ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

ТОМ I

МЕЖДУНАРОДНАЯ
ПРОГРАММА
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ
КОРРЕЛЯЦИИ
ПРОЕКТ № 132
«ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ
БАССЕЙНЫ»

*

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР

ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

В ДВУХ ТОМАХ

*

«НАУКОВА ДУМКА»

ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ФИЗИКИ МИНЕРАЛОВ

ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

ТОМ ПЕРВЫЙ
ДОКЕМБРИЙ
I, II

Государственная Академическая Наук АН Армссср

КИЕВ — 1978

554
Ж51

УДК 553.31

Железисто-кремнистые формации Украинского щита. Т. 1. Киев., Наук. думка, 1978. 328 с.

Железисто-кремнистые формации Украинского щита рассмотрены в книге как основной источник железорудного сырья металлургии УССР. Показано, что химико-петрографические, фациально-геохимические и технологические особенности бедных руд определяются приуроченностью формаций к различным структурно-фациальным зонам древних геосинклиналей. Рассмотрены Криворожско-Кременчугская и Конкско-Белозерская провинции магнетитовых джесперов и джеспилитов, Базавлукская провинция магнетит-карбонатных джесперов, Приазовская, Орехово-Павлоградская, Побужская, Тикичская провинции крупнокристаллических силикат-магнетитовых итабиритов.

Книга рассчитана на геологов производственных и научных организаций.

Ил. 78. Табл. 114. Список литературы в конце второго тома.

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР
Н. П. СЕМЕНЕНКО

РЕЦЕНЗЕНТЫ
Б. Ф. МИЦКЕВИЧ, В. А. ДУСЯЦКИЙ

Редакция литературы о Земле

Ж $\frac{20803\text{-}170}{M221(04)\text{-}78}$ 323-78

© Издательство «Наукова думка», 1978

ПРЕДИСЛОВИЕ

Впервые магнетитовые и гематитовые железистые джесперы и джеспилиты как железорудное сырье на Украине были оценены в печати в 1934—1935 гг. в связи с изучением их обогатимости. Работы выполнялись коллективом Научно-исследовательского горнорудного института (НИГРИ) под руководством Н. П. Семененко. В результате этих работ установлено широкое развитие легко обогатимых магнетитовых джесперов. Эксплуатация первого в стране Южного горнообогатительного комбината показала высокую экономическую эффективность магнитного обогащения. Поэтому наряду с богатыми железными рудами, содержащими более 50% железа, большое экономическое значение приобрели железисто-кремнистые породы, содержащие 20—35% железа, связанного в магнетите. На месторождениях магнетитовых джесперов и джеспилитов построено шесть горнообогатительных комбинатов: ЮГОК, НКГОК, ИнГОК, ЦГОК, СевГОК и ДнепроГОК.

Железисто-кремнистым образованиям Украинского щита посвящено несколько крупных монографий. Так, в 1956 г. была издана книга «Петрография железисто-кремнистых формаций Украинского щита», в 1959 г.— «Геология железисто-кремнистых формаций Украины», в которых были описаны Конкский, Верховцевский, Орехово-Павлоградский, Корсакский, Правобережный и Кременчугский районы развития железисто-кремнистых образований. Позднее, в 1964 г., была издана «Геология Кременчугского железорудного района» (Бордунов, 1964). В 1967 г. описание железисто-кремнистых формаций Чертомлыкского, Сурского и Белозерского районов приведено в книге «Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита». Описание вновь изученного Мариупольского месторождения было опубликовано в 1974 г. в работе «Железисто-кремнистая формация докембрия Мариупольского рудного поля». Собственно Криворожские месторождения богатых железных руд описаны в книгах: «Структура рудных полей Криворожского бассейна» (т. I и II, 1946 и 1953 гг.) и «Геология криворожских железорудных месторождений» (Белевцев, Сироштан, Фоменко и др., 1962). В последние годы проведены новые поисково-разведочные работы в Белозерском, Орехово-Павлоградском, Корсакском, Сурском, Чертомлыкском, Кременчугском, Побужском (Ташлыкском) и Володарском районах развития железисто-кремнистых формаций.

В настоящем издании приводится сводная характеристика железисто-кремнистых формаций как железорудного сырья всех известных провинций развития этих формаций в Украинском щите.

Железисто-кремнистые формации развиты в складчатых синклинальных зонах структурных ярусов докембрия I, II и III, образующих двенадцать железисто-кремнистых провинций — бассейнов. Железорудные провинции, представляющие синклинальные структуры, имеют протяженность 60—250 км, а ширину от 10 до 50 км. Они сложены серией складчатых структур, замыкающихся и прерывающихся по простиранию, образующих отдельные железорудные районы длиной 10—60 км.

В Конкско-Белозерской провинции описаны Конкский и Белозерский районы; в Базавлукской — Верховцевский, Сурский и Чертомлыкский районы; в Орехово-Павло-

градской — Павлоградский, Терсянский, Ореховский и Таврический районы; в Корсак-Стульневской провинции — Корсакский, Стульневский и Гуляйпольский районы, в Завальевско-Ташлыкской — Завальевский, Ташлыкский и Ананьевский районы; в Криворожско-Кременчугской провинции — Кременчугский, Правобережный и Криворожский районы.

Первый том посвящен характеристике железисто-кремнистых пород, залегающих в структурных ярусах первого и второго докембрийских мегациклов возрастом от 3500 до 2000 млн. лет, куда относятся Конкско-Белозерская, Базавлукская, Орехово-Павлоградская, Корсакско-Стульневская, Приазовская, Ташлыкская и Володарская провинции.

Во втором томе помещена характеристика железисто-кремнистых пород Криворожско-Кременчугской железорудной провинции, относящейся к структурному ярусу третьего докембрийского мегацикла возрастом 2000—1700 млн. лет.

В работе дана количественная характеристика закономерностей развития железисто-кремнистых формаций, позволяющая проводить сравнительную оценку докембрийских железорудных бассейнов континентов по проекту Международной программы геологической корреляции.

Описание Правобережного, Побужского и Володарского районов проведено Н. И. Половко, Э. В. Мельничуком, В. С. Костюченко, В. Ф. Богатыревым, Н. М. Бондаревой, Г. Ю. Ионис; Кременчугского и Сурского — И. Н. Бордуновым; Верховцевского — О. М. Струевой и С. М. Рябоконем; Чертомлыкского — В. Л. Бойко и В. В. Кутиным; Орехово-Павлоградского, Корсакского и Гуляйпольского — Г. В. Жуковым, В. Ф. Киктенко, Е. Н. Качановым, И. И. Могилевицем, И. Л. Андрущенко, В. П. Кривоносом и Р. Н. Довганем; Мариупольского (Приазовского) — Е. Б. Глевасским, а описание месторождений железисто-кремнистых пород Криворожского района — Н. П. Семененко, М. И. Веригиным, Л. Г. Прожогиным, Ю. Л. Грицаем, В. А. Шапошниковым, М. В. Педаном, П. Н. Хартановичем, В. М. Казак, В. Г. Качан, Р. И. Сироштаном.

Работа выполнена в Институте геохимии и физики минералов АН УССР совместно с институтами НИГРИ, Механобрчермет и сотрудниками Министерства геологии УССР под научным руководством акад. АН УССР Н. П. Семененко.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ УКРАИНСКОГО ЩИТА КАК ЖЕЛЕЗОРУДНОЙ БАЗЫ

РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ЗНАЧЕНИЕ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ В ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Основные запасы железа на всех континентах приурочены к железисто-кремнистым формациям (табл. 1).

Крупнейшими железорудными районами Северной Америки являются геосинклинальный пояс Лабрадор в Канаде длиной 700 км и железорудные провинции оз. Верхнего в США. В Южной Америке главные провинции железисто-кремнистых образований — Минас-Жерайс, Пара и Серро-Боливар. На Африканском континенте известно много районов развития железисто-кремнистых формаций: в Мавритании, Гвинее, Сьерра-Леоне, Либерии, Габоне, Египте и др. На Индийском субконтиненте к крупным железисто-кремнистым провинциям относятся Сингхбхум в Орисса и Байладила в Мадхья-Прадеш и др. В Австралии крупнейший район развития железисто-кремнистых формаций — синклинорий Хамерсли. На Азиатском континенте среди многих провинций железисто-кремнистых формаций выделяются Алданская в СССР и Аньшанская в Китае. В Европе установлено три крупнейших района развития железисто-кремнистых формаций — Криворожский, Курский и Балтийский щит.

Железисто-кремнистые формации наблюдаются во всех пяти мегациклах докембрия и в палеозойских образованиях шестого фанерозойского мегацикла. Древнейшими в Европе являются Конкско-Белозерский пояс железисто-кремнистых месторождений на Украинском щите возрастом 3000—3500 млн. лет и месторождения района Корсак-Могилы возрастом 2800 млн. лет. Месторождения железисто-кремнистых формаций Сьерра-Леоне на Африканском континенте также имеют возраст 2900 млн. лет.

В докембрии II в отрезке времени от 2000 до 2700 млн. лет образовались многочисленные железисто-кремнистые месторождения провинции Верхней на Канадском щите; к этому же возрасту относится месторождение Байладила в Дхарварской провинции Индии. В Австралии к докембрию II относятся месторождения в блоках Пилбарском и Йилгарнском.

К железисто-кремнистым формациям второго докембрийского мегацикла Восточно-Европейской платформы приурочены месторождения Костамушка в Западной Карелии возрастом 2000—2500 млн. лет и Оленегорское на Кольском п-ве в свите Имандра Варгуза; железисто-кремнистые породы возрастом 2000—2300 млн. лет наблюдаются в обоянской серии Воронежского массива. На Украинском щите к докембрию II относятся железисто-кремнистые формации провинций: Базавлукской возрастом 2300—2700 млн. лет, Ташлыкской и Володарской возрастом 2300—2700 млн. лет, Орехово-Павлоградской возрастом 2000—2300 млн. лет.

В третьем докембрийском мегацикле возрастом 1700—2000 млн. лет образовались: на Северо-Американском континенте — железорудный пояс

Лабрадор и железорудные районы оз. Верхнего. Этот же возраст на Восточно-Европейской платформе имеют породы Криворожско-Кременчугской провинции Украинского щита и Курского района Воронежского массива. На Австралийской платформе возраст 1700—2000 млн. лет имеет крупнейший железорудный район синклинория Хамерсли.

В четвертом докембрийском мегацикле образовался обширный район железисто-кремнистых формаций Минас-Жерайс, в Южной Америке возраст их 1800—1300 млн. лет.

В пятом докембрийском мегацикле (550—1100 млн. лет) образовались месторождения железисто-кремнистых формаций Египта и Марокко на Африканском континенте, месторождения Карсакпай в Казахстане и Даладарминское в Малом Хингане на Азиатском континенте. В фанерозойском мегацикле в палеозое железисто-кремнистые месторождения известны в Казахстане от кембрия до карбона, в Горной Шории на Алтае и на Дальнем Востоке в Малом Хингане в нижнекембрийских образованиях.

Кремнисто-марганцевые образования известны в докембрии V в Чивчинских горах Карпат; возраст их 640 млн. лет.

Железисто-кремнистые полосчатые яшмы в виде линзовидных прослоев встречены нами в палеозойских вулканических образованиях Северного Кавказа. Сходные с докембрийскими железисто-кремнистые образования наблюдаются среди вулканогенных толщ и мезозоя.

Следует отметить, что подавляющая масса железисто-кремнистых формаций образовалась в докембрийских структурных ярусах на протяжении первых трех миллиардов лет. В Украинском щите железисто-кремнистые формации развиты в первых трех мегациклах докембрия в отрезке времени от 3500 до 1700 млн. лет.

ГЕНЕЗИС И ТИПЫ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ

Железисто-кремнистые формации представляют комплекс пород, в котором хемогенные железисто-кремнистые отложения чередуются с туфо-вулканогенными образованиями. Ритмическое чередование тонкополосчатых железисто-кремнистых отложений с тонкими пелитовыми вулканогенными сланцами и залегание их среди чисто вулканогенных пород свидетельствует о том, что отложение кремнистых осадков с железом проходило в периоды затухания вулканической деятельности и развития подводных фумарольных гидротермальных процессов. С последними, очевидно, связаны вынос и накопление в придонном слое кремнезема и железа. Существует также предположение, что источником кремнезема и железа являются продукты выветривания основных эффузивов. Однако исследования показывают, что привнос кремнезема в растворенном виде с континентов в современные океаны незначителен в сравнении с количеством кремнезема, отлагаемого кремневыми организмами. Поэтому, вероятно, основная масса растворенного кремнезема и в современных океанах связана с подводной вулканической деятельностью.

Таблица 1

Запасы железных руд (в млрд. т)

Район	Учтенные запасы	Перспективные	Из них в железисто-кремнистых формациях	
			Типа оз. Верхнего	Альгоманский тип
Африка	6,8	31	19	—
Азия	17	71	31	—
Австралия	17	16	8,9	0,8
Европа	21	34	3	—
СССР	110	304	134	0,9
Северная Америка				
Канада	36	125	63	43
США	8,2	106	79	60
Южная Америка	34	92	83	0,9
Всего	250,0	779,0	420,9	105,6

При отложении железисто-кремнистых осадков наблюдается цикличность ритмов разных по составу железисто-кремнистых полосчатых слоев и разделяющих их сланцевых, что свидетельствует о ритмическом изменении окислительно-восстановительного потенциала. Наблюдается смена окисленных красноцветных отложений с гематитом сероцветными слоями с магнетитом и, наконец, последних пластами с сидеритом. Изредка наблюдается смена кремнистых окисно-железистых и карбонатных осадков колчеданными отложениями, например в Кременчугском районе.

Среди железисто-кремнистых формаций нами по составу ассоциирующих с ними пород выделяются такие ряды: железисто-кремнисто-сланцевый, железисто-кремнисто-кератофиро-сланцевый (или джеспилито-лептитовый), железисто-кремнисто-метабазито-карбонатный, железисто-кремнисто-метабазитовый и железисто-кремнисто-ультрабазитовый. Устойчивость железисто-кремнистых отложений в этих рядах различная. Мощность и степень устойчивости железисто-кремнистых отложений наиболее высокие в ряду железисто-кремнисто-сланцевых формаций и наиболее низкие в железисто-кремнисто-ультрабазитовых.

Железисто-кремнисто-сланцевая формация характеризуется чередованием железисто-кремнистых и сланцевых слоев, среди которых местами установлены прослои вулканогенных туфов. Она развита в Кременчугско-Криворожской провинции и характеризуется наибольшими устойчивостью и мощностью железисто-кремнистых пород. Отложение формации здесь начинается с вулканогенных слоев ультрабазитов, так называемого талькового горизонта, залегающего в основании толщи. (К этому типу формаций на Северо-Американском континенте приурочены месторождения оз. Верхнего). Мощность железисто-кремнистых отложений в Саксаганской и Кременчугской мульдах длиной до 30 км достигает 1,5—2 км; собственно железисто-кремнистые отложения в них составляют около 75% толщи.

Железисто-кремнисто-кератофиро-сланцевые формации характеризуются сочетанием в них слоев железисто-кремнистых пород и кислых туфо-вулканогенных продуктов, которые при низких филитовых ступенях метаморфизма образуют кератофиры и кварц-альбит-слюдяно-хлоритовые сланцы, а при гнейсовых ступенях метаморфизма — лептиты. Поэтому их называют еще джеспилито-лептитовыми формациями. Они представлены в Конкском и Белозерском районах, в Тепловской полосе Верховцевского района и др. На Балтийском щите к этой формации относятся месторождения Костамушка в Западной Карелии и Гренеберг в Швеции. От других вулканогенно-кремнистых формаций они отличаются относительно более устойчивыми распространением и мощностью в разрезах толщ, но более низкими по сравнению с железисто-кремнисто-сланцевой. К рассматриваемой формации приурочены промышленные типы месторождений железных руд. Степень фациальной устойчивости пластов месторождений в железисто-кремнистых формациях измеряется 1—5 км по простиранию, при этом часто резко изменяется содержание железа от 35 до 15%. В разрезах толщ они составляют 50—150 м по мощности.

Железисто-кремнисто-метабазитовые формации характеризуются ассоциацией железисто-кремнистых осадков с основными вулканогенно-туфовыми продуктами — зелеными сланцами. Кремнистые прослои и линзы обычно рассеяны среди туфов. Бóльшая устойчивость по простиранию железисто-кремнистых образований в кислых кератофировых вулканогенных продуктах, чем среди основных вулканогенных пород, объясняется, очевидно, более интенсивными периодами фумарольной гидротермальной деятельности в областях кислого риолитового вулканизма по сравнению с областями основного базальтоидного. Железисто-кремнисто-метабазитовые формации представлены на Юльевском участке Конкского района, в нижней верховцевской серии Сурского района, в нижней верховцевской серии на Грановском и Домотканском участках Верховцевского района, в нижней ореховской серии и др.

Своеобразные формации железисто-кремнисто-метабазито-карбонатных отложений развиты в Ташлыкском и Володарском синклинорных поясах. Здесь метабазиты сменяются в разрезе железисто-кремнистыми слоями, а последние перекрываются карбонатными слоями мраморов, при этом мраморы обогащены магнетитом и в них образуются магнетит-карбонатные руды.

Фациальная устойчивость прослоев линз железисто-кремнистых пород невысокая, изменяется по простиранию на протяжении 0,5—2 редко 5 км, при этом резко уменьшается содержание железа — от 40 до 10%. Средние содержания в отдельных линзах или слоях составляют 20—15%, а мощности их изменяются от 10 до 100 м. Степень насыщенности линзами железистых крупнокристаллических итабиритов достаточно высокая. Возможны промышленные запасы железа в Ташлыкском синклинории.

Изредка встречаются железисто-кремнистые формации и среди ультрабазитов пикритовых туфогенных прослоев. Такие прослои известны в Конкском и Верховцевском районах.

СИСТЕМАТИКА ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ПОРОД

Железисто-кремнистые породы представляют собой полосчатые образования, в которых тонко чередуются прослои яшмы, сложенные кварцем, железорудные, сложенные гематитом, магнетитом или сидеритом, и железисто-силикатные, представленные железистыми хлоритами — тюрингитом, шамозитом, куммингтонитом, гиперстеном, фаялитом, амфиболом и гранатом. В зонах щелочного метасоматоза железистые силикаты представлены щелочными амфиболами — рибекитом и щелочным пироксеном, эгирином или эгирин-авгитом. Наряду с сидеритом наблюдаются железисто-магнезиальные карбонаты — сидероплезит и брейнерит, а также доломит.

Для железисто-кремнистых пород в различных странах применяются разные термины. Так, на Международном совещании по железисто-кремнистым формациям, которое проходило в г. Киеве в 1970 г., специальная комиссия рассмотрела сопоставление терминов, применяемых для железисто-кремнистых пород. Во всех странах *джеспилитами* называют тонкокристаллические полосчатые породы с макроскопически неразличимой зернистостью, состоящие из прослоев кварцевой яшмы и железорудных слоев, сложенных гематитом или магнетитом. Такие же плотные породы, отличающиеся более грубой полосчатостью и состоящие из прослоев яшмы, железорудных и железисто-силикатных прослоев, получили название в Криворожском бассейне железистых роговиков. Поскольку термин *роговики* применяется исключительно для термоконтактных пород разного состава, применение его к железисто-силикатным породам не рационально.

Обычно богатые магнетитовые джеспилиты более тонкополосчатые по сравнению с силикат-магнетитовыми и магнетит-силикатными *джесперами* — роговиками. В старой номенклатуре джеспилиты назывались типичными железистыми кварцитами, а более грубополосчатые джесперы, содержащие силикаты, — нетипичными железистыми кварцитами или железистыми роговиками.

Для железисто-кремнистых высокометаморфизованных пород гнейсово-амфиболовой и гнейсово-пироксеновой ступеней характерно увеличение размеров зерен до нескольких миллиметров и они представлены макроскопически зернистыми породами.

Крупнокристаллические железисто-кремнистые породы, образующиеся при гнейсовых ступенях метаморфизма, нами было предложено называть крупнокристаллическими железистыми кварцитами. Однако под кварцитами обычно понимаются метаморфизованные песчаники, поэтому генетически этот термин не применим к метаморфизованным яшмам, представляющим хемогенные образования. Термин железистые кварциты применяется

Таблица 2

Мощность полос — слоев (в м) в железисто-кремнистых породах различных горизонтов

Полосы — слои	Месторождения СевГОКа			Месторождения ИнГОКа			
	$K_2^{5ж}$, джеспилиты	$K_2^{6ж}$, силикат-магнетитовые джесперы	$K_2^{5ж}$, джеспилиты	$K_2^{4ж}$, джесперы	$K_2^{2ж}$, джесперы	$K_2^{2ж}$, джесперы магнетит-силикатные	$K_2^{5с}$, сланцы
Магнетитовые	0,5—5	0,1—2,5	2,8—3,2	4,3	3,5—6,3	3—6	4,3
Кварц- яшмовые	0,3—6	0,8—8	4,2—3,9	8	5—7	14—21	16
Силикатные	0,1—2	0,1—8	2,7—5,2	5—7	6—5	9—22	11
Смешанные	0,2—7	0,1—10	5—4	5—8	5—7	22—23	18

сейчас широко как собирательный для всех железисто-кремнистых пород, аналогично термину трапы — для основных вулканогенных пород.

Крупнокристаллические породы, состоящие из кварцевых и рудных магнетитовых или гематитовых полос в Бразилии на месторождении Минас-Жерайс, названы *итабиритами*. Этот термин получил широкое распространение и его целесообразно применять для крупнокристаллических кварцито-железорудных пород Украинского щита. Для крупнокристаллических пород, состоящих из кварца, магнетита и железистых силикатов и являющихся аналогами железисто-кремнистых сланцев гнейсовой ступени метаморфизма, рационально применять термин *такониты*, получивший распространение в Бразилии.

В железисто-кремнистых породах с полосчатой текстурой мощности прослоев яшмы, железистых и силикатных прослоев изменяются от долей миллиметра до нескольких сантиметров. Грубополосчатые безрудные яшмы нередко переслаиваются с глинисто-хлоритовыми аспидными сланцами. Наблюдаются переходы через ритмическое переслаивание от кремнисто-железистых пород к кремнисто-сланцевым и даже чисто сланцевым или туфо-сланцевым пластам. Цвет кварцевых яшмовых прослоев серый, черный или красный, вследствие примеси тонко распыленного гематита. Поэтому выделяются красноцветные — краснополосчатые или сероцветные — серополосчатые железисто-кремнистые породы.

В зависимости от ступеней метаморфизма изменяется размер зерен. В яшмовых железистых прослоях аспидной и филитовой ступеней метаморфизма зернистость макроскопически неразличима, размеры зерен кварца от 0,02—0,07 до 0,1—0,8 мм.

Как видно из табл. 2, мощность магнетитовых рудных слоев во всех породах обычно не превышает 5—6 мм. Мощность кварцевых слоев в тонкополосчатых джеспилитах близка к мощности магнетитовых слоев. Мощность кварцевых яшмовых слоев повышается в магнетит-силикатных джесперах в три — четыре раза, составляя 8—20 мм, в сланцевых пластах — до 30 мм. Мощность силикатных прослоев в богатых силикатно-магнетитовых джеспилитах толщи близка к мощности магнетитовых. Наблюдаются прослои железисто-кремнистых пород с двух-, трех- и четырехчленным ритмическим чередованием слоев: двухчленное чередование магнетитовых и кварцевых слоев; трехчленное чередование магнетитовых, кварц-яшмовых и силикатных (или магнетит-гематитовых и кварц-яшмовых) и четырехчленное — магнетитовых, кварцевых, силикатных, смешанных и др.

Для джеспилитов и джесперов можно выделить такие типы структур: ленточную, сростковую, поперечно-сростковую, рассеянную и параллельно-линейную. Ленточная структура (рис. 1) характеризуется чередованием рудных и кварцевых лент толщиной 0,2—0,5 мм, кварцевые зерна мелкие, изометричные. В сростковой структуре (рис. 2) рудные полосы состоят из удлиненных неправильных зубчатых сростков размером до 2 мм. В попереч-

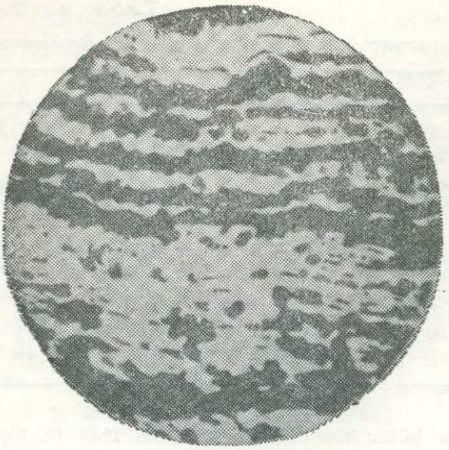


Рис. 1. Ленточная структура.

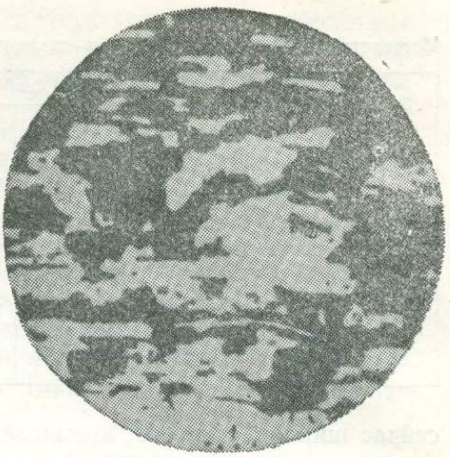


Рис. 2. Сростковая структура.

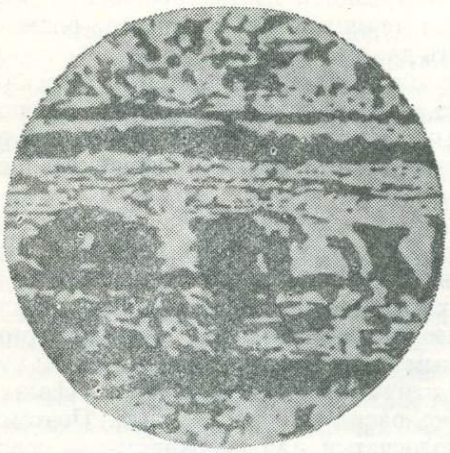


Рис. 3. Поперечно-сростковая структура.

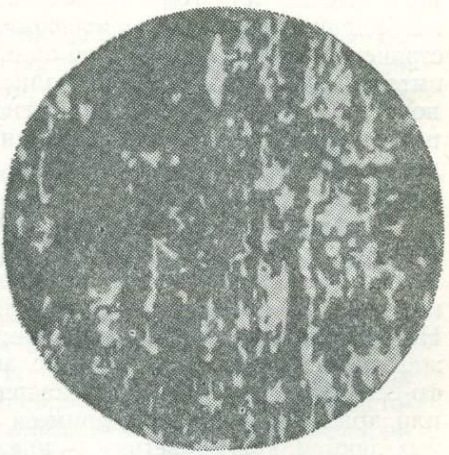


Рис. 4. Рассеянная структура.

но-сростковой структуре (рис. 3) толщина рудных полос варьирует от 1 до 10 мм. Рудные сростки вытянуты поперек полос. Рассеянная структура (рис. 4) представлена полосчатыми скоплениями рудных зерен размером 0,1—0,004 мм, тесно перемешанных с тонкозернистым кварцем. В параллельно-линейной структуре (рис. 5) тонкие пластинки железной слюдки толщиной от 0,01 до 0,001 мм образуют ориентированные согласно слоистости агрегаты величиной до 0,1 мм.

Концентрация рудного вещества в рудных полосах достигает 80—90%. Рудные полосы содержат 10—30% нерудных минералов, в нерудных полосах содержание рудных минералов достигает 5—10%. Средние размеры агрегатов рудных минералов в рудных полосах 0,15 мм (0,10—0,30 мм), в нерудных 0,07—0,04, а в пылевидных включениях до 0,001 мм. Мощность нерудных полос (1—6 мм) несколько больше, чем рудных (0,75—3 мм). В черноквarцевых смешанных полурудных полосах содержание рудных минералов иногда достигает 30—50% в тонко рассеянном состоянии с размерами зерен 0,07—0,02 и даже 0,001 мм. Количество различных слоев в толще железисто-кремнистых пород изменяется в широких пределах, что хорошо видно из табл. 3. По мере увеличения мощности прослоев силикатов мощность кварцевых яшмовых прослоев также увеличивается, а мощность магнетитовых прослоев сохраняется прежней.

В пироксен-магнетитовых кварцевых крупнозернистых породах (квар-

цитах — итабиритах) мощность магнетитовых прослоев изменяется от 0,2 до 5мм, кварцевых — от 2 до 10мм, иногда достигая 5—10 см. Сростки магнетита сливаются в сплошные рудные ленты мощностью до 5 мм с размерами зерен 0,2—1 мм, а сростков 2—5 мм, пироксена от 0,5—1 мм до 1—2 см и кварца — 0,2—3 мм.

В фаялит-магнетитовых кварцитах — итабиритах размеры зерен фаялита составляют 0,5—3 мм, редко 1 см.

В магнетит-пироксеновых кварцитах — итабиритах чередуются магнетитовые полосы с содержанием магнетита 60—98%, магнетит-пироксен- кварцевые с содержанием кварца до 70—85% и магнетит-пироксеновые с содержанием пироксена до 50—70%. Эти породы целесообразно называть железистыми итабиритами.

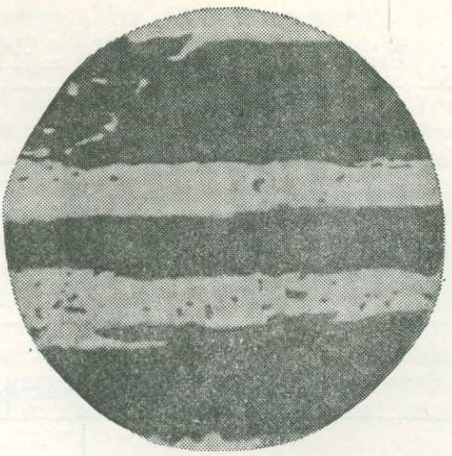


Рис. 5. Параллельно-линейная структура.

В железисто-кремнистом ряду пород ведущими, кроме SiO_2, являются FeO и Fe_2O_3. Инертные компоненты при метаморфизме $FeO + Fe_2O_3$, Al_2O_3, MgO и CaO, пересчитанные на коэффициенты железистости F, глиноземистости A, магнезиальности M и известково-щелочности C, составляющие в сумме сто ($F + A + M + C = 100$), позволяют выделять изохимические ряды метаморфических пород по составу их исходных пород. Коэффициент железистости $F = \frac{(FeO + 2Fe_2O_3)\ 100}{Al_2O_3 + MgO + CaO + (FeO + 2Fe_2O_3)}$. Подвижными компонентами, количество которых изменяется при метаморфизме, являются вода, щелочи ($K_2O + Na_2O$) и углекислота. Они характеризуют ступени метаморфизма пород.

При метасоматических процессах в железисто-кремнистых породах высокой подвижностью обладают железо и кремнезем; они образуют богатые железорудные залежи. Широко развиты в железисто-кремнистых породах процессы щелочного натриевого метасоматоза, с которыми связано образование щелочных амфиболов, пироксенов и альбита. Проявляется локально и карбонатный метасоматоз, сопровождающийся интенсивным выносом кремнезема и железа.

Таблица 3

Количество слоев в железисто-кремнистых породах различных горизонтов

Полосы — слои	Горизонт					
	месторождения ЮГОКа		месторождения ИнГОКа			
	Пятый железистый $K_2^{5ж}$	Шестой железистый $K_2^{6ж}$	Пятый железистый $K_2^{5ж}$	Четвертый железистый $K_2^{4ж}$	Второй железистый — джеспилиты $K_2^{2ж}$	Второй железистый — магнетит-силикатные джеспероиды $K_2^{2ж}$
Магнетитовые	50	50	50—30	35	25—50	12—16
Кварц-яшмовые	30	28	32—40	47	40—49	52
Силикатные	4	14	4—10	11—13	5—15	27—31
Смешанные	23	8	5—10	5—7	5—9	5—9

Таблица 4

Петрохимические коэффициенты по Н. П. Семененко для различных групп пород

Породы	*F*	*A*	*M*	*C*	*FM*
Железисто-кремнистые	61—99	0—14	0—17	0—17	72—99
Глиноземисто-железисто-кремнистые	42—66	15—42	9—28	0—6 (14—20)	57—81
Глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистые	27—39	8—33	24—43	2—10	60—75

Таблица 5

Систематика железисто-кремнистых пород по коэффициенту окисления

Группа пород	*O*	$Fe_{общ}$	$Fe_{магн}$	$Fe_{карб}$	Доля $Fe_{магн}$ в $Fe_{общ}$, %
Окисные гематитовые					
Окисленные магнетитовые	15—41	35—42	0—5	Не опр.	Не опр.
Закисно-окисные полуокисленные магнетит- гематитовые	1,5—3	35—42	10—12	» »	» »
Окисно-закисные магнетитовые					
Магнетитовые	0,9—1,2	35—42	34—41	Не опр.	95—85
Богатые силикат-магнетитовые	0,8—0,6	30—35	26—33	» »	85—80
Средние силикат-магнетитовые	0,8—0,37	27—35	21—27	» »	80—70
Малорудные окисно-закисные магнетит-силикат-карбонатные					
Малорудные окисно-закисные магнетит-карбонатные и силикатные	0,6—0,3	25—33	16—20	8—15	70—55
Бедные закисные магнетит-силикат-карбонатные					
Бедные магнетит-карбонатные	0,35—0,2	20—31	10—15	10—15	60—45
Нерудные закисные карбонатные и силикатные					
Нерудные карбонатные и силикатные	0,2—0,05	20—30— 19—25	7—8	20—25— 13—17	45—25

Химический состав (в %) и петрохимические коэффициенты по Н. П. Семененко

Номер анализа	SiO	Al_2O_3	FeO	Fe_2O_3	MgO	CaO
1	38,4	—	3,25	57,5	0,02	—
2	43,0	0,09	1,33	54,8	0,04	0,07
3	36,5	—	1,16	62,1	0,02	—
4	38,0	—	0,63	61,38	0,05	—
5	53,82	0,31	8,12	36,84	0,29	0,11
6	34,2	0,11	1,19	63,7	0,03	0,07
7	38,8	0,14	2,21	58,7	0,05	0,27
8	39,8	0,12	1,83	58,05	0,02	0,07
9	48,95	2,65	1,15	45,03	0,10	0,42
10	55,2	0,34	0,75	62,9	0,05	—
11	38,9	—	0,82	60,0	0,02	—
12	36,6	0,46	0,74	61,80	0,10	0,18

Примечание. *Анализы*: 1, 3, 4 — джеспилит железнослюдко-мартитовый, рудник им. В. И. Ленина, гл. слюдко-магнетит-мартитовый, рудник им. Коминтерна, скв. 13468,гл. 1152 м; 6 — джеспилит железнослюдко-мартитонина, гл. 825 м; 8, 11 — джеспилит гематит-мартитовый, рудник им. В. И. Ленина, гл 825 м; 9 — джеспер гидрогематит им. К. Либкнехта, гл. 865 м; 12 — джеспилит гематит-мартитовый, рудник им. XX Партсъезда, гл. 630 м.

Железисто-кремнистый ряд характеризуется высоким коэффициентом железистости ($F = 66—99$) и низкими коэффициентами глиноземистости ($A = 0—14$), магнезиальности ($M = 0—17$) и известковистости ($C = 0—17$). Коэффициент магнезиальности в железисто-кремнистых породах, богатых карбонатами и силикатами, иногда достигает 27—34%. Суммарный ферромагнезиальный коэффициент FM составляет 72—99. На треугольной диаграмме A, C, FM железисто-кремнистые породы попадают в одно поле с магнезиальными ультраосно́вными породами. Железисто-кремнистый ряд пород ассоциирует с рядом глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистых пород и фациально переходит в него. Глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистый ряд является переходным между железисто-кремнистым и алюмосиликатным рядами пород. Коэффициент A в глиноземисто-магнезиально-железистом ряду повышается до 15—40, а коэффициент F уменьшается до 27—66; в собственно глиноземисто-железисто-кремнистых породах коэффициент F составляет 42—66%. Коэффициенты для этих рядов пород представлены в табл. 4.

Первичными элементами-примесями в железисто-кремнистых породах, составляющими десятые и сотые доли процента, являются TiO_2, MnO, P_2O_5, а также углерод. К редким элементам относится германий, содержание которого нередко составляет до 20—30 г/т.

Поведение железа, его минеральный и фазовый составы определяются коэффициентом окисления $O = \frac{Fe_2O_3}{FeO}$, который определяет содержание рудных минералов: окислов железа, магнетита и гематита или карбонатов железа — сидерита и силикатов железа. Систематика железисто-кремнистых пород в зависимости от коэффициента окисления приведена в табл. 5. Коэффициент $O = 1$ отвечает составу пород, где все железо входит в магнетит-хотя в природе для магнетита он изменяется от 1,1 до 0,95, т. е. наблюдается дефектность структуры.

