фиг. 38. Магнетит (+ шпинель) в массе анортита с пироксеном (темно-серые кружева), белое - гематит. Обр. 9, аншлиф, ув. 200.



Фиг. 39. Экссольюционные вроски шпинели в магнетите. Сканирующий электронный микроскоп JSM-35, ув. 3000.

Снимки сделаны: а - в обратно рассеянных электронах, б - в лучах  $FeK_{\alpha}$ , в -  $MgK_{\alpha}$ , г -  $AlK_{\alpha}$ .

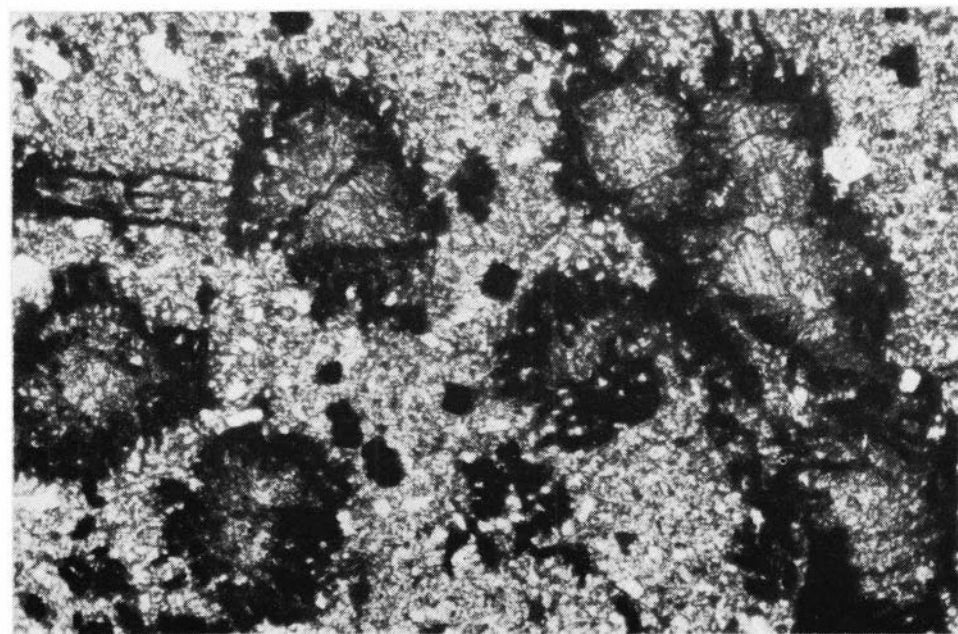
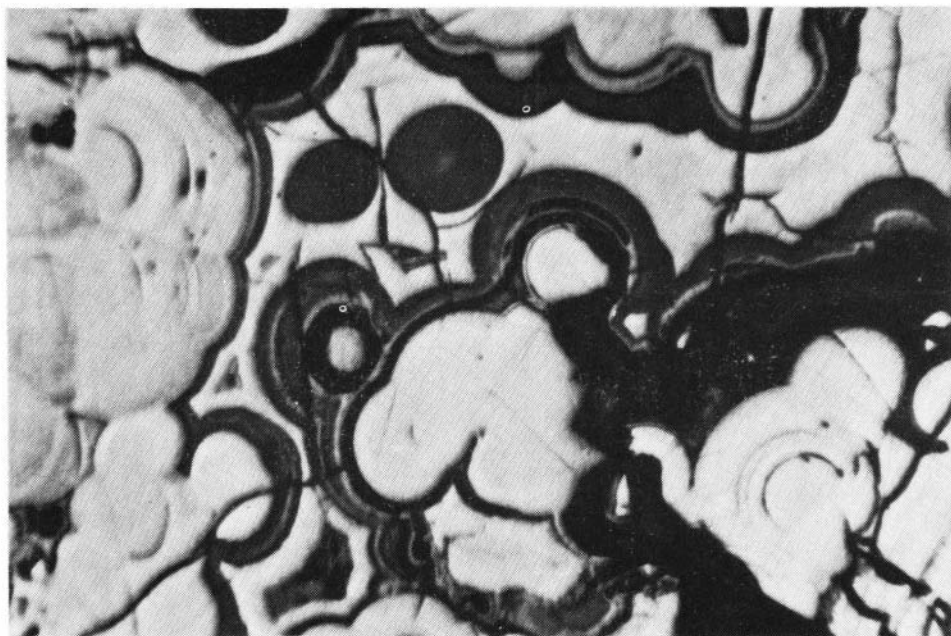


Фиг. 40. Гематитовая вкрапленность (белое) в шлаке по песчанику тяготеет к границам пор. Обр. 1, аншлиф, ув. 10.

Фиг. 41. Корки и друзы рудных минералов в полостях шлаков. Сканирующий электронный микроскоп JSM-35.

а - гематит, ув. 4000, б - магнетит, ув. 660.





Фиг. 42. Коллоидные скопления гидроксидов железа в полостях рудных лав. Обр. 126, аншлиф, ув. 50.

Фиг. 43. Каемки магнетита вокруг порфирировых выделений пироксена. Обр. 120, прозрачный шлиф, ув. 50.

## ГЛАВА 4

### МОДЕЛИРОВАНИЕ РАВНОВЕСНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ В СИСТЕМАХ ФЛЮИД – ПОРОДА

Теоретические основы физико-химического моделирования на ЭВМ в геохимии методом минимизации свободной энергии образования веществ или потенциала Гиббса изложены И.К. Карповым /1981/, а методология построения равновесных термодинамических моделей применительно к задачам геологии наиболее полно отражена в работе А.Н. Сутурина /1988/.

С использованием программного комплекса "Селектор", переданного сотрудниками Института геохимии Иркутска, нами предпринята попытка расшифровать поведение железистых пород в присутствии газовой смеси в высокотемпературных условиях вплоть до субсолидусной области. Мы отдаем себе отчет в том, что математическое моделирование для таких P-T-параметров может иметь определенные недостатки в силу различных причин и в первую очередь от несогласованности термодинамических констант. Но несмотря на это, логические следствия, вытекающие из расчетов, могут переноситься на природные объекты, если они совпадают с общими тенденциями развития геохимических систем. Чтобы избежать значительного "отрыва теории от практики", полученные решения постоянно сверялись с минеральными парагенезисами, наблюдаемыми в породах, и экспериментальными данными /MacLean, 1969; Weidner, 1982; Naslund, 1983; Whitney, 1984; и др./.

Мультисистема для моделирования состояла из следующих независимых компонентов: K, Na, Ca, Mg, Fe, Al, Si, Ti, N, C, S, Cl, F, H, O (S, Cl, F участвовали в расчетах лишь для системы, включающей магматический газ и базальт Большого трещинного толбачинского извержения (БТТИ)). Газовая фаза содержала 41 соединение (в зависимости от состава исходных продуктов некоторые газы исключались):  $H_2S^a)$ ,  $SO_2^b)$ ,  $SO_3^b)$ ,  $CH_4^a)$ ,  $CO^b)$ ,  $CO_2^b)$ ,  $N_2^b)$ ,  $NH_3^a)$ ,  $Cl_2^b)$ ,  $HCl^a)$ ,  $F_2^a)$ ,  $HF^a)$ ,  $O_2^b)$ ,  $H_2^b)$ ,  $SiF_4^b)$ ,  $SiCl_4^b)$ ,  $H_4SiO_4$  (термодинамические характеристики для различных условий указаны в табл. 15),  $AlCl_3^b)$ ,  $AlOH^b)$ ,  $Al_2O_2^b)$ ,  $NaCl^b)$ ,  $NaF^b)$ ,  $Na_2F_2^b)$ ,  $NaOH^b)$ ,  $KCl^b)$ ,  $K_2Cl_2^b)$ ,  $KF^b)$ ,  $KOH^b)$ ,  $MgF_2^b)$ ,  $MgCl_2^b)$ ,  $Mg(OH)_2^b)$ ,  $CaCl_2^b)$ ,  $Ca(OH)_2^b)$ ,  $FeCl_2^b)$ ,  $FeCl_3^b)$ ,  $FeF_2^b)$ ,  $FeF_3^b)$ ,  $Fe(OH)_2^b)$ .

Присутствовали 70 твердых фаз: железо<sup>b)</sup>, графит<sup>b)</sup>, сильвин<sup>a)</sup>, кароббит<sup>a)</sup>, галит<sup>a)</sup>, вилиомит<sup>a)</sup>, селайт<sup>a)</sup>, хлормagnesит<sup>a)</sup>, гидрофилит<sup>a)</sup>, лавренсит<sup>a)</sup>, молизит<sup>a)</sup>, корунд<sup>b)</sup>, вюстит<sup>b)</sup>, периклаз<sup>b)</sup>, известь<sup>b)</sup>,  $\alpha$ -кварц<sup>b)</sup>, тридимит<sup>b)</sup>, кристобалит<sup>b)</sup>, рутил<sup>a)</sup>, анатаз<sup>a)</sup>, гематит<sup>b)</sup>, шпинелиды (эта фаза включала 5 компонентов, если температура превышала 575 °C: шпинель -  $MgAl_2O_4^b)$ , ильменит -  $FeTiO_3^a)$ , гершинит -  $FeAl_2O_4^a)$ , магнезиоферрит -  $MgFe_2O_4^a)$ , магнетит -  $FeFe_2O_4^b)$  (термодинамика для

температур выше 600 °С приведена в табл. 15, ниже 575 °С данные компоненты участвовали в расчетах как самостоятельные фазы), кальциоферрит<sup>а)</sup>, брусит<sup>б)</sup>, портландит<sup>б)</sup>, карбонат<sup>б)</sup> ( $\text{CaCO}_3 + \text{FeCO}_3 + \text{MgCO}_3$ ), силлиманит<sup>б)</sup>, андалузит<sup>б)</sup>, муллит<sup>б)</sup>, пирофиллит<sup>б)</sup>, каолинит<sup>б)</sup>, кальсилит<sup>б)</sup>, лейцит<sup>б)</sup>, микроклин<sup>б)</sup>, санидин<sup>б)</sup>, мусковит<sup>б)</sup> ( $\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + \text{NaAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ ), флогопит+биотит<sup>б)</sup> ( $\text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + \text{KFe}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ ), нефелин<sup>б)</sup>, жадеит<sup>б)</sup>, анальшим<sup>б)</sup>, альбит<sup>б)</sup>, плагиоклаз<sup>б)</sup> ( $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ), паргасит<sup>б)</sup>, пектолит<sup>б)</sup>, кирштейнит<sup>б)</sup> ( $\text{CaFeSiO}_4 + \text{CaMgSiO}_4$ ), монтичеллит<sup>б)</sup>, волластонит<sup>б)</sup>, ильваит<sup>б)</sup>, розенханит<sup>б)</sup>, маргарит<sup>б)</sup>, эпидот<sup>б)</sup> ( $\text{Ca}_2\text{FeAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH}) + \text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ ), амфибол<sup>б)</sup> ( $\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2 + \text{Ca}_2\text{Fe}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ ), гиббшит<sup>б)</sup>, ксонотлит<sup>б)</sup>, гранат<sup>б)</sup> ( $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + \text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + \text{Ca}_3\text{Fe}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + \text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ ), клинопироксен<sup>б)</sup> ( $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + \text{CaFeSi}_2\text{O}_6 + \text{CaAl}_2\text{SiO}_6 + \text{NaFeSi}_2\text{O}_6$ ), мелилит<sup>б)</sup> ( $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7 + \text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$ ), везувиан<sup>б)</sup>, магнезиальный кордиерит<sup>б)</sup>, хлорит<sup>б)</sup> ( $\text{Mg}_4\text{Al}_4\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_8 + \text{Fe}_4\text{Al}_4\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_8 + \text{Mg}_5\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_8 + \text{Mg}_6\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8 + \text{Fe}_6\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ ), тальк<sup>б)</sup> ( $\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + \text{Fe}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ ), пумпеллиит<sup>б)</sup>, оливин<sup>б)</sup> ( $\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + \text{Fe}_2\text{SiO}_4$ ), ортопироксен<sup>б)</sup> ( $\text{MgSiO}_3 + \text{FeSiO}_3$ ), куммингтонит<sup>б)</sup> ( $\text{Mg}_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2 + \text{Fe}_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ ), ставролит<sup>б)</sup>, гриналит<sup>б)</sup>, пирротин<sup>а)</sup>, пирит<sup>а)</sup>.

Используя данные Андерсона и Бернема /Anderson, Burnham, 1965/ и расчеты Н.В. Вилора с соавторами /1983/, мы определили свободную энергию образования  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  в газовой фазе для высоких температур (табл. 15). Основываясь на парагенезисах фаялит-магнетитовых руд типа железистых кварцитов и условиях их образования, скорректировали величины  $G_{T,P}$  для магнетита при температурах, превышающих 575 °С (см. табл. 15).

а) Термодинамические константы взяты из работы Г.Б. Наумова и др. /1971/.

б) То же, из работы П.И. Дорогокупца и др. /1988/.

в) То же, из работы Н.В. Вилора и др. /1983/.