Породы, в которых коэффициент окисления составляет от 1,5 до 41, относятся к группе окисных преимущественно гематитовых пород. Породы, у которых коэффициент окисления 1,2—0,4 (0,37), входят в группы окисно-закисных магнетитовых пород, а также богатых и средних силикат-магнетитовых пород, представляющих кондиционные руды, содержащие от 40 до 21% магнетитового железа. Выделяются группы пород с коэффициентом окисления 0,6—0,3, у которых, благодаря развитию силикатов и

Таблица 6

гематитовых окисных железисто-кремнистых пород (джеспилитов) Саксаганского района

Коэффициенты						$Fe_{общ}$	$Fe_{магн}$
F	A	M	C	$F+M$	O		
100,0	—	—	—	100,0	7,96	42,7	7,6
99,58	0,14	—	0,28	99,58	18,53	39,4	3,1
100,0	—	—	—	100,0	24,08	44,4	2,7
100,0	—	—	—	100,0	43,8	43,4	1,5
99,95	0,51	1,20	0,34	99,15	2,04	32,1	18,9
99,64	0,12	—	0,24	99,64	24,08	45,5	2,8
99,12	0,12	0,12	0,64	99,21	11,97	42,8	5,2
99,07	0,13	0,54	0,26	99,59	14,30	42,0	4,3
94,15	4,22	0,48	1,15	94,15	17,62	32,4	2,7
99,62	1,24	—	—	99,62	37,7	44,6	1,75
100,0	—	—	—	100,0	32,9	42,6	1,91
98,49	0,62	0,47	0,52	98,86	37,6	43,8	1,73

825 м; 2 — джеспилит железнослюдко-мартитовый, рудник им. Р. Люксембург, гл. 632 м; 5 — джеспилит железно-вый, рудник им. К. Либкнехта, гл. 865 м; 7 — джеспилит гематит-магнетит-мартитовый- рудник им. В. И. Ле-мартитовый, рудник им. Р. Люксембург, гл. 712 м; 10 — джеспилит гематит-мартитовый сероцолосчатый, рудник

карбонатов и некоторому снижению содержания $Fe^{*}_{общ}$, содержание $Fe_{магн}$ снижается до 16—20%. Они представляют группу малорудных окисно-закисных магнетит-силикат-карбонатных пород.

Выделяют и две группы собственно закисных пород, где преобладает закисное железо, входящее в силикаты и карбонаты. Группа бедных закисных магнетит-карбонатных пород с коэффициентом окисления 0,35—0,2 и группа нерудных закисных карбонатных и силикатных пород с коэффициентом окисления 0,2—0,05. Здесь наблюдаются породы, содержащие железа 30%, из них карбонатного до 25%.

В рассмотренном ряду по степени окисления выделяются породы, образовавшиеся в условиях различного окислительно-восстановительного потенциала. В горизонтах кремнисто-железисто-карбонатных пород, как, например, в Тепловской полосе Верховцевского района, наблюдается фациальный переход к сульфидным колчеданно-кремнистым отложениям. Мощность линз колчедана достигает 90 м. Такие же фациальные переходы кремнисто-железисто-карбонатных пород отмечены и в верхней части разреза железисто-кремнистых пород в седьмом железистом горизонте Кременчугского района, где встречен также горизонт колчеданных залежей.

ОКИСНЫЕ ГЕМАТИТОВЫЕ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ

Окисные железисто-кремнистые породы в подавляющем большинстве представляют вторично окисленные мартитизированные магнетитовые породы. Их химическая характеристика приведена в табл. 6. Коэффициент окисления изменяется от 3 до 33. Промежуточную группу составляют мартит-магнетитовые джеспилиты с коэффициентом окисления 1,5—3, где содержание магнетитового железа составляет 10—18%. Гематит-магнетитовые джеспилиты наблюдаются и среди неокисленных вторичных метаморфических железисто-кремнистых пород, где первичный гематит наряду с магнетитом являются метаморфическими минералами. Гематит-магнетитовые джеспилиты чередуются с прослоями магнетитовых джеспилитов, и их чередование отражает периодическую смену окислительно-восстановительного потенциала среды, в которой проходило отложение железисто-кремнистых пород. На Украине наиболее широко представлены богатые мартитовые джеспилиты, содержащие 44—39% Fe и 36—43% SiO_2. Но наблюдаются и гидрогематит-мартитовые джеспилиты с содержанием железа, снижающимся до 30% и SiO_2, повышающимся до 48—53%, образующиеся в результате окисления магнетит-силикат-карбонатных джесперов. Содержание элементов примесей (табл. 7) составляет: Ti от 0,02 до 0,006, Mn 0,02—0,08, P_2O_5 0,2—0,3 и Fe_3O_4 0,02—0,06%. В гематитовой разности понижается содержание серы в окисленных мартитах до 0,002%. Из табл. 7 видно, что Na_2O составляет от 0,08 до 0,2%, K_2O — 0,01—0,05%, что указывает на невысокое проявление щелочного метасоматоза, вода составляет 0,06—0,4%, органический углерод — 0,006—0,04%. Содержание потерь при прокаливании увеличивается в гидрогематит-мартитовых джесперах (ан. 9) до 0,88%.

Глубина окисления — мартитизация в Центральном районе (Саксаганский участок) достигает 300 м, но кое-где составляет только десятки метров, и в этих местах магнетитовые породы выходят на поверхность, а в зоне развития залежей богатых мартитовых руд в пятом и шестом железистых горизонтах мартитизация доходит до глубины 1,5 км и более. В промежутках между полями рудных залежей мартитизация проникает на глубину 500—300 м и меньше.

---

* Здесь и дальше $Fe_{общ}$ — общее содержание железа в породе; $Fe_{магн}$ — железо, связанное в магнетите; $Fe_{гем}$ — в гематите; $Fe_{карб}$ — в карбонатах; $Fe_{сил}$ — в силикатах; $Fe_{хлор}$ — в хлоритах; $Fe_{раств}$ — железо растворимое; $Fe_{метал}$ — железо металлическое.

По несогласному контакту железисто-кремнистой свиты криворожской серии и верхней ингулецкой серии наблюдается кора выветривания. В результате окисления железисто-кремнистых пород образуются гематитовые породы, которые в процессе дальнейшей метаморфической переработки и рассланцевания при складкообразовании превращаются в железнослюдковые джеспилиты, наблюдающиеся, например, на Ингулецком руднике Криворожского района и на Попельнястовском участке Правобережного района.

Процессы окисления и мартитизации на головах выходов пластов и в виде линейных глубоких зон окисления наблюдаются в пределах участков Саксаганского, Галещинского и Южно-Белозерского. Процессы окисления, происходившие во время отложения железисто-кремнистых пород и вторичного окисления между отложениями, сопровождающиеся древними корами выветривания, свидетельствуют о наличии свободного кислорода в атмосфере в докембрийских мегациклах древнее 2000—3000 млн. лет.

С другой стороны, чередование окислительной и восстановительной обстановок свидетельствует об отложении железисто-кремнистых осадков в обстановке неглубокого моря.

ОКИСНО-ЗАКИСНЫЕ МАГНЕТИТОВЫЕ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ

Группы окисно-закисных рудных магнетитовых железисто-кремнистых пород характеризуются коэффициентами окисления от 1,2 до 0,37, содержанием общего железа 27—42%, и в том числе $Fe_{магн}$ от 21 до 41%. К этой группе относятся продуктивные горизонты промышленных руд. Среднее содержание магнетитового железа для разрабатываемых месторождений магнетитовых

Таблица 7

Содержание примесей титана, марганца, фосфора, серы, а также щелочей и летучих компонентов (в %) в породах Саксаганского района

Номер анализа	Примеси				Щелочи и летучие компоненты					
	TiO_2	MnO	P_2O_5	S (O)	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	CO_2	П. п. п.	$C_{орг}$
1	0,016	0,017	0,041	0,012	0,14	0,04	0,36	0,05	0,04	0,07	0,01
2	0,019	Не опр.	0,064	0,004	0,09	0,04	0,34	0,10	Не опр.	0,19	Не опр.
3	0,017	0,019	0,025	0,008	0,08	0,04	0,02	0,06	0,05	0,07	0,02
4	0,018	0,014	0,023	0,009	0,10	0,04	0,06	0,07	0,05	0,08	0,006
5	Не опр.	Не опр.	0,09	0,73	0,12	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,006
6	0,018	» »	0,25	Не опр.	0,28	0,05	0,42	0,07	» »	0,30	Не опр.
7	0,006	0,02	0,34	0,008	0,10	0,04	0,21	0,08	0,11	Не опр.	0,01
8	0,006	0,02	0,30	0,002	0,11	0,011	0,20	0,05	Не опр.	0,05	0,04
9	0,14	0,08	0,01	Не опр.	0,15	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,35	0,88	0,03
10	0,021	Не опр.	0,046	0,007	0,16	0,05	0,47	0,06	0,01	Не опр.	Не опр.
11	0,017	0,012	0,028	0,008	0,10	0,05	0,16	0,18	Не опр.	» »	0,003
12	0,018	0,01	0,018	0,005	0,13	0,10	0,42	0,04	» »	» »	Не опр.

Примечание. Привязку анализов 1—12 см. табл. 6.

3079

железисто-кремнистых пород составляет: для Первомайского 27,9 при $Fe_{общ}$ 35%; для Анновского 25,8 при $Fe_{общ}$ 35%. На Ингулецком месторождении группу окисно-закисных магнетитовых железисто-кремнистых пород разделяют на богатые магнетитовые джеспилиты, содержащие 35—42% $Fe_{общ}$ и 34—41% $Fe_{магн}$, и богатые силикат-магнетитовые джеспилиты с содержанием 30—35% $Fe_{общ}$ и 26—33% $Fe_{магн}$.

Богатые магнетитовые и силикатно-магнетитовые джеспилиты — обычно тонкополосчатые породы. Выделяется также подгруппа средних силикат-магнетитовых джесперов, содержащих $Fe_{общ}$ 27—35 и $Fe_{магн}$ 21—27%. Они более грубополосчатые, чем джеспилиты.

БОГАТЫЕ МАГНЕТИТОВЫЕ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫЕ ДЖЕСПИЛИТЫ

Богатые магнетитовые железисто-кремнистые породы, как видно из табл. 8, по коэффициенту окисления, изменяющемуся от 1,2 до 0,65, можно разделить на три подгруппы: гематит-магнетитовые джеспилиты с коэффициентом окисления выше единицы — до 1,2, содержащие $Fe_{магн}$ 35—34 и $Fe_{гем}$ 3—9%. Наряду с этим встречаются и гематит-магнетитовые джесперы, содержащие $Fe_{магн}$ только 26, а $Fe_{гем}$ — 3%. Богатые магнетитовые джес-

Химический состав (в %) и петрохимические коэффициенты по

Номер анализа	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO
						Гематит-магне
1	38,76	0,33	38,81	15,01	1,13	2,90
2	57,09	0,77	29,03	11,03	0,83	0,46
3	43,00	0,66	38,28	14,65	2,18	0,23
						Богатые магнети
4	43,03	0,61	35,93	15,40	1,00	1,39
5	38,05	1,61	36,36	17,05	2,10	1,47
6	39,63	0,49	38,04	15,02	2,15	1,94
7	40,18	0,58	36,52	15,89	2,47	1,41
8	35,1	0,08	40,25	17,66	1,84	2,10
9	44,5	0,23	34,71	15,02	1,90	2,45
10	42,4	0,00	34,24	16,56	2,00	1,25
						Богатые силикатно-маг
11	44,36	2,57	30,19	16,34	1,79	1,40
12	43,15	2,57	29,59	18,1	2,17	1,68
13	43,66	1,72	30,99	16,48	2,51	1,38
14	42,3	0,85	30,99	17,52	2,71	1,63
15	42,42	2,44	30,16	16,82	2,62	0,5
16	42,34	3,10	28,36	17,63	2,40	1,81
17	42,72	3,26	26,37	17,13	2,10	1,30
18	42,72	4,84	25,67	17,69	2,71	1,61

Примечание. *Анализы*: 1 — Криворожский район, Саксаганский участок, рудник им. К. Либкнехта, $K_2^{4ж}$, гематит-магнетитовый джеспер (роговик); 3 — Криворожский район, Саксаганский участок, рудник им. В. И. тах $K_2^{3ж}$, $K_2^{4ж}$, $K_2^{5ж}$ магнетитовых джеспилитов; 5 — Криворожский район, Саксаганский участок, СевГОК, руд в грубополосчатых магнетитовых джеспилитах; 7 — там же, $K_2^{6ж}$, среднее содержание в тонкополосчатых магнети Верховцевский район, актинолит-магнетитовый джеспилит; 11 — Верховцевский район, куммингтонит-магнетитовый но-Белановский участок, $K_2^{2ж}$, $K_2^{3ж}$, $K_2^{4ж}$, $K_2^{5ж}$, среднее содержание из 13 проб в силикат-магнетитовых краснополо ние из 70 проб в силикатно-магнетитовых джеспилитах; 15 — Кременчугский район, вторая пачка подсвиты K_1H, скв. 198, гл. 569—610 м; 18 — то же, скв. 146, гл. 306—312 м.

пилиты характеризуются коэффициентом окисления 1—0,9 и содержат $Fe_{магн}$ 35—41% при почти равном содержании валового железа в породе. Коэффициент железистости их составляет 88—92, а коэффициент глиноземистости — всего 0,09—0,8. Однако в этих джеспилитах наблюдаются и примеси окиси магния с коэффициентом $M = 5—7$. Окись магния является постоянным спутником окиси железа в этих наиболее дифференцированных железисто-кремнистых породах. Самые низкие коэффициенты магнезиальности наблюдаются при отложении гематит-магнетитовых джеспилитов, где $M = 3$, а содержание SiO_2 35—44%.

Богатые магнетитовые джеспилиты широко развиты в Кременчугском районе, где для горизонтов $К^{3ж}$, $К^{4ж}$ и $К^{5с}$ среднее содержание $Fe_{магн}$ составляет 36%, а коэффициент окисления равен 1,049. Поэтому общее содержание железа соответствует содержанию магнетитового железа. Такие же породы развиты в пятом и шестом железистых горизонтах Саксаганского и Первомайского участков Криворожского района и содержат $Fe_{магн}$ 35—37%; коэффициент окисления их 0,95—1,1. Они наблюдаются и в Правобережном, Верховцевском и Белозерском районах, $Fe_{магн}$ в них составляет 35—41%, а коэффициент $O = 0,33—1$. Встречаются и чистые разности без глинозема, где коэффициент $A = 0$, $M = 5—7$. Эти породы имеют двух- и трехчленное чередование слоев: магнетитовые и кварц-яшмовые; магнетитовые, кварц-яшмовые и полурудные смешанные.

Таблица 8

Н. П. Семененко окисно-закисных магнетитовых джеспилитов

Коэффициенты					$Fe_{общ}$	$Fe_{магн}$
F	*A*	*M*	*C*	*O*		
титовые джеспилиты						
89,33	0,416	3,602	6,647	1,163	38,81	35,00
93,43	1,364	3,719	1,482	1,184	28,87	25,72
91,35	0,865	7,228	0,548	1,175	38,16	34,16
товые джеспилиты						
92,28	0,831	3,445	3,443	1,049	37,10	35,91
88,04	2,007	6,620	3,331	0,959	38,68	37,88
88,08	0,617	6,852	4,445	1,139	38,28	35,02
88,04	0,738	7,949	3,262	1,034	37,89	37,05
89,94	0,094	5,473	4,491	1,025	41,87	41,18
87,36	0,306	6,395	5,929	1,039	35,95	35,02
90,16	0,000	6,784	3,048	0,930	36,82	35,67
нетитовые джеспилиты						
86,49	3,601	6,341	3,565	0,831	33,81	31,45
85,10	3,446	7,357	4,095	0,735	34,76	30,83
85,61	2,339	8,631	3,412	0,846	34,48	32,29
85,79	1,132	9,125	3,946	0,795	35,29	32,29
87,19	3,411	9,261	0,127	0,806	34,16	31,42
83,09	4,207	8,235	4,465	0,723	35,54	29,54
84,13	4,731	7,705	3,429	0,692	31,75	27,47
70,83	6,676	9,452	4,037	0,652	31,70	26,74

$К_2^{2ж}$, гематит-магнетитовый джеспилит; 2 — Криворожский район, Саксаганский участок, рудник им. Фрунзе, Ленина, $К_2^{5ж}$, гематит-магнетитовый джеспилит; 4 — Кременчугский район, ДнепроГОК, среднее содержание в пласник Первомайский, $К_2^{5ж}$, среднее содержание в магнетитовых джеспилитах; 6 — там же, $К_2^{6ж}$, среднее содержание товых джеспилитах; 8 — Правобережный район, Зеленовский участок, эгирино-магнетитовый джеспилит; 9, 10 — джеспилит; 12 — Конкский район, роговообманковый магнетитовый джеспилит; 13 — Кременчугский район, Галещисчатых джеспилитах; 14 — Кременчугский район, Горишнеплавнинский участок, $К_2^{3ж}$, $К_2^{4ж}$, $К_2^{5ж}$, среднее содержасиликат-магнетитовые джеспилиты, скв. 146, гл. 306—312 м; 16 — то же, скв. 146, гл. 278—282 м; 17 — то же,

Наиболее широко распространенные породы — богатые силикатно-магнетитовые джеспилиты содержат силикат-туфовые прослои и характеризуются коэффициентом $O = 0{,}85—0{,}65$; содержанием $Fe_{магн}$ 26—32, $Fe_{сил} + Fe_{карб}$ 2—5 и $Fe_{общ}$ 31—35%, что на 3—5% ниже, чем в чисто магнетитовых джеспилитах. Содержание SiO_2 в них 42—44%, примерно то же, что и в магнетитовых джеспилитах. Примеси глинозема в них повышаются, A увеличивается до 1—5, $F = 80—85$ примерно на 5% ниже, чем у чистых железисто-кремнистых пород. Повышаются примеси окиси магния ($M = 7—9$), поэтому коэффициент FM составляет 96—89 и близок к FM чисто железисто-кремнистых пород. Это значительно более широко распространенные породы по сравнению с чистыми магнетитовыми джеспилитами в богатых продуктивных горизонтах железисто-кремнистых пород Кременчугского, Криворожского, Правобережного, Белозерского, Конкского, Корсакского и других районов. Они характеризуются четырехчленным чередованием слоев: магнетитовых, кварц-яшмовых, смешанных полурудных и силикатных. Обычно силикатные прослои здесь более тонкие, чем магнетитовые (0,1—2 мм), но имеют сравнительно выдержанные мощности и составляют 4—10%, в то время как магнетитовые до 50%. Богатые железисто-кремнистые породы обычно слагают центральные части рудных горизонтов, а сами центральные части иногда состоят из гематит-магнетитовых красно полосчатых джеспилитов, т. е. в окислительной обстановке проходилинаиболее высокие дифференциация и концентрация железа. Постоянные примеси TiO_2 и MnO в богатых магнетитовых джеспилитах, как видно из табл. 9, содержатся в сотых долях процента, редко достигая 0,1—0,2%. В большинстве случаев P_2O_5 составляет примерно 0,15%, в отдельных пластах содержание его достигает 0,3% и реже, например в ан. 6 и 7, понижается до 0,08%. Сера в богатых магнетитовых джеспилитах содержится в сотых долях, иногда достигая 0,30%, в силикат-магнетитовых джеспилитах ее содержание повышается до 0,2—0,6% за счет примеси пирита.

Содержание легко подвижных щелочей, как видно из табл. 9, в богатых железисто-кремнистых породах невелико, составляет десятые и сотые доли процента: Na_2O от 0 до 0,4, K_2O от 0 до 0,4%. Немного повышается оно в силикат-магнетитовых джеспилитах — до 0,12—0,25%. Несколько особняком по содержанию Na_2O стоит эгирин-магнетитовый джеспилит (ан. 8), где содержание Na_2O составляет 1%. Повышенное содержание воды в силикат-магнетитовых джеспилитах (1,6—2,5%) связано с наличием хлорита и куммингтонита; в магнетитовых джеспилитах количество H_2O составляет 0,04 — 0,3%. Содержание CO_2 в большинстве анализов варьирует от 0 до 2—3%, что обусловлено наличием карбонатов.

СРЕДНИЕ ОКИСНО-ЗАКИСНЫЕ СИЛИКАТ-МАГНЕТИТОВЫЕ ДЖЕСПЕРЫ

Породы этой группы представлены силикат-магнетитовыми джесперами, которые по даннным табл. 10 характеризуются коэффициентом окисления от 0,8 до 0,35; в связи с этим содержание $Fe_{магн}$ в них составляет 23—29% при общем содержании железа 27—35%, т. е. содержание $Fe_{общ}$ сохраняется в большинстве случаев в пределах 30—35%, так же как и в группе богатых силикат-магнетитовых джеспилитов, а снижается содержание $Fe_{магн}$ за счет увеличения содержания железа, связанного в силикатах и карбонатах. Доля железа, связанного в магнетите, в общем содержании железа уменьшается до 80—70%.

Коэффициент корреляции между коэффициентом O и содержанием $Fe_{магн}$ понижается от 1 до 0,7 в связи с колебанием содержания SiO_2. Поэтому уменьшение содержания $Fe_{магн}$ вызвано не только переходом части железа в силикаты и карбонаты, а повышением количества SiO_2 в отдельных раз-

Таблица 9

Содержание примесей титана, марганца, фосфора и серы, а также щелочей и летучих компонентов (в %) в окисно-закисных магнетитовых джеспилитах

Номер анализа	Примеси				Щелочи и летучие компоненты					
	TiO_2	MnO	P_2O_5	SO_3	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	CO_2	П. п. п.
Гематит-магнетитовые джеспилиты										
1	Следы	0,13	0,30	0,18	0,24	Следы	0,09	Не опр.	2,2	0,08
2	0,04	0,02	0,11	0,03	0,10	0,10	Не опр.	» »	Следы	0,47
3	Следы	0,05	0,16	Следы	Следы	Следы	0,1	» »	»	0,56
Богатые магнетитовые джеспилиты										
4	0,01	0,23	0,33	0,13	Не опр.	0,48	0,41	0,10	1,41	Не опр.
5	0,043	0,069	0,10	Не опр.	0,10	0,06	Не опр.	0,30	2,42	» »
6	0,035	0,084	0,08	» »	0,31	0,23	» »	0,39	3,27	» »
7	0,018	0,084	0,08	» »	0,26	0,22	» »	0,31	2,00	» »
8	0,07	0,04	Не опр.	» »	1,02	0,12	1,00	0,01	0,15	» »
9	—	0,17	0,31	0,15	0,71		0,41	Не опр.	0,4	» »
10	0,12	0,18	0,35	0,30	Следы	Следы	0,60	0,11	1,0	» »
Богатые силикат-магнетитовые джеспилиты										
11	0,08	Не опр.	0,25	0,23	0,21		Не опр.	Не опр.	Не опр.	2,58
12	0,13	0,24	Не опр.	0,20	0,44	Следы	» »	0,04	» »	1,19
13	0,07	0,09	0,13	0,66	Не опр.	0,06	0,04	0,07	1,54	Не опр.
14	0,03	0,06	0,08	0,15	» »	0,30	0,55	0,12	2,69	» »
15	0,12	0,09	0,14	0,45	» »	0,20	1,66	0,17	2,54	» »
16	0,09	0,08	0,17	0,60	» »	0,26	1,64	0,11	2,32	» »
17	Не опр.	0,05	0,16	0,45	» »	0,49	1,84	1,00	3,84	» »
18	» »	Не опр.	0,13	0,05	» »	0,12	2,57	0,24	2,34	» »

Примечание. Привязку анализов 1—18 см. табл. 8.

Таблица 10

Химический состав (в %) и петрохимические коэффициенты по Н. П. Семененко средних окисно-закисных силикат-магнетитовых джеспероов

Номер анализа	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Коэффициент					$Fe_{общ}$	$Fe_{магн}$
							F	*A*	*M*	*C*	*O*		
1	47,31	0,94	25,67	14,68	2,98	2,02	81,52	1,429	11,43	5,584	0,786	29,36	26,74
2	47,53	1,03	25,09	14,84	2,98	1,37	82,76	1,605	11,74	3,882	0,760	29,08	26,14
3	46,01	1,51	25,11	19,8	3,64	0,94	82,88	2,080	12,68	2,354	0,570	32,95	26,16
4	46,40	2,98	26,44	17,60	2,40	1,47	83,36	4,230	8,613	3,793	0,675	32,17	27,54
5	57,60	0,49	23,10	14,08	1,20	0,28	92,46	0,945	5,670	0,951	0,738	27,10	24,06
6	46,60	4,28	25,65	14,48	2,57	2,10	78,50	6,304	9,571	5,623	0,796	29,19	26,72
7	37,08	3,27	25,77	24,48	2,57	1,22	84,94	4,107	8,161	2,785	0,473	37,05	26,85
8	44,33	5,83	26,79	14,79	3,40	0,30	78,65	8,309	12,25	0,777	0,814	30,23	27,91
9	51,08	0,12	25,41	16,65	0,97	3,08	87,27	0,186	3,817	8,716	0,686	30,71	26,47
10	32,18	0,54	22,69	16,94	1,59	3,01	84,08	0,856	6,377	8,680	0,602	29,03	23,64
11	44,20	2,40	26,17	20,60	2,57	2,56	82,21	3,150	8,528	6,107	0,571	34,31	27,26
12	45,60	1,45	27,80	18,75	2,55	1,12	86,21	2,012	8,949	2,826	0,667	34,02	28,97
13	32,20	4,59	25,70	23,40	2,16	1,57	83,64	5,816	6,920	3,616	0,494	36,16	26,77
14	33,94	3,34	25,07	23,48	1,33	0,84	88,70	4,535	4,566	2,196	0,480	35,78	26,12
15	50,86	5,80	22,48	16,42	1,49	0,89	82,29	9,180	5,962	2,560	0,615	28,48	23,42
16*	34,81	4,24	22,87	23,89	2,00	1,20	84,60	5,685	5,780	2,925	0,430	34,56	23,82
17	26,00	0,55	24,50	30,17	2,17	0,70	91,02	0,675	6,740	1,563	0,365	40,58	25,52

Примечание. *Анализы*: 1— Криворожский район, Саксаганский участок, рудник Первомайский, $K_2^{6ж}$, силикат-магнетитовые джесперы; 2 — то же, $K_2^{7ж}$; 3, 4 — Криворожский район, участок ЮГОК, силикат-магнетитовые джесперы; 5 — Криворожский район, Саксаганский участок, рудник им. XX Партсъезда, силикат-карбонат-магнетитовые джесперы шестого железистого горизонта $K_2^{6ж}$; 6 — Конкский район, Веселянский участок, слюдяно-магнетитовый джеспер; 7 — Белозерский район, Малобелозерский участок, биотит-куммингтонит-магнетитовый джеспер; 8 — там же, роговообманко-гранат-магнетитовый джеспер; 9, 10 — Конкский район, Кирпотинский участок, грюнерит-магнетитовый джеспер; 11, 12 — Володарский район, силикат-магнетитовый итабирит; 13 — Сурский район, силикатный (биотит-хлорит-карбонатный) магнетитовый джеспер, скв. 115; 14 — там же, силикат-карбонат-магнетитовый джеспер, скв. 115; 15, 16 — там же, силикатный (хлорит-гранатовый) магнетитовый джеспер, скв. 826 (ан. 16 — среднее из 7 определений); 17 — Чертомлыкский район, $K_2^{5ж}$, хлорит-сидерит-магнетитовый джеспер, скв. 22001.

новидностях до 51% вместо обычных 42—44. Развитие карбонатов иногда понижает содержание SiO_2 до 33%.

Средние магнетит-силикатные джесперы характеризуются более грубой полосчатостью в кварц-яшмовых слоях, мощность которых увеличивается до 8—14 мм, а мощность силикатных слоев достигает 5—8 мм, в то время как мощность магнетитовых слоев не превышает 4 мм. Характерно четырехкомпонентное циклическое чередование слоев: магнетитовых, кварц-яшмовых, силикатных, карбонатных или смешанных. Содержание силикатных прослоев достигает 4—15%; это илистые туффовые продукты, ритмически чередующиеся с хемогенными кварц-яшмовыми и железистыми образованиями. Силикаты представлены хлоритом, биотитом, куммингтонитом, гранатом и роговой обманкой, последняя наблюдается в наиболее высокометаморфизованных породах.

Средние силикат-магнетитовые и железисто-кремнистые породы по степени метаморфизма образуют ряд хлорит-сидерит-магнетитовых → биотит-хлорит-карбонат-магнетитовых → хлорит-гранат-магнетитовых → биотит-хлорит-куммингтонит-магнетитовых → куммингтонит-доломит-магнетитовых → роговообманко-магнетитовых джесперов, которые при увеличении зернистости образуют крупнокристаллические пироксен-магнетитовые итабириты и крупнозернистые пироксен-куммингтонит-магнетитовые и другие итабириты. Крупнозернистые итабириты развиты в Володарском и Ташлыкском районах, а также в отдельных участках Правобережного района и Орехово-Павлоградской провинции.

Следует отметить, что по средним содержаниям $Fe_{магн}$ в продуктивных горизонтах железисто-кремнистых пород последние отвечают средним железисто-кремнистым и силикат-магнетитовым джесперам. Так, на Первомайском месторождении среднее содержание магнетитового железа в продуктивных железистых горизонтах составляет 27% при общем содержании железа 35%. В первом и втором железистых горизонтах Саксаганского участка среднее содержание $Fe_{магн}$ составляет 25 при содержании $Fe_{общ}$ 33%; в шестом железистом горизонте среднее содержание $Fe_{магн}$ 23, $Fe_{общ}$ 33%. Магнетитовое железо составляет 70—80% общего содержания железа.

Следует отметить, что в этих породах повышается содержание магния (M = 5—12), поэтому FM достигает 92—97, но не ниже 83. Некоторое уменьшение количества железа компенсируется увеличением содержания MgO. Примесь глинозема увеличивается (A изменяется от 1,5 до 6), повышено и содержание CaO (C = 1,5—8), что связано с содержанием доломита в карбонатах, роговых обманок в силикатах. Содержание постоянных примесей TiO_2, MgO, как видно из табл. 11, составляет 0,1—0,4%, P_2O_5 от 0,06 до 0,25%, сера наблюдается не везде и составляет 0,1—0,8 и до 1%, что связано с вкраплением акцессорного пирита.

Содержание легкоподвижных компонентов Na_2O и K_2O повышается в более высокометаморфизованных породах, содержащих биотит, роговую обманку и альбит. Так, в ан. 7 и 8 (биотит-куммингтонит-магнетитовые и роговообманко-гранат-магнетитовые разновидности пород) содержание Na_2O составляет 0,5—1,39, а K_2O 1,26%, в то же время в породах аспидно-филлитовой ступени метаморфизма — хлорит-сидерит-магнетитовых джесперах (ан. 17) содержание щелочей составляет только 0,10, а CO_2 — 14%.

В хлорит-карбонат-магнетитовых джесперах железистого горизонта (ан. 16) среднее из семи анализов содержание H_2O = 1,6% и CO_2 = 7,2%.

Содержание органического углерода в ан. 5 достигает 0,65%.

МАЛОРУДНЫЕ ЗАКИСНО-ОКИСНЫЕ МАГНЕТИТ-СИЛИКАТ-КАРБОНАТНЫЕ ДЖЕСПЕРЫ

Группа малорудных магнетит-силикат-карбонатных железисто-кремнистых пород характеризуется коэффициентом окисления 0,6—0,3 и содержанием $Fe_{магн}$ 16—20% при содержании $Fe_{общ}$ 25—33%, примерно таким

Таблица 11

Содержание примесей титана, марганца, фосфора, серы, а также щелочей и летучих компонентов (в %) в средних окисно-закисных силикат-магнетитовых джеспер

Номер анализа	TiO_2	Примеси				Щелочи и летучие компоненты						
		MnO	P_2O_5	SO_3	S	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	CO_2	П. п. п.	$C_{орг}$
1	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
2	» »	» »	» »	» »	» »	» »	» »	» »	» »	» »	» »	» »
3	» »	0,03	0,279	0,12	» »	0,65		» »	0,09	» »	1,08	» »
4	» »	Не опр.	Не опр.	Не опр.	» »	0,51		» »	0,10	» »	1,04	» »
5	0,03	0,15	0,09	» »	0,17	0,10	Следы	» »	Не опр.	2,37	0,2	0,65
6	0,14	0,45	0,09	1,0	Не опр.	0,16	0,65	» »	0,2	Не опр.	2,25	Не опр.
7	0,33	0,30	0,15	Не опр.	» »	0,52	1,26	» »	Не опр.	» »	2,87	» »
8	0,44	0,13	0,17	» »	» »	1,39	1,26	» »	» »	» »	Не опр.	» »
9	0,09	Не опр.	Не опр.	0,25	» »	0,02		» »	0,05	2,04	0,40	» »
10	0,06	0,23	» »	0,85	» »	0,06		» »	0,11	1,10	0,06	» »
11	0,39	0,28	0,06	Не опр.	0,3	0,3	0,5	» »	Не опр.	Не опр.	1,33	» »
12	0,04	0,01	0,06	0,12	Не опр.	0,66	0,03	» »	0,9	1,44	0,70	» »
13	0,28	0,30	0,25	0,05	» »	0,83	0,53	» »	Не опр.	Не опр.	7,66	» »
14	0,33	0,28	0,03	Не опр.	» »	0,50	0,30	» »	» »	» »	9,16	» »
15	0,40	0,16	0,13	» »	» »	0,42	0,18	» »	» »	» »	0,14	» »
16	0,23	0,26	0,20	» »	0,12	0,55	0,56	1,58	0,04	7,22	Не опр.	» »
17	0,18	0,70	0,09	» »	0,07	0,10		Не опр.	Не опр.	14,35	0,02	» »

Примечание. Привязку анализов 1—17 см. табл. 10.

Таблица 12

Химический состав (в %) и петрохимические коэффициенты по Н. П. Семененко малорудных закисно-окисных магнетит-карбонат-силикатных джесперов и итабиритов

Номер анализа	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Коэффициенты					$Fe_{общ}$	$Fe_{магн}$
							F	*A*	*M*	*C*	*O*		
1	36,00	4,60	18,54	19,20	2,17	0,60	81,99	7,408	8,836	1,756	0,434	27,89	19,31
2	50,79	0,84	18,42	18,45	2,90	1,51	81,98	1,385	12,09	4,528	0,449	27,22	19,19
3	51,00	1,63	17,04	18,96	2,38	2,20	80,68	2,703	9,978	6,631	0,404	26,65	17,75
4	51,69	0,66	21,30	16,16	3,03	1,30	82,42	1,085	13,59	3,886	0,593	27,45	22,19
5	53,62	1,25	19,63	13,67	3,81	1,81	75,82	2,132	16,43	5,611	0,646	24,35	20,45
6	51,64	0,98	20,12	15,00	3,66	0,82	80,02	1,669	15,76	2,539	0,603	25,73	20,96
7	46,94	1,12	18,02	21,70	4,13	2,18	77,60	1,615	15,06	5,716	0,373	29,47	18,77
8	42,48	4,83	18,59	25,67	2,17	2,66	79,87	6,413	7,285	6,420	0,325	32,95	19,36
9	40,23	3,49	18,19	25,05	3,04	1,90	80,06	4,755	10,47	4,705	0,326	32,19	18,95
10	42,44	2,50	21,57	22,44	1,79	2,00	84,77	3,569	6,461	5,190	0,432	32,62	22,47
11	42,86	1,64	18,54	27,71	2,48	2,86	82,77	2,155	8,240	6,832	0,301	34,80	19,31
12	42,14	3,63	17,84	24,14	1,15	6,30	76,01	4,839	3,875	15,26	0,332	31,24	18,58
13	53,3	3,27	19,04	17,34	1,43	2,75	80,45	5,378	5,947	8,222	0,494	26,79	19,83
14	52,8	3,08	18,03	16,68	4,63	2,90	70,10	4,591	17,44	7,857	0,493	25,76	19,06
15	49,1	1,45	20,24	17,57	2,78	5,40	73,50	2,099	10,17	14,21	0,518	27,81	21,08
16	37,6	3,47	16,93	24,43	3,91	0,21	80,37	4,956	14,11	0,545	0,311	30,83	17,64
17	44,8	2,44	21,00	19,16	5,85	1,15	73,64	3,328	20,17	2,851	0,493	29,58	21,88
18	48,01	0,28	15,98	24,40	7,00	0,85	73,80	0,375	23,74	2,072	0,294	30,14	16,65

Примечание. *Анализы*: 1— Криворожский район, Саксаганский участок, рудник им. Фрунзе, $К_2^{6ж}$, магнетит-
им. В. И. Ленина, $К_2^{2ж}$, магнетит-силикатный джеспер; 4 — Криворожский район, Саксаганский участок, рудник Пер
же, $К_2^{7ж}$, среднее содержание в некондиционных магнетито-куммингтонитовых джесперах; 7 — Кременчугский ра
зитовых джесперов (среднее из 11 анализов); 9 — Чертомлыкский район, $К_2^{2ж}$, магнетит-сидерит-силикатный джес
джеспер; 11 — там же, магнетит-куммингтонит-роговообманковый джеспер; 12 — Конкский район, Кирпотинский уча
участок, магнетит-тюрингит-актинолитовый джеспер; 14 — Верховцевский район, Западно-Грановский участок, магне
говообманковый джеспер; 16 — Белозерский район, Южный участок, малорудный магнетит-хлорит-карбонатный дже
магнетит-силикатные итабириты.