Таблица 15. Свободная энергия образования (кал/моль) магнетита и  $H_4SiO_2$  (газ)

Фаза	Температура, °C				
	400	450	500	550	600
$Fe_3O_4$ (P = 10 бар)					-274678
$H_4SiO_4$ (P = 10 бар)	-343160	-349495	-355830	-362165	-368500

Фаза	Температура, °C			
	650	700	750	800
$Fe_3O_4$ (P = 10 бар)	-274961	-277337	-281711	-287997
$H_4SiO_4$ (P = 10 бар)	-374620	-380740	-387070	-393400
$H_4SiO_4$ (P = 1 кбар)	-366000			-383000

В качестве исходных составов пород для моделирования в мультисистемах использовались сидерит, алевролит, песчаник, базальт и две газовые смеси (табл. 16), при этом, чтобы приблизить газ подземной газификации углей к природному, мы несколько увеличили содержание воды в его составе.

Предварительные расчеты для  $T > 500$  °C показали, что термодинамика зависимых компонентов согласована только для восстановленных минералов, так как в окисленной области система не имела решений. Чтобы убедиться в соответствии модельных высокотемпературных ассоциаций природным, было проведено сравнение минерального состава базальта (среднее по 97 анализам) из лавовых потоков БТТИ (см. табл. 16), вычисленного двумя разными способами: по методу А. Ритмана /1975/ и методом минимизации свободной энергии Гиббса. На рис. 15 показано, что процентные содержания минералов различаются весьма незначительно, лишь в последнем случае появляется сфен.

1. Мультисистема сидерит + влажный абинский газ. Рассмотренная система наиболее наглядно демонстрирует поведение железистого вещества при  $T=800$  °C и  $P=10$  бар. Для приведенных векторов составов реагирующих продуктов (см. табл. 16) в ней возникали восстановленные парагенезисы с большим дефицитом кремнезема, где в качестве рудной фазы присутствовали вюстит и небольшое количество шпинелидов. Постепенное добавление кислорода существенно меняло ассоциации результирующих фаз. В итоге моделирование однозначно подтвердило высказывания многих исследователей, что компонентный состав высокожелезистых систем определяется фугитивностью кислорода. В данном случае мы установили, что при соотношениях масс газ: порода: кислород = 1:1:0,31 ( $\nu=0,31$ ) начинается резкое изменение минеральных парагенезисов (рис. 16-I), появляются магнетит, магнезиоферрит, шпинелиды, несколько сокращается количество оливина. Это свидетельствует о повышении содержания трехвалентного железа. Наиболее наглядно такие тенденции видны при сравнении рис. 16-I и 17, где соотношение  $O_2$  ( $\nu$ ) равно 0,36.

Таблица 16. Исходный химический состав веществ для расчетов в мульти-системах

Компо- нент	1. Си- дерит	2. Алев- ролит	3. Пес- чаник	4. Ба- зальт	5. Гра- нодио- рит	Компо- нент	6. Влаж- ный газ	7. Маг- матиче- ский газ
SiO <sub>2</sub>	16,69	64,65	50,31	51,29	65,01	H <sub>2</sub> O	56,26	94,07
TiO <sub>2</sub>	0,33	1,09	0,93	1,73	0,57	CO <sub>2</sub>	1,42	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,03	21,36	12,78	17,13	15,94	CO	11,28	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		1,93	5,25	3,58	1,74	CH <sub>4</sub>	0,03	
FeO	39,85	1,79	1,60	7,07	2,65	N <sub>2</sub>	47,2	3,46
MgO	1,14	1,23	1,30	4,64	1,91	H <sub>2</sub>	9,81	0,43
CaO	3,51	1,14	12,39	8,74	4,42	HF		0,2
Na <sub>2</sub> O	0,52	0,92	1,18	3,66	3,70	HCl		0,85
K <sub>2</sub> O	0,50	2,30	1,40	2,16	2,75	SO <sub>2</sub>		0,067
C	5,0	0,5				H <sub>2</sub> S		0,003
H <sub>2</sub> O	0,50	2,60			1,04	O <sub>2</sub>		0,79
CO <sub>2</sub>	27,06	0,26	8,54					

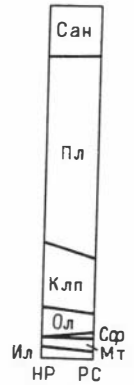
Примечание. Данные для твердых веществ приведены в мас.%, для газов - в мол.%. 1 - обр. Кн-83; 2 - Кн-93; 3 - Кн-84; 4 - субшелочной глиноземистый базальт Южного прорыва БТТИ /Флеров и др., 1984/; 5 - гранодиорит /Войткевич и др., 1970/; 6 - газовая смесь, полученная добавлением 50 мол.% H<sub>2</sub>O к сухому неочищенному газу подземной газификации углей Южно-Абинского участка /Шиллинг и др., 1986/, компоненты которого приведены в равновесие минимизацией потенциала Гиббса при 800 °С и давлении 1 бар; 7 - магматический газ, отобранный из лавового потока БТТИ /Меняйлов и др., 1984/. Кислород, SO<sub>2</sub> и часть азота исключены из расчетов в силу их воздушного происхождения.

Расчеты при  $\nu=0,31$  и  $\nu=0,36$  показали, что с увеличением температуры изменяется пропорция между магнетитом и оливином в пользу последнего. Выше 600 °С исчезают плагиоклаз, клинопироксен и санидин, а вместо них образуются кальсилит, нефелин, мелилит и кирштейнит. Возрастает доля герцинита в шпинелидах. В то же время для  $\nu=0,36$  в системе при 700 °С появляется до 4,6 % кальциферрита и практически исчезает вюстит.

II. Мультисистема песчаник + сидерит + влажный абинский газ + кислород. Количественные отношения реагирующих веществ были взяты как 1:1:2:0,31 соответственно. Они выбирались, исходя из опыта расчетов в системе, содержащей сидерит. Установлено (см. рис. 16- II), что в низкотемпературных условиях формируются парагенезисы с магнетитом (до 27%), соответствующие кристаллическим сланцам или метапесчаникам, в малых долях присутствуют эпидот и сфен. Выше 600 °С среди минеральных ассоциаций по-

Рис. 15. Сравнение состава базальта (табл. 16), рассчитанного по методу норм А. Ритмана (НР) и минимизацией потенциала Гиббса (РС) при температуре 800 °С и давлении 10 бар.

Высота столбика равна 100 %. Здесь и далее на рисунках приняты сокращения названий минералов: Амф - амфибол\*; Би, Фл - биотит + флогопит\*; Вюст - вюстит - FeO; Гр - гранат\*; Гц - герцинит - FeAl<sub>2</sub>O<sub>4</sub>; Ил - ильменит - FeTiO<sub>3</sub>; Ка - карбонат\*; Са-Фер - кальциферрит - CaFe<sub>2</sub>O<sub>4</sub>; Кириш - кириштейнит\*; Клп - клинопироксен\*; Кр - кристобалит - SiO<sub>2</sub>; Кс - кальсилит - KAlSiO<sub>4</sub>; Лц - лейцит - KAlSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>; Mg-Фер - магнезиоферрит - MgFe<sub>2</sub>O<sub>4</sub>; Мел - мелилит\*; Мк - микроклин - KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>; Мт - магнетит - FeFe<sub>2</sub>O<sub>4</sub>; Мул - муллит - Al<sub>6</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>13</sub>; Неф - нефелин - NaAlSiO<sub>4</sub>; Ол - оливин\*; Оп - ортопироксен\*; Пл - плагиоклаз\*; Сан - санидин - KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>; Сф - сфен - CaTiSiO<sub>5</sub>; Трд - тридимит - SiO<sub>2</sub>; Хл - хлорит\*; Шп - шпинель - MgAl<sub>2</sub>O<sub>4</sub>; Эп - эпидот\*.



Звездочкой отмечены многокомпонентные фазы, состав которых приведен при описании системы в начале раздела.

является гранат преимущественно андрадитового состава, максимальное количество которого отмечается при 700 °С, немного оливина (до 5 %). В составе рудного минерала возрастают содержания компонентов магния, алюминия и титана - шпинели, герцинита, магнезиоферрита и ильменита, в связи с чем исчезает сфен, т.е. с повышением температуры наблюдается отчетливая тен-

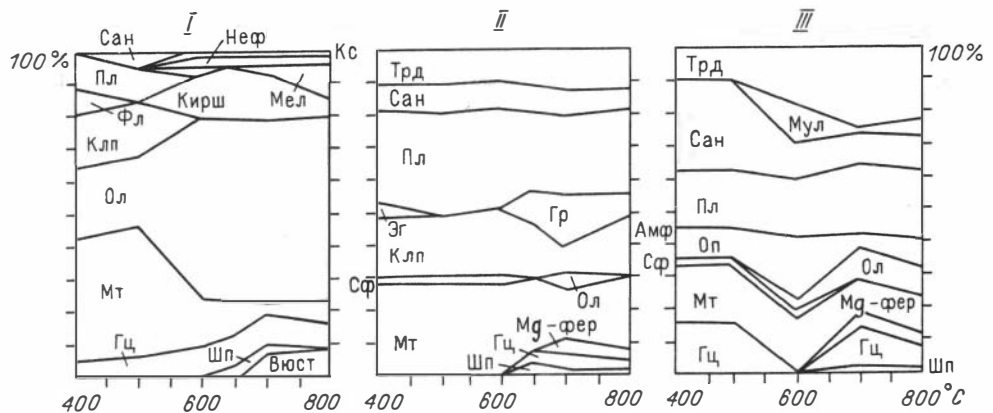


Рис. 16. Расчетные минеральные парагенезисы для различных температур в мультисистемах.

I - сидерит + влажный абинский газ + O<sub>2</sub> в соотношении 1:1:0,31 весовых частей; II - песчаник + сидерит + влажный абинский газ + O<sub>2</sub> (1:1:2:0,31); III - алевролит + сидерит + влажный абинский газ + O<sub>2</sub> (1:1:2:0,31). Исходный состав веществ - см. табл. 16.

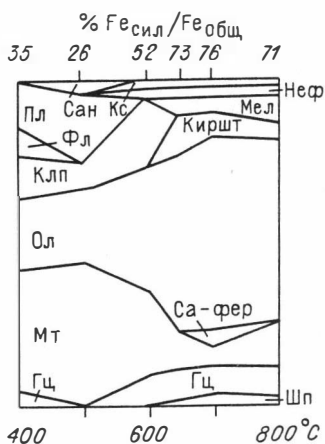


Рис. 17. Минеральные парагенезисы в мульти-системе сидерит + влажный абинский газ +  $O_2$  (1:1:0,36) при разных температурах.

В сравнении с рис. 16-I здесь увеличено содержание кислорода в векторе исходного состава, вверху - процентное соотношение железа силикатного и железа общего.

денция усложнения состава магнетита и вхождения в него все большего числа примесей. Подобная тенденция отмечается как на природных объектах (например, на месторождениях, связанных с трапповым магматизмом Сибирской платформы: Камышевском Байкитике /Павлов, 1961/, Коршуновском и Рудногорском и др. /Вахрушев, Воронцов, 1976/, месторождениях железистых кварцитов /Чаро-Токкинская кремнисто-железородная формация, 1984/ и других), так и при производстве железородного агломерата, когда в условиях, предшествующих плавнению, магнетит начинает впитывать примеси /Мальшева, 1988/.

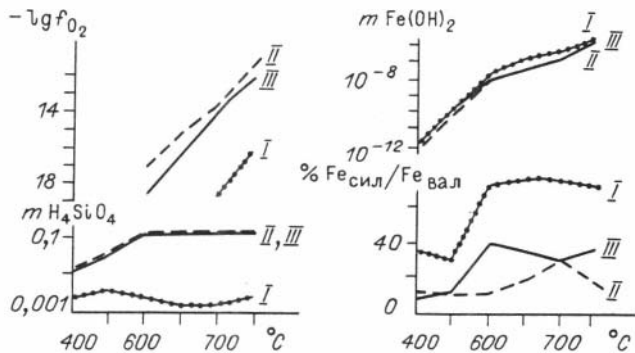
**III. Мультисистема алевролит + сидерит + влажный абинский газ + кислород.** Для расчетов принимались те же соотношения реагирующих веществ, как и в предыдущей задаче. В целом отметим, что система такого состава ведет себя подобно описанной (сравни рис. 16-II и 16-III), лишь вместо клинопироксена образуется ортопироксен, присутствует герцинит (до 14 %). При высоких температурах выделяются оливин, магнезиоферрит в рудном минерале и муллит - высокоглиноземистая фаза, появление которой одно-значно связано с общим повышенным содержанием алюминия в породе.

Анализируя результирующие минеральные парагенезисы и сравнив рассмотренные системы, мы пришли к выводу, что их поведение преимущественно зависит от состава твердого субстрата, вовлекаемого в переработку. Это хорошо иллюстрируется и таким параметром, как фугитивность кислорода ( $f_{O_2}$ ) (рис. 18), которая, в свою очередь, связана с соотношением двух- и трех-валентного железа. Максимум  $Fe_2O_3$  наблюдается в песчанике, минимум - в сидерите, отсюда и соответствующее положение зависимости -  $lg f_{O_2}$  от температуры на графиках. Концентрации компонентов  $H_4SiO_4$  и  $Fe(OH)_2$  в газовой фазе в целом возрастают с повышением температуры, однако доля последнего недостаточна, чтобы существенно влиять на баланс вещества в системе.

Интересно поведение зависимости отношения железа силикатного к железу валовому ( $\frac{Fe_{сил}}{Fe_{вал}}$ ) (см. рис. 18). Так, для сидерита с ростом температуры оно поднимается от 40 до 75 %, что связано с увеличением доли fayalитовой молекулы в оливине. Несколько меньшее повышение наблюдается для двух других моделей, где оно определяется содержанием андрадитовой молекулы в гранате и появлением железистого оливина в системе с песчаником или возрастанием процента железистого ортопироксена и аналогичного оливина в системе с алевролитом.