силикат-карбонатный джеспер; 2 — то же, $К_2^{7ж}$; 3 — Криворожский район, Саксаганский участок, рудник
вомайский СевГОКа, $К_2^{6ж}$, среднее содержание в некондиционных магнетит-куммингтонитовых джесперах; 6 — там
йон, Галещинский участок, $К_2^{7ж}$, магнетит-силикат-карбонатный джеспер; 8 — Сурский район, магнетит-сидеропле-
пер (хлорит-биотит-куммингтонитовый); 10 — Конкский район, Веселянский участок, магнетит-куммингтонитовый
сток, магнетит-гранат-пироксен-амфиболовый итабирит с кальцитом; 13 — Верховцевский район, Западно-Грановский
тит-актинолит-стильпномелановый джеспер; 15 — Верховцевский район, Восточно-Грановский участок, магнетит-ро-
спер; 17 — Побужско-Ташлыкский район, магнетит-силикатные итабириты; 18 — Володарско-Белоцерковский район,

Таблица 13

Содержание примесей (в %) титана, марганца, фосфора, серы, щелочей и летучих компонентов в малорудных закисно-окисных магнетит-карбонат-силикатных джеспер

Номер анализа	Примеси					Щелочи и летучие компоненты						
	TiO_2	MnO	P_2O_5	SO_3	S	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	CO_2	П. п. п.	$C_{орг}$
1	0,25	0,08	0,40	Не опр.	1,61	0,28	0,10	Не опр.	0,08	7,52	8,61	0,16
2	0,04	0,08	0,20	0,12	Не опр.	0,16	0,70	» »	0,18	5,21	Следы	Не опр.
3	0,04	0,13	0,13	0,11	» »	0,15	0,32	» »	Не опр.	1,36	0,09	» »
4	0,02	0,06	0,11	Следы	» »	0,85	0,51	0,11	» »	4,10	0,62	» »
5	0,29	Не опр.	0,08	Не опр.	» »	0,15	0,42	1,14	» »	4,65	Не опр.	» »
6	0,19	» »	0,05	» »	» »	0,35	0,48	1,14	» »	5,5	» »	» »
7	0,16	0,11	0,19	0,23	» »	0,19	0,28	0,56	0,4	3,19	» »	» »
8	0,15	0,20	0,14	Не опр.	0,18	0,40	0,40	1,49	0,06	0,40	» »	» »
9	0,22	0,37	0,20	» »	0,17	0,26	0,69	Не опр.	0,05	0,08	» »	» »
10	0,28	0,17	0,21	0,68	Не опр.		0,17	» »	0,81	1,14	1,78	» »
11	0,16	0,14	0,13	0,17	» »		0,37	» »	Не опр.	0,96	1,66	» »
12	0,23	0,61	0,14	Не опр.	0,48		0,24	» »	» »	2,54	0,52	» »
13	Следы	Не опр.	0,22	0,34	Не опр.		0,1	» »	» »	Не опр.	0,95	» »
14	»	» »	0,28	0,32	» »		0,58	» »	» »	» »	0,94	» »
15	0,13	0,11	0,36	0,68	» »		0,53	1,56	0,16	0,6	Не опр.	» »
16	0,20	0,24	0,15	0,09	» »	0,04	0,07	Не опр.	Не опр.	10,49	2,33	» »
17	0,11	Не опр.	0,05	Не опр.	0,07	0,13	0,19	» »	0,16	Не опр.	0,60	» »
18	0,07	0,56	0,11	» »	Не опр.	0,15	0,17	» »	0,03	» »	2,71	» »

Примечание. Привязку анализов 1—18 см. табл. 12.

Таблица 14

Химический состав (в %) и петрохимические коэффициенты по Н. П. Семененко бедных закисных магнетит-карбонатных и нерудных закисно-карбонатных и силикатных джеспероидов и яшмо-сланцев

Номер анализа	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Коэффициенты F	A	M	C	O	$Fe_{общ}$	$Fe_{магн}$
Бедные закисные магнетит-силикат-карбо							натные сланцы, джеспероиды и яшмо-сланцы						
1	49,98	7,49	13,44	17,71	1,62	1,83	73,92	13,09	7,160	5,815	0,341	23,16	14,00
2	39,22	3,21	13,56	24,30	2,20	3,40	77,59	4,809	8,334	9,260	0,251	28,37	14,12
3	38,85	2,23	13,02	26,58	2,02	2,09	82,99	3,406	7,800	5,802	0,220	29,76	13,56
4	45,10	2,16	17,41	20,83	1,81	2,66	81,74	3,408	7,220	7,629	0,375	28,38	18,14
5	58,50	1,11	12,71	16,40	1,81	5,20	72,29	2,031	8,576	17,30	0,348	21,63	13,24
6	53,04	0,89	14,12	27,86	2,82	0,42	86,75	1,341	10,74	1,150	0,228	31,53	14,71
7	40,80	0,58	12,12	39,78	4,49	1,40	83,24	0,671	13,14	2,945	0,137	39,39	12,62
Кремнистые же							лезистые сланцы						
8	46,97	4,50	14,08	21,88	6,38	0,18	70,05	6,450	23,05	0,467	0,289	26,85	14,67
9	55,07	2,48	15,16	13,14	4,14	1,31	71,25	4,650	19,62	4,465	0,519	20,81	15,79
Нерудные закисные карбонатные и си							ликатные джеспероиды и яшмо-сланцы						
10	40,06	4,40	4,68	30,03	1,86	6,6	89,71	6,314	6,748	17,21	0,070	26,61	4,876
11	41,20	2,18	6,78	28,12	1,97	0,8	84,93	3,813	8,712	2,543	0,108	26,60	7,064
12	35,22	3,06	7,07	28,94	2,64	2,90	76,94	4,701	10,25	8,098	0,109	27,44	7,366
13	32,62	2,27	6,63	30,03	2,32	2,50	80,10	3,560	9,200	7,128	0,099	27,97	6,908
14	36,20	1,76	8,52	27,99	2,53	3,70	77,26	2,688	9,770	10,27	0,136	27,71	8,877
15	33,80	2,08	6,97	28,12	2,54	4,10	75,57	3,221	9,945	11,26	0,111	26,73	7,262
16	40,71	2,93	10,73	23,62	2,47	4,10	73,95	4,589	9,782	11,67	0,201	25,86	11,18
17	63,96	0,71	8,82	19,97	3,11	0,46	80,79	1,448	16,04	1,706	0,198	21,69	9,190
18	61,49	1,41	6,71	20,59	3,60	1,07	75,20	2,806	18,11	3,871	0,146	20,69	6,991
19	27,30	8,50	2,91	30,38	8,46	0,36	60,51	10,98	27,64	0,845	0,043	25,65	3,032
20	53,40	3,92	6,78	20,16	3,26	0,35	74,43	7,831	16,46	1,270	0,151	20,41	7,064
21	60,00	7,80	6,26	16,08	2,41	3,34	60,67	15,36	12,00	11,95	0,175	16,87	6,522
22	54,00	6,77	5,90	26,13	2,21	1,80	74,05	14,23	9,276	5,432	0,101	24,43	6,147
23	47,80	3,27	10,16	29,14	2,46	6,00	72,69	4,376	8,324	14,59	0,156	29,75	10,58

Номер анализа	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO
24	55,00	2,93	6,98	29,45	1,65	4,55
25	29,32	4,50	9,53	30,82	1,93	0,76
26	44,00	2,00	—	28,28	1,87	0,49

Примечание. *Анализы*: 1 — Чертомлыкский район, 4-я разделяющая пачка железистого горизонта, крем цевский район, Тепловский участок, тюрингит-магнетит-сидеритовые джесперы; 5 — Верховцевский район, Западно- магнетит-гиперстен-грюнеритовый итабирит; 8 — Криворожский район, Саксаганский участок, рудник им. В. И. Ле участок, рудник Первомайский СевГОКа, $К_2^{7ж}$, кремнистые сланцы магнетит-карбонат-хлорит-куммингтонитовые; 10— район, Саксаганский участок, рудник им. Фрунзе, $К_2^{6с}$, магнетит-карбонатные кремнистые яшмо-сланцы; 18 — там сток, рудник им. Коминтерна, $К_2^{2ж}$, хлорит-карбонатный джеспер; 20—22—Конкский район, магнетит-карбонат-силикат (среднее содержание из девяти анализов), магнетит-сидеритовых джесперов; 26 — Белозерский район, Южно-Бело

же, как в группе средних рудных силикат-карбонат-магнетитовых пород (табл. 12). Содержание кремнезема здесь в среднем несколько более высокое, чем в группе средних силикат-магнетитовых пород и составляет 42—52, реже 37—40% в связи с более высоким содержанием карбонатов. В этих средне- и грубополосчатых породах мощность кварц-яшмовых слоев составляет 14—20, силикатных — 9—22, смешанных — 18—20 и магнетитовых — 3—6 мм. Содержание магнетитовых прослоев составляет 16—40, кварц-яшмовых — до 50, силикатных —15—30%.

В слабо метаморфизованных аспидно-филлитовых ступенях железисто-силикат-карбонатных джесперов содержится значительное количество $Fe_{карб}$ (4—10%), а сумма $Fe_{магн}$ и $Fe_{сид}$ достигает 25—30%; при этом карбонаты в большинстве случаев представлены сидероплезитом — коэффициент M составляет от 6 до 23 (табл. 1), коэффициент F = 70—80, а FM = 83—95. Понижение содержания железа компенсируется увеличением содержания MgO. Примеси глинозема сохраняются не высокими — на уровне коэффициента A = 1,3—6%; примеси CaO так же значительно повышаются, коэффициент C = 0,15—6, редко до 14, что связано с увеличением содержания доломитовых молекул в карбонатах.

В высокометаморфизованных породах — итабиритах — MgO и CaO входят в состав силикатов. Эта группа малорудных пород с пониженным содержанием магнетитового железа (в среднем 16—18 при колебании от 15 до 21%) широко развита и содержит крупные запасы железа. К ней относятся: седьмой железистый горизонт северной части Саксаганского участка мощностью до 450—500 мм со средним содержанием $Fe_{магн}$ = 17 при содержании $Fe_{общ}$ 27%; седьмой железистый горизонт Кременчугского района мощностью 300—500 мм со средним содержанием $Fe_{магн}$ 18, а $Fe_{общ}$ 29%; железистый горизонт Сурского района с содержанием $Fe_{магн}$ 19 и $Fe_{общ}$ 32%; железистые горизонты в Чертомлыкском районе с содержанием $Fe_{магн}$ 18 и $Fe_{общ}$ 32%. Слабо метаморфизованные джесперы, кроме $Fe_{магн}$, содержат $Fe_{карб}$ в сидерите и сидероплезите и $Fe_{сил}$ в железисто-силикатных слоях до 5—10%. Они часто слагают краевые — верхние и нижние приконтактные переходные зоны богатых железисто-кремнистых пород.

Малорудные магнетит-силикатные крупнокристаллические итабириты развиты в Побужском, Ташлыкском и Володарском районах. Они содержат $Fe_{магн}$ 16—21 и $Fe_{общ}$ 29—30%. Содержание постоянных примесей TiO_2 и MnO сохраняется в пределах десятых долей процента (табл. 13). Содержание фосфора повышенное по сравнению с богатыми и средними рудными магнетитовыми джесперами (содержание P_2O_5 0,1—0,4%). Наблюдается также повышенное содержание серы: 0,1—0,7 до 1,6%. Содержание вкрапленного пирита увеличивается в магнетит-карбонатных джесперах, но оно низкое (до 0,05%) в магнетит-силикатных крупнозер-

Продолжение табл. 14

Коэффициенты					$Fe_{общ}$	$Fe_{магн}$
F	*A*	*M*	*C*	*O*		
76,73	4,434	6,314	12,51	0,106	27,77	7,272
83,85	6,751	7,320	2,072	0,139	30,62	9,929
84,04	4,189	9,902	1,865	0,000	21,98	0

нистые магнетит-карбонатно-силикатные (хлоритовые) сланцы — яшмо-сланцы с пиритом и пирротином; 2 —4— Верховцевский, Грановский участок, роговообманко-магнетитовые джесперы; 6, 7 — Правобережный район, Зеленовский участок, нина, K_2^{7c}, кремнисто-магнетит-амфиболовый (куммингтонитовый) сланец; 9 — Криворожский район, Саксаганский

16 — Верховцевский район, Тепловский участок, тюрингит-магнетит-сидеритовые джесперы; 17 — Криворожский же, магнетит-карбонат-силикатные кремнистые сланцы с магнетитом; 19 — Криворожский район, Саксаганский учаные джесперы; 23—24 — Верховцевский район, магнетит-карбонат-силикатные яшмо-сланцы; 25 — Сурский район зерский участок, тюрингит-сидеритовый джеспер

нистых итабиритах — породах более глубокометаморфизованных гнейсовых ступеней. Наблюдаются содержания германия до 7—30 г/т.

Содержание легко подвижных компонентов (табл. 13) Na_2O и K_2O измеряется десятыми долями процента (от 0,1—0,8%), H_2O — от 0,1 до 1,5%. Содержание CO_2 достигает от 0,6 до 1,0%, что связано с увеличением содержания карбонатов железа и магния. В карбонатных слоях повышается содержание органического углерода.

Различные ступени метаморфизма — от низкой аспидно-филлитовой до гнейсово-пироксеновой, характеризующиеся обратно пропорциональным изменением содержания воды и CO_2 — уменьшением содержаний воды и CO_2 от низких к высоким ступеням метаморфизма в связи с дегидратацией и декарбонатизацией — представлены рядом пород: магнетит-хлорит-сидероплезитовые джесперы → магнетит-хлорит-биотит-куммингтонит-сидеритовые джесперы → магнетит-доломит-куммингтонитовые джесперы → магнетит-куммингтонит-актинолитовые джесперы → магнетит-куммингтонит-роговообманковые итабириты →магнетито-гранато-пироксен-амфиболовые крупнокристаллические итабириты. Химические анализы их представлены в табл. 14.

БЕДНЫЕ ЗАКИСНЫЕ МАГНЕТИТ-СИЛИКАТ-КАРБОНАТНЫЕ ДЖЕСПЕРЫ

Эти породы, как видно на табл. 14, содержат $Fe_{общ}$ от 21 до 31% и $Fe_{магн}$ 12—18%; коэффициент *F* от 72 до 86. В комплексе со слоями кондиционных богатых железисто-кремнистых пород в пределах эксплуатируемых месторождений они могут попутно использоваться для получения богатых магнетитовых концентратов. Значительные массы таких пород развиты в седьмом и втором железистых горизонтах Криворожского района и в седьмом горизонте Кременчугского района. Они развиты в Верховцевском, Сурском и Чертомлыкском районах, а также на Тепловском участке Верховцевского района. Здесь в слабо метаморфизованных породах более половины всего железа связано в железистых карбонатах, при общем содержании растворимого железа 28—30%; доля $Fe_{карб}$ составляет 15% и $Fe_{магн}$ в среднем 13—14%. В этих породах наблюдается повышенное содержание магния. Коэффициент *M* составляет от 7 до 13, а *C* колеблется в широких пределах: в Верховцевском и Чертомлыкском районах равно 5—9, в Правобережном — 1—3%.

Увеличение коэффициента известковистости связано с повышением содержания доломитовых молекул, а в глубокометаморфизованных породах — с развитием актинолита и роговой обманки. Содержание глинозема сравнительно невысокое: $A = 1,5—5\%$. Это бедные джесперы — грубо- и тонкополосчатые породы с четырех- и пятичленным чередованием слойков: магнетитовых, кварц-яшмовых, карбонатных, силикатных и смешан-

Содержание примесей титана, марганца, фосфора, серы, а также щелочей и

Номер анализа	Примеси				
	TiO_2	MnO	P_2O_5	SO_3	S
	Бедные закисные магнетит-силикат-карбо				
1	0,44	0,11	Не опр.	Не опр.	3.07
2	0,13	0,26	0,07	0,34	Не опр.
3	0,15	0,57	0,23	0,25	0,37
4	0,10	0,47	0,18	0,23	0,59
5	0,06	0,22	0,30	0,49	Не опр.
6	0,19	0,03	Не опр.	Не опр.	» »
7	0,13	0,10	» »	» »	» »
	Кремнистые желе				
8	0,16	0,07	0,14	0,10	Не опр.
9	Не опр.	0,078	0,27	Не опр.	» »
	Нерудные закисные карбонатные и				
10	0,14	0,42	0,05	0,02	Не опр.
11	0,14	0,42	0,07	0,55	» »
12	0,14	0,40	0,1	0,4	» »
13	0,14	0,47	0,09	1,12	» »
14	0,134	0,33	0,1	0,68	» »
15	0,13	0,39	0,09	0,88	» »
16	0,18	0,24	0,08	0,73	» »
17	0,39	0,02	0,09	0,09	0,09
18	0,12	0,15	0,22	Не опр.	0,27
19	0,39	0,59	0,24	» »	0,48
20	0,28	0,55	0,04	0,89	
21	0,17	0,21	Не опр.	Не опр.	Не опр.
22	0,39	0,40	0,11	» »	0,53
23	Следы	Не опр.	0,19	0,26	Не опр.
24	0,18	0,23	0,25	0,67	» »
25	0,25	0,42	0,21	Не опр.	0,76
26	Не опр.	4,40	0,34	0,07	Не опр.

ных. Содержание примесей TiO_2, как видно из табл. 15, составляет 0,1—0,4, MnO 0,07—0,5%. Это обычно высокофосфатные породы с содержанием P_2O_5 0,1—0,3%. Повышенное содержание серы (0,1—0,6, редко до 3%) связано с вкраплениями пирита и пирротина (например, ан. 1, кремнисто-магнетит-карбонат-хлоритовые яшмо-сланцы Чертомлыкского района). Содержание H_2O в слабометаморфизованных породах от 0,5 до 4 и CO_2 от 1,5 до 13%. В высокометаморфизованных породах, представленных магнетит-гиперстен-грюнеритовыми итабиритами Зеленовского участка Правобережного района (ан. 6 и 7), вследствие дегидратации и декарбонатизации потери при прокаливании составляют всего 0,4—0,7%.

Такие же магнетит-гранат-пироксен-амфиболовые итабириты с содержанием магнетитового железа до 15% развиты и в Ташлыкском районе Побужья.

Группа закисных магнетит-силикат-сидеритовых джесперов с содержанием $Fe_{общ}$ 27—30%, где большая часть железа связана с сидеритом и сидероплезитом, представляет несомненный интерес в связи с разработкой технологии извлечения железа при обогащении сидерита. Крупные ресурсы магнетит-сидеритовых и сидероплезитовых джесперов (ан. 10—16) наблюдаются на Тепловском участке Верховцевского района. Они представляют тонко- и среднеполосчатые породы с мощностью прослойков 0,1—6, в среднем 2—5 мм, примерно одинаковых размеров и для магнетит-карбонатных, биотит-тюрингитовых, кварц-яшмовых и смешанных прослойков с размерами зерен кварца 0,02—0,06, карбоната 0,02—0,15, магнетита

Таблица 15

летучих компонентов (в %) в джеспе́рах, сланцах и яшмо-сланцах

Щелочи и летучие компоненты						
Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	CO_2	П. п. п.	$C_{орг}$
натные сланцы, джеспе́ры и яшмо-сланцы						
0,030	0,21	Не опр.	Не опр.	3,73	1,16	Не опр.
0,29		3,7	» »	Не опр.	Не опр.	» »
0,11	0,11	0,59	» »	13,5	» »	» »
0,12		0,67	» »	8,52	» »	» »
0,32		1,2	0,16	1,4	» »	» »
0,02		Не опр.	0,02	Не опр.	0,48	» »
0,08		» »	0,06	» »	0,72	» »
зистые сланцы						
0,31	1,13	0,39	Не опр.	1,96	2,10	Не опр.
0,27	0,63	2,2	» »	3,9	Не опр.	» »
силикатные джеспе́ры и яшмо-сланцы						
0,18		8,12	Не опр.	Не опр.	9,12	Не опр.
0,13		5,33	» »	» »	11,96	» »
Следы		7,34	» »	» »	11,78	» »
0,22		8,4	» »	» »	11,84	» »
0,28		7,34	» »	» »	11,28	» »
0,33		9,95	» »	» »	11,2	» »
0,23		6,16	» »	» »	8,52	» »
0,26	0,16	0,04	» »	0,44	1,62	0,35
0,24	0,74	0,14	» »	1,61	2,79	0,07
0,04	0,43	0,11	» »	16,44	20,46	Не опр.
0,61	0,48	Не опр.	» »	Не опр.	9,99	» »
0,56	0,82	» »	0,11	» »	2,16	» »
0,16	Не опр.	» »	0,62	0,35	0,64	» »
0,45	0,56	» »	0,22	Не опр.	6,22	» »
0,95	Не опр.	» »		» »	5,45	» »
0,16	0,50	3,68	0,15	» »	Не опр.	0,1
Не опр.	0,11	Не опр.	Не опр.	17,30	1,56	Не опр.

0,2—0,8 мм. Карбонаты представлены сидероплезитом и анкеритом. Для этих джеспе́ров $M = 8—10$, $C = 7—17\%$, а коэффициент глиноземистости сравнительно невысокий ($A = 3—6\%$).

Магнетит-хлорит-сидеритовые джеспе́ры широко развиты и в Сурском районе. В них среднее содержание $Fe_{общ}$ составляет 30 (ан. 25), $Fe_{магн}$ 9 и $Fe_{карб}$ до 20, а SiO_2 всего 29%; $M = 7$, а $C = 2$, т. е. ниже, чем на Тепловском участке Верховцевского района. Карбонаты представлены преимущественно сидероплезитом.

Такие же железисто-силикатно-карбонатные породы развиты и в Чертомлыкском районе.

Нерудные закисные карбонатные и силикатные джеспе́ры и яшмо-сланцы, как видно из табл. 14, содержат $Fe_{общ}$ 20—30%, однако характеризуются наиболее низким коэффициентом O (0,2—0,05, в среднем 0,1). Основная масса железа в этих породах связана в карбонатах и силикатах до 20—27%. Хлорит-сидеритовые джеспе́ры содержат пониженное количество SiO_2 — 30—35% при содержании $Fe_{общ}$ 27—30%. Наряду с этим выделяются железисто-силикатные джеспе́ры с высоким содержанием SiO_2 — 53—63% при содержании $Fe_{общ}$ 17—21% (ан. 17, 18, 20, 21). Железистые карбонаты в них находятся в виде примесей к основной массе силикатного железа и содержат 6—9% $Fe_{магн}$. Эти слои нерудных закисных высококремнеземистых пород наблюдаются в четвертом кремнисто-сланцевом, во втором железистом и других горизонтах Криворожского района. Они развиты также в Конкском районе (ан. 20, 21, 22), где фациально по простиранию за-

мещают горизонты богатых и средних магнетитовых джеспилитов и джесперов. К этой подгруппе принадлежат и железисто-кремнистые силикатные крупнокристаллические таконитовые, наблюдающиеся в Ташлыкском районе.

Для бедных магнетит-силикат-карбонатных и для нерудных закисных карбонатных и силикатных джесперов характерно повышенное содержание серы от 0,3 до 1,1%. Они всегда содержат пирит и по простиранию переходят в колчеданные пиритовые горизонты, известные в Верховцевском и Кременчугском районах.

Как видно из табл. 15, в этих породах наблюдается более высокое содержание MnO — 0,4—0,5%; содержание TiO_2 составляет 0,15—0,3%. Эти породы характеризуются (табл. 15) высокой потерей при прокаливании (от 8 до 20%) в связи с содержанием CO_2 до 17%, в отличие от высококремнистых бедных пород, где потери при прокаливании равны 1,5—2%.

Содержание щелочей в железисто-карбонатных джесперах составляет 0,13 — 0,2%, в то время как в высококремнистых железисто-силикатных джесперах содержится Na_2O 0,2—0,9 и K_2O — 0,16 — 0,8%, что связано с проявлением процессов ощелачивания силикатов железа (рибекитизацией, биотитизацией).

Следует отметить наличие в этих железисто-карбонатных джесперах и $C_{орг}$ — от 0,1 до 0,35%. Более высокое содержание органического углерода приурочено к карбонатным прослойкам, что указывает на восстановительную обстановку при отложении слойков карбонатов железа.

ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫЕ МОЛЕКУЛЯРНЫЕ ОТНОШЕНИЯ В ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ПОРОДАХ

При исследовании хемогенных железисто-кремнистых пород установлены некоторые общие закономерности молекулярных соотношений SiO_2 и (FeMg) O. В табл. 16 все рассмотренные типы железисто-кремнистых пород приведены по содержанию SiO_2 в виде последовательного ряда.

Как видно из таблицы, в последовательном по содержанию кремнезема ряду чередуются породы различных типов, хотя более высокие содержания кремнезема встречаются чаще в типах 5—8.

Молекулярные соотношения SiO_2 ($2Fe_2O_3 + FeO + MgO + CaO$) или коэффициент кремнеземистости Si/FM, изменяются в пределах от 0,5 до 2. Как видно из табл. 16, коэффициент кремнеземистости в первой группе пород, содержащих от 27 до 45% SiO_2, изменяется от 0,5 до 1 и он характерен для пород, которые при пересчетах на условные миналы (Fe, Mg, Ca) силикатов состоят из ортосиликатов типа $(Fe, Mg)_2 SiO_4$ — фаялита и метасиликатов типа (Fe, Mg) SiO_3 — гиперстена в пропорции, изменяющейся от 100 до 0.

Во второй группе пород, содержащих SiO_2 от 45 до 50%, состав железисто-силикатного минала отвечает метасиликату (Fe, Mg, Ca) SiO_3, иногда с небольшим избытком свободного хемогенного кремнезема.

В третьей группе пород, содержащих от 50 до 60% SiO_2, наряду с основным составом минала железисто-магнезиально-кальциевого силиката наблюдается избыточный хемогенный кремнезем, составляющий 20—35%; эта группа характеризуется коэффициентом кремнеземистости от 1,35 до 2.

Железисто-кремнистые хемогенные осадки содержат механические примеси илистого — пеплового материала, количество которого условно определено расчетом на алюмокремневый минал полевого шпата $Al_2O_3 \cdot 6\ SiO_2$; количество илистой примеси изменяется от 0 до 20 и редко до 40%. Обычно в закисно-окисных фациях идет полная дифференциация окислов железа, в то время как при отложении карбонатов повышается отложение молекул MgO вместе с железом.

Процентные соотношения $FeSiO_3$, $MgSiO_3$ и $CaSiO_3$ в железисто-кремнистых миналах изменяются: для железистых миналов от 100 до 74, для магнезиальных от 0,06 до 24 и для кальциевых от 0,6 до 11.

Приведенные молекулярные соотношения кремнезема и железа с примесями магния и кальция отвечают железистым ультрабазитам при содержании SiO_2 от 27—45 и до 50%. В избытке хемогенный кремнезем отлагается в железистых породах, содержащих SiO_2 от 50 до 60%.

На диаграмме *AC* (*FM*) железисто-кремнистые породы находятся в одном поле с ультрабазитами. На ней, однако, не отражено их соотношение с кремнеземом. Приведенные молекулярные соотношения показывают, что кремнезем и закись железа отлагались из растворов ритмически в пропорциях, отвечающих отношениям SiO_2 и (MgFe) O в ультрабазитах. В растворах наблюдаются пропорции, отвечающие составу как бы растворенных в эксгаляции вулканов железистых ультрабазитов.

Ритмические, отлагавшиеся попеременно слои с FeO и SiO_2 отвечают периодически изменявшимся потенциалам железа и кремнезема в вулканических гидротермальных растворах, поступавших из вулканических эксгаляций в придонный водный слой моря, где отлагались железисто-кремнистые породы. В краевых частях, где повышалось содержание SiO_2 (выше 50 — до 60%), увеличивалась мощность механических илистых туффовых отложений.

Железисто-кремнистые отложения фациально замещаются пелитовыми — илистыми туффовыми, в которых постепенно уменьшается число железистых слоев и кремнистые прослои чередуются уже с туффовыми. Реже этот процесс сопровождается увеличением содержания SiO_2, но до определенных пределов (60%), поэтому мы не наблюдаем отложения мощных горизонтов химически чистых кремнеземных яшм.

ПРОВИНЦИИ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ УКРАИНСКОГО ЩИТА

В Украинском щите железисто-кремнистые формации развиты в складчатых синклинальных зонах структурных ярусов докембрия и образуют одиннадцать железисто-кремнистых провинций: Конкско-Белозерскую, Базавлукскую, Орехово-Павлоградскую, Корсакско-Стульневскую, Западно-Приазовскую (Салтычанскую), Восточно-Приазовскую (Мариупольскую), Криворожско-Кременчугскую, Завальевско-Ташлыкскую (Среднепобужскую), Белоцерковско-Володарскую (Росинскую), Бугскую и Тикичско-Трактемировскую. Железорудные провинции, представляющие синклинальные структуры, имеют протяженность 60—250 и ширину 10—50 км. Они сложены серией складчатых структур, замыкающихся и прерывающихся по простиранию, которые образуют отдельные железорудные районы длиной 10—60 км. Так, в Конкско-Белозерской провинции выделяются Конкский и Белозерский районы; в Базавлукской — Верховцевский, Сурский и Чертомлыкский; в Орехово-Павлоградской — Павлоградский, Терсянский, Ореховский и Таврический; в Корсакско-Стульневской — Корсакский, Стульневский и Гуляйпольский; в Завальевско-Ташлыкской — Завальевский, Ташлыкский и Ананьевский; в Криворожско-Кременчугской — Кременчугский, Правобережный и Криворожский районы.

В пределах железорудных районов (см. карту-вкладку) выделяются отдельные складчатые структуры третьего порядка, которые образуют рудные участки, содержащие пласты или залежи железисто-кремнистых пород. Протяженность участков 5—20 км; они прерываются по простиранию в связи с их тектоническим или фациальным выклиниванием.

В пределах указанных на карте участков третьего порядка, сложенных метаморфическими толщами, выделяются залежи и месторождения, где железисто-кремнистые породы либо залегают в виде свит пластов — железистых горизонтов на всем протяжении структуры, либо для фациально неустойчивых формаций (железисто-кремнисто-метабазитовой и железисто-кремнисто-метабазито-карбонатной) они выклиниваются по простиранию складчатого участка, образуя залежи, выклинивающиеся фациально на протяжении 1—5 км.

Таблица 16

Кремнеземно-железистые молярные отношения в железисто-кремнистых породах

Тип пород	Номер анализа	Химический состав, %						Si/*FMC*, коэффициент кремнеземистости	Минал ортосиликата $(Fe, Mg)_2SiO_4$	Минал метасиликата (Fe, Mg, Ca) SiO_3	Соотношение Fe, Mg и Ca в минале силикатов, %			Минал FeMgCa силиката	Алюмокремневый минал в илистых отложениях	Избыточный SiO_2
		SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO				Минал Fe_2SiO_4, $FeSiO_3$	Минал $MgSiO_3$, Mg_2SiO_4	Минал $CaSiO_3$			
Первая группа																
5	17	26,00	0,55	24,50	30,17	2,17	0,70	0,50	99,04	0,96	91,64	6,79	1,57	92,52	7,48	—
8	10	27,30	8,50	2,91	30,38	8,46	0,36	0,07	—	—	—	—	—	—	—	—
8	16	29,32	4,50	9,53	30,82	1,93	0,76	0,37	—	—	—	—	—	—	—	—
5	10	32,18	0,54	22,69	16,94	1,59	3,01	0,82	35,65	64,34	84,81	6,43	8,75	94,06	5,93	—
5	13	32,20	4,59	25,70	23,40	2,16	1,57	0,36	—	—	—	—	—	—	—	—
8	4	32,62	2,27	6,63	30,03	2,32	2,50	0,68	64,28	35,71	83,07	9,54	7,39	75,39	24,61	—
8	6	33,80	2,08	6,97	28,12	2,54	4,00	0,72	56,42	43,58	78,09	10,28	11,64	78,23	21,76	—
5	14	14,94	3,34	25,07	23,48	1,33	0,89	0,54	93,20	6,79	92,91	4,78	2,30	68,19	34,80	—
1	6	34,20	0,11	63,70	1,19	0,03	0,07	0,69	62,14	37,86	99,75	0,09	0,15	98,86	1,14	—
3	4	35,10	0,08	40,25	17,66	1,84	2,10	0,69	60,87	39,12	90,02	5,48	4,50	99,19	0,81	
8	3	35,22	3,06	7,07	28,94	2,64	2,90	0,67	66,55	33,44	80,74	10,76	8,50	69,27	30,73	—
6	1	36,00	4,60	18,54	19,20	2,17	0,60	0,58	83,55	16,45	88,56	9,54	1,90	54,81	45,19	—
8	5	36,20	1,76	8,52	27,99	2,53	3,70	0,80	40,37	59,63	79,40	10,04	10,55	82,80	17,19	—
1	3	36,50	—	62,10	1,16	0,02	—	0,76	47,06	52,93	99,94	0,06	—	100,00	—	—
1	12	36,60	0,46	61,80	0,74	0,10	0,19	0,74	52,68	47,32	99,26	0,31	0,43	98,55	4,44	—
5	16	36,81	2,24	22,87	23,89	2,00	1,20	0,70	60,64	39,36	89,71	7,19	3,10	78,48	21,52	—
5	7	37,08	3,27	25,77	24,48	2,57	1,22	0,57	86,61	13,39	88,58	8,51	2,90	68,81	31,19	—
6	16	37,60	3,47	16,93	24,43	3,91	0,24	0,64	70,96	29,04	84,50	14,84	0,65	67,36	32,64	—
1	4	38,00	—	61,38	0,63	0,05	—	0,81	37,58	62,42	99,84	0,16	—	100,00	—	—
3	1	38,05	1,61	36,36	17,05	2,10	1,47	0,70	60,31	39,68	89,84	6,76	3,40	85,03	14,96	—
1	1	38,40	—	57,50	3,25	0,02	—	0,83	33,11	66,89	99,93	0,06	—	100,00	—	—
2	1	38,76	0,33	38,81	15,01	1,13	2,90	0,81	38,47	61,51	89,71	3,62	6,67	96,99	3,01	—
1	7	38,80	0,14	58,70	2,21	0,05	0,27	0,83	34,84	65,16	99,21	0,16	0,62	98,72	1,27	—
7	3	38,85	2,23	13,02	26,58	2,02	2,09	0,83	33,88	66,12	85,92	8,08	6,01	79,70	20,30	—
1	11	38,90	—	60,00	0,82	0,02	—	0,85	30,38	69,62	99,93	0,06	—	100,00	—	—
7	2	39,22	3,21	13,56	24,30	2,20	3,40	0,74	51,17	48,82	81,52	8,75	9,73	71,08	28,95	—
3	2	39,63	0,49	38,04	15,02	2,15	1,94	0,81	36,90	63,10	88,63	6,89	4,47	95,63	4,37	—
1	8	39,80	0,12	58,05	1,83	0,02	0,07	0,87	26,23	73,77	99,77	0,07	0,16	98,93	1,07	—
8	1	40,06	4,40	4,68	30,03	1,86	6,60	0,64	72,67	27,33	74,42	7,20	18,38	61,15	38,85	—
3	3	40,18	0,58	36,32	15,89	2,47	1,41	0,83	33,55	66,45	88,67	8,03	3,30	94,89	5,10	—
6	9	40,23	3,49	18,19	25,05	3,04	1,90	0,68	64,64	35,35	84,06	10,99	4,94	69,32	30,68	—
8	7	40,71	2,93	10,73	25,62	2,47	4,10	0,84	30,95	69,05	77,51	10,23	12,24	74,54	25,45	—
7	7	40,80	0,58	12,12	39,78	4,69	1,40	0,76	47,68	51,32	83,31	13,74	2,95	94,97	5,03	—
8	2	41,20	2,18	6,78	28,12	1,97	0,80	1,03	—	100,00	88,30	9,06	2,64	78,77	18,71	2,61
6	12	42,14	3,63	17,84	24,44	1,15	6,30	0,89	61,55	38,44	80,00	4,05	15,95	69,53	30,46	—
4	4	42,30	0,85	30,99	17,52	2,71	1,63	0,90	20,41	79,59	86,78	9,23	3,99	92,89	7,11	—
4	6	42,34	3,10	28,36	17,63	2,40	1,81	0,75	49,16	50,84	86,74	8,60	4,66	74,10	25,89	—
3	6	42,40	—	34,24	16,56	2,00	1,25	0,96	6,99	93,00	90,17	6,78	3,05	100,00	—	—
4	5	42,42	2,44	30,16	16,82	2,62	0,05	0,83	34,04	65,95	90,28	9,59	0,13	79,65	20,34	—
6	10	42,44	2,50	21,57	22,44	1,79	2,00	0,84	31,21	68,79	87,91	6,70	5,38	79,16	20,83	—
6	8	42,48	4,83	18,59	25,67	2,17	2,66	0,61	77,73	22,27	85,35	7,78	6,86	59,78	40,21	—
4	7	42,72	3,26	26,37	17,13	2,10	1,30	0,81	38,78	61,22	88,31	8,09	3,60	73,01	26,99	—
4	8	42,72	4,84	25,67	17,99	2,71	1,61	0,64	71,59	28,41	85,54	10,13	4,33	59,93	40,07	—
6	11	42,86	1,64	18,54	27,71	2,48	2,86	0,84	31,11	68,88	84,59	8,42	6,98	86,46	13,53	—
1	2	43,00	0,09	54,80	1,33	0,04	0,07	1,00	—	100,00	99,68	0,14	0,18	98,80	0,74	0,45
2	3	43,00	0,66	38,28	14,65	2,18	0,23	0,91	17,45	82,54	92,15	7,29	0,55	94,57	5,43	—
2	4	43,03	0,61	35,93	15,40	1,00	1,39	0,95	9,44	90,56	93,05	3,47	3,47	94,98	5,01	—
4	2	43,15	2,57	29,59	16,10	2,17	1,68	0,83	32,90	67,10	87,65	7,93	4,42	78,93	21,06	—
4	3	43,66	1,73	30,99	16,48	2,51	1,28	0,89	21,98	78,02	87,89	8,86	3,25	86,07	13,93	—
8	17	44,00	2,00	—	28,28	1,87	0,49	1,37	—	100,00	87,72	10,33	1,95	61,28	16,07	22,64
5	11	44,20	2,40	26,17	20,60	2,57	2,56	0,82	35,79	64,20	84,89	8,81	6,31	80,79	19,20	—
5	8	44,33	5,83	26,79	14,79	3,40	0,30	0,62	74,94	25,06	25,79	13,36	0,85	53,48	46,51	—
4	1	44,36	2,57	30,19	16,34	1,79	1,40	1,87	26,05	73,95	89,72	6,58	3,70	79,51	20,49	—
3	5	44,50	0,23	34,71	15,02	1,90	2,45	0,99	2,05	97,95	87,64	6,41	5,95	98,17	1,83	—
6	17	44,80	2,44	21,00	19,16	5,85	1,15	0,87	26,84	73,15	76,18	20,87	2,95	80,74	19,26	—
Вторая группа																
7	4	45,10	2,16	17,41	20,85	1,81	2,66	1,04	—	100,00	84,63	7,47	7,90	80,01	16,94	3,05
5	12	45,60	1,45	27,81	18,75	2,55	1,12	0,97	5,47	94,53	87,98	9,13	2,88	88,75	11,25	—

Тип пород	Номер анализа	Химический состав, %						Si/FMC, коэффициент кремнеземистости
		SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	
5	3	46,01	1,51	25,11	19,80	3,64	0,94	0,97
5	4	46,40	2,98	26,44	17,60	2,40	1,47	0,90
5	6	46,60	4,28	25,65	14,48	2,57	2,10	0,84
6	7	46,94	1,12	18,02	21,70	4,13	2,18	1,07
7	8	46,97	4,50	14,08	21,88	6,38	0,18	0,80
5	1	47,51	0,04	25,67	14,08	2,98	2,04	1,26
5	2	47,53	1,03	25,09	14,84	2,98	1,37	1,18
8	14	47,80	3,27	10,16	29,14	2,46	6,00	0,86
6	18	48,01	0,28	15,98	24,40	7,00	0,85	1,07
1	9	48,95	2,65	45,03	1,15	0,10	0,42	1,12
6	15	49,10	1,45	20,24	17,57	2,78	5,40	1,10
7	1	49,98	7,49	13,44	17,71	1,62	1,83	0,80
								Третья
6	2	50,79	0,84	18,42	18,45	2,90	1,51	1,36
5	15	50,86	5,80	22,48	16,42	1,49	0,89	0,90
6	3	51,00	1,63	17,04	18,96	2,38	2,20	1,31
5	9	51,08	0,12	25,41	16,65	0,97	3,08	1,34
6	6	51,64	0,98	20,12	15,00	3,66	0,82	1,42
6	4	51,69	0,66	21,30	16,46	3,03	1,30	1,38
6	14	52,80	3,08	18,30	16,68	4,63	2,90	1,11
7	6	53,04	0,89	14,12	27,86	2,82	0,42	1,29
6	13	53,30	3,27	19,04	17,34	1,43	2,75	1,23
6	11	53,40	3,92	6,78	20,16	3,26	0,35	1,45
6	5	53,62	1,25	19,63	13,67	3,81	1,81	1,45
1	5	53,82	0,38	36,84	8,12	0,29	0,11	1,50
8	13	54,00	6,77	5,90	26,43	2,21	1,80	0,95
8	15	55,00	2,93	6,98	29,45	1,65	4,55	1,20
7	9	55,07	2,48	15,16	13,14	4,14	1,31	1,54
1	10	55,20	0,34	62,90	0,76	0,15	—	1,12
2	2	57,09	0,77	29,03	11,03	0,83	0,46	1,66
5	5	57,60	0,49	23,90	14,08	1,20	0,28	1,79
7	5	58,50	1,11	12,71	16,40	1,81	5,20	1,73
8	12	60,00	7,80	6,26	16,08	2,41	3,34	1,28
8	9	61,49	1,41	6,71	20,50	3,60	1,07	1,96
8	8	63,96	0,71	8,82	19,97	3,11	0,46	2,16

Примечания. 1. Номера анализов в данной таблице соответствуют номерам анализов табл. 14.
2. Номера типов пород соответствуют: 1 — окисным гематитовым породам; 2 — закисно-окисным гематит-магнемагнетитовым; 6 — малорудным магнетит-силикат-карбонатным; 7 — бедным закисным магнетит-карбонатным; 8 —

В пределах железорудного участка наблюдаются залежи, имеющие промышленное значение, и выделяемые в месторождения железисто-кремнистых пород, и залежи железисто-кремнистых слоев, представляющие пачки маломощных железисто-кремнистых слоев, не имеющие экономического значения. Наконец, выделяются залежи железисто-кремнистых пород в складчатых рудоносных участках на основе магнитных аномалий, как, например, Ананьевского района, Трактемировского района, Орехово-Павлоградской провинции, требующие предварительной оценки бурением.

Для Криворожско-Кременчугской провинции, где наблюдаются мощные железисто-кремнисто-сланцевые формации, устойчивые в пределах выделяемых участков на всем протяжении, показаны особым знаком месторождения железисто-кремнистых пород, приуроченных к замкам складок или свитам, а на Саксаганском участке протяженностью 23 км выделяются месторождения шахтных полей богатых рудных залежей и междушахтные промежуточные поля — участки железисто-кремнистых пород. Мощности пластов железисто-кремнистых пород изменяются от 10 до 100, редко до 200 м. Однако мощности пластов железисто-кремнистых пород, сжатых в складки, удваиваются и утраиваются в замках сложных складок. Поэтому

Продолжение табл. 16

Минал ортосиликата $(Fe, Mg)_2SiO_4$	Минал метасиликата $(Fe, Mg, Ca)SiO_3$	Соотношение Fe, Mg и Ca в минале силикатов, %			Минал FeMgCa силиката	Алюмокремневый минал в илистых отложениях	Избыточный SiO_2
		Минал Fe_2SiO_4, $FeSiO_3$	Минал $MgSiO_3$, Mg_2SiO_4	Минал $CaSiO_3$			
5,81	94,18	84,64	12,95	2,40	88,39	11,61	—
19,65	80,35	87,04	8,99	3,96	77,28	22,71	—
32,17	67,83	83,78	10,21	6,00	67,52	32,48	—
—	100,00	78,88	15,31	5,81	85,64	8,44	5,92
39,08	60,92	78,86	24,64	0,50	66,11	33,88	—
—	100,0	82,43	11,77	5,79	79,39	0,30	20,30
—	100,0	84,11	11,94	3,95	78,27	7,66	14,07
27,91	72,09	76,03	8,71	15,27	75,80	24,19	—
—	100,00	74,09	23,83	2,08	91,18	2,06	6,76
—	100,00	98,31	0,42	1,27	72,41	19,15	8,44
—	100,00	75,08	10,39	14,52	81,17	10,44	8,38
39,66	60,33	85,07	8,24	6,69	46,99	53,00	—
группа							
—	100,00	83,14	12,27	4,59	69,37	5,85	24,78
20,55	79,44	90,61	6,56	2,82	59,67	40,33	—
—	100,00	82,93	10,25	6,82	67,81	11,30	20,88
—	100,00	87,44	3,82	8,73	73,99	0,83	25,18
—	100,00	81,38	16,03	2,58	65,88	6,71	27,41
—	100,00	83,45	12,65	3,90	69,07	4,52	26,41
—	100,00	73,47	18,29	8,24	71,45	20,63	7,91
—	100,00	87,94	10,89	1,17	72,73	5,93	21,33
—	100,00	85,02	6,28	8,69	63,62	21,70	14,68
—	100,00	80,75	17,86	1,38	50,93	25,96	23,11
—	100,00	77,48	16,79	5,73	63,08	8,24	28,67
—	100,00	98,43	1,23	0,34	65,15	2,04	32,81
10,77	89,23	83,56	10,33	6,07	55,66	44,34	—
—	100,00	80,29	6,61	13,10	67,67	18,84	13,49
—	100,00	74,73	20,58	4,68	54,42	15,93	29,65
—	100,00	99,54	0,46	—	87,29	2,18	10,53
—	100,00	94,73	3,77	1,50	57,48	4,77	37,77
—	100,00	93,32	5,72	0,96	54,25	3,01	42,74
—	100,00	73,79	9,55	17,66	53,93	6,71	39,36
—	100,00	71,69	14,18	14,13	42,21	45,98	11,80
—	100,00	77,37	18,64	3,98	46,81	8,11	45,08
—	100,00	81,98	16,28	1,73	44,51	3,93	51,57

титовым; 3 — богатым окисно-закисным магнетитовым; 4 — богатым силикат-магнетитовым; 5 — средним силикат-нерудным закисным карбонатным породам.

наиболее крупные месторождения магнетитовых железисто-кремнистых пород образуются на выходах замков и в узлах складчатости. Мощность толщ железисто-кремнистых пород второй саксаганской свиты достигает 500 м.

По типам руд выделяются такие группы железорудных провинций:

магнетитовых джеспилитов, джесперов и окисленных мартитовых железнослюдковых джеспилитов (Криворожско-Кременчугская и Конкско-Белозерская провинции);

магнетит-силикат-карбонатных джесперов (Базавлукская провинция);

зернистых магнетитовых итабиритов (Орехово-Павлоградская, Корсакско-Стульневская и Восточно-Приазовская провинции);

зернистых магнетит-силикатных итабиритов, таконитов и магнетит-карбонатных скарнов (Завальевско-Ташлыкская и Белоцерковско-Володарская провинции).

В железорудных провинциях, где развит **первый тип богатых магнетитовых джеспилитов и джесперов, окисленных мартитовых и железнослюдковых джеспилитов**, породы в большинстве тонкокристаллические со средней величиной зерен менее 0,15 мм, яшмовидные с красной, синей и серой

полосчатостью; они относятся к аспидной и филлитовой ступеням метаморфизма. В Криворожско-Кременчугской провинции главная масса богатых и средних магнетитовых джеспилитов и джесперов со средним содержанием $Fe_{общ}$ 32—33 и $Fe_{магн}$ 25—26% сосредоточена в первой саксаганской подсвите, в составе первого и второго железистых горизонтов, и во второй подсвите, в составе четвертого, пятого и шестого железистых горизонтов. Малорудные магнетит-силикат-карбонатные джесперы составляют краевые части пластов и развиты в седьмом железистом горизонте.

Третья саксаганская подсвита, представленная седьмым железистым горизонтом, содержит $Fe_{магн}$ около 17% и достигает мощности 500 м в северной части Саксаганского участка и в Кременчугском районе. В Криворожском районе к выходам замков складок на юге района приурочены крупные месторождения магнетитовых джеспилитов: Скелеватское месторождение (ЮГОК) в замке Западно-Ингулецкой синклинали в четвертом железистом горизонте; Новокриворожское в замке Восточно-Ингулецкой синклинали в четвертом железистом горизонте; к этому же горизонту приурочено Валявкинское месторождение и месторождение Советского антиклинала. К замку Лихмановской синклинали приурочено Ингулецкое месторождение магнетитовых джеспилитов и джесперов (ИнГОК). Последние слагают также с поверхности Тарапакский антиклинал. Крупное Первомайское месторождение (СевГОК) магнетитовых джеспилитов и джесперов выходит на поверхность в районе Первомайской — Терновской флексур. Анновское месторождение приурочено к Восточно-Анновскому участку, простирается к северу от Терновской флексуры и является также рудной базой СевГОКа.

На Центральном (Саксаганском) участке на протяжении 23 км все железистые породы окислены с поверхности в мартитовые джеспилиты и мартит-гидрогематитовые джесперы. Мощность железисто-кремнисто-сланцевой свиты здесь достигает 1500 м и в ней железистые пласты составляют 50—75% разреза. Суммарная мощность железисто-кремнистых пород изменяется от 500 на юге до 800 м на севере. На всем (23 км) простирании во второй саксаганской подсвите в составе четвертого, пятого и шестого горизонтов развиты поля вторичных богатых руд, в пределах которых породы окислены на глубину до 1,5 км и более. В промежутках между шахтными полями богатых железных руд мартитизация заходит на глубину до 300 м, а ниже развиты магнетитовые джеспилиты. Эти участки могут быть перспективными для подземной добычи магнетитовых джеспилитов в шахтах, где отработаны богатые рудные залежи.

Первая саксаганская подсвита в составе первых двух железистых горизонтов мощностью до 100 м на юге Саксаганского участка на протяжении 10 км от рудника им. Дзержинского до рудника «Большевик» также окислена на глубину не более 200—300 м и доступна для подземной отработки из действующих шахт.

В центральной части Саксаганского участка (крыло Саксаганского антиклинала) в пределах рудников им. Фрунзе, Октябрьского и «Большевик» на поверхность выходят магнетитовые джеспилиты и джесперы четвертого, второго и первого горизонтов, слагающие месторождение Большая Глееватка, которое разрабатывается карьером ЦГОКа.

В Правобережном районе Петровское и Зеленовское месторождения в комплексе могут составить промышленные запасы магнетитовых руд для горнообогатительного комбината. На выходе замка Кременчугской синклинали на левом берегу Днепра размещается Горишнеплавнинское месторождение магнетитовых джеспилитов и джесперов, разрабатываемое Днепровским горнообогатительным комбинатом. Его продолжением к северу являются Прядковское и Еристовское месторождения, сложенные группой пластов в крыле синклинали.

Новые месторождения магнетитовых джеспилитов Белановское и Заруднянское приурочены к Заруднянской синклинали, представляющей за-

падную часть замка сложной синклинали. Белановское месторождение находится в замке Заруднянской синклинали, представлено магнетитовыми джесперами и джеспилитами мощностью 130—150 м и малорудными куммингтонит-магнетитовыми джесперами мощностью 400 м.

Расположенное в замке Галещинской синклинали *Южно-Галещинское* месторождение включает железистые пласты куммингтонит-магнетитовых джесперов большой мощности (300—400 м) со средним содержанием $Fe_{магн}$ 18%. Галещинское месторождение богатых руд включает на крыле Галещинской синклинали нижние железистые пласты криворожской серии, сложенные окисленными железистыми джеспилитами и богатыми рудами со средним содержанием железа 59%. Рудные залежи и процессы окисления прослежены до глубины 1200 м. Максимальное развитие они получили на глубине 600 м, ниже которой оруденение и окисление пород затухают.

На склоне Украинского щита железисто-кремнистые породы погружаются к северу на глубину 250—300 и даже 600 м. Здесь размещаются крупные ресурсы железорудных месторождений, подлежащие изучению.

Васильевское месторождение магнетитовых джесперов является продолжением Галещинского на восточном крыле Галещинской синклинали. Оно включает те же железистые пласты с меньшей степенью и глубиной окисления пород — до 300 м от дневной поверхности.

Кармазиновское месторождение расположено севернее Васильевского в восточном крыле Галещинской синклинали. Представлено магнетитовыми джесперами и джеспилитами с содержанием $Fe_{магн}$ 25—27% и пластами малорудных карбонат-магнетитовых джесперов с содержанием $Fe_{магн}$ 18—19%. Месторождение находится на глубине 250—280 м под осадочным покровом и пригодно для шахтной разработки.

Харченковское месторождение железистых джесперов занимает в восточном крыле Галещинской синклинали северную оконечность Кременчугской аномалии. Сложено пластами магнетитовых джесперов и джеспилитов с содержанием железа 24—26% и пластами малорудных карбонат-магнетитовых джесперов с содержанием $Fe_{магн}$ 18%. Месторождение находится на глубине 400—600 м и годно для эксплуатации шахтным способом.

Кривоносовское (Западно-Галещинское) месторождение находится на восточном крыле Заруднянской синклинали в пределах трех железистых пластов суммарной мощностью 300 м. Из них два пласта (общей мощностью 100 м) представлены магнетитовыми джесперами и джеспилитами с содержанием $Fe_{магн}$ 26—28%, а один — средний — карбонат-магнетитовыми джесперами с содержанием $Fe_{магн}$ 18%.

Таким образом, в пределах Криворожско-Кременчугской провинции имеются перспективы расширения промышленных ресурсов магнетитовых джеспилитов с учетом экономичности их подземной отработки. На очереди также по-прежнему стоит освоение экономикой технологии обогащения мартитовых окисленных джеспилитов Центрального (Саксаганского) участка.

Крупные ресурсы железа на больших глубинах приурочены к замку Криворожской синклинали (2000—4000 м), здесь полуторакилометровая толща содержит залежи магнетитовых джеспилитов мощностью 700—800 м. Еще более крупные запасы магнетитовых джеспилитов наблюдаются в северной части ядра Кременчугской синклинали.

В Конкско-Белозерской провинции — в Конкском районе, где магнетитовые джесперы выходят на поверхность и мощность перекрывающих пород составляет 10—16 м, железорудные ресурсы могут быть расширены при разведке Кирпотинского и Веселянского участков магнетитовых джесперов. Резервным является Северный Малобелозерский участок магнетитовых джесперов на южном склоне щита, там они залегают на глубине 150 м от поверхности.

Крупные ресурсы железистых пород до глубины 4 км имеются также в Белозерском районе, где железистые породы окислены на большую глубину и в них содержатся залежи вторичных богатых железных руд Белозерского и Переверзевского месторождений.

Второй тип месторождений — магнетит-сидеритовые джесперы — характеризуются содержанием $Fe_{общ}$ 30%, из них $Fe_{магн}$ до 15—18 и $Fe_{сид}$ до 15—25%. $Fe_{карб}$ составляет до 60—78%. Эти месторождения приурочены к Базавлукской железорудной провинции, сложенной осадочно-вулканогенной толщей, в которой выделяются два железистых горизонта. Нижний горизонт в нижней верховцевской серии, представленный метабазито-железисто-кремнистой формацией, обычно фациально невыдержан и содержит 10—30% железисто-кремнистых слоев. В верхней конкской серии железистый горизонт представлен кератофиро-железисто-кремнистой формацией, где железисто-кремнистые породы более выдержаны и образуют пласты протяженностью до 10 км и более, которые содержат 30—50% железисто-кремнистых отложений. Железистые породы представлены тонкокристаллическими с неразличимой зернистостью яшмовидными сероцолосчатыми магнетит-карбонатными джесперами. Мощность пластов достигает 200—400 м.

В Чертомлыкско-Соленовском районе разведано крупное *Чертомлыкское месторождение* протяженностью до 7—8 км.

Для поисковой оценки заслуживает внимание Сурское железорудное месторождение (в Сурском районе) с прогнозными запасами до 4 млрд. т.

В Верховцевском районе в верхнем железорудном горизонте крупным является месторождение магнетит-карбонатных джесперов с мощностью пластов — пачек до 200—400 м и протяженностью до 10 км на Тепловском участке, с геологическими запасами до глубины 500 м примерно 4 млрд. т.

В нижней железисто-кремнисто-метабазитовой свите Верховцевского района выделены участки: Домотканский, Восточно-Грановский, Самотканский, которые представлены несколькими невыдержанными линзами железисто-кремнистых магнетитовых пород, размещающихся в четырех железистых пачках.

Третий тип месторождений — зернистые магнетитовые итабириты — характеризуются высокой степенью метаморфизма гнейсово-пироксеновой ступени, хорошей обогатимостью, содержанием $Fe_{магн}$ 23—36% и телами сравнительно малой протяженности — линзообразными пластами длиной 1—5 км. Этот тип месторождений встречается в Орехово-Павлоградской, Корсакско-Стульневской и Восточно-Приазовской провинциях.

Орехово-Павлоградская провинция протяженностью 150 и шириной 10—20 км представлена серией небольших (1—10 км) сжатых синклинальных структур метаморфических толщ, содержащих железисто-кремнистые формации, залегающие среди поля мигматитов, но сохранившиеся от мигматитизации.

В этой провинции развиты два горизонта железисто-кремнистых формаций: в нижней ореховской серии они представлены метабазито-железисто-кремнистыми формациями и в верхней — сланцево-железисто-кремнистой.

В южной части провинции наблюдается серия значительных по размерам складчатых структур рудоносных участков.

Итабириты Орехово-Павлоградской провинции характеризуются крупной зернистостью и хорошей обогатимостью с содержанием растворимого железа 30—33%. Мощность железисто-кремнистых пластов 15—20 и 80—90 м, протяженность до 2—3 км. Наиболее перспективной является верхняя серия, где железистые горизонты фациально довольно устойчивы. Здесь выявлены железистые месторождения на Терсянском, Васиновском, Новоданиловском и других участках.

Нижняя существенно вулканогенная серия отличается меньшей фациальной устойчивостью железисто-кремнистых горизонтов; она интересна тем, что в ней развиты основные и ультраосновные породы, с которыми могут быть связаны сульфиды никеля и кобальта. Учитывая, что магнитные аномалии располагаются группами — цепочками, можно ожидать выявление здесь нескольких залежей, удаленных на небольшие расстояния, запасы которых будут достаточными для обеспечения работы обогатительного комбината.

Крупным месторождением Корсакско-Стульневской провинции является Гуляйпольское, приуроченное к брахисинклинали длиной 10 км.

Железисто-магнетитовые итабириты Корсак-Могилы и Куксунгур-Могилы представляют собой легко обогатимые породы с содержанием $Fe_{магн}$ 23—36%, которые в комплексе с другими месторождениями могут дать запасы, обеспечивающие один горнообогатительный комбинат.

В Восточно-Приазовской провинции разведанное Мариупольское месторождение представлено серией линз железисто-кремнистых пород — магнетит-пироксеновых крупнокристаллических итабиритов среди гнейсов с пластами карбонатных пород. Замыкающие брахискладчатые структуры образуют два поля линз железистых пород, общие запасы их оцениваются в 500 млн. т.

Четвертый тип месторождений — зернистые магнетит-силикатные итабириты и магнетит-карбонатные скарны — характеризуется изменяющимся по простиранию содержанием $Fe_{магн}$ (от 10 до 40%) со средним его содержанием 15—18%. Сложены эти месторождения амфибол- и пироксен-гранат-магнетитовыми итабиритами гнейсово-пироксеновой ступени метаморфизма. В контакте с железистыми пластами соседствующие карбонатные породы, обогащенные магнетитом, образуют магнетит-карбонатные скарны.

Этот тип месторождений относится к железисто-кремнисто-метабазито-карбонатной формации, которая характеризуется фациальным выклиниванием железистых горизонтов на протяжении 0,5—5 км.

Завальевско-Ташлыкская провинция представляет собой сложный синклинорий, состоящий из чередующихся сжатых синклинальных складок среди мигматитов; размер синклинория 60—70 км. Здесь выделяется до 20 месторождений магнетитовых итабиритов. По предварительной оценке общие запасы пяти месторождений — Савранского, Шамраевско-Грушковского, Новоселицкого и Молдавского — составляют (до глубины 500 м) примерно 1 млрд. т; содержание $Fe_{магн}$ 15—18 и $Fe_{общ}$ до 28—30%.

На южном склоне щита располагается обширный район Ананьевских магнитных аномалий, а на северном, в Тикичско-Трактемировской провинции, — район Трактемировских аномалий; эти районы требуют дальнейшего изучения.

Белоцерковско-Володарская (Росинская) провинция по типу формаций аналогична Завальевско-Ташлыкской и представлена серией неустойчивых по простиранию пластовых линз магнетитовых итабиритов в ассоциации с амфиболитами и мраморами.

Экономические ресурсы определяются для открытых работ глубиной отработки 500—800 м. Геологические ресурсы, количественно отвечающие объему накопления железисто-кремнистых отложений, определяются глубиной замыкания складчатых структур. По геофизическим данным глубина замыкания Криворожской и Белозерской структур определяется 4—5 км. Меньшей принята глубина складок (порядка 2 км) в Правобережном районе, Корсакско-Стульневской, Ташлыкской и других провинций.

Геологические запасы для джеспилитов Криворожской мульды оцениваются в 160 млрд. т, Кременчугской — до 320 млрд. т; в Правобережном районе — 25 млрд. т. Запасы магнетит-карбонатных джесперов Конкско-Белозерской провинции определены в 160 млрд. т. Запасы крупнокристаллических магнетитовых итабиритов Ташлыкской провинции оцениваются в 20 млрд. т, Орехово-Павлоградской, Корсакско-Стульневской и Мариупольской провинций — в 50 млрд. т. Суммарные геологические запасы пород железисто-кремнистых формаций, накопившиеся в ярусах трех докембрийских мегациклов возрастом от 3500 до 1700 млн. лет, составляют 700—800 млрд. т.

Вопросы экономического использования запасов пород железисто-кремнистых формаций, залегающих на глубине от 1—2 до 4 км, требуют научно-технической разработки и должны быть поставлены на повестку дня как крупная народно-хозяйственная проблема.

КОНКСКО-БЕЛОЗЕРСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Конкско-Белозерская провинция развития железисто-кремнистых формаций, слагающих одноименный синклинорий, прослеживается на левобережной части Среднего Приднепровья в пределах Запорожской и Днепропетровской областей. Общая протяженность синклинория, простирающегося в субмеридиональном направлении от Причерноморской впадины на юге до Днепровско-Донецкой впадины на севере, составляет 180 км и более при ширине до 20 км.

Конкский синклинорий выполнен древнейшими докембрийскими осадочно-вулканогенными породами, принадлежащими к нижнему структурному ярусу, возрастом 3,0—3,5 млрд. лет. Это стабилизированный блок земной коры, где сохранились от гранитизации в синклинальной зоне древнейшие породы докембрия, независимо от появления здесь более молодых тектоно-магматических циклов.

Осадочные и вулканогенные породы синклинория по краям интрудированы и мигматизированы различными магматическими породами, среди которых, возможно, имеются породы, синхронные с формированием складчатых структур. Однако преобладающее количество интрудировавших гранитов, составляющих внешнюю раму Конкского синклинория, связано с более молодыми тектоническими фазами. Восточно-веселянские граниты и их мигматиты, распространенные на востоке от синклинория, по цирконам датируются 2900—3000 млн. лет (Ладиева, 1976). Мокромосковские граниты, внедрившиеся в метаморфические породы синклинория с запада, по монацитам датируются 2,6—2,65 млрд. лет. На востоке от Конкского синклинория развиты железисто-кремнистые формации более молодого структурного яруса — Орехово-Павлоградского синклинория; к северо-западу — по Днепру и его притоку р. Волнянке — выходят древние докембрийские граниты и мигматиты днепровской зоны возрастом 2700—3100 млн. лет.

Осадочно-вулканогенный комплекс пород синклинория, вмещающий железисто-кремнистые формации, не имеет сплошного развития, а залегает в виде обособленных отдельных крупных регионов (районов) длиной в несколько десятков километров и шириной до 20 км, разделенных полями гранитов и мигматитов.

Выделяются такие районы развития осадочно-вулканогенных пород, входящие в состав Конкского синклинория (с юга на север): Белозерский железорудный, расположенный на склоне Украинского щита со стороны Причерноморской впадины; Конкский, занимающий центральное положение в синклинории; Славгородский метаультрабазитов и Дерезоватский, находящийся в пределах северного склона щита со стороны Днепровско-Донецкой впадины (рис. 6). Наиболее развиты железисто-кремнистые форма-

ции в пределах синклинория в Белозерском и Конкском районах, незначительно — в Дерезоватском и совсем отсутствуют в Славгородском районе. В связи с этим в настоящей работе рассмотрены железисто-кремнистые формации только Конкского и Белозерского районов.

Конкский синклинорий представляет собой сложное складчатое сооружение, состоящее из синклинальных крутопоставленных складчатых структур Конкского, Белозерского, Дерезоватского районов и, возможно, структуры Славгородского района. Это макроструктура первого порядка, осложненная структурами более высоких порядков и рядом разрывных нарушений. Общее простирание синклинория северо-восточное.

К структурам второго порядка относятся Конкская, Белозерская, Славгородская и Дерезоватская синклинали; к структурам третьего порядка — синклинальные и антиклинальные чешуйчатые складки: в Белозерской синклинали — Южная, Северная, Западная и Орлеанская, в Конкской — Южная, Веселянская, Юльевская, Промежуточная и Кирпотинская. Трудность изучения тектонического строения синклинория связана с наличием сложных сочетаний складчатых структур с дизъюнктивными нарушениями, а также с ассимилирующей деятельностью интрудировавших гранитов, полностью либо в значительной степени изменившей метаморфические породы бортовых частей синклинория. В результате сложных процессов преобразования исходных материалов внутренние части синклинория (ядро) сохранились значительно больше, чем его бортовые части, имеющие непосредственные контакты с гранитными массивами и частично либо полностью ассимилированы. Наиболее полно представлено ядро в Белозерской синклинали, выполненное породами белозерской серии, шириной не менее 8—10 км. В Конкском районе сохранилась только восточная часть ядра синклинория, западная — ассимилирована мокромосковскими гранитами.

Крылья синклинория имеют крутые падения на восток под углом 75—85° и сложены наиболее древними породами конкской серии, вытягивающимися в виде полос вдоль западной и восточной его частей.

В Белозерской синклинали, расположенной в Южной части Конкского синклинория и погружающейся в сторону Причерноморской впадины, сохранилось от гранитизации и тектонического воздействия западное крыло, представляющее собой антиклинальную складку третьего порядка; от восточного крыла осталась только северная часть (Орлеанский участок). В Конкской синклинали, которая занимает центральную часть синклинория, наблюдается обратная картина — западное крыло полностью ассимилировано мокромосковскими гранитами, а восточное сохранилось более полно, несмотря на интрузию микроклин-плагиоклазовых гранитов. Эти граниты и их контакты менее активны, чем более молодые мокромосковские. С ними не связана интенсивная ассимиляция метаморфических пород. В гранитах, внедрившихся с запада и востока синклинория, имеются ксенолиты метаморфических пород синклинория, свидетельствующие о более молодом возрасте первых.

Структуры северной части Конкской синклинали изменяют направление с северо-северо-восточного на субширотное — восточно-северо-восточное и срезаются субмеридиональным Девладовским разломом.

Дерезоватская синклиналь является северной частью Конкского синклинория, расположена на северном склоне Украинского щита со стороны Днепровско-Донецкой впадины и имеет северо-северо-восточное простирание.

Белозерская и Конкская синклинали через ряд структур, по-видимому, соединялись друг с другом. В настоящее время их разделяет довольно большое поле развития гранитов и мигматитов, вмещающих ксенолиты метаморфических пород конкской и белозерской серий.

Наряду со складчатыми структурами в Конкском синклинории широко развиты дизъюнктивные, продольного и поперечного направления. По размерам и масштабам перемещений наиболее хорошо проявляются разрыв-

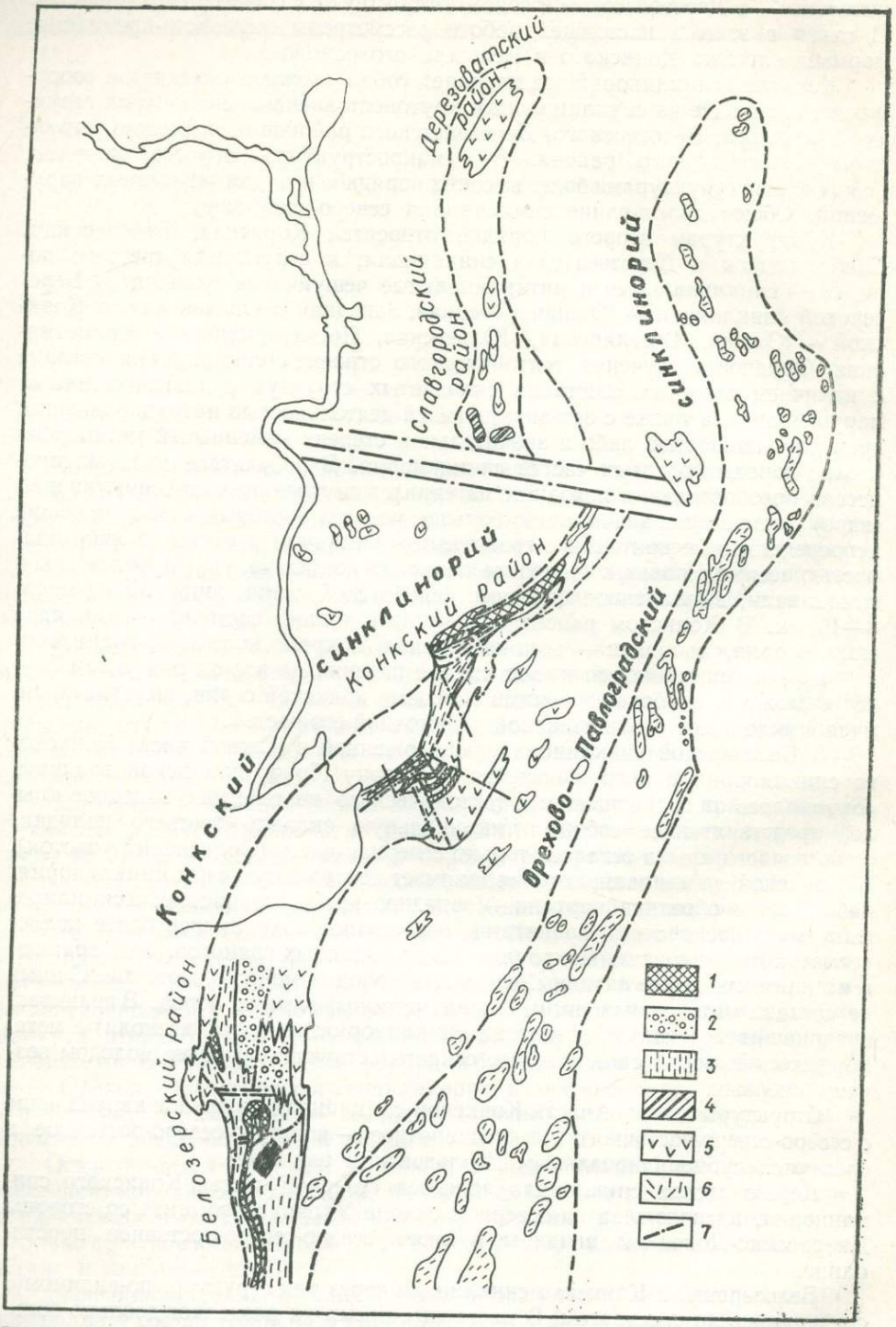


Рис. 6. Схематическая карта осадочно-вулканогенных формаций Конкско-Белозерской провинции.

Формации: 1 — железисто-кремнисто-вулканогенно-сланцевая, *2* — порфиритовая (андезитовая), *3* — кератофиро-сланцевая, *4* — ультрабазитовая, *5* — железисто-кремнисто-метабазитовая, *6* — осадочно-вулканогенные Павлоградской зоны; *7* — линии тектонических нарушений.

ные нарушения субмеридионального направления. К таким структурам в Белозерской синклинали относится Центральный надвиг, проходящий в субмеридиональном направлении через всю центральную часть синклинали по контакту интрузивных ультрабазитовых пород и туфопесчаников, туфосланцев, туффитов и других песчано-глинистых пород с примесью пирокластов и кислых эффузивов. В Конкской синклинали продольные разрывные нарушения идут вдоль всей структуры по контакту пород конкской и белозерской серий.

Кроме продольных нарушений в Конкском синклинории широко развиты поперечные разрывные структуры типа сбросов и сдвигов. Размеры и величина смещения в этих структурах были, вероятно, самыми разнообразными: от крупных зон разрывных нарушений, амплитуда которых измеряется километрами, до небольших смещений порядка метров.

К разрывным поперечным структурам более высокого порядка относятся сравнительно широко развитые в железистых породах синклинория сбросы и сдвиги небольших размеров. Наряду с поперечными разрывными нарушениями встречаются диагональные сбросы.

Кроме того, на всей территории синклинория выявлено много микротектонических пликативных и дизъюнктивных структур.

Общий анализ структурных взаимоотношений в синклинории позволяет предположить, что история тектонического развития его началась после отложения толщ всего метаморфического комплекса.

Формирование структуры синклинория проходило, по-видимому, в две тектонические фазы.

В первую фазу, вследствие возникновения субширотного стресса, образовалась основная субмеридиональная складчатость. Наряду с субмеридиональными складками изоклинальной формы первого порядка здесь наблюдаются складки того же направления и формы более высоких порядков вплоть до микроскладок. С первой фазой связан, очевидно, метаморфизм осадочно-вулканогенных пород.

Во вторую тектоническую фазу, обусловленную воздействием продольного стресса, структуры субмеридионального простирания, сформировавшиеся в первую фазу, были деформированы и осложнены поперечными изгибами различного масштаба — от крупных флексурных изгибов до мелких поперечных деформаций, проявившихся в незначительных отклонениях от основного простирания железистых пластов. С второй фазой, видимо, связаны внедрение гранитов, примыкающих с запада к территории синклинория, наложенный метаморфизм и метасоматоз.

Большое значение в формировании структур синклинория имели продольные крупные дизъюнктивные нарушения типа надвигов, а также субширотные разрывы. Последние произошли после возникновения складчатых структур и, усложнив складки, создали в районе отдельные блоки.