**IV. Мультисистема базальт + магматический газ.** В качестве исходных веществ взяты субщелочной базальт БТТИ (см. табл. 16) (по нормативному составу Ритмана - муджерит) и магматический газ, отобранный из лавового

Рис. 18. Зависимости фугитивности кислорода ( $f_{O_2}$ ), концентраций  $H_4SiO_4$  и  $Fe(OH)_2$  в газе (моль/кг) и процентного отношения железа силикатного ( $Fe_{\text{сил}}$ ) к железу общему ( $Fe_{\text{вал}}$ ) в системах I - III (см. рис. 16).



потока. Рассчитав эту модель при 800 °С и давлениях 10 бар и 1 кбар, вначале мы попытались понять, как происходит смена минеральных парагенезисов с ростом фугитивности кислорода (рис. 19). Выяснилось, что с повышением  $f_{O_2}$  увеличивается содержание рудных компонентов за счет уменьшения оливина, который при  $\lg f_{O_2} = -12,5$  полностью исчезает, а затем и

ортопироксена. Одновременно понижается доля  $CaFeSi_2O_6$  в клинопироксене, но в то же время растет содержание магнезиоферрита в магнетите, которое в пределе близко к 100 % от состава рудного минерала. Появляется кальциоферрит. Поведение зависимых компонентов при 10 бар и 1 кбар принципиально не различается.

Для оценки влияния концентраций закиси железа она дискретно добавлялась к исходному составу. На диаграмме (рис. 20) это выражается в увеличении суммарного железа от 11,5 % (исходный состав базальта) до 55 % (при соотношении базальт:  $FeO = 1:0,9$  по весу). С ростом содержаний  $FeO$  уменьшается величина фугитивности кислорода в системе и происходит существенное изменение минеральных парагенезисов: исчезают плагиоклаз, лейцит, клинопироксен, сфен, а появляются в твердых фазах кальсилит, нефелин, кирштейнит, магнетит, вюстит, резко возрастает содержание оливина. Другими словами, увеличение концентраций двухвалентного железа приводит к образованию железистых силикатов, которое происходит до тех пор, пока не сформируется парагенезис соединений, предельно деполимеризованных и недосыщенных в отношении  $SiO_2$ . Только в этом случае появляется свободная  $FeO$  в виде вюstitа.

В дальнейшем на полученной таким способом смеси базальта и вюstitа в пропорции 1:0,9 изучалось влияние увеличения потенциала кислорода (рис. 21) при 800 °С и давлениях 10 и 1000 бар, т.е. для приповерхностных и гипабиссальных условий. Установлено, что система с возрастанием  $f_{O_2}$  существенно меняет свой состав как в отношении содержания рудных

фаз, так и в силикатной части. При этих давлениях нефелин сменяется плагиоклазом, полностью исчезают оливин, герцинит и вюстит, вместо них формируется магнетит с высоким содержанием магнезиоферрита. При  $\lg f_{O_2} = -3,8$  для 10 бар и  $-4,7$  для 1000 бар появляется кальциоферрит. Калий-содержащими компонентами становятся санидин и микроклин, образуются муллит и тримит, в гипабиссальной фации - сфен. Таким образом, и в высоко-



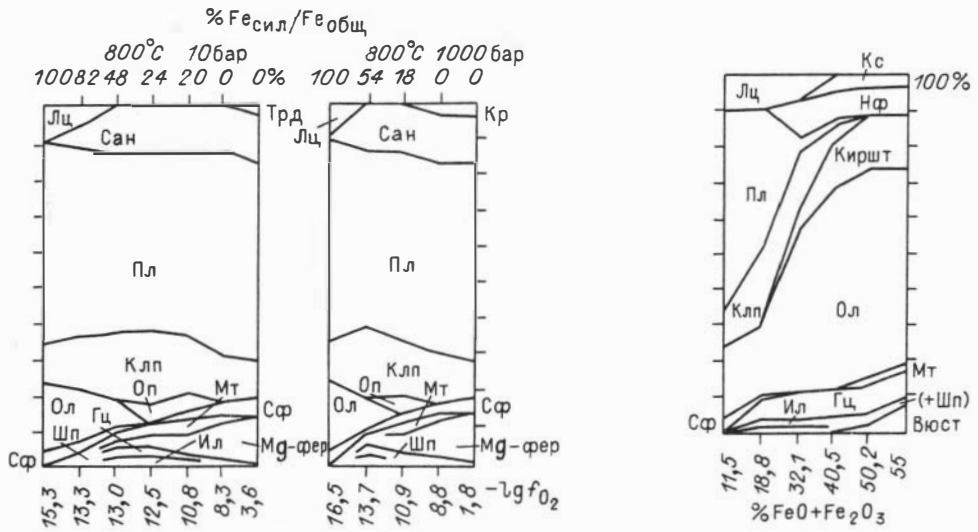


Рис. 19. Минеральные парагенезисы в мультисистеме базальт + магматический газ (1:1) в зависимости от фугитивности кислорода ( $f_{O_2}$ ) для  $T = 800^\circ C$  и  $P = 10$  и  $1000$  бар.

Вверху – процентное соотношение железа силикатного и железа общего. Вектор состава системы – см. табл. 16.

Рис. 20. Минеральные парагенезисы в мультисистеме базальт + магматический газ (1:1) для  $T = 800^\circ C$  и  $P = 10$  бар в зависимости от концентраций  $FeO + Fe_2O_3$ .

железистом базальте с возрастанием потенциала кислорода происходят полимеризация  $SiO_2$ , окисление и переход двухвалентного железа из силикатов в ферриты.

Подобные тенденции в системе базальт +  $FeO$  + магматический газ при добавлении кислорода характерны и для более низких температур ( $650^\circ C$ )

(рис. 22, а), однако отличие от высокотемпературной в том, что калийсодержащим минералом здесь является биотит.

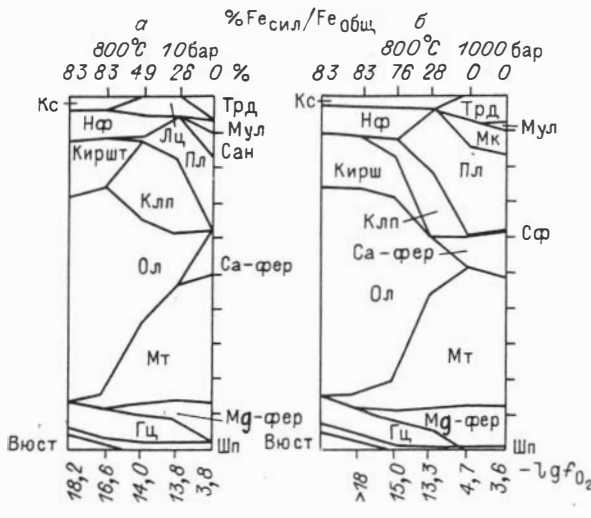
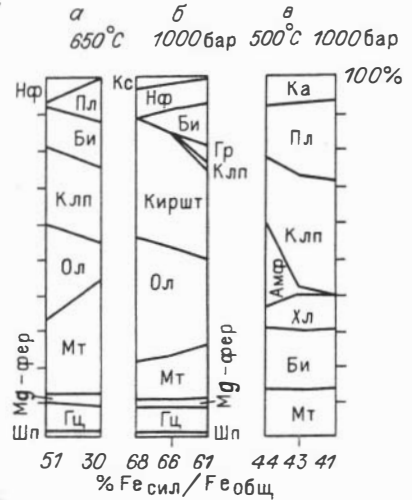


Рис. 21. Минеральные парагенезисы в мультисистеме базальт +  $FeO$  + магматический газ (1:0,9:2) для  $T = 800^\circ C$  и  $P = 10$  (а) и  $1000$  бар (б) в зависимости от фугитивности кислорода ( $f_{O_2}$ ).

Рис. 22. Минеральные парагенезисы в мультисистемах: а - базальт + FeO + магматический газ (1:0,9:2), б - базальт + FeO магматический газ + CaCO<sub>3</sub> (1:0,9:2:0,5) (для обеих систем T = 650 °C, P = 1000 бар), в - гранодиорит + сидерит + доломит + влажный абинский газ (1:0,5:0,5:2) (T = 500 °C, P = 1000 бар) в зависимости от потенциала кислорода, выраженного через расчетное отношение железа силикатного (Fe<sub>сил</sub>) к железу общему (Fe<sub>вал</sub>). Исходный состав веществ - см. табл. 16.



Нами рассмотрен также вариант, когда к исходному составу базальт + магматический газ добавлялось 0,5 кг CaCO<sub>3</sub> с целью изучения влияния потенциала кислорода на высококальциевую систему (см. рис. 22, б) в гипабиссальных условиях. В этом случае начальный парагенезис минералов включает шпинелиды, оливин, кирштейнит, нефелин и кальсилит. При добавлении O<sub>2</sub> появляются биотит, гранат и клинопироксен, расширяется поле магнетита, сокращается - оливина, исчезает кальсилит, т.е. формируется скарновый парагенезис силикатных минералов и рудного магнетита.

Когда же подобным образом мы изменяем вектор состава системы, содержащей 1 кг гранодиорита (см. табл. 16), 0,5 кг FeCO<sub>3</sub>, 0,5 кг CaMg(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>, 2 кг влажного абинского газа и переменное количество O<sub>2</sub> (см. рис. 22, в), то существенных изменений в минеральных парагенезисах не происходит, лишь исчезает амфибол и возрастает содержание плагиоклаза и клинопироксена. Количество магнетита остается практически постоянным.

В общем, выполненные расчеты показали, что на поведение железа в субсолидусных бессернистых условиях решающее влияние оказывает режим кислорода. Так, с увеличением f<sub>O<sub>2</sub></sub> расширяется область устойчивости магнетита

для любых начальных составов изученных систем, в котором повышается содержание магнезиоферритовой молекулы. Он формируется за счет разложения фаялита, ортопироксена и других минералов, содержащих закисное железо. В отдельных случаях появляется кальциферрит. Одновременно изменяется и силикатная составляющая: увеличивается степень полимеризации SiO<sub>2</sub>, что отражается сначала в смене нефелин-кальсилит-кирштейнитовых парагенезисов на нефелин-плагиоклаз-клинопироксен-лейцитовые (при 10 бар), а затем на плагиоклаз-санидин-тридимит-муллитовые.

Если переносить результаты расчетов на расплавные высокожелезистые системы, то можно говорить об усилении ферритизации расплавов с поступлением кислорода. Это подтверждает выводы других авторов, обоснованные расчетами f<sub>O<sub>2</sub></sub> для отдельных реакций /Павлов, 1983/. В результате могут

сформироваться породы, пересыщенные в отношении кремнекислоты и содержащие высокий процент магнетита. Другими словами, относительное возраста-

ние щелочности пород (если имеется, конечно, реальный механизм отделения ферритной фазы) является скорее следствием, чем причиной ферритизации, как это утверждается, например, в работе В.В. Рябова и др. /1985/.

Вкстит устойчив только при высокой температуре в сильновосстановительных условиях и разлагается с ее понижением. В свою очередь, железо из магнетита с подъемом температуры ( $f_{O_2}$  фиксировано) должно переходить в силикаты. В составе магнетита, как и в случае роста  $f_{O_2}$ , увеличивается содержание магнезиоферрита.

Рассмотрев систему, содержащую базальт,  $FeO$ , магматический газ и  $CaCO_3$  (см. рис. 22, б), можно заключить, что рост парциального давления кислорода не вызывает существенного увеличения выхода рудного минерала, в частности магнетита в высококальциевых условиях. Вместо этого формируются парагенезисы силикатов с биотитом, гранатом андрадит-гроссулярового ряда и клинопироксеном, которые широко распространены на скарных железорудных месторождениях. То есть силикатная часть скарнов может образоваться при прохождении флюида с повышенным потенциалом кислорода по железосодержащему субстрату.

Вполне возможно, что многие рудные тела в месторождениях образуются внедрением расплава, например фаялитового или ферросилитового, в котором велика концентрация ионов  $Fe^{+2}$ . Внедряясь в карбонатные толщи, расплав насыщается углекислотой, реагирующей с двухвалентным железом, повышается  $f_{O_2}$ , в результате оно окисляется и выпадает в виде магнетита. В это

же время или несколько позднее формируются и силикатные минералы скарнов. В экспериментах реакция фаялитового расплава с  $MgO$  из вмещающих доломитов способствует выделению именно рудной фазы - вкстита наряду с появлением  $Ca$ - или  $Mg$ -оливинов /Williams et al., 1982/. Подобный механизм предполагался А.Л. Павловым /1983/ и С.С. Долгушиным /Долгушин, Павлов, 1987/, однако они считали, что высокожелезистая магма уже содержит ионы  $Fe_2O_4^{-2}$  вместо  $Fe^{+2}$ . Мы полагаем, что для возникновения рудных скарнов необходимо присутствие в системах высоких концентраций металла, которые либо изначально находятся в перерабатываемых породах, либо привносятся рудно-силикатной, но необязательно ферритной жидкостью в зону отложения.