Благодаря субширотным дизъюнктивным нарушениям центральная часть Белозерской синклинали была разбита на три крупных блока и несколько мелких. Северный и южный блоки под влиянием тектонических напряжений были приподняты вверх относительно центрального блока и частично эродированы, причем амплитуда перемещения северного блока была, по-видимому, больше, чем южного. Возникла ступенчато-блоковая структура типа грабена.

Синклинорий выполнен осадочными и вулканогенными породами, впоследствии неоднократно метаморфизированными. Исходным материалом для формирования осадочных пород послужили хемогенные железисто-кремнистые, глинистые, песчано-глинистые и пирокластические образования; для вулканогенных пород — преимущественно продукты основных лав типа диабазов и в меньшей степени средних андезитовых и кислых риолитовых лав. Ультраосновные лавы распространены локально в виде потоков пикритов и межпластовых интрузивных субвулканических образований.

Исходный железисто-кремнистый материал в разрезе синклинория рас-

пространен неравномерно. Железисто-кремнистые образования местами с заметными примесями магния, кальция и глинозема имеют сравнительно широкое распространение в верхних частях разреза, где они образуют месторождения богатых железных руд и железистых кварцитов. В нижних частях разреза, характеризующихся широким развитием вулканических образований, железисто-кремнистые породы распространены очень ограниченно.

Исходные осадочные и вулканогенные образования претерпели глубокую переработку, связанную с метаморфическими процессами, протекавшими в подвижной зоне Конкского синклинория. Есть основания предполагать, что метаморфизм и минералообразование связаны с несколькими тектоно-магматическими циклами в докембрии.

Степень метаморфической переработки исходных продуктов была весьма разнообразна. Однако наблюдается общая закономерность в распределении ступеней метаморфизма. Она выражается в том, что на крыльях синклинория происходит увеличение ступеней метаморфизма и уменьшение их в ядре, где преобладают низкотемпературные продукты динамотермального и термоконтактного метаморфизма. В зонах непосредственного контакта метаморфических пород с интрудирующими их гранитами, обрамляющими синклинорий с запада и востока, наблюдается повышение степени метаморфической переработки до ступени, соответствующей кристаллическим сланцам и гнейсам. На западном крыле синклинория на Кирпотинском участке Конкского района внедрение мокромосковского гранита вызвало повышение степени метаморфизма в глинистых и железисто-кремнистых породах до ступени кристаллических сланцев, в Белозерском районе — до амфиболо-гнейсовой ступени. На восточном крыле Конкской синклинали (Юльевский и Южный участки), где наблюдаются контакты метаморфических пород с интрудирующими с востока гранитами, развита высокотемпературная амфиболо-гнейсовая ступень метаморфизма.

Уменьшение степени переработки исходного материала в центральных частях синклинория связано с большой удаленностью их от непосредственного влияния гранитных масс. В общем метаморфическая переработка исходного материала была весьма разнообразной — от наиболее низкотемпературной ступени метаморфических сланцев до наиболее высокой — гнейсо-амфиболовой.

На основании довольно многочисленных данных по геохронологии метаморфических осадочно-вулканогенных образований Конкского синклинория можно выделять фазы тектогенеза и метаморфизма. По изотопным определениям возраста хорошо отбивается граница между образованиями конкской и белозерской серий, что свидетельствует о большом возрастном интервале метаморфизма и перерыве в минералообразовании. Хорошо датируются процессы гидротермального сульфидного оруденения в Белозерском и Конкском районах, а также процессы щелочного метасоматоза в этих районах.

Формирование пород и структур Конкского синклинория проходило в докембрии I, в период большого конкского орогенического цикла, датируемого 3000—3500 млн. лет (Ладієва, 1965). В этот период под влиянием процессов древнейшего метаморфизма, магматизма, минералообразования и интенсивного складкообразования первой фазы формировалась толща конкской серии, в том числе железисто-кремнисто-метабазитовая формация и структуры субмеридионального направления.

Вторая фаза тектогенеза и метаморфизма, связанная со вторым тектоно-магматическим циклом — вторым мегациклом, происходила во вторую половину докембрия I и датируется возрастом 2700—3000 млн. лет. Она проявилась в усложнении субмеридиональных структур синклинория, в дугообразных субширотных изгибах Кирпотинской, Веселянской, Южной и других складок. Дизъюнктивные нарушения, образовавшиеся в конце второй тектонической фазы, привели к образованию ряда больших чешуйчатых складок и зон надвигов. Процессы метаморфизма второй фазы как

наложенные широко проявились в метаморфических породах района и выразились в образовании сине-зеленой роговой обманки и биотита, развивавшихся по куммингтониту, грюнериту или другим минералам. Это новое минералообразование, связанное с привносом натрия и калия в процессе гидротермальной деятельности, датируется возрастным интервалом 2720—2880 млн. лет. Таким же возрастом датируются по галениту гидротермальные процессы сульфидной минерализации в вулканогенно-терригенных породах Белозерского района. Магматизм этой фазы хорошо проявился в восточной части Конкского района, где возраст (по циркону) мигматитов и гранитов соответствует 2900—3000 млн. лет.

Третья и четвертая фазы наложенного метаморфизма проявились в докембрии II и датируются возрастом 2000—2700 млн. лет. Проявления метаморфизма третьей фазы в Конкском и Белозерском районах выразились в гидротермальных процессах, датируемых по свинцово-изотопному и аргоновому методам возрастом 2380 $\pm$ 200 млн. лет. Таким возрастом по изотопному составу свинца в галените датируются процессы второй сульфидной минерализации в Конкском районе, а также процессы щелочного натриево-железистого метасоматоза (по эгирину) в Белозерском районе. Процессы щелочного калиевого метасоматоза и выщелачивания в зоне контакта мокромосковских гранитов и метаморфических пород Кирпотинского участка Конкского района, где образуется зона грейзенов, датируются по мусковиту 2260 млн. лет. Магматизм в этот период проявился в интрузии мокромосковских гранитов, датируемых по монациту 2600 млн. лет.

Пятая фаза наложенного метаморфизма в докембрии III и выразилась в криптометаморфизме и гидротермальных проявлениях. Она датируется по слюдам 1700—2000 млн. лет.

Последняя фаза метаморфизма проявилась довольно широко в процессах динамотермального метаморфизма и щелочного метасоматоза с образованием сиенит-фенитов.

Стратиграфически метаморфические породы Конкского синклинория расчленяются на две серии: нижнюю — конкскую (К), объединяющую нижние части геологического разреза, и верхнюю — белозерскую (Б), к которой относятся верхние части разрезов Конкского и Белозерского районов, ранее подробно описанных В. Д. Ладиевой (1959, 1967, 1972). По характеру исходного материала, петрохимическим и генетическим особенностям и условиям образования породы конкской и белозерской серий отличны. Они образовались на разных этапах формирования геосинклинальной подвижной зоны большого Конкского синклинория и разделены между собою стратиграфическим несогласием. Конкская серия сложена преимущественно вулканическими продуктами основного состава с локальным распространением ультраосновных и кислых пород, переслаивающихся с железисто-кремнистыми осадочными образованиями. Вулканогенные продукты среднего состава имеют сравнительно большое распространение в верхних частях конкской серии в Белозерском районе и незначительно — в Конкском районе. Для геологического разреза конкской серии Конкского района характерно наличие небольшой мощности ультраосновных вулканических пород среди железисто-кремнистых джесперов и амфиболитов, а также слюдистых кварцитов мощностью 70—80 м.

Белозерская серия сложена породами, образовавшимися из терригенных глинисто-песчаных осадков с примесью туфогенного материала и хемогенных железисто-кремнистых осадков и вулканических образований кислого и среднего состава. Метаморфический комплекс пород конкской серии расчленяется на три свиты: нижнюю — метабазитовую, среднюю — железисто-кремнисто-метабазитовую, верхнюю — зеленосланцевую в Конкском районе и зеленосланцево-кератофировую в Белозерском районе. Образования белозерской серии разделяются на две свиты — вулканогенно-сланцевую и железисто-кремнисто-сланцевую, которые в свою очередь также расчленяются на ряд подсвит.

В геологическом разрезе железистых пород Конкского синклинория выделяется два типа железисто-кремнистых формаций — железисто-кремнисто-метабазитовая и железисто-кремнисто-сланцево-кератофировая.

Формация первого типа характеризуется большим развитием метабазитовых толщ, представленных продуктами вулканического происхождения основного состава с локальным распространением ультраосновных, средних и кислых пород. Железистые породы в этой формации, образовавшиеся из осадочных хемогенных железисто-кремнистых и глиноземисто-железисто-кремнистых образований имеют подчиненное значение и залегают в виде пачек различной мощности. В геологическом разрезе синклинория формация составляет нижние его части. Площадное развитие ее большое; простирается она на десятки километров вдоль бортовых частей синклинория при мощности порядка нескольких километров. Так, в Белозерском районе метаморфические породы формации, слагающие периферические его части — Западный и Орлеанский участки,— протягиваются на 25—30 км при переменной ширине от 1,2 до 4,5 км; в Конкском районе — на Юльевском и Южном участках — 30—35 км при ширине от 0,5 до 3 км. Пачки железистых пород железисто-кремнисто-метабазитовой формации, часто невыдержанные по простиранию, имеют линзовидную форму, маломощны и выклиниваются. Мощность пачек 16, 41 и 44 на Юльевском, 8, 15 и 35 на Промежуточном, 170 и 300 м на Западном участке.

Характерным для этого типа формаций является ритмичность в чередовании небольших по мощности прослоев железисто-кремнистых пород и мощных вулканических образований основного состава и их туфов. На участках Промежуточном и Западном в составе железистых пачек наряду с основными вулканогенными породами присутствуют ультраосновные, на Юльевском участке — прослои кислых, а в Белозерском районе — средних эффузивов. Железистость пород этой формации, которая представлена малорудными и нерудными железистыми кварцитами и сланцами, невысокая.

Железисто-кремнисто-сланцево-кератофировая формация, слагающая верхние части геологического разреза синклинория, отличается от формации предыдущего типа набором слагающих пород, генезисом и парагенезисом минералов, а также историей геологического развития. Нижние части разреза формации состоят из мощных толщ осадочных песчано-глинистых, глинистых и туфо-вулканогенных продуктов кислых лав; верхние части — из хемогенных железисто-кремнистых образований, ритмически переслаивающихся с терригенными глинистыми и глинисто-песчанистыми отложениями, а также вулканогенными образованиями кислого состава.

Породы железисто-кремнисто-вулканогенно-сланцевой формации слагают центральные части (ядра) синклиналей второго порядка — Белозерской и Конкской — и простираются на 100 км и более (в Белозерском районе на 50, Конкском — на 40 км) при ширине полосы от 250 до 1200 м.

На Веселянском участке Конкского района формация распространена на 4—5 км по простиранию при ширине полосы 1,8—2,0 км. Железисто-кремнистые породы (веселянской железисто-кремнистой подсвиты) имеют мощность 200—400 м, глинистые алюмосиликатные породы с примесью туфо-вулканического материала кислого и основного состава, залегающие на крыльях синклинальной складки — 600 м. Здесь среди железистых пород выделяются две железистые пачки мощностью 35—40 и 50—55 м и две сланцевые пачки мощностью 55—150 и 38—45 м. Наблюдается чередование пластов железисто-кварцевых джеспилитов, джеспилитов и высокожелезистых кремнистых яшмо-сланцев.

КОНКСКИЙ РАЙОН

Конкский район распространения железисто-кремнистых формаций расположен в центральной части Конкского синклинория. Он простирается непрерывной складчатой полосой в основном в северо-восточном направлении на протяжении 50 км при ширине 8—10 км от долины р. Конки на юге, по водоразделу ее с р. Мокрой Московкой до верховьев рек Волнянки и Мокрой Московки. В структурном отношении район представлен синклинальной складкой второго порядка, осложненной складчатыми и разрывными структурами более высокого порядка. В результате сложных процессов тектонического развития синклинали основная структура ее представлена непрерывной полосой чешуйчатых складок, сохранившихся только на восточном борту синклинали (рис. 7). Западный борт синклинали, вплоть до ядра был значительно, а местами полностью ассимилирован интрудировавшими с запада мокромосковскими гранитами, вследствие чего от прежней структуры остались только небольшие фрагменты. Поэтому расшифровка структур Конкского района представляет наибольшие трудности.

К структурам третьего порядка относятся Веселянская, Кирпотинская и Промежуточная синклинали; Южная и Юльевская моноклинальные структуры имеют различное направление простирания, что, по-видимому, связано с проявлением здесь более молодых тектонических процессов. При господствующем простирании структур района, близком к субмеридиональному (структуры Юльевского — максимального по протяженности — и Южного участков), имеются структуры, простирание которых близко к субширотному — восточно-северо-восточное. К последним относятся Кирпотинская антиклиналь и Веселянская синклинальная структура. Со всех сторон район оконтурен гранитами и мигматитами. С северо-запада его окаймляют молодые мокромосковские граниты и их мигматиты, имеющие интрузивный контакт с метаморфическими породами Кирпотинского участка, возраст их, определенный по монацитам, 2600 млн. лет. Мигматиты, образовавшиеся в результате воздействия мокромосковских гранитов на метаморфические породы, широкой полосой в 300—500 м простираются вдоль контакта и содержат ксенолиты вмещающих пород. Изотопный возраст мигматизации и метаморфизма, определенный по мусковиту, составляет 2260 млн. лет.

На контакте мокромосковских гранитов с метаморфической толщей Кирпотинского участка проходит зона грейзенов, несущая рудную минерализацию редких щелочей и других элементов.

Граниты и мигматиты, окружающие район с востока и юго-востока, принадлежат также к интрузивным образованиям и содержат ксенолиты амфиболитов и амфиболсодержащих пород конкской серии. По

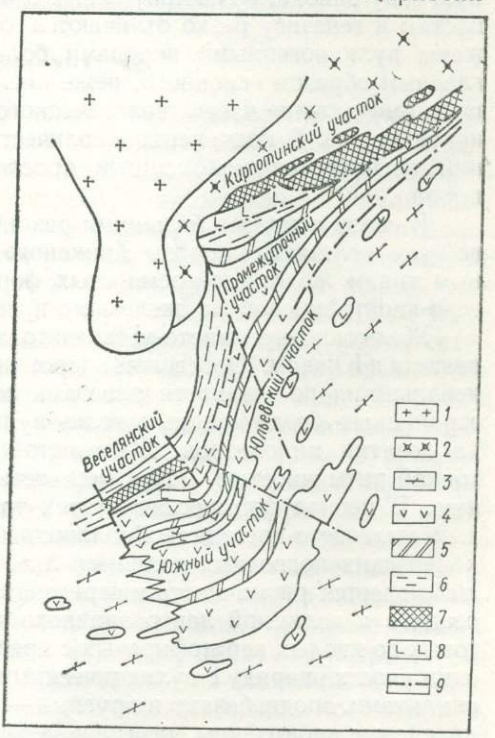


Рис. 7. Схематическая карта осадочно-вулканогенных формаций Конкского района.

Граниты: *1* — мокромосковские, *2* — грейзенизированные, *3* — восточновеселянские мигматиты; *формации:* *4* — метабазитовая, *5* — железисто-кремнисто-метабазитовая, *6* — кератофиросланцевая, *7* — железисто-кремнисто-вулканогенно-сланцевая, *8* — ультрабазитовая; *9* — линии тектонических нарушений.

р. Конке в обнажениях мигматитов и гранитов содержатся ксенолиты амфиболитов и биотит-роговообманковых пород. Они относятся к более древним по сравнению с мокромосковскими гранитами интрузивным породам, изотопный возраст их, определенный по ряду проб циркона, составляет 2900—3000 млн. лет. В результате структурно-профильного бурения, выполненного трестом Днепрогеология в 1964—1971 гг. на двух структурных профилях — Кирпотинском и Веселянском — получен материал, позволивший более глубоко изучить вещественный состав докембрийских пород, петрохимические особенности, геологическое строение, уточнить стратиграфическую схему и выделить рудную минерализацию редких и рассеянных элементов.

В пределах Конкского района выделяются пять участков развития железистых пород, отличающихся друг от друга составом, петрохимическими особенностями и генезисом слагающих метаморфических пород, и типами железисто-кремнистых формаций. Установлено большое сходство в составе метаморфических толщ Веселянского и Кирпотинского участков, составляющих южную и северную части, а также в составе толщ Южного, Юльевского и Промежуточного участков, слагающих центральную и восточную части Конкского района.

Веселянский и Кирпотинский участки образуют западную зону района, сложенную преимущественно мощными толщами осадочных хемогенных железисто-кремнистых пород и терригенных глинистых и песчано-глинистых образований, относящихся в стратиграфической схеме к белозерской серии. В подчиненном количестве в толще метаморфических пород этих участков присутствуют туфогенно-эффузивные породы.

Южный, Юльевский и Промежуточный участки, образующие восточную зону района, по составу слагающих пород, их петрохимическим особенностям и генезису резко отличаются от участков западной зоны. Они сложены вулканогенными породами большой мощности (порядка 5—13 км), главным образом основного, реже кислого и ультраосно́вного состава, слагающими нижние части геологического разреза района, выделенные в конкскую серию. В подчиненном количестве в толще вулканогенных образований встречаются маломощные прослои железисто-силикатно-кремнистых пород.

В связи с такими большими различиями в разрезах восточной и западной зон железистые породы Конкского района принадлежат к двум различным типам железисто-кремнистых формаций — железисто-кремнисто-сланцево-кератофировой и железисто-кремнисто-метабазитовой.

Железисто-кремнисто-метабазитовая формация в Конкском районе развита в Южном, Юльевском и Промежуточном участках. Она представлена небольшими по мощности пластами железисто-кремнистых пород, распространенных среди мощных толщ вулканических пород, простирающихся на десятки километров. Железисто-кремнистые пласты характеризуются тонкой ритмичностью, малой мощностью и невыдержанностью по простиранию. В период формирования этих толщ происходило рассеивание хемогенных железисто-кремнистых коллоидных образований в большой массе вулканических подводных излияний лав, главным образом основного состава. Наблюдается ритмичность в чередовании отложений железисто-кремнистых осадков и излияний лав различного состава — от ультраосно́вных пикритовых до кислых кератофировых с преобладанием осно́вных. Так, на Юльевском участке наряду с вулканическими породами осно́вного состава — апоспилитами, аподиабазами и другими — встречаются продукты кислых лав — кварцевые кератофиры, переслаивающиеся с железисто-кремнистыми джеспери и входящие в состав железистых пачек.

Осно́вные вулканиты Промежуточного участка сменяются ультраосно́вными, представленными прохлорит-тремолитовыми сланцами и другими породами с реликтами порфировых структур. В разрезе Южного участка преобладающие осно́вные вулканиты — диабазы, базальты, спилиты — сменяются андезито-риолитовыми, а также пикритовыми лавами. Желе-

зисто-кремнистые джесперы на этом участке переслаиваются с прохлорито-тремолитовыми сланцами и актинолититами.

Железисто-кремнистые слои в железисто-кремнисто-метабазитовой формации составляют от 15 до 25, а внутри железистых пачек 18—35%.

Второй тип железистых формаций в Конкском районе — железисто-кремнисто-вулканогенно-сланцево-кератофировая — резко отличается от первого типа, описанного выше. В состав железисто-кремнисто-сланцевой формации входят преимущественно осадочные и железисто-кремнистые породы, в резко подчиненном количестве — алюмосиликатные породы и туфогенно-вулканические образования кислого состава. В Конкском районе эта формация распространена на Веселянском и Кирпотинском участках. Нижние части разреза формации составляют глинистые алюмосиликатные с примесью вулканического материала породы мощностью до 800 м (Веселянский участок), верхние — железисто-кремнистые, чередующиеся с глиноземисто-железисто-кремнистыми и алюмосиликатными породами. Железисто-кремнистые слои, или пачки, при довольно большой протяженности (5—8 и даже 10 км), отличаются большой фациальной неустойчивостью. Пласты железисто-кремнистых пород выклиниваются и замещаются высокожелезистыми сланцами. Содержание железа в железистых породах этой формации значительно выше, чем в аналогичных образованиях формации первого типа. Здесь происходит не рассеивание железа в большой массе вулканического материала, а концентрация его при нормальном процессе химического осадконакопления. В геологическом разрезе формации железисто-кремнистые слои составляют от 23 до 70%.

Ниже приводится описание железисто-кремнисто-вулканогенно-сланцевой формации Веселянского и Кирпотинского участков.

ВЕСЕЛЯНСКИЙ УЧАСТОК

В Конкском синклинории Веселянский участок распространения железисто-кремнисто-сланцево-кератофировой формации занимает юго-западную часть. Простирается он в субширотном направлении на расстоянии 5 км при ширине до 400 м (рис. 8). В структурном отношении Веселянский участок представляет узкую изоклинальную сжатую синклинальную складку с крутым падением крыльев на северо-запад. Ядро складки выполняют железисто-кремнистые и глиноземисто-железисто-кремнистые породы железисто-кремнистой свиты мощностью 200 м, при ширине ядра 400 м. Крылья складки сложены толщами глинистых алюмосиликатных пород, относящихся к сланцевой свите; мощность толщ 600—800 м и более, среди которых имеются прослои туфо-вулканогенных пород. Северо-западное крыло синклинали частично ассимилировано мокромосковскими гранитами; здесь образовалась полоса мигматитов. Юго-восточное крыло срезано продольным надвигом, идущим вдоль всего участка, в связи с действием которого были подняты в его северо-восточной части подстилающие амфиболиты, а также кварц-амфибол-хлоритовые сланцы (рис. 9). В северо-восточной части синклинальная складка Веселянского участка срезается поперечным тектоническим нарушением, идущим в субмеридиональном северо-западном направлении. Этим надвигом были подняты подстилающие глинистые сланцы. В геологическом строении Веселянского участка участвуют ультрабазиты, представленные тальк-магнезитами, тальк-серпентин-магнезитами и другими породами, залегающими в южной части участка. Можно предполагать, что ультрабазиты залегают в виде межпластового тела, внедрившегося в доскладчатый период. На Веселянском участке при поисках богатых железных руд в 1950—1954 гг. по основным трем линиям геологических профилей, расположенным на расстоянии 2 км одна от другой, были пробурены неглубокие скважины, которыми геологический разрез полностью вскрыт не был. Наиболее полно разбурен геологический разрез по линии XVI—XVI. Все скважины, пробуренные на территории Веселянского участка,

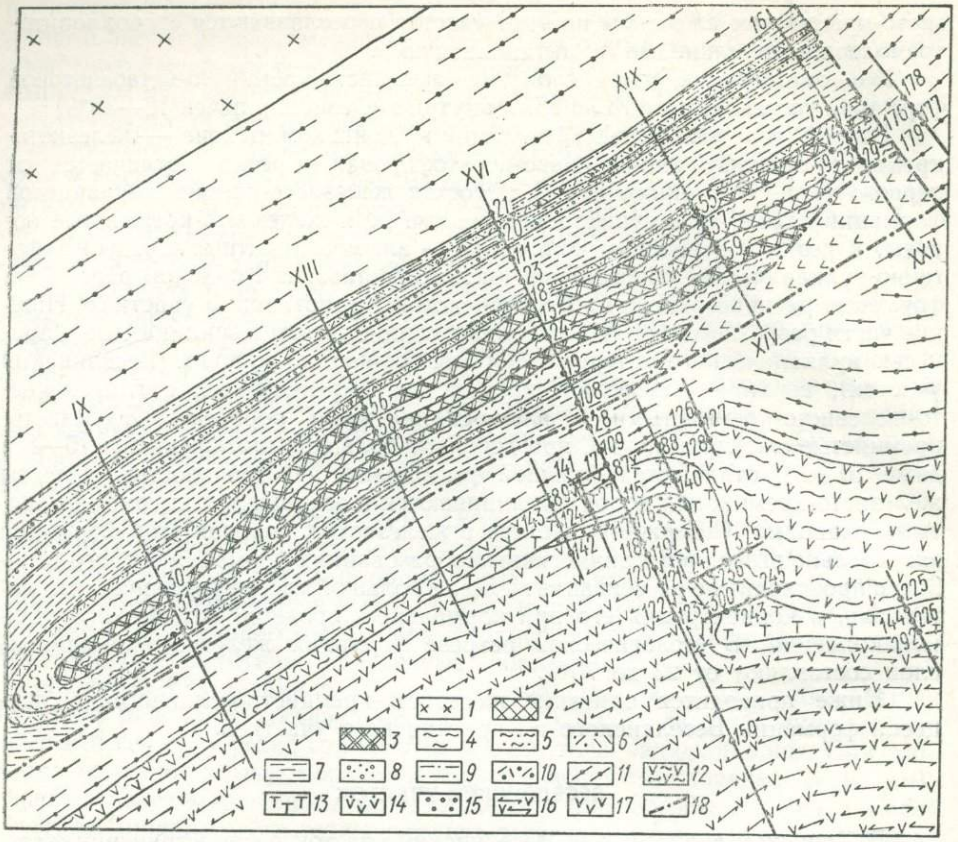


Рис. 8. Схематическая карта осадочно-вулканогенных формаций Веселянского участка. *1* — мокромосковские граниты и мигматиты; железисто-кремнисто-сланцевая формация, *2* — рудные магнетит-тюрингит-сидерит-кварцевые джесперы второй железистой пачки, *3* — малорудные и нерудные магнетит-амфибол-кварцевые и магнетит-тюрингит-карбонат-кварцевые джесперы и сланцы первой железистой пачки, *4* — кварц-тюрингитовые сланцы и слюдяно-тюрингитовые сланцы второй сланцевой пачки, *5* — тюрингит-биотит-кварцевые сланцы первой сланцевой пачки; кератофиро-сланцевая формация: *6* — филлитовидные очковые сланцы и кварцевые кератофиры, *7* — хлорит-кварцевые, хлорит-биотит-кварцевые, серицит-хлорит-кварцевые и альбит-хлорит-кварц-биотитовые сланцы, *8* — разрушенный порфирит, *9* — гранат-хлорит-биотит-кварцевые сланцы, *10* — кварцевые кератофиры, *11* — аспидные кварц-хлорит-серицитовые сланцы; метабазито-ультрабазитовая формация: *12* — кварц-хлоритовые сланцы, *13* — тальк-магнезиты, *14* — актинолититы, *15—16* — кварцевые кератофиры — кварц-амфибол-хлоритовые сланцы, *17* — амфиболиты; *18* — линии тектонических нарушений.

приурочены преимущественно к центральной части участка (ядру синклинали), где распространены железистые породы.

Железисто-кремнисто-вулканогенно-сланцево-кератофировая формация, составляющая железисто-кремнистую свиту на Веселянском участке, сложена осадочными хемогенными железисто-кремнистыми образованиями мощностью 230—250 м. По петрохимической классификации метаморфических пород Н. П. Семененко, образования этой формации относятся к группе железисто-кремнистых и глиноземисто-железисто-кремнистых пород. В состав формации входят две железистые и две сланцевые пачки: железистые мощностью 35—40 и 50—55 м и сланцевые —55—150 и 38—45 м. Железистые пачки сложены железисто-кремнистыми породами со сравнительно высоким содержанием железа в закисной и окисной формах, магнетит-силикат-кварцевыми и магнетит-карбонат-кварцевыми джесперами, переслаивающимися со сланцами. Сланцевые пачки состоят из пластов силикатных высокожелезистых сланцев кварц-хлоритового и кварц-хлорит-биотитового состава.

Породы сланцевых пачек относятся к группе глиноземисто-железисто-кремнистых. В них большие количества железа, находящегося в закисной

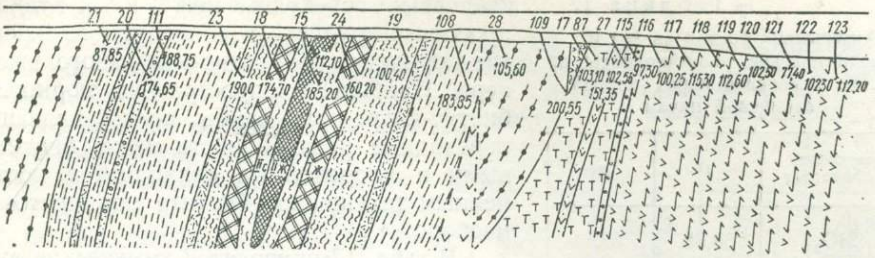


Рис. 9. Геологический разрез Веселянского участка по профилю XVI—XVI.

форме, концентрируются не в рудном минерале, а в железисто-силикатных минералах — тюрингите, шамозите, биотите и др.

Чередование пластов железисто-кремнистых пород с карбонатами (сидеритом) в железистых пачках с менее железистыми и глиноземисто-железисто-кремнистыми образованиями сланцевых пачек свидетельствует о ритмичности отложения осадков. В железистом осадконакоплении выделяются четыре ритма: два из них соответствуют отложениям более чистых, хорошо дифференцированных железисто-кремнистых образований, а два — железисто-кремнистых образований с примесью глинозема и периодически магния. Окисные железисто-кремнистые отложения образовались в окислительной среде. отложения лептохлоритов и сидеритов указывают на окислительно-восстановительный режим.

Для образований железисто-кремнисто-вулканогенно-сланцевой формации Веселянского участка характерна фациальная изменчивость осадков по простиранию и падению. Особенно хорошо она прослеживается в железистых пластах, где высокожелезистые железисто-кремнистые образования по простиранию и падению фациально замещаются менее железистыми породами с примесью глинозема (глиноземисто-железисто-кремнистыми). Первая — снизу железистая пачка, имеющая выдержанное простирание вдоль всего участка и состоящая из малорудных и нерудных магнетит-силикатно-кварцевых джесперов и сланцев, фациально изменяется как по падению, так и по простиранию, в связи с чем железистые джесперы часто переходят в сланцы и соответственно происходят изменения в содержании железа. Содержание $Fe_{раств}$ в породах первой железистой пачки изменяется от 4 до 14—15%.

Вторая железистая пачка, сложенная рудными магнетит-карбонат-кварцевыми и силикатно-кварцевыми джесперами, выклинивается между профилями XVI и IX. Она наиболее богата железом; содержание $Fe_{раств}$ 44,27%, $Fe_{общ}$ 44,55% и $Fe_{метал}$ от 30 до 38%.

Первично-осадочные железисто-кремнистые образования на Веселянском участке были подвергнуты метаморфической переработке, отвечающей преимущественно низкотемпературной ступени метаморфических сланцев, местами повышающейся до ступени кристаллических сланцев, принадлежащих уже к продуктам миграционно-контактового метаморфизма. Повышение ступени метаморфических преобразований исходного материала связано с наложенными процессами щелочного метасоматоза, развитого в центральной и юго-западной части Веселянского участка. В зонах большой фильтрации легкоподвижных компонентов, проходившей с привносом Na_2O и K_2O, в магнетит-амфибол-кварцевых джесперах и хлорит-кварц-биотитовых сланцах первой железистой пачки наблюдаются процессы замещения куммингтонита сине-зеленой роговой обманкой и биотитом.

Первая сланцевая пачка располагается у основания железисто-кремнисто-сланцево-кератофировой формации и на крыльях синклинальной складки. Мощность пачки не выдержана: на северо-западном крыле она равна 55 м, на юго-восточном увеличивается до 120—150 м. Среди пород пачки выделяются такие минеральные разновидности: биотит-тюрингит-карбонатно-кварцевые, тюрингит-кварцевые, серицит-кварцевые, биотит-

Таблица 17

Химический состав (в %) и петрохимические коэффициенты по Н. П. Семененко пород первой сланцевой пачки

Компонент, коэффициент	1	2
SiO_2	58,88	53,14
TiO_2	0,51	0,28
Al_2O_3	13,52	3,92
Fe_2O_3	1,32	6,78
FeO	12,28	20,16
MnO	0,21	0,55
MgO	2,65	3,26
CaO	0,30	0,35
Na_2O	Не обн.	0,61
K_2O	0,41	0,48
P_2O_5	Не обн.	0,04
SO_3	0,48	0,89
П. п. п.	9,32	9,99
Сумма	99,88	100,45
$Fe_{метал}$	10,4	20,4
O	0,047	0,15
F	49,2	75,0
A	33,0	7,8
M	16,5	16,0
C	1,3	1,2
FM	65,7	91,0

Примечание. *Анализы:* 1 — биотит-тюрингит-кварцевый сланец, скв. 18, гл. 27, 65—39,5 м; 2 — биотит-тюрингит-карбонат-кварцевый сланец, скв. 19, гл 47,5—59,3 м.

кварцевые и переходные между ними, а также прослои безрудного и слаборудного магнетит-тюрингит-карбонатно-кварцевого джеспера. Наиболее распространены тюрингит-биотит-кварцевые сланцы, представляющие переходные разновидности между биотитовыми и хлоритовыми сланцами, с постепенным замещением биотита тюрингитом и наоборот.

В табл. 17 приводятся химические анализы тюрингит-биотит-кварцевых и биотит-тюрингит-карбонат-кварцевых сланцев. На основании химического анализа биотит-тюрингит-кварцевые сланцы относятся к глиноземисто-железисто-кремнистым образованиям, а биотит-тюрингит-карбонат-кварцевые — к группе железисто-кремнистых пород с небольшой примесью глинозема и магния. Высокая железистость последней разновидности сланцев возрастает в основном за счет закисного железа, концентрирующегося в тюрингите, сидерите и железистом биотите.

Слаборудные и нерудные джесперы магнетит-тюрингит-карбонат-кварцевого состава встречаются среди описанных сланцев в скв. 19, расположенной на южном борту синклинали. Джесперы тонкополосчатые: в них наблюдается чередование прослоев существенно кварцевых, силикатных и магнетит-силикатных.

Первая железистая пачка мощностью 55 м отличается высокой железистостью и относится к железисто-кремнистым и глиноземисто-железисто-кремнистым образованиям. По ряду признаков эту пачку можно разделить на две части и выделить: пласт различных сланцев с прослоями роговиков и пласт железисто-силикат-кварцевых и магнетит-карбонат-кварцевых джесперов. Сланцевый пласт с прослоями нерудных силикатных и силикат-кварцевых джесперов, залегающий непосредственно на породах первой сланцевой пачки, тянется двумя полосами вдоль крыльев Веселянской синклинали. Мощность его 20—25 м. Пласт железисто-силикат-кварцевых и магнетит-карбонат-кварцевых джесперов занимает верхнюю часть разреза железистой пачки, простирается параллельно пласту сланцев и имеет мощность 25—30 м.

В состав сланцевого пласта входят преимущественно гранат-амфибол-тюрингит-биотит-кварцевые и тюрингит-кварцевые сланцы, в локальных участках — прослои железисто-силикатных и карбонатных джесперов.

Гранат-амфибол-тюрингит-биотит-кварцевые сланцы непосредственно переходят в хлорит-биотит-кварцевые сланцы, отличаясь от них более крупными размерами породообразующих минералов и появлением сине-зеленой роговой обманки призматической формы размерами 0,3 × 0,8 × 1,5 мм, развивающейся по чешуйчатым сланцам. Под влиянием метасоматических щелочных процессов, протекавших в тюрингит-биотитовых сланцах, образуется роговая обманка, причем ступень метаморфизма повышается до ступени сланцев.

Количественные соотношения породообразующих минералов (в %) следующие: кварц 35—40, тюрингит 25—35, биотит 20—25, гранат 15—

20, роговая обманка 12—13, карбонат до 15 (иногда больше), магнетит 1—3, эпидот 8—9, турмалин 3—4.

Хлорит по оптическим и химическим данным относится к железистой разновидности — тюрингиту. Химический состав тюрингита (в %) следующий: Si 28,74; TiO_2 0,41; Al_2O_3 18,76; Fe_2O_3 4,16; FeO 34,32; MnO 0,13; MgO 4,38; CaO 0,28; $Na_2O + K_2O$ 0,16; п. п. п. 8,60.

Кристаллохимическая формула тюрингита

$$[(Fe_{3,08}Mg_{0,69}Ca_{0,03})_{3,80} \times$$
$$\times (Al_{1,44}Ti_{0,03}Fe^{3+}_{0,33})_{1,80}]_{5,60} \times$$
$$\times [(OH)_{5,97}O_{0,03}]_{6,00} [Al_{0,92}Si_{3,08}O_{10}].$$

Гранат в этих сланцах представлен железистой разновидностью — альмандином в изоморфной смеси пиропа и гроссуляра.

Химический состав граната (в %) следующий: SiO_2 39,66; TiO_2 0,26; Al_2O_3 20,14; Fe_2O_3 0,56; FeO 30,09; MnO 1,25; MgO 2,77; CaO 4,34; п.п. п. 1,04; сумма 100,21.

Кристаллохимическая формула граната

$$(Fe^{2+}_{2,02}Mg_{0,33}Mn_{0,08}Ca_{0,38})_{2,81} \times$$
$$\times (Al_{1,92}Fe^{3+}_{0,04})_{1,96} \overline{[SiO_4]}.$$

Таблица 18

Химический состав (в %) и петрохимические коэффициенты по Н. П. Семененко пород первой железистой пачки

Компонент, коэффициент	1	2	3
SiO_2	52,62	47,30	60,34
TiO_2	0,43	0,27	0,17
Al_2O_3	11,17	6,31	7,18
Fe_2O_3	1,92	15,67	6,26
FeO	21,12	21,69	16,08
MnO	0,34	0,28	0,21
MgO	3,67	1,69	2,41
CaO	1,40	3,40	3,36
Na_2O	0,15	0,39	0,56
K_2O	0,57	0,47	0,82
SO_3	—	0,66	—
$H_2O_{гигр}$	0,18	0,14	0,11
П. п. п.	5,86	1,58	2,16
Сумма	99,44	99,85	99,69
$Fe_{метал}$	17,7	27,8	16,9
O	0,04	0,32	0,17
F	58,4	75,0	61,5
A	20,2	9,3	14,4
M	16,8	6,2	12,0
C	4,6	9,5	12,1
FM	75,2	81,2	73,5

Примечание. *Анализы*: 1 — амфибол-тюрингит-кварцевый сланец, скв. 18, гл. 113,8 м; 2 — магнетит-куммингтонит-роговообманко-кварцевый джеспер, скв. 18, гл. 131,5—132,15 м; 3 — биотит-куммингтонит-роговообманко-кварцевый джеспер, скв. 30, гл. 70,0—71,2 м.

В виде изоморфной смеси ее можно записать так:

$$(Fe^{2+}_{2,02}Mg_{0,33}Mn_{0,08})_{2,43}\,Al_{1,70}\,\overline{[SiO_4]}_{2,43} + Ca_{0,38}Fe^{3+}_{0,04}Al_{0,22}\,\overline{[SiO_4]}_{0,38},$$

что составляет 86,5% пироп-альмандина и 13,5% гроссуляра. Роговая обманка в амфиболизированных разновидностях встречается в виде скоплений зерен неправильной и призматической форм. Зерна обычно более крупных размеров, чем зерна хлорита и биотита, по которым она развивается. Химический анализ амфибол-тюрингит-кварцевого сланца с гранатом и биотитом приведен в табл. 18. Из данных химического анализа следует, что исходными осадками, из которых образовались эти сланцы, были железисто-кремнистые образования со значительной примесью глинозема. Гранат-амфибол-хлорит-биотит-кварцевые сланцы часто содержат прослои нерудных силикатных яшм. Количество магнетита в этих породах очень ограниченно и не превышает по подсчетам в шлифах 2—3%. Количество магнетита в магнитной фракции составляет 1—1,5%. Вторая разновидность пород сланцевого пласта первой железистой пачки — тюрингит-кварцевые сланцы с прослоями нерудных тюрингит-карбонат-кварцевых джеспероров. Кварц и тюрингит содержатся примерно в равных количествах и составляют до 95% объема породы. Нерудные и слаборудные магнетит-тюрингит-кварцевые и магнетит-карбонат-кварцевые джеспероры среди тюрингит-кварцевых сланцев встречаются довольно часто.

Магнетит-тюрингит-кварцевые джеспероры в виде небольших прослоев мощностью от 1 до 2 см наблюдаются среди тюрингит-кварцевых сланцев. Кварц-тюрингитовые прослои в этих джеспероах составляют 61%,

хлоритовые прослои с магнетитом 39%. Магнетит составляет 10—12, реже 15% объема породы.

Пласт малорудных и нерудных железисто-силикат-кварцевых и магнетит-карбонат-кварцевых джесперов составляет верхнюю часть первой железистой пачки. Он выклинивается по простиранию на северо-западном крыле, а на юго-восточном срезается надвигом, не доходя до профиля XXII. По минеральному составу среди джесперов пласта выделяются следующие разновидности: магнетит-куммингтонит-роговообманко-кварцевые и магнетит-карбонат-тюрингит-кварцевые. Первая разновидность джесперов слагает центральную часть северо-западного крыла и южную часть замыкания крыльев, вторая слагает юго-восточное крыло пласта.

Малорудные магнетит-куммингтонит-роговообманко-кварцевые джесперы местами переслаиваются с биотит-хлоритовыми сланцами, содержащими роговую обманку, и просто с роговообманко-биотитовыми сланцами. В сланцевых разновидностях роговая обманка развивается по хлориту и биотиту, в джесперах сине-зеленая ее разновидность замещает куммингтонит. Магнетит-куммингтонит-роговообманко-кварцевые джесперы слабополосчатые и состоят из кварца, роговой обманки, куммингтонита, магнетита, местами биотита, хлорита, граната и акцессорных минералов — пирита, пирротина, халькопирита, карбоната.

Магнетит содержится в породе в виде отдельных зерен размерами до 0,1 мм, полиэдрических сростков размерами в среднем 0,6 мм и скоплений мелких зерен. Содержание магнитной фракции колеблется в среднем в пределах 10—16%. Количество магнетита в джесперах составляет 12—14%.

По данным химического анализа (табл. 18) *магнетит-амфибол-кварцевые* джесперы принадлежат к железисто-кремнистым породам. Они отличаются высоким содержанием железа (*F*-75), причем закисное железо резко преобладает над окисным, и низким содержанием глинозема, магния, кальция, щелочей.

Малорудные магнетит-амфибол-кварцевые джесперы фациально замещаются по простиранию от центральной части пласта в юго-западном направлении нерудными биотит-кварцевыми джесперами. Эти две разновидности джесперов отличаются друг от друга содержанием рудного минерала, а также наличием в нерудных джесперах среди силикатных минералов коричневого и новообразованного бледно-зеленого биотита. Минеральный состав джесперов: кварц, магнетит, грюнерит, роговая обманка, коричневый и светло-зеленый биотит, карбонат и в акцессорных количествах эпидот, пирит и халькопирит. Магнетит в нерудных джесперах составляет, по подсчетам в шлифах, от 8 до 26%, по данным химического анализа — 5%; содержание в породе 19—29%

Под микроскопом в джесперах наблюдается чередование рудных, нерудных или слаборудных прослоев. Рудные прослои состоят в основном из магнетита и кварца, имеют мощность 0,08—0,15 мм. Иногда в рудных прослоях наряду с магнетитом встречается сине-зеленая роговая обманка или коричневый биотит. Нерудные прослои состоят преимущественно из грюнерит-куммингтонита и сине-зеленой роговой обманки, в других случаях — из кварца и биотита. Мощность нерудных прослоев колеблется от 0,25 до 4,40 мм. Содержание магнетита в рудных прослоях 39,4—60,2, в слаборудных 9,3—12,4 и в нерудных 0,9—1,9 до 6,9%. Химический анализ (табл. 18) дает основание отнести эти джесперы к группе железисто-кремнистых пород, однако в них заметно снижается роль железа (*F* = 61,5) и возрастает значение примесей магния, кальция и глинозема.

Карбонат-тюрингит-магнетит-кварцевые джесперы были встречены в средней части пласта на юго-восточном крыле Веселянской синклинали. Эта разновидность джесперов по простиранию в юго-западном направлении фациально сменяется уже описанными нерудными биотит-амфибол-кварцевыми джесперами.

Таблица 19

Распределение железа по минералам в железисто-кремнистых породах первой железистой пачки Веселянского участка

Номер анализа	Глубина, м	Порода	$Fe_{общ}$, %	Содержание железа в минералах, %	
				Магнетит	Силикаты
1	Скв. 18, гл. 113,8	Амфибол-тюрингит-кварцевый сланец	23,04	3,84	19,20
2	Скв. 18, гл. 131,5—132,15	Магнетит-куммингтонит-роговообманко-кварцевый джеспер	37,36	20,00	17,36
3	Скв. 30, гл. 70,0—71,2	Биотит-куммингтонит-роговообманко-кварцевый джеспер	22,36	12,52	9,84

Примечание. Номера анализов соответствуют номерам анализов табл. 18.

Карбонат-тюрингит-магнетит-кварцевые джесперы имеют тонкополосчатую, отчасти плойчатую текстуру, обусловленную чередованием существенно кварцевых — яшмовых или карбонат-кварцевых, хлорит-кварц-магнетитовых с биотитом или карбонат-магнетитовых прослоев. Содержание магнетита в рудных прослоях 36—42, в нерудных 6—20%. Выход магнитной фракции из карбонат-хлорит-магнетит-кварцевых джесперов составляет 22—26%.

Породы первой железистой пачки, в отличие от пород первой сланцевой пачки, характеризуются более высоким содержанием $Fe_{общ}$ (закисного и окисного).

В первой железистой пачке содержится примерно 70—75% железистых джесперов и 25—30 сланцевых.

Как видно из табл. 19, железо в железисто-кремнистых породах первой железистой пачки сконцентрировано в основном в магнетите и силикатах, причем примерно в равных количествах. При содержании $Fe_{общ}$ 22,36—37,36, $Fe_{магн}$ составляет 3,6—20,00 и $Fe_{сил}$ — 9,84—19,20%.

Вторая сланцевая пачка, разделяющая первую и вторую железистые пачки, тянется двумя полосами вдоль крыльев на всем протяжении Веселянской синклинали. В юго-западной части две полосы этой пачки соединяются в замковой части складки. Мощность пачки 38—42 м. Пачка сложена сланцами с небольшим количеством роговиковых прослоев и представлена следующими разностями: 1) кварц-хлоритовыми; 2) кварц-биотитовыми и 3) кварц-серицитовыми, а также переходными разностями — хлорит-биотитовыми и серицит-хлоритовыми и др.

Кварц-хлоритовые сланцы филлитовидные, тонкосланцеватые, состоят из хлорита, кварца и рудного минерала, местами карбонатов и эпидота. Хлорит составляет 60—85% объема породы. По данным химических анализов (табл. 20), кварц-тюрингитовые сланцы относятся к глиноземисто-железисто-кремнистым породам с высоким содержанием железа и глинозема: $F = 52,1$; $A = 29,1$. Кварц-биотитовые сланцы имеют постепенные переходы с кварц-хлоритовыми сланцами. Они состоят из биотита, кварца, карбоната, магнетита, реже эпидота. Содержание биотита 55—60, кварца 30—40, магнетита местами велико и повышается до 10—12%. Отдельные зерна и сростки его группируются в полосы, ориентированные вдоль сланцеватости. В сланцах, расположенных вблизи контакта с джесперами второго железистого пласта, наблюдается резкое увеличение содержания зерен магнетита (до 25)%, выделяющегося полосами вдоль сланцеватости, что придает породе тонкую полосчатость и обусловливает переход их в биотит-магнетит-кварцевые джесперы. Химический анализ джесперов этого интервала приведен в табл.20. Относят их к железисто-кремнистым породам ($F = 79,0$).

Таблица 20

Химический состав (в %) и петрохимические коэффициенты по Н. П. Семененко пород второй сланцевой пачки

Компонент, коэффициент	1	2
SiO_2	44,36	46,56
TiO_2	0,74	0,14
Al_2O_3	17,84	4,28
Fe_2O_3	0,21	25,65
FeO	22,47	14,48
MnO	0,09	0,45
MgO	4,34	2,57
CaO	0,42	2,10
Na_2O	0,12	0,16
K_2O		0,65
P_2O_5	0,07	0,09
SO_3	0,20	1,00
$H_2O_{гигр}$	0,20	0,20
П. п. п.	8,15	2,25
CO_2	0,50	—
Сумма	99,61	100,58
$Fe_{метал}$	17,6	29,2
O	Не опр.	0,79
F	52,1	79,0
A	29,1	6,3
M	17,7	9,0
C	1,1	5,7
FM	69,8	88,0

Примечание. *Анализы*: 1 — кварц-тюрингитовый сланец, скв. 11, гл. 39—40 м; 2 — биотит-магнетит-кварцевый джеспер, скв. 15, гл. 71,25—72,55 м.

Высокое содержание магнетита (23,7%) позволяет отнести их к малорудным железисто-кремнистым джесперам.

Вторая железистая пачка выполняет ядро Веселянской синклинальной складки и слагает верхнюю часть разреза железисто-кремнисто-сланцево-кератофировой формации на Веселянском участке. Протяженность пачки около 3 км, мощность выдержанная и равна 55—65 м. Между профилями XIII и IX вторая железистая пачка выклинивается и, возможно, фациально замещается сланцами. Эта пачка сложена тюрингит - карбонат - магнетит - кварцевыми джесперами, среди которых встречены слои небольшой мощности (до 3—5 м) тюрингит-биотитовых сланцев (скв. 22) и амфибол-биотит-кварцевых сланцев (скв. 15).

Хлорит-карбонат-магнетит-кварцевые джесперы представляют тонкополосчатую породу, состоящую из главных минералов — кварца, магнетита, карбоната, хлорита-тюрингита и изредка гидрослюды, и второстепенных — куммингтонита, пирита, халькопирита, пирротина и арсенопирита.

Тонкая полосчатость джесперов обусловлена чередованием прослоев светлых — существенно кварцевых — яшмовых и карбонат-кварцевых, а также темноцветных — карбонат-магнетитовых, тюрингит-магнетитовых и рудных магнетитовых мощностью от 0,08 до 2—3 мм. Встречаются участки, где преобладают магнетит-тюрингит-кварцевые джесперы. Основным рудным минералом является магнетит, содержание которого изменяется от 30 до 46%.

В зависимости от содержания магнетита можно выделить такие прослои: рудные, содержащие магнетита до 50—75%; полурудные, рассеянный магнетит составляет 25—30%; малорудные и нерудные, где магнетит в рассеянном виде составляет до 5—10%. Мощность рудных прослоев 0,04—2,00, полурудных и нерудных — 0,05—1,5 мм. Рудные прослои, состоящие в основном из магнетита, содержат зерна кварца, карбонатов, реже хлорита и гидрослюды; редко встречаются зерна сульфидов. Минеральный состав, подсчитанный в шлифах (в %): магнетит в рудных прослоях 50—85, карбонаты в них 3—26, кварц 6—18, хлорит 0—31, изредка встречается гидрослюда 10—12.

В нерудных прослоях развит преимущественно кварц 40—80, небольшое количество хлорита 1,5—8 и карбонатов 16—30%. Основным рудным минералом является магнетит и в единичных случаях мартит, в подчиненном количестве содержатся пирит, халькопирит и очень редко встречаются пирротин и арсенопирит.

Магнетит в рудных прослоях образует агрегатные скопления зерен размером 0,1—0,3 мм. Содержание $Fe_{раств}$ в тюрингит-карбонат-магнетит-кварцевых джесперах 30—40,7%. Выход магнитной фракции в этих джесперах при дроблении до 0,15 мм колеблется от 30,0 до 57, реже 95%.

Структура роговиковых — яшмовых прослоев чаще сростковая; размеры сростков колеблются в пределах 0,01—0,5 мм. В отдельных случаях рудные прослои имеют ленточную структуру, обусловленную чередованием рудных лент, состоящих из рудных минералов, разделенных кварцевыми

Таблица 21

Химический состав (в %) и петрохимические коэффициенты по Н. П. Семененко пород второй железистой пачки

Компонент, коэффициент	1	2	3	4	5	6
SiO_2	43,43	41,20	41,90	37,87	35,95	52,34
TiO_2	0,05	0,10	0,05	0,02	0,02	0,02
Al_2O_3	2,71	3,50	1,52	1,83	1,04	1,20
Fe_2O_3	22,13	22,18	21,04	25,68	25,92	27,16
FeO	17,81	19,30	20,25	19,10	26,15	15,08
MnO	0,18	0,23	0,24	0,23	0,48	0,08
MgO	2,07	2,50	1,66	1,71	1,13	1,54
CaO	4,62	4,48	3,78	4,76	0,56	1,65
Na_2O	0,11	0,11	0,11	0,11	0,04	0,11
K_2O	0,20	0,20	0,18	0,20	0,05	0,20
S	0,10	0,12	0,02	0,08	Не опр.	0,02
P_2O_5	0,05	0,06	0,04	0,02	» »	0,07
CO_2	6,47	5,63	7,82	7,36	» »	0,76
$H_2O_{гигр}$	0,13	0,00	0,00	0,06	0,04	0,02
П. п. п.	0,30	0,69	1,31	0,87	9,01	0,05
Сумма	100,36	100,30	99,92	99,90	100,10	100,30
	—0,05	—0,06	—0,01	—0,04	—	—0,01
	100,31	100,24	99,91	99,86	—	100,29
$Fe_{метал}$	29,4	30,5	30,5	32,8	37,8	30,7
O	0,55	0,51	0,46	0,61	0,44	0,81
F	76,9	75,7	81,6	80,3	94,0	87,6
A	3,8	4,7	2,2	2,5	1,2	1,9
M	7,3	8,6	5,9	5,7	3,6	5,9
C	12,0	11,0	10,3	11,5	1,2	4,6
FM	84,2	84,3	87,5	86,0	97,6	93,5

Примечание. *Анализы*: 1 — карбонат-магнетит-кварцевый джеспер, скв. 57, гл. 146,8—147,8 м; 2 — то же, скв. 57, гл. 136,5—142,8 м; 3 — то же, скв. 22, гл. 116,0—117,0 м; 4 — то же, скв. 22, гл. 106,5—107,4 м; 5 — то же, скв. 22, гл. 74,25—77,60 м; 6 — магнетит-кварцевый джеспер, скв. 15, гл. 126,0—127,4 м.

прослоями. Для полурудных и нерудных прослоев характерна рассеянная структура, при которой магнетит рассеян в виде разрозненных зерен и тонкой пыли среди нерудных минералов. Собственно кварцевые прослои мощностью 0,05—2,00 см переходят в карбонатные прослои через карбонат-кварцевые прослои. Они содержат, кроме кварца, в небольшом количестве зерна карбонатов и магнетита. Размеры кварца 0,08—0,06, в среднем 0,02 мм.

Карбонатные прослои, состоящие из зерен карбонатов размером 0,04 мм, содержат в ограниченных количествах зерна кварца, магнетита, хлорита. Карбонаты представлены сидеритом и анкеритом. Хлоритовые прослои мощностью 0,04—2,5 мм состоят в основном из хлорита, в небольшом количестве присутствуют зерна магнетита и реже карбонатов. По химическим анализам, приведенным в табл. 21, джесперы второй железистой пачки имеют высокое содержание закисного железа (21—26%), причем свободное закисное железо, несвязанное в магнетите, заключено в сидерите. Содержание $Fe_{метал}$, по данным анализа, составляют 30—38%. Исходными образованиями для этих джесперов были высокожелезистые, сравнительно чистые от примесей, железисто-кремнистые осадки, выделявшиеся в виде гидроокислов и карбонатов железа. Создается впечатление о первичности сидерита и одновременной кристаллизации его с магнетитом. Распределение железа по минералам приведено в табл. 22.

Железо в минералах второй железистой пачки связано в основном в магнетите и карбонатах, изредка силикатах. При содержании $Fe_{общ}$ в породах, изменяющемся в пределах 40,00—52,07%, на $Fe_{магн}$ приходится 31,00—43,06, а на $Fe_{карб}$ — до 9,01%; и только в ан. 3 выделяется $Fe_{сил}$ —

Таблица 22

Распределение железа по минералам в железисто-кремнистых породах второй железистой пачки Веселянского участка

Номер анализа	Скважина	Порода	Содержание $Fe_{общ}$, %	Содержание железа в минералах, %		
				Магнетит	Карбонаты	Силикаты
1	57 (гл. 146,8—147,8 м)	Карбонат-магнетит-кварцевый джеспер	39,94	33,47	6,47	—
2	57 (гл. 136,5—142,8 м)	То же	41,48	35,85	5,63	—
3	22 (гл. 116,0—117,0 м)	» »	41,29	30,85	7,82	2,62
4	22 (гл. 106,5—107,4 м)	» »	44,78	37,42	7,36	—
5	22 (гл. 74,85—77,60 м)	» »	52,07	43,06	9,01	—
6	15а (гл. 126,0—127,4 м)	Магнетит-кварцевый джеспер	42,24	42,24	—	—

Примечание. Номера анализов соответствуют номерам анализов табл. 21.

2,62%. В связи с высоким содержанием железа и малой мощностью вскрыши (всего 5—10 м) карбонат-магнетит-кварцевые джесперы второй железистой пачки Веселянского участка являются перспективными как железорудное сырье. Ориентировочный подсчет запасов железа в северной части второй железистой пачки (XVI—XXII) при $Fe_{общ}$ 38%, мощности пласта 55 м, протяженности 1800 м на глубине 500 м составляет 190 млн.т. При разведке более бедных флангов с содержанием $Fe_{магн}$ 14% и большей протяженности пачки запасы железистых джесперов могут увеличиваться до 250—300 млн. т.

КИРПОТИНСКИЙ УЧАСТОК

Участок представляет собой крайнюю северную часть развития железисто-кремнисто-сланцево-кератофировой формации Конкского района. Он располагается в 2 км к северу от ст. Кирпотино и в 5 км к югу от р. Мокрой Московки — левого притока р. Днепра (рис. 10). Докембрийские кристаллические породы на Кирпотинском участке залегают на глубине 70—80 м, что значительно затрудняет их изучение. На территории участка, помимо поисково-разведочных работ, проводившихся по девяти линиям профилей Украинским геологическим управлением в 1950—1954 гг. с целью расширения железорудной базы Украины, трестом Днепрогеология в 1964—1971 гг. был разбурен Кирпотинский структурный профиль для изучения состава и металлоносности осадочно-вулканогенных формаций Конкского района, перспективных, кроме железа, на редкие и рассеянные элементы. Кирпотинский профиль направлен вкрест простирания пород и расположен в крайней юго-западной части Кирпотинского участка, в связи с чем породы этой формации, расположенные в центральной и северо-восточной частях участка, были недостаточно вскрыты скважинами.

Кирпотинский участок простирается в восточном-северо-восточном направлении, имеет протяженность порядка 10—12 км при ширине в 1,0—1,2 км. Основная структура Кирпотинского участка, по данным буровых и геофизических работ, представлена крупной антиклинальной складкой, простирающейся вдоль всего участка в северо-восточном направлении, с асимметричным расположением крыльев: северо-западное крыло более крутое с углом падения пород 75—80°, юго-восточное более пологое, угол падения пород здесь 60—65° (рис. 11). На крыльях антиклинальной складки развиваются продольные складки второго порядка, увеличивающие видимую мощность железистых пород (разрез XXXVII).

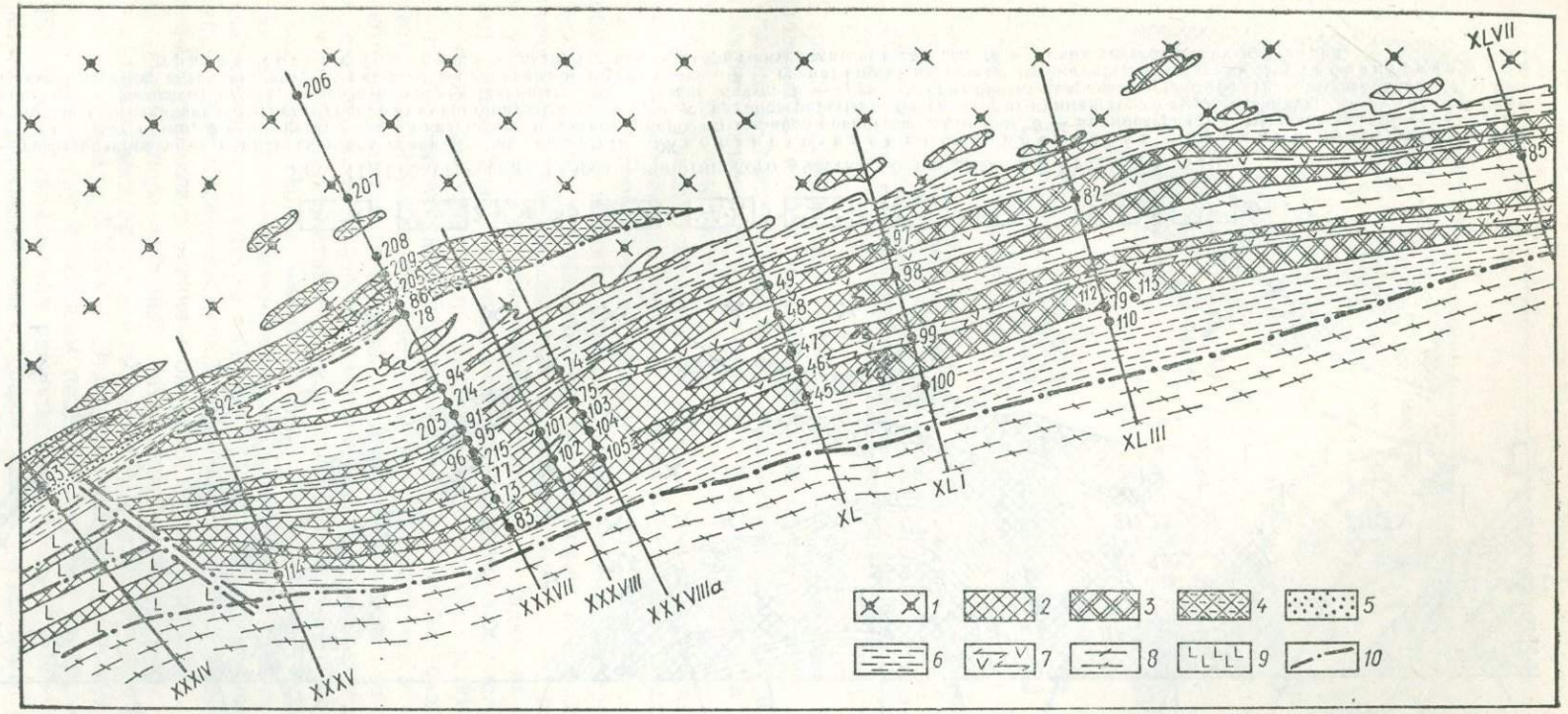


Рис. 10. Схематическая карта осадочно-вулканогенных формаций Кирпотинского участка.

1 — грейзенизированные граниты. Железисто-кремнисто-сланцевая формация. *Первая, вторая и третья железистые пачки*: *2* — магнетит-амфибол-кварцевые джесперы, *3* — магнетит-силикат-кварцевые джесперы, переслаивающиеся со сланцами и микрогнейсами, *4* — крупнозернистые магнетит-амфиболовые сланцы, *5* — гранат-биотит-кварцевые микрогнейсы; *первая, вторая и третья сланцевые разделяющие пачки: 6* — гранат-хлорит-биотит-кварцевые и биотит-актинолитовые сланцы, *7* — биотит-актинолитовые, актинолитовые, хлорит-роговообманковые и другие сланцы. Кератофиро-сланцевая формация; *8* — двуслюдяные андалузит-ставролитовые сланцы и микрогнейсы. Метабазитовая и ультрабазитовая формации: *9* — актинолититы и хлорит-актинолитовые сланцы; *10* — линии тектонических нарушений.

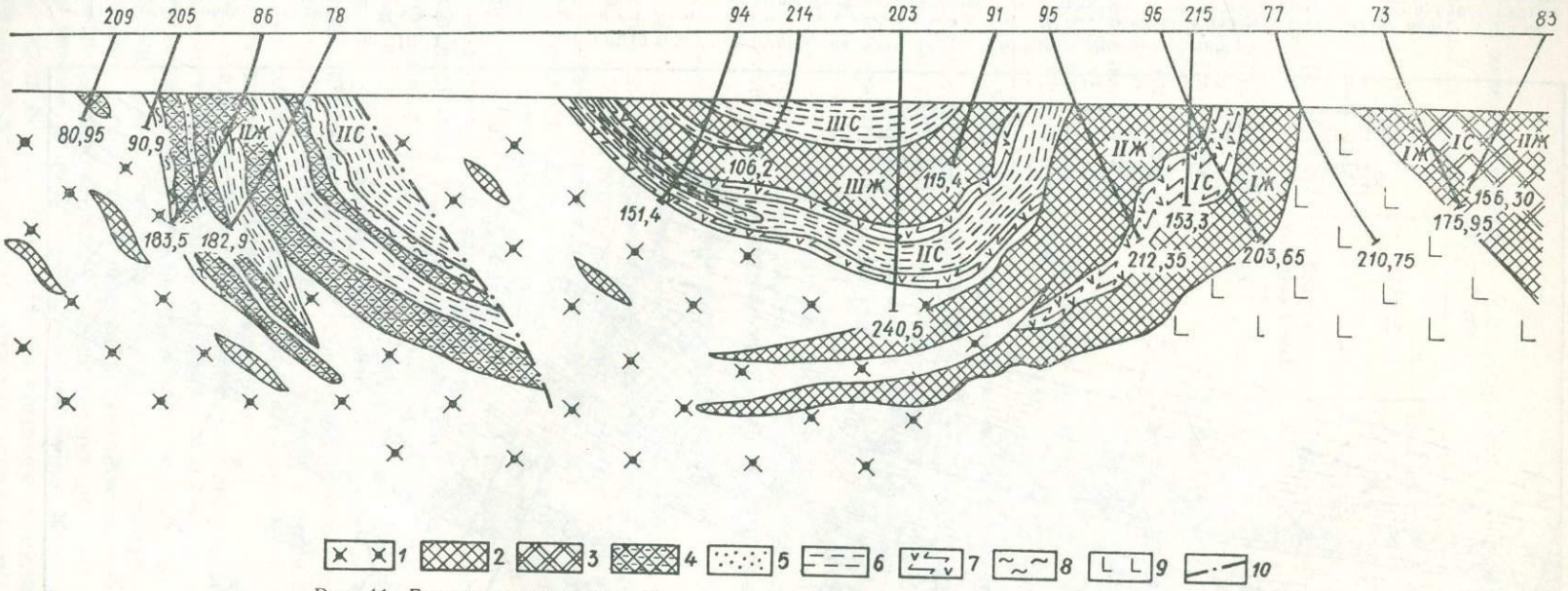


Рис. 11. Геологический разрез Кирпотинского участка по профилю XXXVII—XXXVII.

1 — грейзенизированные мокромосковские граниты и их мигматиты. Железисто-кремнисто-сланцевая формация: *первая, вторая и третья железистые пачки, 2* — магнетит-амфибол-кварцевые и магнетит-карбонат-амфибол-кварцевые джесперы, *3* — крупнозернистые магнетит-амфиболовые сланцы; *4* — толща переслаивания магнетит-гранат-куммингтонитовых джесперов с крупнозернистыми биотит-гранат-куммингтонитовыми сланцами; *5* — гранат-биотит-кварцевые микрогнейсы; *первая, вторая и третья сланцевые разделяющие пачки: 6* — гранат-хлорит-биотит-кварцевые и биотит-актинолитовые сланцы, *7* — биотит-актинолитовые, актинолитовые, хлорит-роговообманковые и другие сланцы, *8* — гранат-биотит-кварцевые микрогнейсы и роговики. Метабазитовая ультрабазитовая формации; *9* — актинолититы и хлорит-актинолитовые сланцы; *10* — линии тектонических нарушений.

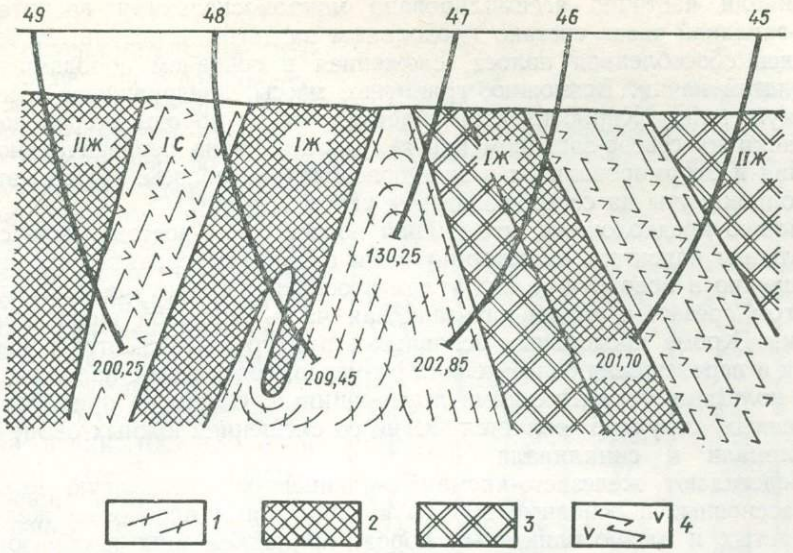


Рис. 12. Геологический разрез Кирпотинского участка по профилю XL—XL.

Кератофиро-сланцевая формация: *1* — двуслюдяно-андалузит-ставролитовые сланцы и микрогнейсы. Железисто-кремнисто-сланцевая формация: *первая и вторая железистые пачки*: *2* — малорудные и нерудные магнетит-силикат-кремнистые джесперы; *3* — магнетит-силикат-кремнистые джесперы, переслаивающиеся со сланцами; *первая сланцевая пачка:* 4 — биотит-хлорит-актинолитовые, биотит-роговообманковые и другие сланцы.

Ядро антиклинальной складки выполняют ультрабазитовые породы, принадлежащие к образованиям конкской серии, а также алюмосиликатные сланцы двуслюдяно-андалузит-ставролитового состава и микрогнейсы, залегающие у основания серии (рис. 12). Крылья антиклинали сложены породами железисто-кремнисто-сланцево-кератофировой формации, представленной тремя пачками железистых пород и тремя разделяющими пачками сланцев и микрогнейсов. Верхняя часть юго-восточного крыла и юго-западная часть структуры срезаны продольным изогнутой формы надвигом, по которому были приподняты породы нижней — конкской серии. На основании геологических и геофизических данных можно предполагать последовательное замыкание железистых и разделяющих пачек в юго-западной части участка, пологое погружение шарнира складки на северо-восток, поворот замковой части складки в северо-западном направлении и частичное нарушение ее дизъюнктивами. Данными геофизических работ на Кирпотинском участке подтверждается ранее высказанное предположение о наличии крупных тектонических нарушений в юго-западной части участка, в связи с которыми состав слагающих толщ метаморфических пород здесь иной и представлен мета- и ультрабазитами, переслаивающимися с железисто-кремнисто-алюмосиликатными прослоями, отнесенными нами к нижней — конкской серии. Геологические сведения о продолжении основной складки участка в восточном-северо-восточном направлении весьма ограниченны, так как эта часть структуры разбурена очень слабо. Единичные скважины, пробуренные на северо-восточной окраине структуры, недостаточно освещают геологическое строение этой части антиклинали.

С северо-запада основная антиклиналь сопряжена с синклиналью, разбуренной вкрест простирания скв. 95, 91, 203, 214, 94 геологического разреза по профилю XXXVII. Эта синклиналь представляет собой корытообразную структуру с пологим падением пород в крыльях — под углом 30—45°. В ядре синклинали располагаются гранат-биотит-кварцевые сланцы третьей разделяющей пачки; крылья слагают и вторая и третья железистые пачки, разобщенные гранат-хлорит-биотит-кварцевыми и биотит-актинолитовыми сланцами третьей разделяющей пачки. Северо-западное крыло

синклинали частично ассимилировано мокромосковскими гранитами, а в юго-западной части срезано продольным надвигом, в результате чего выделилась обособленная полоса, сложенная в основном породами второй железистой пачки. Возможно, гранитные массы, внедрившиеся в метаморфическую толщу Кирпотинского участка, вывели породы второй железистой пачки на северо-западном крыле синклинали из первоначального положения и сформировали их в виде обособленной полосы. Породы этой полосы опрокинуты на северо-запад под углом 75—80°.

Можно предположить, что данная полоса с юго-востока была срезана продольным надвигом, по которому были надвинуты граниты, что привело к смещению и повороту ее под углом к основной структуре участка. Этим надвигом срезается также юго-западная часть основной антиклинальной складки. Кроме продольных основных структур наблюдаются поперечные смятия и перемещения более мелких размеров, связанные с наложившимися более молодыми тектоническими деформациями. Одним из примеров таких поперечных структур является изгиб со смещением южных оконечностей антиклинали и синклинали.

Подстилают железисто-кремнисто-сланцево-кератофировую формацию ультраосно́вные и осно́вные породы с небольшими прослоями железисто-кремнистых и алюмосиликатных пород, принадлежащих к образованиям конкской серии, а также алюмосиликатные породы — двуслюдяно-андалузито-ставролитовые сланцы и микрогнейсы (вулканогенно-сланцевая свита $Б_1$).

Железисто-кремнисто-сланцевая свита ($Б_2$), залегающая выше, расчленяется на три железистые и три разделяющие пачки.

Железистые пачки имеют различный минеральный состав, но близки по химическому составу. Они состоят из рудных и малорудных, нерудных магнетит-силикат-кварцевых джесперов, магнетит-роговообманко-куммингтонитовых крупнокристаллических сланцев, кварц-гранат-амфиболовых сланцев, железисто-силикатных кварцитов, микрогнейсов и скарнов (?). Разделяющие нежелезистые пачки сложены маложелезистыми и нежелезистыми сланцами, микрогнейсами, роговиками осадочного происхождения с прослоями осно́вного туфогенно-вулканогенного состава.

Высокожелезистые магнетит-силикат-кремнистые джесперы и сланцы, слагающие железистые пачки, широко распространены в центральной части участка, где горизонтальная мощность их достигает своего максимума, составляя примерно 500—550 м. В северо-восточном направлении от разреза XL^a пачки железистых пород теряют свою мощность; железистые пласты часто выклиниваются и взамен их появляются прослои сланцев, микрогнейсов глиноземисто-железисто-кремнистого и алюмосиликатного состава. Почти однородная толща железисто-силикат-кремнистых джесперов на профиле XXXVIII по простиранию в северо-восточном направлении расчленяется сланцевыми пачками на две железистые пачки. Мощность железистых пластов от центральной части участка в северо-восточном направлении уменьшается до 10—20 м за счет увеличения мощности сланцевых пластов. В этом же направлении сближенные железистые пачки фациально сменяются сланцами, микрогнейсами и широкополосчатыми слаборудными кварцитами.

Пачки железистых пород в центральной части района сложены преимущественно рудными, малорудными и нерудными магнетит-силикатными джесперами, отличающимися друг от друга только по содержанию магнетита, так как минеральный состав, структуры и другие признаки у них сходны. Рудные джесперы содержат магнетита больше 20, малорудные 12—20, нерудные 5—8%.