Формирование крупных и средних месторождений скарных руд в результате метасоматоза нереально, так как противоречит оценкам баланса масс и скорости процесса. Если предположить, что железо переносится кислым хлоридным высококонцентрированным рассолом, то проблема барьера, на котором происходит его отложение, решается просто, так как известняк легко нейтрализует кислоты. Но остается вопрос, откуда оно выщелачивалось в таких масштабах и где участки кварцевых метасоматитов, являющиеся непременным атрибутом пород из зон переработки гранит-порфиров кислым флюидом на месторождениях медно-молибден-порфировой формации. Если же концентрация металла во флюиде невелика, то как "прогнать" через локальный участок, который занимает рудное тело, громадные массы флюида? За периоды существования магматогенных флюидных систем ( $10^4 - 10^6$  лет) перемещение рудных масс растворами возможно на расстояние в сотни метров при условии высокой растворимости железа, порядка 10-100 г/кг. Такой процесс позволяет сформироваться магнетитовому рудному телу с запасами в несколько миллионов тонн, если скорость фильтрации  $10^{-6} - 10^{-8}$  см/с, соответственно в зоне замеще-

ния отношение раствор: порода равно 56. Более низкие, чем 1 г/кг, содержания железа во флюиде потребуют нереальных количеств растворителя в обстановке ограниченной проницаемости и принятой продолжительности осаждения /Калугин, 1985; Salemink, 1985/. Несомненно, что эндогенные железорудные месторождения формируются из концентрированных подвижных фаз типа рассолов, тиксотропных суспензий или расплавов.

## ГЛАВА 5

### ОЦЕНКА ТЕМПЕРАТУР И ЛЕТУЧЕСТИ КИСЛОРОДА ПРИ ВЫПЛАВЛЕНИИ ЖЕЛЕЗИСТЫХ ФРАКЦИЙ

Рассмотрим основные взаимосвязанные параметры, характеризующие формирование рудных лав: температуру, фугитивность кислорода и содержания железа. Общая схема изменения пород такова:

1) окисление - замещение сидерита и органических частиц гидроксида-ми железа, появление желтой слюды вместо серицита и хлорита;

2) аморфизация глинисто-карбонатно-гидроксидных агрегатов цементирующей массы пород с сохранением обломков либо их частичным плавлением;

3) частичное плавление - появление темных шлаковых пятен, корочек с новообразованиями полевого шпата, кордиерита, тридимита со стеклом и крип-токристаллической рудно-пироксеновой цементирующей массой;

4) плавление и раскристаллизация, сопровождающиеся образованием микро- и мелкозернистых эффузивовидных агрегатов. Эти процессы протекают со следующими превращениями, которые определяются термическим анализом (рис. 23):

- удаление адсорбированной воды при 120-160 °С,
- обезвоживание гидроксидов железа - 260-320 °,
- окисление сидерита (экзотермическая реакция) - 420-460 °,
- декарбонатизация сидерита - 470-480 °,
- аморфизация слюд - 500-540 °,
- доокисление сидерита и продуктов его разложения - 540-570 °,
- декарбонатизация кальцита при его малом содержании - 640-720 °,
- то же, при содержании более 20 % - 750-860 °.

Дополнительные экзотермические эффекты установлены при 300-600 °:

- выгорание органики и при 730, 750, 930 ° - раскристаллизация аморфных продуктов.

Обычно начальное плавление пород в горельниках отмечается при ~1000 °С /Леонов, 1975; Bentor et al., 1981; Cosca et al., 1989/, в кислых стеклах - 980-1050 ° /Fediuk, 1988/, в железорудных окатышах (окислительная среда) - 950-1050 ° и в железорудных агломератах (восстановительная среда) - 800-1000 ° /Мальшева, 1988/.

Плавление начинается на контактах зерен, в их поверхностном слое, по границам зерен и блоков и прилегающим дефектам и дислокациям. Состав жидкости при контактовом плавлении неоднороден и изменяется с температурой в соответствии с диаграммой состояния. Средний состав жидкой фазы близок к эвтектическому /Берзина, Савинцев, 1963/. В нерасплавленных зернах происходит перекристаллизация и изменение формы. При доменной выплавке чугуна осуществляется процесс, аналогичный частичному плавлению железосодержащих пород. В обоих случаях плавление происходит под действием сильного восстановителя. Первыми разрушаются (размягчаются и плавятся) рудные минералы: в шихте - вюстит и магнетит, а в осадочных породах - сидерит и магнетит. Затем восстановлению подвергаются ферриты кальция, алюминия и др., а в последнюю очередь - (железистые) силикаты. Силикатные

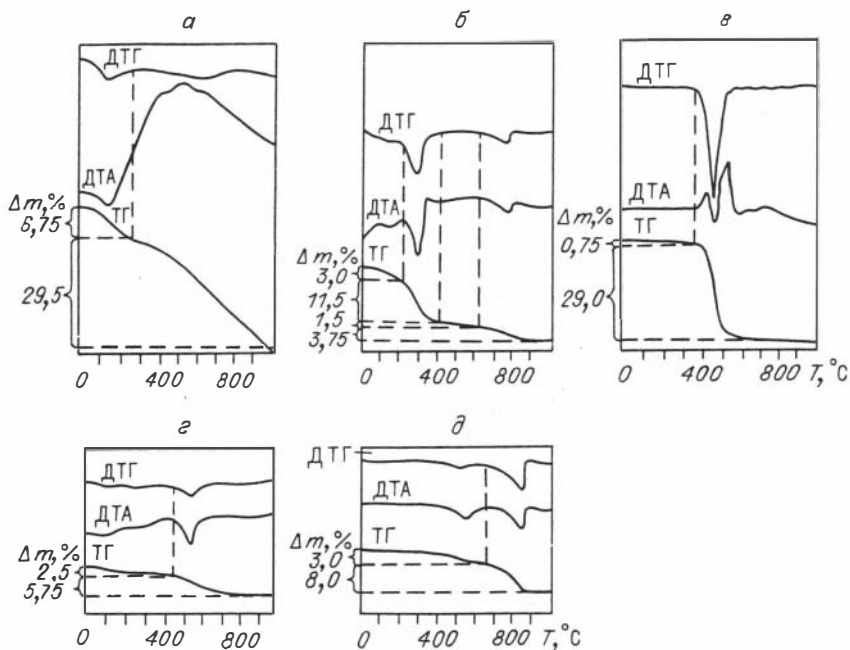


Рис. 23. Комплексные кривые ДТА - ТГ - ДТГ.

а - углистый сланец, обр. 69; б - гидроксиды железа, обр. 132; в - сидерит, обр. 83; г - алевролит, обр. 89; д - песчаник с карбонатами, обр. 66.

контакты обеспечивают наибольшую механическую прочность агломерата /Малышева, 1988/.

Температуры полного расплавления для рудных лав оценивались нами экспериментально, путем нагревания в печи на воздухе. В зависимости от состава пород получены следующие величины:

- базальт с пирротиниом, титаномagnetитом -  $1000^{\circ}$  (обр. 118, содержание  $Fe_2O_3$  общ = 11 %).
- рудная лава высокоглиноземистая, окисленная -  $1100^{\circ}$  (обр. 100, 29 %),
- рудная лава окисленная, из сталактитов -  $1100^{\circ}$  (обр. 345, 19 %),
- песчаник железистый, окисленный -  $1100^{\circ}$  (обр. 115, 35 %),
- гематит - обожженная сидеритовая конкреция -  $1200^{\circ}$  (обр. 96с, 32 %),
- гематит с магнетитом, подплавленная конкреция -  $1200^{\circ}$  (обр. Чс-11, 61 %),
- рудный базальт с гематитом -  $1200^{\circ}$  (обр. 163, 47 %).

Достигнутый уровень  $1000-1200^{\circ}$  - обычный для плавления - кристаллизации вулканических пород андезит-базальтового состава и каменного литья /Заварицкий, Соболев, 1961/. Температура плавления высокожелезистых пород существенно зависит от окисленности системы. В частности, самый "низкотемпературный" обр. 118 содержит пирротин, в его составе нет  $Fe_2O_3$ .

Наиболее низкие температурные уровни в железосиликатных безводных системах дают эвтектики: фаялит+вюстит ( $1177^{\circ}$ ), волластонит+оливин ( $1105^{\circ}$ ), вюстит+Са-оливин ( $1115^{\circ}$ ), волластонит+тридимит+гематит ( $1204^{\circ}$ ), фаялит ( $1205^{\circ}$ ). В присутствии серы экспериментально определены параметры

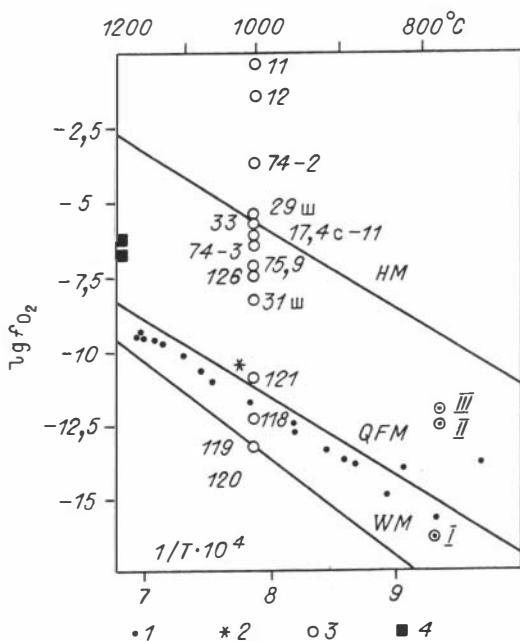


Рис. 24. Диаграмма  $\lg f_{O_2} - T$

с тремя буферными равновесиями газ - твердое: HM - гематит + магнетит, QFM - кварц + фаялит + магнетит, WM - вюстит + магнетит.

1 - эталонные измерения базальтов лавового оз. Макао-пухи /Sack et al., 1980/; 2 - значение, полученное для базальтов по железо-титановым оксидам; 3 - расчетные величины для рудных лав Кендерлька (рядом - номера образцов); 4 - ультражелезистые базальты Печенгской структуры /Скуфьин, 1980/. I - модельный состав сидерита, расчет по программе "Селектор" (см. главу 4); II - сидерит + песчаник; III - сидерит + алевролит.

существования петрологически важной системы  $Fe-FeO-Fe_3O_4-SiO_2$ ; в инвариантной точке при  $1095^\circ C$  сосуществуют магнетит, фаялит, тридимит, жидкость железооксидная кремнистая, жидкость сульфидно-оксидная, флюид /MacLean, 1969/. Самые низкие температуры плавления - появления железооксидной жидкости - достигнуты в восстановительных условиях в системе  $Fe-C-O:815^0$  и  $0,3$  кбар для эвтектики магнетит+вюстит+железооксидная жидкость+газ+графит;  $850^0$  и  $0,25$  кбар для равновесия  $Fe_2O_3 + FeCO_3 \rightarrow Fe_3O_4 + \text{жидкая } FeO + \text{газ}$  при  $FeO = 80\%$ ,  $O = 15\%$ ,  $C = 5\%$  /Weidner, 1982/. Автор подчеркивает важность их для петрогенезиса, особенно недосыщенных кремнеземом пород с титаном и графитом.

Таким образом, экспериментальные данные подтверждают положение о том, что в горельниках вполне возможно локальное раннее плавление за счет реакций сидерита и дисперсных оксидов железа с восстановленными раскаленными газами. Появление первой существенно железистой жидкости в зонах газовой продувки можно ожидать уже в зонах нагрева до  $900^0$ , как и при агломерации железных руд. Дальнейшее развитие процесса зависит от динамики прогрева и стабильности газового режима. С повышением температуры в плавлении будут вовлекаться сначала "легкоплавкие" компоненты - добавки, такие как вода, щелочи, известь, кремнезем, а затем и более "тугоплавкие" - магнезия, глинозем, титан, окись железа. Реальное поступление наиболее реакционно способного аморфного вещества ( $CaO$  и доли  $MgO$ ) обеспечивается уже при температурах  $640-860^0$  за счет диссоциации карбонатов, одновременно могут участвовать продукты аморфизации глины -  $SiO_2, Al_2O_3$ .

Фугитивность кислорода, связанная с температурой устойчивости минера-

Таблица 17. Химический состав железистых лав из различных регионов мира, нормированный к содержанию  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} = 10\%$ 

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
$\text{SiO}_2$	54,30	40,46	66,33	34,98	48,45	54,72	45,95	62,70	48,97	63,43	60,13	57,99
$\text{TiO}_2$	0,92	1,19	0,81	0,35	0,95	-	-	0,33	0,41	0,46	0,48	3,53
$\text{Al}_2\text{O}_3$	17,96	19,92	15,34	7,83	16,47	25,39	18,90	8,20	11,62	10,05	8,04	21,20
$\text{MnO}$	0,55	0,78	0,35	1,42	1,80	1,0	1,0	0,06	0,06	0,03	-	1,36
$\text{MgO}$	3,54	7,58	1,76	3,95	3,50	4,63	15,72	5,94	8,72	1,39	3,21	-
$\text{CaO}$	8,02	13,61	1,54	27,79	11,37	3,5	6,71	10,98	18,12	10,84	13,6	1,17
$\text{Na}_2\text{O}$	0,56	0,94	0,01	0,14	2,22	-	-	0,1	0,1	0,11	0,1	-
$\text{K}_2\text{O}$	1,49	1,35	2,19	0,67	1,87	-	-	0,25	0,12	2,04	2,56	2,26
$\text{P}_2\text{O}_5$	1,03	3,42	0,35	12,37	2,55	0,72	1,70	0,64	0,75	0,67	0,54	2,48
П.п.п.	1,40	-	-	0,17	0,79			0,79	1,14	0,97	1,34	-
$\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$	30,94	55,30	36,66	42,79	59,02	86,04	88,06	27,91	28,13	31,86	17,24	62,98

Окончание табл. 17

Компонент	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
$\text{SiO}_2$	51,15	43,84	43,57	57,43	51,06	54,07	48,36	51,51	39,94	48,33	51,75	50,94
$\text{TiO}_2$	2,1	2,26	1,92	1,86	2,71	3,36	0,81	0,71		2,81	2,41	2,28
$\text{Al}_2\text{O}_3$	14,18	11,28	12,93	15,30	18,37	12,34	9,51	10,28	21,46	14,65	13,02	13,89
$\text{MnO}$		0,23	0,16	0,25	0,12	0,09	0,23	0,23	0,24	0,21	0,19	0,22
$\text{MgO}$	7,47	17,73	14,86	1,67	2,67	3,80	20,54	13,37	3,54	7,42	8,53	6,11
$\text{CaO}$	11,81	9,38	8,99	1,88	2,38	15,63	8,80	12,62	6,92	8,12	8,23	7,77
$\text{Na}_2\text{O}$	2,86	1,77	0,73	1,65	3,19	0,20	1,00	0,68	4,50	4,25	2,91	2,97

$K_2O$	0,23	1,06	2,72	8,63	3,44	0,10	0,02	0,11	3,12	2,32	0,87	0,55
$P_2O_5$	0,19	2,20	4,41	0,46	0,43	-	0,07	-		1,21	-	0,11
П.п.п.	-	0,28	0,25	0,86	4,81			-	8,44	1,34	2,18	4,72
$Fe_2O_3+FeO$	15,34	28,80	15,96	20,45	19,52	13,94	16,00	15,16	25,40	21,90	17,14	17,97

Примечание. 1 - железистые лавы, Кендерлык (среднее из 17 ан.); 2 - арапагит, Колорадо /Розенбуш, 1943/; 3 - паралава, Вайоминг /Cosca et al., 1989/; 4 - железистые нодули (там же); 5 - железистые нодули, Кендерлык, обр. Кн-163 - подплавленная конкреция сидерита; 6 - гематит пористый, горельники Кузбасса /Яворский, Радугина, 1932/; 7 - магнетит (там же); 8-11 - пироксениты и долериты Новой Земли /Кораго и др., 1985/; 12 - рудная лава, Вьетнам, область кайнозойского вулканизма, обр. ВТ-1 с вюститом, самородным железом; 13 - базальт с магнетитом, хр. Хуан-де-Фука; 14 - рудный пикрит-базальт Сибирской платформы, Капаевское месторождение (обр. Г.С. Фондер-Флаасса); 15 - рудный пикрит-базальт Сибирской платформы, Нерюндинское месторождение; 16 - рудные кератофиры, Алтай, Холзунское месторождение (39 ан.); 17 - порфириты с гематитом, Алтай, Калгутинское месторождение (3 ан.); 18 - феррокоматиит из вариолитовых даек офиолитового комплекса Сармиенто, Чили /по Маракушеву, Безмену, 1987/; 19, 20 - пироксенит из вариолитов архейского зеленокаменного комплекса Пьюмхи, Бразилия (там же); 21 - вариолиты Сосновых Гор Германии /Розенбуш, 1934/; 22 - оливинные базальты кайнозойские, Восточный Саян /Расказов и др., 1986/; 23, 24 - ультражелезистые базальты Печенгской структуры /Скуфьин, 1980/.



лов, оценивалась по данным равновесных термодинамических расчетов, учитывающих валовой состав пород ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$  и другие компоненты). По программе "Селектор" вычислены значения  $f_{\text{O}_2}$  до  $800^\circ$ , а для рудных лав до  $1000^\circ$  по методу /Sack et al., 1980/. Данные величины нанесены на диаграмму  $f_{\text{O}_2}$ -T с буферными окислительно-восстановительными равновесиями (рис. 24). Восстановленные лавы Кендерлыка (с титаномагнетитом, сульфидами, оливином, ортопироксеном) и модельный сидерит (см. рис. 18) оказались ниже уровня QFM. Более железистые существенно магнетитовые (с гершнитом, ульвитом, шпинелью) рудные лавы и модельные смеси сидерита с породами расположились между буферами QFM и HM. Гематитовые рудные лавы и некоторые подплавленные сидериты оказались выше гематит-магнетитового равновесия. Авторами метода /Sack et al., 1980/ было показано, что в субликвидусной области температура кристаллизации взаимосвязана с  $f_{\text{O}_2}$  и изменяется вдоль твердогазовых буферных равновесий. Оценивая таким образом условия появления железистых выплавов, мы констатируем, что наиболее низкотемпературные ( $\sim 1000^\circ$ ) лавы сформировались в участках с восстановительным режимом между WM и QFM равновесиями. Такой уровень  $f_{\text{O}_2}$  обеспечивался преобладанием в системе сидерита в качестве исходного материала и обязательным присутствием восстановителя в газовой смеси, например CO.

Возможности механического разбавления железистой фракции алюмосиликатным материалом в горельниках в общем не ограничены. Поэтому проблема появления реальных крупных объемов рудных лав включает оценку максимально возможной растворимости железа в силикатной жидкости. В коровых и мантийных магматических системах, имеющих уровень  $f_{\text{O}_2}$  около вюстит-магнетитового до вюстит-железного равновесия /Муравьева и др., 1980; Горбачев, 1989/, верхний предел насыщения определяется стехиометрией главных минералов железосиликатных систем: фаялита (70 %  $\text{FeO}$ ), ферросилита (54 %), гершнита (40 %), кирштейнита (38 %), геденбергита (30 %). Природные рудные эффузивы, исключая горельники, содержат 15-30 %  $\text{FeO}$  (табл. 17), т.е. выше, чем в обычных изверженных породах. Какие же процессы, кроме поставки железистого вещества, могут ограничивать содержание железа? На уровне реальных температур плавления - кристаллизации около  $1100-1200^\circ\text{C}$  главным фактором является окислительно-восстановительный режим. На него оказывают влияние и кремнекислотность - основность расплава, тип щелочи, исходное валентное состояние железа, наконец газовая атмосфера. Однако основная зависимость такова: чем выше равновесная  $f_{\text{O}_2}$ , тем ниже растворимость железа. Появление  $\text{Fe}^{3+}$  в количестве, достаточном для связывания в магнетит, выводит из системы (или система не ассимилирует) избыточное железо в оксидные твердые фазы, а при высоких температурах - в ферритные жидкости.

При определении температур плавления рудных лав нами были получены силикатные стекла, содержащие рудную вкрапленность. Содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  вал в таких стеклах (табл. 18-21) составило 17-27 %, чем скорее всего и ограничивается вхождение его в силикатный расплав в воздушной атмосфере. Наиболее высокое содержание установлено в самом магнезиальном и низкокальциевом стекле. Это согласуется с наблюдениями Т.Я. Малышевой /1988/ по желе-

зородным агломератам о том, что MgO в расплаве с низкой основностью разлагает Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до FeO и вместе с FeO участвует в построении силикатных фаз.

В шлаках Норильского ГМК количество растворенного магнетита (М) связано с кремнеземом (К) отрицательной зависимостью:

$$M = -0,023 K^2 + 2,43 K + 0,066 T - 104,94.$$

Например, при повышении SiO<sub>2</sub> от 27,7 до 43,3 % содержание магнетита падает от 18 до 8,3 %, без учета железистых силикатов /Строителей и др., 1988/. А.В. Мананков и В.Н. Шаратов /1985/ получили растворимость магнетита в базальтовом расплаве при водородной атмосфере на уровне 20-23 % FeO. В шлаках цветной металлургии типа фаялитовых растворимость магнетита оценивается при 1100° в 7-14 %, при 1200° - 15-22 %, но быстро уменьшается с увеличением концентрации SiO<sub>2</sub> и CaO /Шмонин, 1981/.

Растворенное железо в расплаве находится в виде ионов Fe<sup>2+</sup> обычно в октаэдрической координации и Fe<sup>3+</sup> - в октаэдрической или тетраэдрической /Mysen et al., 1985/. Общее количество железа ограничивается появлением структурных групп со стехиометрией магнетита в области составов Fe<sup>3+</sup> / ΣFe = 0,5-0,3. При температурах эксперимента 1550° этот интервал отвечает летучести кислорода

$$\lg f_{O_2} = 10^{-5} - 10^{-2}, \text{ т.е. значениям от}$$

магнетит-вюститового до кварц-фаялит-магнетитового равновесия и выше на 2 логарифмических единицы. При недостатке Fe<sup>3+</sup> из богатых железом расплавов (например, при агломерации руд) образуется широкий ряд изодиморфных смесей магнетит + вюстит /Дымкин, Пермьяков, 1984/.

Если возрастает доля тетраэдрического Fe<sup>3+</sup>, являющегося сеткообразователем кластеров FeO<sub>2</sub><sup>-</sup>, в расплаве сильно повышается вязкость /Строителей и др., 1988/. Жидкость расслаивается, либо выделяется магнетит. Его микрокристаллы обычно адсорбируются около фазовых границ, обволакивая частицы, концентрируясь на поверхности шлаков, т.е. магнетит проявляет себя как поверхностно активное вещество /Шмонин, 1981; Люмкис и др.,

Таблица 18. Исходный и конечный состав базальта с сульфидными, переплавленного на воздухе (обр. Кн-118)

Компонент	Исходный	Стекло, 1000 °C
SiO <sub>2</sub>	51,64	56,1
TiO <sub>2</sub>	0,93	1,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,96	16,4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,0	10,1 общ.
FeO	10,73	
MnO	0,19	0,18
MgO	4,42	4,14
CaO	10,33	7,17
Na <sub>2</sub> O	-	0,35
K <sub>2</sub> O	1,95	1,93
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,49	
П.л.п.	0,37	
Сумма...	100,01	97,47
Рудные минералы	Fe <sub>0,91</sub> S FeS FeFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub> -34 MgFeO <sub>4</sub> -2 MnFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub> -1 FeAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub> -5 FeTiO <sub>4</sub> -58	
Нерудные	Оп77 Оп67 Пл95	

Примечание. Здесь и далее цифры при индексах минералов обозначают железистость, у плагиоклаза - % мол. анортита.

Таблица 19. Исходный и конечный состав рудных лав, переплавленных на воздухе

Компонент	Кн-100, высокоглиноземистый	Кн-100, стекло 1100 °C	Кн-345, сталактит	Кн-345, стекло	
				1100 °C	1050 °C
SiO <sub>2</sub>	23,13	30,04	49,99	39,56	50,95
TiO <sub>2</sub>	1,54	1,01	0,81	0,85	0,93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,66	24,51	18,91	21,0	11,13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,19	21,19 общ.	18,69 общ.	27,74 общ.	26,32 общ.
FeO	0,43				
MnO	0,31	0,51	0,23	0,38	0,32
MgO	2,94	2,28	4,12	4,15	3,10
CaO	11,64	15,69	5,66	5,13	4,94
Na <sub>2</sub> O	0,56	0,24	0,29	0,08	0,06
K <sub>2</sub> O	0,44	0,19	0,77	0,45	1,3
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,98		0,53		
П.п.п.	0,12		-		
Сумма...	99,94	95,66	100,0	99,34	99,05

Рудные	FeFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub> - 68	FeFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub> - 56	MgFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub> - 88	FeFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub> - 72	FeFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub> - 68
	MgFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub> - 19	MnFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub> - 2	MnFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub> - 9	Fe <sub>2</sub> TiO <sub>4</sub> - 1	MgFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub> - 4
	MnFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub> - 1	Fe <sub>2</sub> TiO <sub>4</sub> - 1	MgAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub> - 3	FeAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub> - 5	MnFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub> - 1
	MgAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub> - 12	FeAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub> - 3	Гематит с 0,66 % MnO	MgAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub> - 22	Fe <sub>2</sub> TiO <sub>4</sub> - 10
		MgAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub> - 38			MgAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub> - 17
	Гематит-ильменит с 3,62 % TiO <sub>2</sub> и 3,47 % Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>				

Не- Пл<sub>96</sub> Кордиерит<sub>40</sub>

рудные Пироксен:  
 Ca<sub>0,99</sub>(Mg<sub>0,39</sub>  
 Mn<sub>0,01</sub> Fe<sub>0,56</sub>)  
 (Fe<sub>0,18</sub> Al<sub>0,29</sub> Si<sub>1,51</sub>  
 Ti<sub>0,02</sub>)O<sub>6</sub>

Таблица 20. Исходный и конечный состав сидеритов, переплавленных на воздухе

Компонент	Кн-96с	96с, два стекла 1150 °С		96с, стекло 1200 °С	Кн-115	115, стекло 1100 °С
SiO <sub>2</sub>	42,27	51,46	39,88	44,05	42,08	39,32
TiO <sub>2</sub>	0,79	0,01	0,01	0,82	0,59	0,52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,57	14,87	8,19	21,88	11,89	21,56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,74	12,18 общ.	38,22 общ.	17,17 общ.	34,78	18,03 общ.
FeO	4,90				0,05	
MnO	0,20	1,95	3,24	0,68	0,40	1,14
MgO	3,18	1,30	1,12	1,86	2,64	1,31
CaO	1,98	9,47	3,39	9,17	4,63	12,17
Na <sub>2</sub> O	0,18	0,35	0,29	0,42	0,44	0,75
K <sub>2</sub> O	1,94	1,26	1,11	0,43	1,53	0,84
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15				0,49	
П.п.п.	1,97				0,46	
Сумма...	99,87	92,85	95,45	96,48	99,97	95,64
Рудные	Гематит с 2,27 %		FeFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub> -74		FeFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub> -71	
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> и 0,45 %		MnFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub> -2		MgFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub> -3	
	MnO		FeAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub> -10		MnFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub> -2	
			MgAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub> -14		Fe <sub>2</sub> TiO <sub>4</sub> -1	
					MgAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub> -13	

1962; Корпачев и др., 1964/. Этим, в частности, обусловлено вспенивание шлаков и затвердевание пены, затрудненное слияние капелек сульфидного штейна в шлаке. Так, структурирование оксидов железа и укрупнение железистых частиц вследствие окисления ведут к раскристаллизации и несмесимости.