Первая железистая пачка залегает на актинолитах и прохлорит-актинолитовых сланцах (К) в юго-западной части участка и на слюдяно-андалузит-ставролитовых сланцах и микрогнейсах (Б) в центральной и северо-восточной частях Кирпотинского участка. Эта пачка является наиболее богатой по содержанию железа и представлена в центральной части участка рудными

магнетит-силикат- кремнистыми джесперами с содержанием магнетита свыше 20%, сменяющимися по простиранию от разреза по линии XXXVIII на северо-восток малорудными и нерудными магнетит-силикат- кремнистыми джесперами и гранат-амфибол-кварцевыми сланцами с прослоями нерудных силикатных джесперов и двуслюдяных микрогнейсов.

Мощность первой железистой пачки 100—150 м, в среднем 80—85 м. Пласты, слагающие первую железистую пачку, состоят из: 1) рудных магнетит-куммингтонит-кварцевых джесперов; 2) малорудных гранат-магнетит-амфибол-кварцевых джесперов; 3) нерудных гранат-биотит-амфибол-кварцевых джесперов, кварцитов и итабиритов; 4) сланцев кварц-гранат-амфиболовых с прослоями нерудных джесперов; 5) двуслюдяных микрогнейсов; 6) гранат-пироксен-амфиболовых скарнов.

Таблица 23

Химический состав (в %) и петрохимические коэффициенты по Н. П. Семененко пород первой железистой пачки

Компонент, коэффициент	1	2	3	4
SiO_2	36,24	44,22	42,14	39,16
TiO_2	0,10	0,10	0,23	0,26
Al_2O_3	0,35	2,67	3,63	8,76
Fe_2O_3	29,15	20,18	17,85	3,97
FeO	25,41	25,56	24,14	31,59
MnO	0,42	0,18	0,61	0,14
MgO	2,49	2,36	1,15	4,24
CaO	1,89	1,60	6,30	1,84
Na_2O	0,15	0,20	0,24	0,16
K_2O	0,39	0,13		2,84
P_2O_5	Не обн.	0,13	0,14	0,16
$H_2O_{гигр}$	0,05	0,05	0,02	0,13
SO_3	0,59	1,34	Не обн.	0,11
CO_2	3,06	Не обн.	2,54	Не обн.
П. п. п.	0,22	1,56	0,52	6,65
Сумма	100,51	100,54	99,99	100,35
$Fe_{метал}$	40,1	33,9	31,3	27,3
O	0,52	0,35	0,33	0,06
F	88,0	84,5	76,0	69,0
A	0,4	3,5	4,8	12,0
M	7,4	8,0	3,8	14,0
C	4,2	4,0	15,4	4,4
FM	95,4	92,5	79,8	83,0

Примечание. *Анализы*: 1 — магнетит-куммингтонит-кварцевый джеспер рудный, скв. 73, гл. 146,4—156,8 м; 2 — гранат-магнетит-амфибол-кварцевый джеспер, скв. 46, гл. 101,3—102,2 м; 3 — гранат-магнетит-пироксен-амфиболовый итабирит, скв. 85, гл. 140,25—143,8 м; 4 — биотит-гранат-куммингтонитовый сланцевый прослой, скв. 48, гл. 92,45—94,0 м.

Все перечисленные типы пород связаны между собой фациальными взаимопереходами. Например, рудные магнетит-куммингтонит-кварцевые джесперы, слагающие первую железистую пачку в разрезе по линии XXXVII, сменяются в разрезе по линии XL малорудными магнетит-гранат-амфибол-кварцевыми джесперами, которые в свою очередь затем фациально замещаются нерудными гранат-амфибол-кварцевыми джесперами, сланцами и двуслюдяными микрогнейсами.

Пласт рудных магнетит-куммингтонит-кварцевых джесперов развит в центральной и юго-западной частях участка; мощность его от 15—20 до 100 м. Джесперы тонкополосчатые, местами среднеполосчатые, полосчатость обусловлена чередованием прослоев светло-серых существенно кварцевых, темно-серых магнетитовых и зеленовато-серых до черных силикатных амфиболовых.

Основными породообразующими минералами этих джесперов являются кварц, магнетит, куммингтонит, грюнерит, отчасти карбонаты, второстепенными — сине-зеленая роговая обманка, гранат, биотит, хлорит, изредка мартит, пирит, лимонит. Содержание магнетита, по подсчетам в шлифах, составляет от 25 до 47%. Содержание $Fe_{раств}$ колеблется в пределах 21—37, 58, преобладающее содержание 26—27%. Выход магнитной фракции при мокрой сепарации 40—67%. Среди рудных минералов незначительно распространен пирит, образующий единичные зерна размерами до 0,06 мм в диаметре.

Кварц является основным нерудным минералом и составляет до 60% породы.

Куммингтонит и грюнерит входят в состав всех слоев, часто их скопления образуют самостоятельные полосы. По грюнериту развивается сине-зеленая роговая обманка и в ряде случаев зеленый биотит.

В табл. 23 приведен химический анализ рудных магнетит-куммингтонит-кварцевых джесперов первой железистой пачки. Он свидетельствует о том, что джесперы относятся к существенно железисто-кремнистым образованиям. Коэффициент железистости составляет 84,2—88. Из примесей некоторое значение имеют магний и кальций; коэффициент $M = 3{,}8—7{,}4$, $C = 4{,}2—8{,}8$. Содержание магнетита по пересчетам химического анализа составляет 27%.

Пласт малорудных гранат-магнетит-амфибол-кварцевых джесперов сменяет на север от линии XXXVIII пласт рудных магнетит-куммингтонит-кварцевых джесперов. Эти малорудные джесперы широко развиты среди пород первой железистой пачки. Нормальная мощность их достигает 100—110, иногда 130 м. В отличие от рудных, они характеризуются более низким содержанием магнетита (до 20%) и повышенным содержанием силикатных минералов. Наряду с амфиболами возрастает роль второстепенного минерала — граната. Минеральный состав: кварц, куммингтонит, грюнерит, магнетит, сине-зеленая роговая обманка, гранат, биотит, карбонаты, хлорит, пирит.

Общее содержание магнетита в породе, по данным подсчета в шлифах, составляет 22—28, местами 34—41, по пересчетам химического анализа — 18%. При разделении породы на фракции выход магнитной фракции составляет 25—54%. Содержание $Fe_{раств}$ в джесперах колеблется в пределах 20—37,6, SiO_2 — в пределах 40—50%.

Преобладающий силикатный минерал по показателям преломления ($n_g = 1{,}712$; $n_p = 1{,}673$; $n_g - n_p = 0{,}039$) и химическому анализу является переходной разностью между куммингтонитом и грюнеритом. Химический анализ его (в %) следующий: SiO_2 46, 92; TiO_2 0,23 Al_2O_3 2,89; Fe_2O_3 2,07; FeO 37,67; MnO 0,15; MgO 5,97; CaO 1,54; Na_2O 0,15; K_2O 0,12; $H_2O_{гигр}$ 0,04; п. п. п. 2,06; сумма 99,81.

Кристаллохимическая формула грюнерита

$$(Fe^{2+}_{5,02}Mg_{1,41}Al_{0,04}Fe^{3+}_{0,25}Ca_{0,20})_{6,98}\,[Si_{7,48}Ti_{0,03}Al_{0,49}O_{22}]\,[OH]_2.$$

При пересчете анализа на изоморфный состав купферит-грюнерита установлено примерно 20,1% купферитовой молекулы.

Сине-зеленая роговая обманка развивается в виде отдельных пятен и часто полностью замещает зерна куммингтонита и грюнерита. По данным химического анализа она является высокожелезистой глиноземистой разновидностью и относится к железистому типу обыкновенной роговой обманки. Показатели преломления ее: $n_g = 1{,}708 \pm 0{,}002$; $n_p = 1{,}686 \pm 0{,}002$; $n_g - n_p$ измеренное и вычисленное равно 0,022—0,023; $2V = 86 — 87°$.

Химический состав роговой обманки (в %): SiO_2 35,15; TiO_2 0,50; Al_2O_3 16,01; Fe_2O_3 5,07; FeO 27,33; MgO 4,41; CaO 3,36; Na_2O 0,71; K_2O 4,13; P_2O_5 0,11; $H_2O_{гигр}$ 0,24; п. п. п. 3,61; сумма 100,60.

Кристаллохимическая формула роговой обманки

$$(Na_{0,21}K_{0,85}Ca_{0,59})_{1,65}\,(Mg_{1,06}Fe^{2+}_{3,70}Fe^{3+}_{0,62}Al_{0,8})_{6,18}\,(OH)_2\,[Si_{5,69}Ti_{0,06}Al_{2,25}O_{22}].$$

Гранат бледно-розового цвета, развит локально, местами он достигает значения главного породообразующего минерала. Размеры зерен от 0,08 до 2—3 мм. По данным химического анализа, гранат представлен альмандином.

Химический анализ граната следующий (в %): SiO_2 36,78; TiO_2 0,28; Al_2O_3 18,34; Fe_2O_3 2,32; FeO 35,20; MnO 1,22; MgO 0,97; CaO 4,76; сумма 99,87.

Кристаллохимическая формула граната

$$(Fe^{2+}_{2,42}Mg_{0,11}Mn_{0,08}Ca_{0,42})_{3,03}\,(Al_{1,76}Fe^{3+}_{0,14})_{1,9}\,[SiO_4]_3,$$

или в виде изоморфной смеси такого состава:

$$(Fe^{2+}_{2,42}Mg_{0,11}Mn_{0,08})_{2,61}\,Al_{1,76}\,[SiO_4]_{2,61} + Ca_{0,42}Fe^{3+}_{0,14}\,[SiO_4]_{0,42},$$

что составляет 86,2 пироп-альмандина и 13.8% андрадита. Содержание пиропа составляет всего 7,2%. Содержание кварца в породе колеблется в широких пределах от 20 до 60—65%.

Химический анализ гранат-магнетит-амфибол-кварцевых джесперов приведен в табл. 23. Описываемые джесперы отличаются высокой железистостью — коэффициент $F = 84,5$, $Fe_{метал}$, по данным анализа, составляет 33%. Из примесей примерно в равных количествах содержатся глинозем и кальций (C и A равны 4) и в несколько больших количествах магний ($M = 8$).

Пласт нерудных гранат-биотит-куммингтонит-кварцевых джесперов и итабиритов развит в центральной и юго-западной частях участка. Породы пласта отличаются более низким содержанием магнетита и большим количеством силикатных минералов.

Минеральный состав нерудных джесперов и итабиритов следующий: кварц, грюнерит, куммингтонит — главные породообразующие минералы, в переменном количестве — биотит, гранат, магнетит, сине-зеленая роговая обманка, а также карбонаты и сульфидные минералы, мартит.

Гранат-биотит-куммингтонит-кварцевые джесперы грубополосчатые, местами переходят в неяснополосчатые. Мощность отдельных полос изменяется от 0,3 до 7—8 мм, достигая иногда 2—2,5 см. Полосчатость обусловлена грубым чередованием прослоев: кварцевых, гранат-биотит-куммингтонитовых, роговообманко-куммингтонитовых, гранат-магнетит-куммингтонитовых, кварц-карбонат-магнетитовых и магнетитовых.

Наиболее распространены силикатные и кварцевые прослои, магнетитовые сравнительно редки. Магнетит в незначительном количестве среди силикатных полос встречается в виде рассеянных идиоморфных кристаллов, изредка выделяется в узкие самостоятельные прослоечки размерами 0,04—0,2 мм или сростки 0,2—0,5 мм. Содержание $Fe_{раств}$ колеблется от 10 до 16% и реже подымается до 21—25,5%.

Содержание магнетита в этих маложелезистых джесперах снижается до 3—5%. Магнетит слабо мартитизирован. Среди силикатных минералов преобладает куммингтонит, составляя 40—65%. В одних случаях по куммингтониту развиваются сине-зеленая роговая обманка и магнетит, в других (более часто) — биотит.

Гранат обычно находится в силикатных прослоях в ассоциации с куммингтонитом и биотитом в переменном количестве и достигает 30—35%. Буро-зеленый биотит в породе составляет 15—20%. Кварц составляет 30—60% породы и находится, по-видимому, в двух генерациях.

Химический анализ породы, взятой из силикатного прослоя, приведенный в табл. 23, свидетельствует о том, что ее следует отнести к группе нерудных железисто-кремнистых пород. Металлическое железо, по данным анализа, составляет в породе 27,3%. В связи с заметным количеством примесей, в первую очередь глинозема и магния, она является переходной к глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистым породам.

По простиранию первой железистой пачки в северо-восточном направлении от профиля XLI слои нерудных гранат-биотит-амфибол-кварцевых джесперов и итабиритов фациально сменяются слоями, состоящими из переслаивания крупнокристаллических кварц-гранат-амфиболовых сланцев и слаборудных и нерудных амфибол-кварцевых джесперов. Наряду с этими породами встречаются небольшие по мощности слои двуслюдяных микрогнейсов. Эти толщи переслаивания нежелезистых и слабожелезистых слоев были вскрыты на обоих крыльях антиклинали скв. 98,99 разреза XLII и отчасти скв. 85 разреза XLVII.

Сланцы и джесперы имеют сходный минеральный состав и состоят из кварца, минералов ряда куммингтонит — грюнерит, сине-зеленой роговой обманки, граната, карбонатов, биотита, магнетита и апатита.

Таблица 24

Распределение железа по минералам в железисто-кремнистых породах первой железистой пачки Кирпотинского участка

Номер анализа	Скважина	Порода	Содержание $Fe_{общ}$, %	Содержание железа в минералах, %		
				Магнетит	Карбонаты	Силикаты
1	73 (гл. 146,4—156,8 м)	Магнетит-куммингтонит-кварцевый джеспер	54,56	41,50	3,06	10,0
2	46 (гл. 101,3—102,2 м)	Гранат-магнетит-амфибол-кварцевый джеспер	45,74	40,36	—	5,38
3	85 (гл. 140,25—143,8 м)	Гранат-магнетит-пироксен-амфиболовый скарн	41,99	32,00	2,54	7,45
4	48 (гл. 92,45—94,0 м)	Биотит-гранат-куммингтонитовый сланцевый прослой	35,56	7,94	—	27,62

Примечание. Номера анализов соответствуют номерам анализов табл. 23.

На контакте железисто-силикатных джеспероров и микрогнейсов на профиле XLVIII в скв. 85 встречены крупнокристаллические гранат-магнетит-пироксен-амфиболовые породы типа скарнов (?) с размерами зерен от 3—10 до 15 мм. Эта порода состоит (в %) из куммингтонита 18—20, сине-зеленой роговой обманки 20—25, пироксенов (гиперстена и авгита) 15, магнетита 10—12, граната 20—25, буро-зеленого биотита 5—8, кальцита 6—9 и кварца. По данным химического анализа, приведенного в табл. 23, скарны относятся к железисто-кремнистым породам с повышенным содержанием кальция, концентрирующегося в моноклинном пироксене, частично в гранате и карбонате.

Первая железистая пачка наиболее богата железом на Кирпотинском участке, количество магнетита в ней достигает 27% в рудных железисто-силикатных джеспероах.

Железо в минералах пород первой железистой пачки распределяется между магнетитом и силикатами; периодически в небольшом количестве выделяется $Fe_{карб}$ до 3,06% (табл. 24). При содержании $Fe_{общ}$ 41,99—54,56% на $Fe_{магн}$ приходится 32,00—41,50%, $Fe_{карб}$ содержится периодически и в небольшом количестве 2,54—3,06% характеризует химический состав сланцевого прослоя среди железистых джеспероров. Содержание $Fe_{общ}$ в нем составляет 35,56, $Fe_{сил}$ 27,62, $Fe_{магн}$ 7,94%.

Первая разделяющая пачка, залегающая выше первой железистой пачки, характеризуется пониженным содержанием окислов железа и повышенным глинозема. Она выдержана по простиранию и особенно полно представлена в центральной части участка, где максимальная мощность ее достигает 70 и 100 м (скв. 46 и 48, разрез XL).

В юго-западном направлении от центрального разреза (профиль XXXVII) разделяющая пачка отчасти выклинивается, первая и вторая железистые пачки соединяются почти воедино, а далее по простиранию снова разделяются сланцами, переслаивающимися с нерудными гранат-амфиболовыми джеспероами, итабиритами, микрогнейсами и глинистыми сланцами. В результате выклинивания этой разделяющей пачки первая и вторая железистые пачки значительно сближены между собой вблизи разреза XXXVIII и местами практически сливаются. Породы этой пачки представлены биотит-актинолитовыми, актинолитовыми, хлорит-роговообманковыми и гранат-биотит-амфиболовыми сланцами, двуслюдяными микрогнейсами.

Вторая железистая пачка была встречена во всех разрезах Кирпотинского участка. Мощность этой пачки в среднем равна 60—70 м и увеличивает-

ся до 100—110 м на юго-восточном крыле антиклинали, профиль XLIII, а также в месте сближения с первым железистым пластом. В центральной и юго-западной частях участка пачка сложена тонко- и среднеполосчатыми магнетит-амфибол-кварцевыми джесперами, местами с карбонатами. Содержание магнетита обычно более низкое, чем в породах первой железистой пачки. Содержание железа в джесперах юго-восточного и северо-западного крыльев антиклинали различное. Для джесперов северо-западного крыла характерно более высокое содержание железа, достигающее 30%; в джесперах юго-восточного крыла оно снижается до 15—13 и даже 8—10% (скв. 45, 76 и 105). Пласты тонко- и среднеполосчатых железисто-силикатных джесперов по простиранию в северо-восточном направлении от центральной части участка (разрез XL) сменяются пластами широкополосчатых малорудных и нерудных гранат-куммингтонит-кварцевых джесперов местами с карбонатом, а также биотит-тюрингит-амфибол-гранатовых джесперов, переслаивающихся с пластами гранат-амфиболовых сланцев, актинолититов и андалузит-ставролитовых сланцев (скв. 97, 82, 79, 110).

Таким образом, в составе пород, слагающих вторую железистую пачку, наблюдаются те же фациальные изменения по простиранию, что и в первой железистой пачке: в центральной и юго-западной частях участка пачка сложена высокожелезистыми породами, которые по простиранию в северо-восточном направлении фациально сменяются менее железистыми. В связи с этим наблюдается увеличение количества глинозема, магния и кальция в породах. Железистые породы в этой пачке составляют примерно 70—80%.

Вторая железистая пачка сложена пластами, состоящими из таких разностей пород: рудных магнетит-куммингтонит-кварцевых джесперов с карбонатом; нерудных широкополосчатых куммингтонит-роговообманковых джесперов; биотит-тюрингит-амфибол-гранатовых сланцев; магнетит-роговообманко-куммингтонитовых крупнокристаллических сланцев с низким содержанием кварца; толщи переслаивания широкополосчатых силикатных джесперов и кварцитов с силикатными сланцами; плагиоклаз-актинолитовых и актинолитовых сланцев; ставролит-слюдяных микрогнейсов и сланцев; гранат-биотит-мусковит-кварцевых джесперов; гранат-биотитовых микрогнейсов.

Пласты рудных магнетит-куммингтонит-кварцевых джесперов имеют довольно большое распространение в метаморфической толще северо-западного крыла антиклинальной структуры. Нормальная мощность пласта составляет до 60 м. Среди магнетит-куммингтонит-кварцевых джесперов локально развиты магнетит-гранат-куммингтонит-кварцевые джесперы с биотитом и роговой обманкой, а также карбонатсодержащие разности джесперов. Минеральный состав их: кварц, магнетит, куммингтонит либо грюнерит, реже — карбонаты, сине-зеленая роговая обманка, гранат, хлорит, биотит, мартит, пирит. Магнетит встречается в виде полиэдрических сростков, агрегатов зерен, образующих целые полосы, а также в виде отдельных идиоморфных зерен неправильной формы размерами от 0,002 до 0,09 и даже 0,15 мм в поперечнике. Содержание $Fe_{раств}$ в магнетит-куммингтонит-кварцевых джесперах изменяется от 21 до 35,7%. Выход магнитной фракции при мокрой сепарации джесперов дает 41—67%. По содержанию магнетита, достигающего 20—27%, эти породы относятся к рудным джесперам.

Из силикатных минералов наиболее распространены минералы ряда куммингтонит — грюнерит (20—30%), по которому развивается сине-зеленая роговая обманка. Кварц является главным минералом и составляет 30—65% породы.

Химические анализы рудных магнетит-куммингтонит-кварцевых джесперов, приведенные в табл. 25, показывают принадлежность джесперов к железисто-кремнистым образованиям с высоким коэффициентом железистости — $F = 84{,}2 — 87{,}5$. Из примесей присутствуют в небольшом количестве магний и кальций.

Таблица 25

Химический состав (в %) и петрохимические коэффициенты по Н. П. Семененко пород второй железистой пачки

Компонент, коэффициент	1	2	3	4
SiO_2	51,08	52,18	41,20	52,20
TiO_2	0,09	0,06	0,07	0,23
Al_2O_3	0,12	0,54	3,78	10,44
Fe_2O_3	25,41	22,69	9,82	0,29
FeO	16,65	16,94	36,64	26,70
MnO	Не обн.	0,23	0,58	0,23
MgO	0,97	1,59	1,36	3,22
CaO	3,08	3,01	3,78	0,70
Na_2O	0,02	0,06	0,32	1,11
K_2O			0,46	
P_2O_5	Не обн.	Не обн.	0,08	Не обн.
SO_3	0,25	0,85	0,37	0,43
CO_2	2,04	1,10	Не обн.	1,02
$H_2O_{гигр}$	0,05	0,11	0,06	0,24
П. п. п.	0,40	0,06	1,96	2,83
Сумма	100,16	99,42	100,48	99,84
$Fe_{метал}$	30,6	28,5	35,3	20,9
O	0,78	0,60	0,13	—
F	87,5	84,2	83,0	66,0
A	—	0,8	4,6	18,0
M	3,8	6,2	4,0	13,8
C	8,7	8,8	8,4	2,2
FM	91,3	90,4	87,0	79,8

Примечание. *Анализы:* 1 — магнетит-куммингтонит-кварцевый джеспер, скв. 101, гл. 103,8—104,65 м; 2 — то же, скв. 114, гл. 62,65—72,2 м; 3 — магнетит-роговообманко-куммингтонитовый сланец, скв. 86, гл. 135,8—136,8 м; 4 — биотит-тюрингит-кварц-амфибол-гранатовый сланец, скв. 97, гл. 96,2—97,15 м.

Пласт нерудных широко- и разнополосчатых амфибол-кварцевых джеспероров был вскрыт на юго-восточном крыле антиклинальной структуры.

Джесперы этого пласта нерудные, изредка малорудные, широкополосчатые с чередованием существенно кварцевых и силикатных прослоев, состоящих: первые — из кварца, а вторые — из амфиболов, граната, иногда биотита. Существуют прослои промежуточного состава, в которых содержатся кварц, какой-либо силикатный минерал и магнетит. Магнетит встречается в виде агрегатов зерен, образующих ленточные и сростковые структуры, содержание его невелико — до 8%. Однако содержание $Fe_{раств}$ весьма велико и составляет 18—26% за счет силикатных минералов. Среди силикатных минералов наиболее распространен куммингтонит, составляющий 35—45% объема породы. Гранат и биотит имеют локальное развитие; содержание их иногда значительное.

Пласт биотит-тюрингит-амфибол-кварц-гранатовых сланцев, местами переходящих в кварциты, вскрыт на северо-западном крыле структуры, где он по простиранию второй железистой пачки фациально замещает пласт рудных магнетит-амфибол-кварцевых джеспероров. Этот пласт сланцев и кварцитов мощностью до 25 м переслаивается с гранат-амфибол-кварцевыми сланцами. Для сланцев и кварцитов этого пласта характерно грубое переслаивание существенно кварцевых полос с некоторой примесью силикатных минералов и существенно силикатных с небольшим количеством кварца. Мощность силикатных полос от 0,5 до 1,2 см, кварцевых от 2 до 5 мм. Минеральный состав: кварц, гранат, куммингтонит, тюрингит, биотит — главные минералы: сине-зеленая роговая обманка, карбонаты, магнетит, сульфиды, турмалин — второстепенные.

Химический состав биотит-тюрингит-кварц-амфибол-гранатового сланца, приведенный в табл. 25, дает основание отнести его к глиноземисто-железисто-кремнистым породам.

Пласты магнетит-роговообманко-грюнеритовых сланцев с низким содержанием кварца вместе со слоями двуслюдяных гранат-кварцевых роговиков и микрогнейсов слагают полосу, смещенную на северо-запад от основной структуры Кирпотинского участка. Эти слои имеют выдержанное простирание на 3—4 км и мощность от 20—40 до 100 м; они были вскрыты скв. 86, 76, 92, 93, 72. Минеральный состав (в %): грюнерит 48—92, роговая обманка 0—35, магнетит 0—22, кварц 0—18, биотит 0—6, гранат 0—8 и др. Содержание $Fe_{раств}$ в сланцах колеблется в пределах 19—24%.

Грюнерит является основным породообразующим минералом. По нему развивается сине-зеленая роговая обманка.

По химическому составу, приведенному в табл. 25, эти сланцы можно отнести к железисто-кремнистым образованиям ($F = 83$), хотя содержание кварца в них низкое. Высокое содержание закисного железа (36,6%) связано с железисто-силикатными минералами.

Толща переслаивания силикатных джесперов и кварцитов со сланцами слагает северо-западное и юго-восточное крылья основной структуры в разрезе XLIII. Мощность пластов грубого переслаивания джесперов, кварцитов и сланцев составляет 100—120 м.

Среди толщи джесперов, кварцитов и сланцев юго-восточного крыла в скв. 79 на глубине 92,0 м была встречена гидрогематит-магнетит-мартитовая руда, мощность которой не установлена. Она состоит из (в %): гематит-мартита 29, магнетита 19—20, гидрогематита 14—15 и кварца 36. Содержание $Fe_{метал}$ в породе 52,8%. В аншлифах рудные минералы составляют примерно 50—55%. Химический состав этой руды (в %): SiO_2 20,04; TiO_2 не обнаружено; Fe_2O_3 68,35; FeO 6,46; $H_2O_{гигр}$ 0,44; п. п. п. 3,03; сумма 98,59.

Железо в минералах второй железистой пачки связано преимущественно в магнетите и силикатах (табл. 26). В небольшом количестве железо концентрируется в гематите и карбонатах. При содержании $Fe_{общ}$ в железистых породах 39,63—46,46 на долю $Fe_{магн}$ приходится 19,64—24,02, на $Fe_{сил}$ 10,0—26,82, на $Fe_{карб}$ всего до 2,04% и на $Fe_{гем}$ до 6,00%. Четвертый анализ характеризует химический состав не джесперов, а сланцев, которые по простиранию фациально замещают железистые джесперы. В них железа меньше (27%) и концентрируется оно в основном в силикатах.

Вторая разделяющая пачка состоит из пластов нежелезистых и слабожелезистых пород. Имеются очень ограниченные сведения о составе и мощности этой пачки. Известно, что сложена она преимущественно гранат-хлорит-биотит-кварцевыми узловатыми сланцами, микрогнейсами и джесперами. В состав ее в подчиненных количествах входят куммингтонит-биотит-хлорит-гранатовые, биотит-актинолитовые и гранат-амфибол-кварцевые сланцы.

Третья железистая пачка имеет мощность на крыльях синклинальной складки 40—46, в ядре 70 м. Магнетит-гранат-куммингтонит-кварцевые и магнетит-карбонат-куммингтонит-кварцевые джесперы, слагающие третью железистую пачку — нерудные, местами малорудные породы с содержанием $Fe_{раств}$ 15—18%. Джесперы этой пачки среднеполосчатые и состоят из

Таблица 26

Распределение железа по минералам в железисто-кремнистых породах второй железистой пачки Кирпотинского участка

Номер анализа	Скважина	Порода	Содержание $Fe_{общ}$, %	Содержание железа в минералах, %			
				Гематит	Магнетит	Карбонаты	Силикаты
1	101 (гл. 103,8—04,65 м)	Магнетит-куммингтонит-кварцевый джеспер	42,06	6,00	24,02	2,04	10,0
2	114 (гл. 62,65—72,2 м)	То же	39,63	4,00	24,00	1,10	10,53
3	86 (гл. 135,8—136,8 м)	Магнетит-рогово-обманко-куммингтонитовый сланец	46,46	—	19,64	—	26,82
4	97 (гл. 96,2—97,15 м)	Биотит-тюрингит-кварц-амфибол-гранатовый сланец	26,99	—	0,58	1,02	25,39

Примечание. Номера анализов соответствуют номерам анализов табл. 25.

переслаивания существенно кварцевых прослоев мощностью 1 мм и магнетит-силикатных мощностью 1—2,5 мм. Количество магнетита в породе невелико и составляет от 3 до 12% объема породы.

Третья сланцевая пачка была встречена в ядре синклинальной складки, мощность пачки от 6 до 17 м. Ширина выхода пород ее на поверхность составляет 230 м. Породами этой пачки являются хлорит-кварцевые сланцы. Ориентировочный подсчет запасов железа в магнетит-силикат-кварцевых джесперах средней части Кирпотинского участка (между разрезами XXXVII и XXXVIIIа) на протяжении 600 м при среднем содержании железа 25%, ширине полосы 400 и глубине 500 м составляет 300 млн. т, а с учетом флангов — до 500 млн. т.

Таким образом, участки развития железисто-кремнисто-сланцево-кератофировой формации в Конкском районе можно расценивать как перспективные на железные руды и рекомендовать проведение ревизионных работ в железистых породах Кирпотинского и Веселянского участков, где имеются богатые магнетит-силикат-кварцевые джесперы, а значит, возможно нахождение железных руд. Запасы железа по району в целом оцениваются до 800 млн. т.

Второй тип железисто-кремнистых формаций в Конкском районе — **железисто-кремнисто-матабазитовая,** как указывалось выше, распространен на Юльевском, Южном и Промежуточном участках.

ЮЛЬЕВСКИЙ УЧАСТОК

Юльевский участок распространения железисто-кремнисто-метабазитовой формации занимает восточную часть Конкского района. По протяженности он наибольший в Конкском районе и простирается от Веселянского и Южного участков на юге до Кирпотинского на севере. Длина его около 25—30 км, мощность формации 100—300 м. Простирание участка субмеридиональное северо-восточное, падение пород — крутое, преимущественно восточное.

Железисто-кремнисто-метабазитовая формация Юльевского участка характеризуется широким развитием туфо-вулканогенных пород основного состава и маломощных пачек железисто-кремнистых образований. Наряду с вулканитами основного состава в резко подчиненном количестве содержатся вулканические продукты кислого состава, слагающие всего 12—13% мощности всех эффузивов разреза этой формации. Продукты изменения кислых эффузивов, представленные кварцевыми апокератофирами, образуют пласты небольшой мощности (0,2—0,8 м), приуроченные к железистым джесперам и контактам джесперов с другими породами.

В толще железисто-кремнисто-метабазитовой формации выделяются две железистые пачки и две разделяющие пачки метабазитов. Железистые пачки состоят из частого переслаивания пластов железисто-силикат-кремнистых джесперов мощностью от 0,5 до 3—4 м и апоспилитов, амфиболитов, амфиболовых и других сланцев, кварцевых кератофиров.

Разделяющие нежелезистые пачки состоят также из вулканических продуктов основного состава. Мощности разделяющих и железистых пачек ориентировочно равны 35—45 и 45 м соответственно.

Первая железистая пачка содержит бо́льшее количество пластов железистых джесперов, чем вторая. Джесперы составляют 23,6% всей мощности пачки, в то время как мощность их по второй железистой пачке составляет всего 17,7%.

Рудные магнетит-силикат-кремнистые джесперы, развитые только в центральной части участка, по простиранию на север постепенно переходят в безрудные силикат-кварцевые джесперы и амфибол-кварцевые кристаллические сланцы с содержанием магнетита 2—3%.

Рудные прослои железистых джесперов содержат магнетита до 28—40% и $Fe_{раств}$ 40—50%.

ПРОМЕЖУТОЧНЫЙ УЧАСТОК

На этом участке железисто-кремнисто-метабазитовая формация простирается с северо-востока на юго-запад. Участок располагается между Кирпотинским и Юльевским. Протяженность его около 7 км, ширина 200—250 м в юго-западной части и 150—200 м в северо-восточном окончании. Он представляет собой узкую антиклинальную складку, падающую круто на юго-восток под углом 75—80°. В состав формации здесь входят также эффузивные образования основного и ультраосно́вного состава и осадочные хемогенные железисто-кремнистые породы. Отличительной особенностью состава пород этого участка от Юльевского является отсутствие кислых и наличие ультраосно́вных эффузивов.

В толще железисто-кремнисто-метабазитовых пород выделяются три железистые пачки и две пачки разделяющих нежелезистых пород. Железистые пачки слагаются пластами малорудных магнетит-амфиболовых итабиритов, гранат-амфиболовых сланцев с прослоями слаборудных и нерудных силикатных кварцитов и джесперов, а также кварц-гранат-биотит-амфиболовых крупнокристаллических сланцев.

Малорудные магнетит-силикатные итабириты содержат магнетита от 17,5 до 46,7, $Fe_{раств}$ 12,5—23,7%. Обычно эти кварциты слаборудные и нерудные с содержанием магнетита 5—6, реже 8—10%.

Мощность железистых пачек не выдержанная как по падению, так и по простиранию и изменяется от 10 до 55 м. Большие колебания мощности наблюдаются и среди нежелезистых пачек — от 0—8 до 45 м.

Пачки нежелезистых пород сложены амфиболитами, амфибол-хлорит-актинолитовыми, хлорит-тремолитовыми, тальк-хлорит-тремолитовыми и другими сланцами.

ЮЖНЫЙ УЧАСТОК

Участок расположен в южной части района и сложен толщами метабазитовых пород большой мощности (порядка 3—3,5 км и протяженностью до 7—10 км). В состав его входят в небольшом количестве вулканические породы среднего, кислого и ультраосно́вного состава. Железисто-кремнистые породы в разрезе формации содержатся в небольшом количестве в виде двух небольших по мощности пачек (4 и 20 м), разделенных нежелезистой пачкой, значительно измененных вулканических пород осно́вного и ультраосно́вного состава.

Железистые пачки сложены чистыми железисто-кремнистыми осадками, измененными в процессе метаморфизма в разнополосчатые магнетит-карбонат-хлорит-кварцевые и магнетит-карбонат-актинолит-тремолитовые джесперы и сланцы.

Характерной особенностью джесперов Южного участка является тесная связь их не только с метабазитами, а также с ультрабазитами —тремолитовыми и актинолитовыми сланцами, в которых джесперы находятся в виде небольших по мощности прослоев. Содержание магнетита в джесперах достигает 30%.

БЕЛОЗЕРСКИЙ РАЙОН

Вторым районом распространения железисто-кремнистых формаций в Конкском синклинории является Белозерский. Он занимает южную часть синклинория и располагается на склоне Украинского щита, погружающегося под осадочные породы Причерноморской впадины на глубину 250—700 м и более. В структурном плане район представляет собой крупную синклинальную складку, простирающуюся в субмеридиональном направлении более чем на 60 км, при ширине в центральной части 15—18 км, осложненную

складчатыми структурами более высоких порядков и рядом сложных разрывных нарушений. Крылья синклинали имеют крутое падение на восток под углом 75—80° и сложены породами железисто-кремнисто-метабазитовой формации, ядро выполнено породами вулканогенно-сланцевой и железисто-кремнисто-сланцево-кератофировой формаций. Замыкание синклинали на юге и севере пока не установлено. Возможно, Белозерская синклиналь на севере в прошлом сопрягалась с Конкской синклиналью, а в настоящее время эти синклинали разрознены интрудировавшими гранитами.

Западное и восточное крылья синклинали значительно изменены и переработаны внедрившимися гранитами, сильно уменьшившими размеры крыльев. К осложняющим складчатым структурам второго порядка относятся Центральная синклиналь, Западная синклиналь и, возможно, Восточная и Малая антиклинали (рис. 13). Складчатые структуры второго порядка простираются преимущественно в субмеридиональном направлении, имеют большие размеры и крутое падение (75—80°) крыльев на восток.

Центральная синклиналь простирается на расстоянии 35—40 км и более. Ширина ее в южной части не менее 8—10 км. В состав этой синклинальной складки входят две обособленные складки — Южно-Белозерская и Северо-Белозерская, разделенные поперечной зоной поднятия. Южно-Белозерская синклиналь представляет однокрылую изоклинальную крутопадающую на восток структуру, простирающуюся на 17—18 км и более, замыкающуюся в северной части. Восточное крыло ее срезано Центральным Белозерским надвигом и почти полностью уничтожено. Оставшаяся северная часть крыла сохранилась в виде ряда чешуйчатых складок.

Центральная синклиналь, составляющая внутреннюю, часть Белозерской синклинали, сравнительно мало затронута действием последующих более молодых тектоно-магматических процессов. Однако имеется ряд субмеридиональных структур и поперечных флексурных изгибов более молодого возраста. Центральная синклиналь на западе сопрягается с Западной антиклиналью. Последняя изучена сравнительно мало. Она простирается в субмеридиональном направлении, имеет изоклинальную форму и крутое падение крыльев (75—80°) на восток. Породы Западной антиклинали значительно изменены субширотными деформациями и ассимилированы интрудировавшими с запада гранитами, уничтожившими бóльшую часть западного крыла антиклинали. По геофизическим данным, Западная антиклиналь имеет протяженность 30 км и ширину, изменяющуюся от 1,2 км в северной части до 5 км в центральной.