При остывании остаточные расплавы многих толеитовых базальтов расщепляются на богатые железом или кремнеземом фракции /Philpotts, 1978/. Температуры первого появления несмешивающихся расплавов равны 1022-1047° при  $f_{O_2}$  от  $10^{-13,1}$  до  $10^{-9,7}$ , что несколько выше и ниже QFM равновесия /Philpotts, 1979 /. Несмесимость в базальтовых системах развита, как правило, на микроуровне и хорошо определяется по глобулярному строению стекол, в том числе в гетерофазных включениях в минералах /Реддер, 1983; Рябов и др., 1985; Мананков, Шаратов, 1985; Маракушев, Безмен, 1987; Кuo et al., 1986; и др./ . Макроликвация фиксируется в вариолитовых структурах вулканических пород. Характерны сочетания мафических стекол, обогащенных FeO, CaO, MgO, MnO, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, и силических-SiO<sub>2</sub> Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O (табл. 22; см. рис. 6). В мафических стеклах содержание FeO достигает 38 %, т.е. значительно выше, чем в высокожелезистых вулканических породах (см. табл. 17). Этот факт подтверждает редкость природных условий, могущих дать подобные расплавы в больших объемах.

Таблица 21. Исходный и конечный состав рудных лав (по сидериту), переплавленных на воздухе

Компонент	Кн-163	Кн-163, стекло 1200 °С	Чс-11	Чс-11, стекло 1100 °С	Чс-11, стекло 1200 °С
SiO <sub>2</sub>	27,98	39,63	19,83	44,96	40,15
TiO <sub>2</sub>	0,55	0,46	0,30	-	0,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,56	22,64	8,03	13,06	25,46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	46,96 общ.	17,58 общ.	44,90	19,55 общ.	17,22 общ.
FeO			15,86		
MnO	0,53	1,21	0,47	3,27	1,03
MgO	1,64	1,07	0,30	2,51	0,48
CaO	4,02	11,91	2,51	9,89	9,37
Na <sub>2</sub> O	1,28	0,58	-	0,99	0,92
K <sub>2</sub> O	1,14	0,90	0,79	0,76	0,64
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,06		0,86		
П.п.п.	4,84		5,80		
Сумма...	99,56	95,98	99,34	94,99	95,77
Рудные	Гематит с 1,14 % MnO и 1,64 % Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , 0,61 % TiO <sub>2</sub>	FeFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub> -65 MnFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub> -5 FeAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub> -18 Fe <sub>2</sub> TiO <sub>4</sub> -1 MgAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub> -11	FeFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub> -85, 80, 81 MgFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub> -2, 2, 1 MnFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub> -6, 8, 2 FeAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub> -7, 10, 16 Гематит с 3,7 % Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Гематит с 2,99 % Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub> - 57 MgFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub> - 3 MnFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub> - 4 FeAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub> - 35 Fe <sub>2</sub> TiO <sub>4</sub> - 1
Нерудные					Оп <sub>92</sub>

На рис. 6 показано поле несмесимости /по Naslund, 1983/ и облака точек сопряженных железистых и кремнистых пород /по Kuo et al., 1986/. Нанесенные на диаграмму точки составов лав Кендерлыка соединены с соответствующими точками состава стекол - продуктов плавления в печи либо присутствующих в интерстициях природных образцов. Тенденции здесь те же: железистой фракции сопутствует менее железистое высококремнистое стекло. В большинстве изученных образцов собственно жидкостного расслоения не отмечено, кроме случаев мелкокапельной ликвиации алюмосиликоферрита (?) в полевошпатовой матрице (см. фиг. 5). По-видимому, сохранение ран-

Таблица 22. Природные железистые стекла

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	53,11	41,67	48,53	43,47	39,6	54,26	37,64	63,19	44,06	42,5	52,8	46,47	43,21
TiO <sub>2</sub>	1,50	3,24	1,29	10,60	11,10	1,09	0,09	0,94	3,97	5,9	1,2	4,22	4,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,46	8,98	15,36	12,83	9,51	15,52	18,16	14,89	3,36	3,8	7,4	3,16	5,53
FeO <sub>общ</sub>	8,84	25,52	16,35	20,42	19,12	9,99	39,19	3,45	37,61	31,8	19,3	32,24	33,69
MnO	0,14				0,28	0,18	0,15	0,64	0,61	0,5	0,2	-	0,33
MgO	7,16	4,91	5,15	3,65	8,10	3,58	3,22	1,00	0,81	0,9	8,3	2,21	0,81
CaO	9,90	7,78	8,43	9,13	11,07	8,68	1,89	6,70	8,77	9,6	9,0	11,27	10,95
Na <sub>2</sub> O	2,14	1,22	1,97	2,23	0,36	3,89	0,17	2,43	0,41	0,8	1,0	0,14	0,16
K <sub>2</sub> O	0,68	1,02	0,42	0,23	0,05	0,32	0,26	3,25	0,01	0,7	8,0	0,27	0,42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	3,65	2,33	-	0,04	2,26			0,3	3,5	-	-	0,58

Примечание. 1 - стекло из базальта с железом, о. Диско /Pedersen, 1979/; 2-4 сферулы из самородного железа, о. Диско /Bird et al., 1981/; 5 - базальт Apollo-11; 6 - глобула стекла из включений в самородном железе, Хунгтукун /Рябов и др., 1985/; 7 - зеленое включение в стекле, там же; 8 - глобула черного стекла, там же; 9-11 - железистые стекла из расщепленных жидкостей в базальтах, Квебек /по Маракушеву, Безмену, 1987/; 12, 13 - то же, породы Луны, там же.

них железистых выплавов из различных пород в виде отдельных потоков, магматических жил базируется на ограниченной смесимости уже выделившегося в восстановительной среде железистого расплава, который при последующем окислении не разбавляется появляющимися силикатными выплавками. Можно предположить, что дифференциация будет усиливаться за счет избирательного взаимодействия мафических и силикатных фракций с флюидами. Существование железистой лавы и кислого стекла приводит к гипотезе фемической выплавки и силикатного рестита как результата стадийного выплавления и жидкостной несмесимости в условиях повышения  $f_{O_2}$  (см. также /Cosca et al., 1989/).

Для дальнейшего участия высокожелезистых расплавов в петрогенезисе и рудообразовании необходимо обеспечить его высокую механическую подвижность (низкую вязкость) как условие для перемешивания, фильтрации и вообще транспортировки в земной коре. Маловероятно предположение о зарождении железистых жидкостей в виде магнетитовых (ферритных) расплавов из-за высоких температур их плавления – кристаллизации. Более реальной сравнительно низкотемпературной фазой является "сухая" железооксидная жидкость в равновесии с вюститом, графитом, магнетитом и восстановленным газом. Восстановительная среда важна для поддержания железа в двухвалентном состоянии и соответствующей низкой вязкости закисных расплавов, оцениваемой для  $1250^\circ$  величиной 0,34 П / Корпачев и др., 1964/. При окислении подобные расплавы густеют и затвердевают почти без остывания, за счет кристаллизации оксидов и одновременной усиленной полимеризации кремнекислородного каркаса.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

### О ГЕНЕЗИСЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД ЭФФУЗИВНОЙ И СУБВУЛКАНИЧЕСКОЙ ФАЦИЙ

Приповерхностные магматические железные руды являются вещественными аналогами глубинных тел. Так же как и последние, они тяготеют по составу к двум крайним типам – силикатному и карбонат-апатитовому. Сульфидные руды принципиально не отличаются по механизму формирования, но к собственно железным рудам не принадлежат. Существуют прямые и более отдаленные пространственно-хронологические связи рассматриваемых магматических концентраций с формациями скарного и вулканогенно-осадочного типов.

Силикатная ветвь – это обычные эффузивы, дайки, туфы, насыщенные рудной вкрапленностью, как правило, титанистые. Часто они расположены в рудных полях сульфидных и оксидных месторождений других генетических типов – гидротермального и осадочного и не представляют промышленного интереса.

Карбонат-апатит-магнетитовые руды слагают потоки, дайки, силлы, эксплозивные брекчии. Нередко это богатые сплошные тела магнетита, обычно низкотитанистые, а в карбонатах – магнезиальные.

Весьма характерны в рудах слабые аутометасоматические изменения, фиксируемые главным образом в пределах рудных тел. Это указывает скорее всего на "безводный" состав внедренных и излившихся расплавов и суспензий. В отличие от них "обводненные" эндогенные системы метаморфических, скарных и гидротермальных месторождений из-за низкой растворимости железа не способны к транспортировке и созданию крупных рудных масс и по существу участвуют лишь в местной перегруппировке более ранних магматических и осадочных рудных концентраций.

Рудообразующий процесс включает стадии концентрирования железа в объеме, транспортировку высокожелезистой жидкости и затвердевание рудной массы. Накопление железа в магматической силикатной жидкости ограничивается температурой и окислительно-восстановительными параметрами. Природные и экспериментальные материалы показывают, что "рудные" концентрации металла в условиях земной коры, при  $t = 1000-1200$  °C, могут стабильно существовать в жидком состоянии при летучести кислорода около вюстит-магнетитового равновесия. Из-за высоких температур плавления маловероятно существование ферритных жидкостей с преобладанием  $Fe^{3+}$  над  $Fe^{2+}$ . Окислительно-восстановительные условия, приближающиеся к кварц-фаялит-магнетитовому равновесию, характерны уже для эффузивных пород и вулканических газов. Оптимальные параметры устойчивости подвижных железистых расплавов достигаются при наличии в системе восстановителей – углерода, водорода, серы, фосфора при подчиненной роли воды. Растворимость  $FeO$  в силикатной жидкости, в частности в этой области  $f_{O_2}$ , может быть полной, до

уровня стехиометрического фаялита (70 % мас.). Однако в природе фаялитовые расплавы практически не обнаружены, существуют лишь ферропироксениты с 40-45 %  $FeO$  которые с одинаковым успехом могут относиться к мета-



морфогенным образованиям – по железистым кварцитам. Оценивая физико-химические параметры устойчивости железозносных систем, мы традиционно ориентируемся на глобальные, осредненные показатели составов пород и флюидов. Вместе с тем очевидно, что из-за решающего влияния  $f_{O_2}$  условия их ста-

бильности во многом определяются локальными факторами, особенно присутствием элементов переменной валентности во вмещающих породах, в привнесенных и захороненных флюидных массах. Только локальными градиентами  $f_{O_2}$  можно

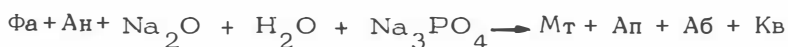
объяснить образование существенно железистых низкотемпературных выплавов из соответствующего субстрата.

Эксперименты /Weidner, 1982, 1984/ показывают возможность существования железооксидных жидкостей при 900–1000° в равновесии с магнетитом, графитом, что вполне совместимо с условиями формирования титаномагнетитов в мафических породах. Следовательно, для накопления железа благоприятно присутствие восстановленных форм углерода. Составной частью данной системы являются реакции с участием сидерита в качестве исходного вещества. При изобарическом охлаждении высокожелезистых жидкостей происходит "автоокисление" вследствие того, что изобарическая поверхность графит+газ в координатах  $f_{O_2}$ –T имеет наклон меньший, чем у твердых фаз  $f_{O_2}$  – буферов

из природных железосиликатных систем. То есть при буферировании системы реакцией графит+газ охлаждение сопровождается возрастанием  $f_{O_2}$  от вы-

титового до магнетитового равновесия. В случае потери газа твердые фазы фиксируют восстановленный уровень. Уайднер /Weidner, 1984/ заключает, что природные системы с большей вероятностью формируют при смене газового режима железистые силикаты как главный продукт, а не железооксидные жидкости, кроме низкокремнистых систем.

Филпоттс /Philpotts, 1967/ обоснованно считает реальным существование апатит-железооксидной рудной магмы, отщепленной от силикатного расплава ликвационным способом. С одной стороны, вероятное присутствие соединений  $P^{3+}$  способно поддерживать восстановительные условия и исключить преждевременное окисление железа до  $Fe^{3+}$ . Во всяком случае, твердогазовое равновесие даже с участием высшей формы окисления фосфора  $P^{5+}$ :



по условиям  $f_{O_2}$  отвечает MW-буферу /Павлов, 1983/. С другой стороны,  $P^{5+}$  в силикатных расплавах (аналогично механизму растворимости  $CO_2$ ) имеет склонность объединяться со свободным кислородом  $O^{2-}$  с образованием  $PO_4^{3-}$  /Бернем, 1983/. Наличие серы также благоприятствует растворению больших количеств железа в силикатной жидкости. Правда, для реализации их в качестве железных руд необходимо более позднее избирательное удаление серы из магмы или из твердого агрегата.

Таким образом, исходным веществом при формировании магматических железных руд реально могут служить подвижные железосиликатные и железооксидные (с углеродом, фосфором) жидкости. Транспортировка их к поверхности возможна в результате двух типов сепарации. Первый – благоприятное направление кристаллизационно-жидкостной дифференциации в очаге и опере-

жающее затвердевание силикатной матрицы с образованием остаточных рудных расплавов. Последнее, вероятно, реализуется при понижении температуры и накоплении восстановленных флюидов. Второй – селективное плавление пород с высоким содержанием железа потоком высокотемпературного восстановленного флюида. Рассмотрим некоторые геологические примеры ортомагматического и палингенно-ассимиляционного происхождения рудных расплавов.

Геологически значимые объемы высокожелезистого силикатного расплава могут быть получены путем фракционной кристаллизации базальтовой магмы в системе, закрытой по кислороду (феннеровский тренд). Данным способом, в частности, образуются титаномагнетитовые месторождения расслоенных плутонов. Вместе с тем масштабы проявления подобных рудных дифференциатов в субвулканической и эффузивной фациях невелики. Распространенность рудных базальтов и других железосиликатных пород, как правило, ограничивается локальными проявлениями в пределах рудных полей железоксидных и сульфидных месторождений со смешанным ликвационно-сегрегационным, жильно-штоковерковым и вулканогенно-осадочным типами оруденения. Для железистых кварцитов, в частности, железистые лавы нередко считаются источником металла, высвобождающегося при поствулканическом изменении и выветривании пород и накапливающегося в осадках.

Образование ферробазальтов характерно для срединно-океанических хребтов и древних рифтовых зон, где они получаются смешиванием фракционировавших базальтовых расплавов с примитивной магмой /Dixon et al., 1986; Скуфьин, 1980/. Подводные лавы, отвечающие более восстановительной среде, предпочтительнее накапливают железо, чем наземные /Carmichael et al., 1986 /. Ферробазальты не характерны для областей с высокими скоростями спрединга, для островных дуг с известково-щелочным магматизмом /Каретин, 1988/. В орогенных областях их появление связано с глубокими расколами /Рассказов и др., 1986; Скуфьин, 1980/. Как уже отмечалось, рудные эффузивы и вулканические стекла содержат в среднем не более 15–20 %  $FeO_{общ}$ . Вероятно, это лимитируется возрастанием  $f_{O_2}$  к QFM рав-

новесию уже на этапе концентрирования (см. рис. 24, точки ферробазальта). Обычно окисление идет за счет поступления в систему воды. Однако, в целом, создание повышенного железистого фона вмещающих пород в больших регионах следует считать благоприятным фактором для приповерхностного рудообразования, учитывая локальные процессы флюидно-магматогенного, диагенетического и гипергенного перераспределения железа. Выплавление базальтовых магм из мантии дает достаточно однообразные продукты, в том числе и железистые фракции. В континентальных условиях, в отличие от срединно-океанических хребтов, магма накапливается в локальных камерах, где создаются возможности взаимодействия с вмещающими породами /Yoder, 1988/. Если исходить из среднего содержания 20 %  $Fe_2O_3_{общ}$  и принять отщепление половины рудного вещества, то для месторождения с массой 100 млн т руды требуется блок исходного материала величиной 1000x1000x400 м. Для более крупных объемов руды (более 1 млрд т) понадобится извлечение железа из магматических резервуаров 5–8 км<sup>3</sup>.

При реакциях железосиликатной жидкости с железистыми, углеродистыми и фосфористыми слоями в земной коре появляются дополнительные возможности для концентрирования железа. Об этом свидетельствует распространенность апатитовых – карбонатитовых железорудных формаций. Первоначально они появляются вследствие несмесимости железоксидных (с углеродом, фосфором) и силикатных жидкостей при повышении летучести кислорода к уровню QFM-буфера. В свою очередь, несмесимость обуславливает последующее расщепле-

ние рудно-силикатных и карбонатных фракций /Лапин, 1976/. Концентрированная рудная жидкость, судя по конечному результату – образованию излившихся и внедренных крупных тел, обладает способностью к перемещению. Известными примерами служат потоки Эль-Лако, дайки апатит-магнетита, силлы вроде месторождения Камышевский Байкитик и др. Эксплозивно-брекчиевые тела магнезиально-карбонатно-магнетитовых руд в диатремах Сибирской платформы образованы в связи с флюидно-магматической дифференциацией высокожелезистой базальтовой магмы /Фон-дер-Флаасс, Никулин, 1988/. Месторождения типа Кируны связаны с субщелочными и анортзитовыми комплексами базальтоидных магм, а карбонатиты – с ультращелочными. Но первопричиной накопления железа в подобных системах было поступление металла с высокожелезистыми базальтами, а также дополнительные коровые процессы селективного извлечения его из осадочных пластов.

На примере зон подземных пожаров показано, что в близповерхностных условиях вероятно выплавление железистых фракций под воздействием высокотемпературных восстановленных газов. Самым благоприятным субстратом для железистых выплавок является сидерит. В других обстановках типа локальных вулканических структур хорошо известны явления смешения лавового и осадочного высокожелезистого материала с образованием рудных эффузивов и туфов. Присутствие магнетита в карбонатитовых лавах тоже служит признаком рудности этих комплексов на верхних этажах /Капустин, Поляков, 1978/. Существуют обоснованные предположения о вторичном плавлении осадочных железистых слоев при формировании рудных потоков Эль-Лако и близких к ним апатит-магнетитовых месторождений Чили, Перу, Мексики. Следуя гипотезе восстановленного флюида, здесь можно предполагать инициирующее воздействие потоков водородно-углеводородных газов, берущих начало, к примеру, при перегонке органического вещества осадков в зоне субдукции.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абубакиров И.К. Подземный пожар и условия образования горелых пород Ангрена // Вопросы геологии Узбекистана. - Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1962. - Вып. 3. - С. 30-37.
- Батурич Г.Н., Константинов Г.Х., Дмитриев Л.В. и др. Сульфидные руды Кипра и европейская аномалия // Геология морей и океанов: Тез. докл. 8-й Всесоюз. школы морской геологии. - М.: Ин-т океанологии, 1988. - Т. 3. - С. 6-7.
- Берзина И.Г., Савинцев П.А. Действие излучения на контактное плавление металлов // Поверхностные явления в металлургических процессах. - М.: Металлургия, 1963. - С. 216-223.
- Бернем К.У. Значение летучих компонентов // Эволюция изверженных пород. - М.: Мир, 1983. - С. 425-467.
- Бобров В.А. Предисловие // Редкоземельные элементы в магматических породах. - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988а. - С. 3-5.
- Бобров В.А. Базальт срединно-океанического хребта как образец сравнения для нейтронно-активационного анализа на лантаноиды // Нейтронно-активационный и рентгенометрический анализ в геологии. - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988б. - С. 6-14.
- Бобров В.А., Кудрявцева А.Ф., Пархоменко В.С., Тарасов Л.С. Инструментальный нейтронно-активационный анализ реголита "Луны-24", облученного надкадмиевыми нейтронами // Полупроводниковая спектрометрия в геологии и геохимии. - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. - С. 59-69.
- Ваганов П.А. Нейтронно-активационное исследование геохимических ассоциаций редких элементов. - М.: Энергоиздат, 1981. - 110 с.
- Василенко В.К. Геологическая история Зайсанской впадины. - Л.: Гостоптехиздат, 1961. - 276 с.
- Вахрушев В.А., Воронцов А.Е. Минералогия и геохимия железорудных месторождений юга Сибирской платформы. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976. - 198 с.
- Вилор Н.В., Казьмин Л.А., Лашкевич В.В. Методы расчета термодинамических величин // Флюидные постмагматические системы. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. - С. 9-26.
- Войткевич Г.В., Мирошников А.Е., Поваренных А.С., Прохоров В.Г. Краткий справочник по геохимии. - М.: Недра, 1970. - 278 с.
- Воробьев В.Г., Оруджева Д.С., Обухов А.Н. и др. Новые данные по геологии Зайсанской впадины // Сов. геология. - 1986. - № 11. - С. 104-108.
- Горбачев Н.С. Флюидно-магматическое взаимодействие в сульфидно-силикатных системах. - М.: Наука, 1989. - 126 с.
- Джан Б.-М., Чжан З.-К. Радиометрический возраст (Rb-Sr-Sm-Nd, U-Pb) и геохимия РЗЭ в архейских гранулитовых гнейсах восточной части провинции Хэйбэй, Китай // Геохимия архея. - М.: Мир, 1987. - С. 250-284.
- Долгушин С.С., Павлов А.Л. Механизм формирования магнетитовых месторождений. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987. - 164 с.
- Дорогокупец П.И., Карпов И.К., Лашкевич В.В. и др. Изобарно-изотермические потенциалы минералов, газов и комплексов водного раствора в программном комплексе "Селектор" // Физико-химические модели в геохимии. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. - С. 124-147.
- Дубинин А.Г., Волков И.И. Механизм накопления редкоземельных элементов на гидроксидных железных в океане // Геохимия. - 1989. - № 8. - С. 1089-1100.

- Дымкин А.М., Пермьяков А.А. Онтогенез магнетита. - Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984.- 198 с.
- Заварицкий А.Н., Соболев В.С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. - М.: Гостеолтехиздат, 1961. - 383 с.
- Зайцев Е.И., Сотсков Ю.П., Резников Р.С. Нейтронно-активационный анализ горных пород на редкие элементы. - М.: Недра, 1978. - 100 с.
- Калинин В.В. Железо-марганцевые руды месторождения Караджал. - М.: Наука, 1965.- 124 с.
- Калугин И.А. Метаморфизм вулканогенно-осадочных железных руд. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. - 147 с.
- Капустин Ю.Л., Поляков А.И. О гипабиссальных и вулканогенных карбонатитах Восточной Африки // Докл. АН СССР. - 1978. - Т. 240, № 5. - С. 1198-1201.
- Каретин Ю.С. Петрохимическая зональность в Тагильском трого и геодинамическая обстановка образования ферробазальтов // Ежегодник-1987. - Свердловск: ИГТ УНЦ АН СССР, 1988. - С. 79-81.
- Карпов И.К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. - 247 с.
- Корого Е.А., Старицын В.Ф., Соболев Н.Н. Первая находка кайнозойских вулканитов на Новой Земле // Докл. АН СССР. - 1985. - Т. 284, № 6. - С. 1457-1461.
- Коробейников А.Ф. Золото в вулканогенных породах разного состава и возраста // Геохимия. - 1988. - № 11. - С. 1618-1626.
- Корпачев В.Г., Попель С.И., Есин О.А. Изучение поверхностной и объемной вязкости железистых расплавов // Физико-химические основы производства стали. - М.: Наука, 1964. - С. 94-99.
- Кронен Д. Подводные минеральные месторождения. - М.: Мир, 1982. - 390 с.
- Кузубный В.С., Шевченко Н.Я., Ерофеев В.С. и др. Кайнозойские базальты Зайсанской складчатой области // Проблемы магматической геологии Зайсанской складчатой области. - Алма-Ата: Наука КазССР, 1981. - С. 89-104.
- Кутыев Ф.Ш., Шараров В.Н. Петрогенезис под вулканами. - М.: Недра, 1979. - 197 с.
- Лапин А.В. О геологических примерах проявления ограниченной смесимости в рудно-силикатно-карбонатных расплавах // Докл. АН СССР. - 1976. - Т. 231, № 3. - С. 694-697.
- Леонов А.В. Метаморфические процессы, связанные с новейшим вулканизмом (Восточный Тянь-Шань) // Изв. АН КазССР. Сер. геол. - 1975. - № 5. - С. 47-52.
- Люмкис С.Е., Прилепко Х.С., Милухин Б.М., Салова К.П. Поверхностно-активные вещества в системе штейн-шлак // Цв. металлы. - 1962. - №. 6. - С. 34-38.
- Мальшева Т.Я. Железорудное сырье: упрочнение при обработке. - М.: Наука, 1988. - 188 с.
- Мананков А.В., Шараров В.Н. Кинетика фазовых переходов в базитовых расплавах и магмах. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. - 175 с.
- Маракушев А.А., Безмен Н.И. Вариолиты и их петрогенетическое значение // Вестн. МГУ. - 1987. - № 5. - С. 62-77.
- Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Шапарь В.Н. Геохимические особенности вулканических газов // Большое трещинное толбачинское извержение. - М.: Наука, 1984. - С. 285-309.
- Минералогическая энциклопедия / Под ред. К. Фрея: Пер. с англ. - Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1985. - 512 с.
- Муравьева Н.С., Шевалевский И.Д., Игнатенко К.И., Щербовский Е.Я. Окислительно-восстановительные условия кристаллизации и состав окисных минералов-вкрапленников в породах риолит-базальтовой ассоциации Исландии // Геохимия. - 1980. - № 6. - С. 836-852.
- Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходаковский И.Л. Справочник термодинамических величин. - М.: Атомиздат, 1971. - 239 с.
- Нехорошев В.П. Тектоника Алтая. - М.: Недра, 1966. - 306 с.
- Никольский Н.С. Флюидный режим эндогенного минералообразования. - М.: Наука, 1987.- 198 с.
- Павлов А.Л. Генезис магматических магнетитовых месторождений. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. - 206 с.
- Павлов Н.В. Магномангнетитовые месторождения района Тунгусской синеклизы Сибирской платформы. - М.: Изд-во АН СССР, 1961. - 224 с.

- Пархоменко В.С. Анализ элементного состава стандартных образцов геологических проб на основе высокоразрешающей полупроводниковой гамма-спектрометрии // Спектрометрические методы анализа в геохимии. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1980. – С. 18–30.
- Поздняков Г.Г. О рудоносности пород вскрыши Барандатского бурогоугольного месторождения // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. – Томск: Изд-во ТГУ, 1968. – С. 64–69.
- Пономарев В.Г., Акимцев В.А., Бобров В.А. и др. Радиоактивные и редкоземельные элементы в рудах и вмещающих породах Горевского месторождения // Генетическая минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. – С. 113–133.
- Пономарчук В.А. К методике инструментального нейтронно-активационного анализа минералов // Полупроводниковая спектрометрия в геологии и геохимии. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. – С. 70–81.
- Пономарчук В.А., Цибульчик В.М. Наложение импульсов в многоэлементном инструментальном нейтронно-активационном анализе на полупроводниковом детекторе // Физические методы анализа в геохимии. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. – С. 54–78.
- Породообразующие пироксены / Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П. и др. – М.: Наука, 1971. – 454 с.
- Рассказов С.В., Рогачев А.И., Немчинов В.Г., Скопинцев В.Г. Кайнозойские базальтовые ассоциации – показатели орогенного режима в Восточном Саяне // Геология и геофизика. – 1986. – № 11. – С. 56–64.
- Ревертатто В.В. Фации контактового метаморфизма. – М.: Недра, 1970. – 271 с.
- Реддер Э. Ликвидация силикатных магм // Эволюция изверженных пород. – М.: Мир, 1983. – С. 24–67.
- Ритман А. Устойчивые минеральные ассоциации изверженных пород. – М.: Мир, 1975. – 287 с.
- Розенбуш Г. Описательная петрография. – Л.; М.; Грозный; Новосибирск: Гостоптехиздат, 1934. – 720 с.
- Рудашевский Н.С., Малич К.Н. Расплавные силикатно-оксидно-железные включения из дунитов Кондерского щелочно-ультраосновного массива // Докл. АН СССР. – 1988. – Т. 298, № 5. – С. 1198–1203.
- Рябов В.В., Павлов А.Л., Лопатин Г.Г. Самородное железо сибирских траппов. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. – 168 с.
- Скуфьин П.К. Особенности вулканизма протерозойской Печенгской структуры // Бюл. МОИП. Отд. геол. – 1980. – Т. 55, вып. 1. – С. 120–131.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – Т. 2. – 574 с.
- Строителев И.А., Грицай В.П., Зуйченко В.П. Растворимость магнетита в шлаках // Изв. вузов, Цв. металлургия. – 1988. – № 5. – С. 38–42.
- Сутурин А.Н. Методические вопросы моделирования метасоматических процессов (на примере нефритообразования) // Физико-химические модели в геохимии. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. – С. 4–37.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. – М.: Мир, 1988. – 379 с.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. – М.: Иностран. лит., 1961. – 592 с.
- Флеров Г.Б., Андреев В.Н., Будников В.А., Шюрупа А.И. Петрология продуктов извержения // Большое трещинное толбачинское извержение. – М.: Наука, 1984. – С. 223–285.
- Фон-дер-Флаасс Г.С., Никулин В.И. Геолого-генетическая модель магномангнетитовой формации // Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. – С. 48–57.
- Чаро-Токкинская кремнисто-железородная формация / Горелов Г.Ф., Гузман А.Г., Калугин И.А. и др. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. – 160 с.
- Шарапов В.Н., Васильева А.И., Григорьева Т.Н. и др. Железокремниевые отложения одного из вулканов поднятия Маркус // Докл. АН СССР. – 1982. – Т. 268, № 1. – С. 211–213.
- Шевченко Н.Я. Стратиграфия и формации верхнего палеозоя Кендерлыкского грабена //

- Допалеозой и палеозой Казахстана. - Алма-Ата: Наука КазССР, 1974. - С. 231-236.
- Шиллинг Г.-Д., Бонн Б., Краус У. Газификация угля. - М.: Недра, 1986. - 175 с.
- Шмонин Ю.Б. Пирометаллургическое обеднение шлаков цветной металлургии. - М.: Металлургиядат, 1981. - 130 с.
- Яворский В.И., Радугина Л.В. Каменноугольные пожары в Кузнецком бассейне и связанные с ними явления // Горн. журн. - 1932. - № 10. - С. 55-59.
- Anderson G.M., Burnham W. G. The solubility of quartz in supercritical water // Amer. J. Sci. - 1965. - V. 263, N 6. - P. 494-511.
- Baird A.K., Mohrig D.C., Welday E.E. Vapor deposition in basaltic stactites, Kilauea, Hawai'i // Lithos. - 1985. - V. 18, N 2. - P. 151-160.
- Barker D.S. Rhyolites contaminated with metapelite and gabbro, Lipari, Aeolian Islands, Italy: products of lower crustal fusion or of assimilation plus fractional crystallization? // Contr. Mineral. and Petrol. - 1987. - V. 97, N 4. - P. 460-472.
- Bentor Y.K., Kastner M., Perlman I., Yellin Y. Combustion metamorphism of bituminous sediments and the formation of melts of granite and sedimentary composition // Geochim. et Cosmochim. Acta. - 1981. - V. 45. - P. 2229-2255.
- Bird T. M., Goodrich C.A., Weathers M.S. Petrogenesis of Uivfaq iron, Disko Iland, Greenland // J. Geophys. Res. - 1981. - V. B 86, N 12. - P. 11787-11805.
- Carmichael I. S. E., Christie D.M. et al. The oxydatin state of basic magma; subaeral and submarine // 14th Gen. Meet. Int. Miner. Assoc., Stanford, Calif., 13-18 July, 1986. Abstr. Program. - Washington, D. C., 1986. - P. 70.
- Cosca M.A., Essene E.J., Geissman J.W. et al. Pyrometamorphic rocks associated with naturally burned coal beds, Powder Basin, Wyoming // Amer. Mineral. - 1989. - V. 74. - P. 85-100.
- Dixon J.E., Clague D.A., Jean-Philippe E. Gabbroic xenoliths and ferrobasalt from the southern Juan de Fuca Ridge // J. Geophys. Res. - 1986. - V. B 91, N 3. - P. 3795-3820.
- Elderfield H., Hawkerworth C.J., Greaves M.J., Galvert S.E. Rare earth elements geochemistry of oceanic ferromanganese nodules and associated sediments // Geochim. et Cosmochim. Acta. - 1981. - V. 45, N 3. - P. 513-528.
- Fediuk F. The glass of Bohemian porcellanites // 2nd Int. Conf. Natur. Glasses, Prague, Sept. 21-25, 1987. - Praha, 1988. - P. 97-109.
- Foit F.F., Hooper R.L., Rosenburg Ph. E. An unusual pyroxene, melilite and iron oxide mineral assemblage in a soil-fire buchite from Buffalo, Wyoming // Amer. Mineral. - 1987. - V. 72, N 1-2. - P. 137-147.
- Fryer B.J. Rare earth evidence in iron-formations for changing precambrian oxidation states // Geochim. et Cosmochim. Acta. - 1977. - V. 41, N 3. - P. 361-368.
- Gross G.A. Gold content and geochemistry of iron formation in Canada // Geol. Surv. Can. Pap. ed. 86-19. - 1988. - 54 p.
- Jeng Y., Juying Wey, Xiong D. Experimental study of hydrothermal alteration of carbonate rocks by Na-F solutions under flow conditions // Appl. Geochem. - 1987. - V. 2, N 2. - P. 181-192.
- Kuo L.-C., Lee J.H., Essene E.J., Peacor D.N. Occurrence, chemistry and origin of immiscible silicate glasses in a tholeitic basalt: A TEM/AEM study // Contr. Mineral. and Petrol. - 1986. - V. 94. - P. 90-98.
- MacLean W.H. Liquidus phase relations in the  $\text{FeS-FeO-Fe}_3\text{O}_4\text{-SiO}_2$  system and their application in geology // Econ. Geol. - 1969. - V. 64, N 8. - P. 865-884.
- Makela U. Geological and geochemical environments of precambrian sulphide deposits in southwestern Finland // Annales academia scientiarum fennicae, series A. III Geologica - Geographica, 151. - Helsinki, Suomalainen Tiedeakatemia, 1989. - 102 p.

- Mozley P.S. Relation between depositional environment and the elemental composition of early diagenetic siderite // *Geology*. - 1989. - V. 17, N 8. - P. 704-706.
- Mulvaney R. Iron ore sinter the analytical transmission electron microscope // *Mineral. Mag.* - 1987. - V. 51, N 1. - P. 61-69.
- Mysen B.O., Virgo D., Neumann E.-R., Seifert F.A. Redox equilibria and the structural states of ferric and ferrous iron in melts in the system  $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-FeO}$ : relations between redox equilibria, melt structure and liquidus phase equilibria // *Amer. Mineral.* - 1985. - V. 70, N 3/4. - P. 317-331.
- Naslund H.R. The effect of oxygen fugacity on liquid immiscibility in iron-bearing silicate melts // *Amer. J. Sci.* - 1983. - V. 283, N 10. - P. 1034-1059.
- Pedersen A.K. Basaltic glass with high temperature equilibrated immiscible sulphide bodies with natural iron from Disko, Centr. W. Greenland. // *Contr. Mineral. and Petrol.* - 1979. - V. 69, N 4. - P. 397-407.
- Philpotts A.R. Origin of certain iron-titanium oxide and apatite rocks // *Econ.Geol.* - 1967. - V. 62, N 3. - P. 303-315.
- Philpotts A.R. Textural evidence for liquid immiscibility in tholeites // *Miner. Mag.* - 1978. - V. 42, N 324. - P. 417-425.
- Philpotts A.R. Silicate liquid immiscibility in tholeiitic basalts // *J. Petrol.* - 1979. - V. 20, N 1. - P. 99-118.
- Pohl W. Comparative metallogeny of siderite deposits // *Geotectonic evolution and metallogeny of the Mediterranean Area and Western Asia.* - Wein-New York: Springer Verlag, 1986. - P. 271-282.
- Sack R.O., Carmichael I.S.E., Rivers M., Ghiorso M.S. Ferric-ferrous equilibria in natural silicate liquids at 1 bar // *Contr. Mineral. and Petrol.* - 1980. - V. 75, N 4. - P. 369-376.
- Salemink J. Skarn and ore formation at Serifos, Greece, as a consequence of granodiorite intrusion. - *Geologica Ultraiectina*, Univ. Utrecht, N 40, Alblasterdam, 1985. - 232 p.
- Weidner J.R. Iron-oxide magmas in the system Fe-C-O // *Can. Mineral.* - 1982. - V. 20. - P. 555-566.
- Weidner J.R. Equilibria in the system Fe-C-O and the origin of native iron // *Can. Mineral.* - 1984. - V. 22, N 2. - P. 347-356.
- Whitney J.A. Fugacities of sulfur gases in pyrrhotite-bearing silicic magmas // *Amer. Mineral.* - 1984. - V. 69, N 1. - P. 69-78.
- Williams P., Sunderland M., Briggs I. Interactions between dolomitic lime and iron silicate melts // *Ironmaking and Steelmaking*. - 1982. - V. 9, N 4. - P. 150-162.
- Yoder H.S. (Jr.) The great basaltic "floods" // *S. Afr. J. Geol.* - 1988. - V. 91, N 2. - P. 139-156.
- Zemann J. What is glass? // *2nd Int. Conf. Natur. Glasses*, Prague, Sept. 21-25, 1987. - Praha, 1988. - P. 35-40.



## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	3
Глава 1. <u>Геологическая позиция горельников</u> . . . . .	5
Глава 2. <u>Рудные лавы как продукт частичного плавления субстрата</u> . . . . .	14
Рудные лавы . . . . .	-
Сидериты подплавленные и обожженные . . . . .	17
Сидериты . . . . .	18
Железистые песчаники . . . . .	-
Лавы, шлаки безрудные . . . . .	19
Песчаники и алевролиты . . . . .	20
Минералы рудные и нерудные . . . . .	21
Глава 3. <u>Дифференциация вещества и распределение примесей в породах и рудах</u> . . . . .	35
Глава 4. <u>Моделирование равновесных парагенезисов в системах флюид - порода</u> . . . . .	49
Глава 5. <u>Оценка температур и летучести кислорода при выплавлении железистых фракций</u> . . . . .	59
Заключение. О генезисе магматических железных руд эффузивной и субвулканической фаций . . . . .	71
Список литературы . . . . .	75

Научное издание

Калугин Иван Александрович  
Третьяков Геннадий Алексеевич  
Бобров Владислав Андреевич

ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ БАЗАЛТЫ  
В ГОРЕЛЫХ ПОРОДАХ  
ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

Редактор издательства Е.И. Тимофеева. Художественный редактор Л.В. Матвеева. Художник Н.А. Пискун. Технический редактор Н.М. Остроумова

---

ИБ № 42749

Сдано в набор 07.01.91. Подписано к печати 15.03.91. Формат 70x100 1/16.  
Бумага офсетная. Офсетная печать. Усл. печ. л. 6,5+2 на мел. бум. Усл. кр.-отт. 8,8.  
Уч.-изд. л. 8,5. Тираж 600 экз. Заказ № 613. Цена 1 р. 70к.

---

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука", Сибирское отделение.  
630099 Новосибирск, ул. Советская, 18.

4-я типография издательства "Наука". 630077 Новосибирск, ул. Станиславского, 25.