Наряду со складчатыми структурами в Белозерском районе развиты разрывные нарушения продольного и поперечного направлений. Хорошо выражены дизъюнктивные структуры большой протяженности и большой амплитуды смещения — продольные нарушения типа надвигов. Простирание продольных надвигов совпадает с субмеридиональным простиранием складчатых структур, падение плоскостей смещения близко к крутому восточному падению пород. Наиболее крутой продольный надвиг — Центральный, проходящий в центральной части Южно-Белозерской синклинали, по которому, по-видимому, было смещено и уничтожено восточное крыло синклинали.

Крупными дизъюнктивными структурами субмеридионального простирания являются Западный и Малобелозерский продольные надвиги. Западный проходит по границе Центральной синклинали и Западной антиклинали, Малобелозерский — на границе Северо-Белозерской синклинали и Западной антиклинали.

Кроме продольных надвигов в Белозерском районе широко развиты поперечные разрывные нарушения типа сбросов и сдвигов. Размеры и величина смещения в этих структурах были, по-видимому, самыми разнообразными — от крупных зон разрывных нарушений с амплитудой, измеряемой километрами, до небольших смещений порядка метров.

По геофизическим данным выделяются две зоны субширотных разло-

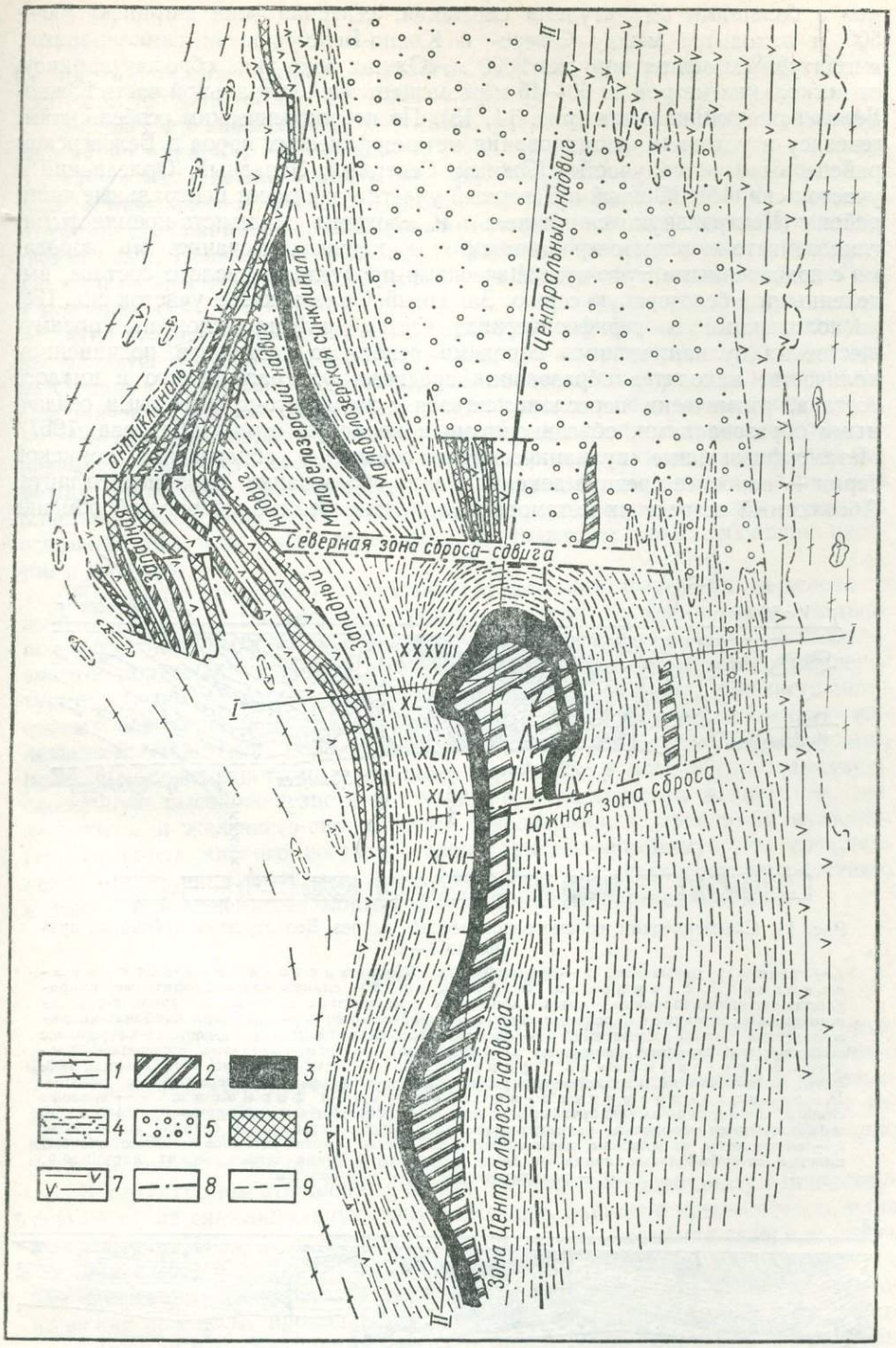


Рис. 13. Схематическая карта осадочно-вулканогенных формаций Белозерского района:
1 — граниты и мигматиты, 2 — ультрабазитовая формация, 3 — железисто-кремнисто-вулканогенно-сланцевая формация, 4 — сланцево-кератофировая формация, 5 — метабазито-андезито-порфирито-зеленосланцевая подформация, 6 — метабазито-железисто-кремнистая подформация, 7 — метабазитовая формация, 8 – линии тектонических нарушений; 9 — предполагаемые контакты.

мсв с большими амплитудами смещения: северная зона шириною 400—500 м находится между Северо- и Южно-Белозерскими синклиналями, амплитуда смещения порядка 2000 м. Южная зона типа сбросов шириною от нескольких метров до 30—45 м размещается в центральной части Южно-Белозерской синклинали (рис. 14, 15). По петрохимическим особенностям, генезису и условиям формирования метаморфических пород в Белозерском районе выделяются участки Южный, Северный, Западный, Орлеанский и участок скв. 188. Южный и Северный участки занимают центральные части района (Центральную синклиналь) и сложены железисто-кремнистыми, глиноземисто-железисто-кремнистыми и глинисто-песчанистыми породами с подчиненными туфо-вулканическими продуктами кислого состава, выделенными в белозерскую серию. Западный, Орлеанский и участок скв. 188, расположенные в периферических частях района, сложены преимущественно вулканическими породами основного состава, в подчиненном количестве находятся образования среднего, ультраосновного и кислого состава, ритмически переслаивающиеся с железисто-кремнистыми осадочными образованиями, объединенными в конкскую серию (Ладиева, 1967). Метаморфизованные вулканические и осадочные образования конкской серии — наиболее древние докембрийские образования Украинского щита. Абсолютный возраст их метаморфизма, установленный по роговой обманке

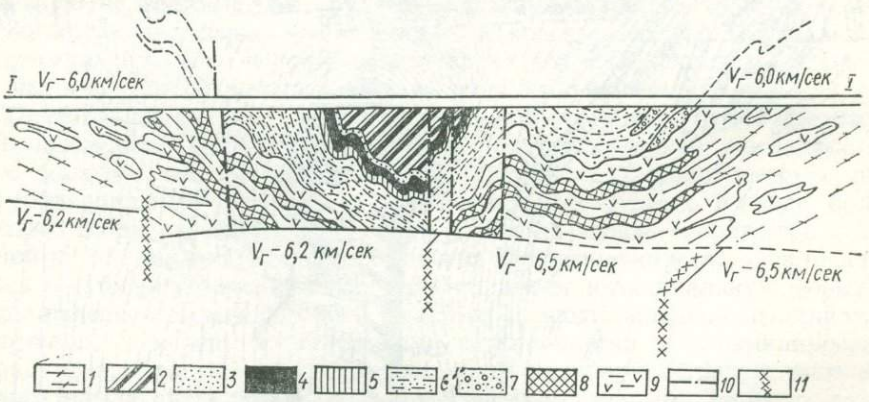


Рис. 14. Схематический сейсмогеологический разрез Белозерского района по профилю I—I:

1 — граниты и мигматиты, *2* — ультрабазиты. Железисто-кремнисто-вулканогенно-сланцевая формация: *3* — сланцы кварц-хлоритовые, кварц-хлорит-стильпномелановые, кварц-хлоритовые с магнетитом и магнетит-карбонат-стильпномелановые роговики с прослоями кварцевых кератофиров; *4* — джесперы карбонат-кварц-железистые, кварц-железистые, *5* — сланцы кварц-хлоритовые, кварц-серицит-хлоритовые с прослоями малорудных и нерудных хлорит-карбонат-магнетит-кварцевых джесперов. Кератофиро-сланцевая формация: *6* — туфопесчаники, туфосланцы, туффиты, метапесчаники, кварцевые кератофиры, апокератофиры, кварц-серицитовые сланцы. Железисто-кремнисто-метабазитовая формация: *7* — зеленые сланцы, апопорфириты, альбитофиры и др.; *8* — роговики магнетит-грюнерит-кварцевые, магнетит-биотит-кварцевые, магнетит-гранат-кварц-куммингтонитовые сланцы, аподиабазы, *9* — апоспилиты, аподиабазы, измененные амфиболиты, биотит-роговообманковые сланцы, плагиоклаз-амфиболовые сланцы, очковые сланцы; *10* — линии тектонических нарушений, *11* — разломы по сейсмическим данным.

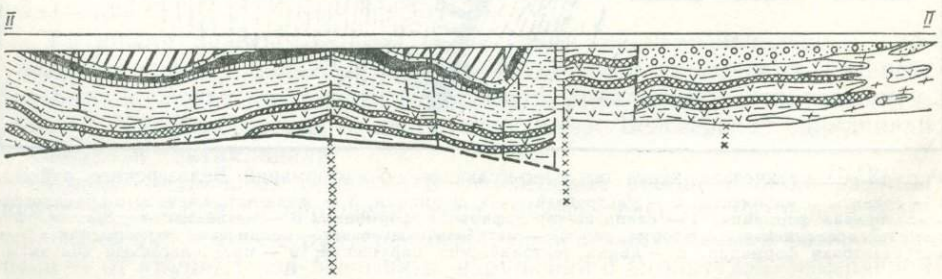


Рис. 15. Сейсмогеологический разрез Белозерского района по линии II—II. Условные обозначения см. рис. 14.

из вулканических пород Западного участка, составляет 3260, 3400, 3300 млн. лет (Ладиева, 1962, 1964, 1965).

Возраст вулканогенно-терригенных пород белозерской серии, определенный по циркону, 3000 млн. лет.

Среди железистых пород в Белозерском районе, как и в Конкском, выделяются два типа железисто-кремнистых формаций: первый — железисто-кремнисто-сланцево-кератофировый и второй — железисто-кремнисто-метабазитовый. Первый тип железистых формаций распространен в пределах Южного и Северного участков, второй — в Западном, Орлеанском и участке в пределах скв. 188.

Железисто-кремнисто-сланцево-кератофировая формация имеет локальное развитие в Белозерском районе — в пределах сравнительно узких полос на Южном и Северном участках. Однако образования формации имеют большое значение, так как они вмещают месторождения богатых железных руд.

Эта формация состоит из хемогенных пород железисто-кремнистого и глиноземисто-железисто-кремнистого состава, ритмически переслаивающихся между собою, что образует макро- и микроритмы. Незначительно развиты кластические песчано-глинистые образования, а также кислые, средние, основные лавы и их туфы, залегающие среди первых в виде небольших пластов и потоков.

Железисто-кремнисто-сланцево-кератофировая формация выделена в железисто-кремнисто-сланцевую свиту, которая расчленяется на четыре подсвиты: нижнюю роговиково-сланцевую, сложенную глиноземисто-железисто-кремнистыми осадками, превращенными под влиянием низкотемпературного метаморфизма в различные сланцы с прослоями железисто-силикатных джеспероидов и вулканических пород; среднюю, представленную железисто-кремнистыми породами — различными железистыми джеспероидами, реже высокожелезистыми сланцами; верхнюю, роговиково-сланцевую, сложенную высокожелезистыми сланцами с рассеянным магнетитом, железистыми и железисто-силикатными джеспероидами, с прослоями вулканогенных пород кислого состава; зеленосланцево-метабазитовую, представленную вулканогенными породами среднего, основного и кислого состава, а также с измененными нормально-осадочными образованиями.

СЕВЕРНЫЙ УЧАСТОК

Этот участок распространения железисто-кремнисто-сланцево-кератофировой формации расположен в северной части района и контактирует с образованиями вулканогенно-терригенной формации на востоке и железисто-кремнисто-метабазитовой формацией — на западе. Простирается он узкой полосой в субмеридиональном направлении на протяжении примерно 5—8 км при максимальной ширине 500 м.

В структурном отношении участок представляет однокрылую опрокинутую на запад синклинальную узкую складку, западное крыло и часть ядра которой уничтожены Малобелозерским надвигом, а крайняя северная часть складки срезана Западным надвигом (рис. 13). В южной части структура имеет синклинальное замыкание в створе профиля I—I. Сложные тектонические процессы, проходившие в период формирования структуры участка, изменили первоначальный облик и значительно сократили его размеры как по простиранию, так и по ширине. Кроме двух продольных дизъюнктивных нарушений произошли субширотные смещения в центральной и южной частях участка, в результате чего образовалось несколько поперечных разломов в центральной части участка, создавших каналы для циркуляции метасоматических растворов. Южная замковая часть структуры повернута на восток. Крылья складки имеют крутые падения на восток под углом 80—85° в южной части и под углом 70° в северной. Замыкаются крылья в южной части.

Геологическое строение Северного участка еще недостаточно изучено, что обусловливается его сложной тектоникой и сравнительно малым фактическим материалом. На восточном, более полно сохранившемся крыле, породы железисто-кремнисто-сланцево-кератофировой формации непосредственно контактируют с образованиями вулканогенно-терригенной формации. В крайней южной части западного крыла, они, по-видимому, также постепенно переходят в породы вулканогенно-терригенной формации, представленные кварц-серицитовыми, кварц-хлоритовыми и смешанного состава сланцами, туффитами, туфосланцами и туфопесчаниками. Образования железисто-кремнисто-сланцево-кератофировой формации, представляющие большой интерес как рудовмещающие, выполняющие центральные части участка, были разведаны сравнительно хорошо. Здесь открыто Северо-Белозерское месторождение богатых железных руд в виде двух залежей — Северной и Южной.

В связи со сложными тектоническими процессами, уничтожившими бóльшую часть структуры, на Северном участке сохранились только породы нижней роговиково-сланцевой и железисто-кремнистой подсвит. По характеру исходного материала породы формации этого типа на Северном участке принадлежат к осадочным хемогенным железисто-кремнистым, глиноземисто-железисто-кремнистым образованиям и кластическим песчано-глинистым и вулканическим продуктам кислого и среднего состава. Нижние части разреза на участке выполнены преимущественно осадочными песчано-глинистыми и эффузивными породами, верхние — железисто-кремнистыми.

Нижние части геологического разреза формации, объединенные в нижнюю роговиково-сланцевую подсвиту, установлены только в сохранившемся восточном крыле, в южной замковой части и в уцелевшем от разрушения западном крыле структуры. Наиболее полно они представлены на восточном крыле, где максимальная мощность их составляет 200—250 м. Здесь разрез сложен нерудными магнетит-карбонат-кремнистыми, магнетит-силикат-кремнистыми и карбонат-кремнистыми джеспери, переслаивающимися со сланцами кварц-хлоритового и кварц-хлорит-серицитового состава, очковыми хлорит-альбит-кварцевыми и другими породами. Наиболее распространенными породами в пределах нижней части разреза метаморфической толщи Северного участка являются кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые и кварц-хлоритовые сланцы, а также магнетит-силикат-кварцевые джеспери. В этом разрезе встречены также эффузивные и пирокластические образования, представленные кварцевыми кератофирами, туффитами, туфогенными сланцами, хлорит-эпидот-актинолитовыми сланцами (апоспилитами).

В северной части участка в створе профилей XIX и XX выделяются три пласта нерудных средне- и грубополосчатых магнетит-карбонат-кварцевых джеспероп с хлоритом, переслаивающихся с кварц-хлоритовыми, аспидными кварц-серицитовыми и кварц-серицит-хлоритовыми, очковыми хлорит-альбит-слюдяно-кварцевыми и хлорит-кварц-цоизит-актинолитовыми сланцами. Мощность железистых пластов 10—30, нежелезистых 30—50 м. Можно предположить, что эти железистые пласты распространяются в южном и северном направлениях от указанных профилей.

Магнетит-силикат-кварцевые и магнетит-карбонат-кварцевые джеспероы имеют неоднородный минеральный состав и полосчатую текстуру — от тонко- до грубополосчатой и состоят из кварца, небольших количеств магнетита, карбонатов и силикатов — хлорита, биотита, стильпномелана.

Химический состав пород роговиково-сланцевой подсвиты (табл. 27) свидетельствует о принадлежности их к различным изохимическим группам.

Верхние части геологического разреза формации, выделенные по стратиграфической схеме района в железисто-кремнистую подсвиту ($Б_2^2$), развиты в центральных частях Северного участка и являются наиболее молодыми образованиями. Они выполняют ядро синклинальной Северо-Белозерской складки и простираются на 4,5—5,5 км. Ширина полосы различная.

Таблица 27

Химический состав (в %) и петрохимические коэффициенты пород нижней роговиково-сланцевой подсвиты Северного участка

Компонент, коэффициент	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	52,77	54,85	59,6	67,52	60,54	58,21	43,39
TiO_2	0,64	0,35	0,36	0,32	0,44	0,50	1,01
Al_2O_3	14,64	20,71	20,15	10,72	12,89	11,71	18,87
Fe_2O_3	1,38	2,32	2,63	1,39	1,11	3,09	3,55
FeO	16,21	7,18	4,31	6,92	4,69	5,77	9,49
MnO	0,10	0,06	0,03	0,06	0,10	0,25	0,19
MgO	3,87	4,85	3,13	2,08	3,42	4,16	8,76
CoO	0,84	0,11	0,27	1,54	4,40	3,99	7,68
Na_2O	2,00	1,67	0,41	1,56	1,94	1,03	1,53
K_2O	1,98	3,00	4,88	2,71	1,97	1,63	0,53
P_2O_5	0,06	0,06	0,06	0,08	0,09	0,04	0,06
SO_3	0,32	0,30	0,25	0,20	0,23	0,25	0,21
$H_2O_{гигр}$	0,09	0,02	0,18	0,26	0,05	0,50	0,15
CO_2	1,26	0,84	0,35	3,06	6,48	5,83	0,35
	4,11	4,15	3,80	1,38	1,40	3,56	4,61
Сумма	100,27	100,47	100,41	99,80	99,75	100,46	100,34
F	49,1	28,3	24,8	38,3	21,5	28,9	24,8
A	28,9	44,8	53,1	35,2	34,2	28,2	25,8
M	19,2	26,5	20,8	17,4	22,8	25,2	30,3
C	2,8	0,4	1,3	9,1	21,5	17,7	19,1
FM	68,3	54,8	45,6	55,7	44,3	54,1	55,1

Примечание. *Анализы*: 1 — биотит-кварц-хлоритовый сланец, скв. 7, гл. 275,5—277,7 м; 2 — альбит-хлорит-слюдяной сланец, скв. 77, гл. 287,2—288,4 м; 3 — филлитовидный кварц-хлорит-слюдяной сланец, скв. 109 гл., 290,3—291,8 м; 4 — очковый альбит-слюдяно-кварцевый сланец, скв. 241, гл. 439, 16 м; 5 — очковый альбит-карбонат-серицит-кварцевый сланец, скв. 86, гл. 355,4—356,8 м; 6 — очковый кварц-хлорит-карбонат-серицитовый сланец с альбитом, скв. 21, гл. 244,6—247,1 м; 7 — альбит-хлорит-эпидот-кварц-актинолитовый сланец, скв. 92, гл. 336,6—338,0 м.

Наибольшее значение (300 м) она имеет на V геологическом профиле, от которого на юг и север постепенно уменьшается, а затем на юге выклинивается на замке складки, на севере срезается Малобелозерским надвигом.

Метаморфические породы верхней части разреза формации (подсвиты) имеют постепенные и незаметные переходы с нижележащими породами роговиково-сланцевой подсвиты, прослеженными на восточном крыле структуры.

В толще железисто-кремнистой подсвиты наблюдается закономерное увеличение количества железа от нижних частей к верхним. В нижних частях разреза подсвиты преобладают малорудные и нерудные магнетит-хлорит-карбонат-кварцевые и магнетит-карбонат-кварцевые джесперы и сланцы. Силикатные минералы представлены хлоритом, биотитом и стильпномеланом.

Малорудные и нерудные магнетит-силикат-кварцевые и магнетит-карбонат-кварцевые джесперы нижних частей подсвиты вверх по разрезу постепенно сменяются более богатыми железистыми джесперами, карбонатные и силикатные составные части (прослои) которых уменьшаются за счет возрастания количества рудных прослоев.

В связи с этим условно в разрезе данной подсвиты можно выделить две пачки: 1) малорудных и нерудных магнетит-силикат-кварцевых и магнетит-карбонат-кварцевых джесперов; 2) богатых железисто-кремнистых джесперов, встреченных только в пределах Северо-Белозерского месторождения.

Пачка малорудных и нерудных железистых джесперов развита повсеместно на восточном крыле в пределах сохранившихся частей Северного участка; на западном крыле — прослежена только в южной его части. Минеральный состав железистых джесперов этой пачки постепенно изменяется по падению и простиранию с юга на север, переходя от нерудных в нижни:

Химический состав (в %) и петрохимические коэффициенты по

Компонент, коэффициент	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	19,33	22,05	29,27	51,32	15,80	30,46	33,68
TiO_2	0,65	0,97	0,67	0,35	0,19	0,10	0,21
Al_2O_3	17,80	19,05	20,32	9,61	0,85	4,61	0,84
Fe_2O_3	54,46	49,00	31,03	29,59	52,30	33,56	22,61
FeO	0,72	0,43	4,93	3,36	20,07	11,07	16,66
MnO	0,02	0,09	0,10	0,02	0,18	0,51	0,07
MgO	0,05	0,34	2,59	0,45	3,09	2,26	0,40
CaO	0,25	0,21	0,21	0,28	1,19	3,52	1,05
Na_2O	0,15	0,15	0,15	0,15	1,73	7,09	0,15
K_2O	0,10	0,10	2,50	1,50	0,14	0,12	0,30
P_2O_5	0,21	0,20	0,10	0,12	0,34	0,30	0,05
SO_3	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,06	0,39	Не обн.
$H_2O_{гигр}$	0,36	0,38	0,72	0,16	0,29	0,09	0,47
CO_2	0,09	0,28	0,42	0,14	1,72	6,00	1,58
S	Не обн.	Не обн.	0,06	0,06	1,78	Не обн.	Не обн.
П. п. п.	6,24	7,19	6,87	2,96	1,72	» »	13,62
Сумма	100,43	100,44	—99,94	100,07	101,45	100,8	99,69
$F_{метал}$	38,6	34,6	25,5	23,3	51,9	32,1	28,7
O	34,1	43,8	2,8	3,9	1,17	1,36	0,6
F	79,4	75,9	63,1	79,3	89,9	77,9	81,9
A	20,1	22,7	27,5	17,9	0,8	6,1	13,6
M	Не опр.	0,9	8,9	1,9	7,3	7,6	1,6
C	0,5	0,5	0,5	0,9	2,0	8,4	2,9
FM	79,9	76,8	72,0	81,2	97,2	85,5	83,5

Примечание. *Анализы:* 1 — рудный хлорит-гематитовый джеспер, скв. 67, гл. 370,27 м; 2 — то же, скв. 486,3—488,0 м; 5 — рудный рибекит-магнетит-железнослюдковый джеспер, скв. 59, гл. 271,75 — 263,75 м; 6 — руд джеспер, скв. 67, гл. 240,25—241,5 м; 8 — малорудный магнетит-альбит-железнослюдковый джеспер, скв. 33, гл. ный карбонат-железнослюдко-магнетитовый джеспер, скв. 44, гл. 280,35—281,4 м; 11 — нерудный эгирин-рибекит- 13 — кварц-биотит-хлоритовый сланец, скв. 66, гл. 292,50—294,65 м; 14 — альбитит, скв. 51, гл. 324,1—325,2 м; 15 —

частях к малорудным, более богатым в верхних. Малорудные и нерудные магнетит-хлорит-карбонат-кварцевые джесперы разнополосчаты, чаще средне- и широкополосчаты, состоят из переслаивания: существенно кварцевых прослоев с роговиковой структурой, рудных — магнетитовых с кварцем либо силикатным минералом и карбонатами и силикатных прослоев либо карбонатных, также смешанных. Рудный минерал в малоизмененных неокисленных разностях представлен магнетитом, силикатные минералы — железистыми разновидностями хлоритов, биотитом, стильпномеланом. В табл. 28 приведена химическая характеристика джесперов этой пачки.

Нерудные хлорит-карбонатные джесперы с низким содержанием кварца встречены у основания геологического разреза подсвиты. Они имеют полосчатую текстуру, обусловленную чередованием хлоритовых, карбонатных и стильпномелан-карбонатных прослоев. По химическому составу, приведенному в табл. 27, джесперы имеют высокие содержания железа в закисной форме, концентрирующегося в силикатах и карбонатах.

Пачка богатых железистых джесперов занимает наиболее высокое стратиграфическое положение в геологическом разрезе Северного участка. Она простирается вдоль всей структуры участка, выполняя ее ядро на протяжении 4—5 км, и срезается в западной части субмеридиональным надвигом, в связи с чем мощность пачки очень изменяется — от 150—180 м в створе профилей V и VIII до 30—40 м и полного выклинивания на северной окраине участка. Эта пачка является рудовмещающей и сложена преимущественно кварц-магнетитовыми и кварц-мартитовыми джесперами, которые по простиранию и падению фациально замещаются магнетит-силикат-кварцевыми и магнетит-карбонат-кварцевыми джесперами.

Таблица 28

Н. П. Семененко пород железисто-кремнистой подсвиты Северного участка

8	9	10	11	12	13	14	15
46,68	45,16	28,87	56,47	56,45	42,33	49,43	54,77
0,22	0,40	0,23	0,10	0,34	0,51	0,60	0,63
2,46	0,77	5,92	1,40	9,29	21,36	15,04	18,46
28,26	24,73	24,50	26,33	9,24	3,38	5,66	3,99
10,77	11,49	22,57	2,69	13,04	15,89	7,19	4,75
0,15	0,24	0,29	0,03	0,01	0,03	0,05	0,06
3,37	5,08	3,23	1,19	3,94	4,09	3,76	2,62
0,99	0,91	1,54	0,56	0,42	0,42	3,08	1,83
1,99	4,91	2,25	9,87	Не обн.	3,47	7,81	7,58
0,10	0,18	1,26	0,13	0,24	2,48	0,46	0,80
0,17	0,11	0,17	0,06	0,23	0,12	0,09	Следы
Не обн.	0,08	0,07	0,18	0,13	0,27	0,26	0,06
0,06	0,23	0,34	0,08	0,72	0,18	0,28	0,16
4,35	3,64	6,65	0,49	0,11	0,77	4,98	3,50
1,69	3,81	1,08	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,62
0,07	0,30	1,46	0,09	5,54	5,03	1,72	0,03
101,33	102,04	100,63	99,67	99,70	100,33	100,40	99,86
28,1	26,2	34,6	20,5	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
1,2	0,99	0,47	0,48	» »	» »	» »	» »
80,1	75,8	79,1	87,2	60,5	45,3	36,8	29,5
3,9	1,3	7,4	3,3	18,3	36,0	31,0	45,0
13,3	20,3	10,1	7,1	19,7	17,5	19,9	16,5
2,7	2,6	3,4	2,4	1,5	1,2	11,8	8,1
93,4	96,1	89,2	94,3	80,2	62,8	56,7	46,0

60, гл. 379,1—380,5 м; 3 — то же, скв. 60, гл. 443,6—446,3 м; 4 — рудный гематитовый джеспер, скв. 105, гл. ный эгирин-магнетит-железнослюдковый джеспер, скв. 436, гл. 249,9—251,0 м; 7 — малорудный гематит-хлоритовый 284,25 м; 9 — малорудный железнослюдко-рибекит-альбитовый джеспер, скв. 32, гл. 395,2—396,2 м; 10 — малоруд- железнослюдковый джеспер, скв. 59, гл. 267,5—269,05 м; 12 — хлорит-кварцевый сланец, скв. 70, гл. 252,4—253,9 м; альбитизированный очковый сланец, скв. 1, гл. 377,0 м.

Магнетит-силикатные и карбонатные джесперы этой пачки средне- и тонкополосчатые, реже разнополосчатые. Среди силикатных разновидностей устанавливаются такие ассоциации: хлорит-магнетит-кварцевые, магнетит-стильпномелан-кварцевые. Количество силикатных разновидностей железистых джесперов возрастает в периферических частях пачки на профилях III—IX. В богатых железистых джесперах силикатные разновидности распространены ограниченно в виде маломощных прослоечек. Обычно силикатные минералы рассеяны среди богатых рудных джесперов.

Южная часть площади распространения кварц-железистых джесперов данной пачки, расположенная между профилями I и IX, была захвачена процессами щелочного метасоматоза, проявившимися значительно позже основного динамотермального метаморфизма железисто-кремнистых осадков. Гидротермальный метасоматоз, проходивший в несколько фаз, выразился в альбитизации, эгиринизации, рибекитизации, карбонатизации, пиритизации, окварцевании и других изменениях железистых джесперов, а также окружающих малорудных железисто-силикат-кварцевых и карбонат-кварцевых джесперов и сланцев.

В результате действия щелочного метасоматоза, протекавшего с привносом преимущественно натрия, реже калия, образовались новые минеральные ассоциации и новые минералы, такие как эгирин, щелочные амфиболы (рибекит и родузит), альбит, реже биотит.

Одним из наиболее ранних был процесс альбитизации, интенсивно захвативший не только верхние части разреза метаморфической толщи участка, а и породы нижних частей разреза, расположенные на крыльях Северной синклинали. В малорудных железисто-силикат(хлорит)-кварцевых и

Таблица 29

Химический состав (в %) и кристаллохимические формулы эгиринов и рибекита

Компонент, показатель	1	2	3
SiO_2	50,96	49,50	53,73
TiO_2	0,10	0,08	0,16
Al_2O_3	0,14	0,80	1,41
Fe_2O_3	33,28	31,98	17,72
FeO	0,56	0,85	10,62
MnO	0,03	0,07	0,14
MgO	0,56	1,68	7,06
CaO	0,71	1,54	0,07
Na_2O	12,69	12,40	6,64
K_2O	0,05	0,20	0,08
P_2O_5	—	0,11	0,06
SO_3	—	0,21	0,28
H_2O	0,02	—	0,10
П. п. п.	0,48	0,40	2,39
Сумма	99,58	99,82	100,46
n_g	Больше 1,780	Больше 1,780	Между 1,684 и 1,687
n_p	Между 1,754—1,767	Между 1,754 и 1,767	Между 1,679 и 1,684
$n_g - n_p$	0,050—0,052	0,050—0,052	0,005—0,003

Кристаллохимические формулы

1 — $Na_{0,96}\ (Mg_{0,04}Fe^{2+}_{0,02}Ca_{0,04})_{0,10}\ Fe^{3+}_{0,98}\ [Si_{1,98}O_6]$, или $Na_{0,96}Fe^{3+}_{0,98}\ [Si_{1,88\text{-}05,67}] +$ $+ (Ca_{0,04}Mg_{0,04}Fe^{2+}_{0,02})_{0,10}\ [Si_{0,10\text{-}00,30}]$, т. е. 95% эгирина и 5% диопсида

2 — $Na_{0,94}\ (Mg_{0,09}Fe^{2+}_{0,03}Ca_{0,06})_{0,18}Fe^{3+}_{0,95}\ [Al_{0,05}Si_{1,95}O_6]$, или $Na_{0,94}Fe^{3+}_{0,95}\ [Al_{0,05}Si_{1,77}O_{5,46}] +$ $+ (Ca_{0,06}Mg_{0,09}Fe^{2+}_{0,03})_{0,18}\ [Si_{0,18}O_{0,54}]$, т. е. 91% эгирина и 9% диопсида

3 — $(Na_{1,90}Ca_{0,02})_{1,92}\ (Fe^{3+}_{1,96}Al_{0,14}Fe^{2+}_{1,34}Mg_{1,55})_{4,99}\ (OH)_2\ [Al_{0,10}Ti_{0,02}Si_{7,88}O_{22}]$, т. е. его можно отнести к переходной разности от рибекита к родузиту с повышенным содержанием MgO.

Примечание. *Анализы*: 1 — эгирин, скв. 59, гл. 267,5 — 268,0 м: 2 — то же, скв. 436, гл, 551,10 — 552,15 м: 3 — рибекит, скв. 436, гл. 508,5—508,8 м.

магнетит-карбонат-кварцевых джесперах восточного крыла наблюдается развитие альбита наряду с рибекитом, эгирином и др. Причем альбитизация установлена не только в железисто-кремнистых породах, а и в вулканических образованиях основного состава. На западном крыле структуры наблюдается почти полная альбитизация очковых сланцев, принадлежащих в генетическом отношении к измененным кератоспилитам, а по химической классификации — к натриево-алюмосиликатным породам. Эти сланцы были глубоко переработаны до состояния мономинеральных альбититов с содержанием альбита 80—85%. По химическому составу альбититы, образовавшиеся по кератоспилитам (табл. 28), относятся к натриево-алюмосиликатным породам с высоким содержанием кремнезема (50—55%), глинозема (15—18%) и натрия (7,6—7,8%). Альбититы являются вторичными породами, образовавшимися по железисто-кремнистым и вулканогенным средним и другим породам в зонах интенсивной фильтрации щелочных растворов. Кроме альбититов в результате метасоматических процессов, протекавших в магнетит-кварцевых и кварц-силикат-магнетитовых джесперах, образовалась большая группа метасоматических пород, представленная эгириновыми, рибекитовыми, эгирин-рибекитовыми и другими джесперами с железной слюдкой, пиритом, карбонатом. В табл. 29 приведены химические анализы и кристаллохимические формулы шестоватого и игольчатого эгирина (ан. 1, 2) и тонковолокнистого минерала

ряда рибекита — родузита (ан. 3), образовавшихся в зоне щелочного метасоматоза.

Химический состав метасоматических пород приведен в табл. 28. Несмотря на интенсивную метасоматическую переработку, эти породы принадлежат к железисто-кремнистым образованиям с высоким содержанием железа и кремнеза. Наряду с железом и кремнеземом постоянно наблюдаются магний ($M = 7{,}1 \div 20{,}3$) и довольно большие количества Na_2O — до 9,9%.

Помимо натриевого в железистых роговиках проходил железистый метасоматоз, в результате которого образовались новые минералы — железная слюдка и мушкетовит. Железная слюдка, развивавшаяся в участках метасоматических процессов, крупночешуйчатая, размерами до 4—5 мм, часто образует скопления, количество ее достигает 30 и редко 50%.

В процессе гидротермальной переработки железисто-кремнистых пород неоднократно изменялись режим и характер растворов — окислительные сменялись восстановительными. Под влиянием последних проходила пиритизация пород. Зерна пирита имеют размеры порядка 3—4 мм, развиваются согласно полосчатости. Наряду с пиритизацией в железистых джесперах широко развита карбонатизация, причем в некоторых местах карбонаты почти нацело замещают породу. Карбонаты представлены сидеритом и реже доломитом. Заканчиваются процессы метасоматоза общим окварцеванием пород.

Железистые джесперы, образовавшиеся в зоне метасоматоза, окислены. В зависимости от степени окисления железа (коэффициент *0*) среди толщи метасоматитов выделяются рудные, малорудные и нерудные железисто-карбонат-кремнистые и железисто-силикат-кремнистые джесперы, отличающиеся высоким содержанием FeO и Fe_2O_3. Коэффициент окисления рудных железистых джесперов составляет 1,36—1,17, малорудных — 0,99—0,47, нерудных — 0,05 (табл. 28).

Рудовмещающие железистые джесперы содержат силикатные и карбонатные минералы, хотя и в небольшом количестве, а также отдельные небольшие по мощности прослои бедных нерудных джесперов и сланцев, которые в значительной степени снижают общую железистость их.

Железо в джесперах представлено в виде закисной и окисной форм. Содержание окисного железа колеблется в пределах от 22,6 до 28,3% в малорудных железисто-карбонат-кварцевых джесперах и от 29,6 до 54,5% в рудных карбонат-эгирин-рибекит-железистых. Содержание закисного железа в джесперах изменяется от 10,8 до 22,6%. Глинозема и кальция в них мало, магния 2,2—5,1%. Содержания натрия заметно повышаются от 1,5—2 до 5,0 при наличии альбита и до 7,1% в эгиринсодержащих кварцитах.

$Fe_{общ}$ в железисто-кремнистых джесперах Северного участка изменяется от 22,3 до 49,4%, в отдельных случаях достигает 55,2 и даже 72,4%.

В железистых джесперах железо распределяется в гематите, магнетите, силикатах, карбонатах и сульфидах. В рудных железистых джесперах оно концентрируется преимущественно в гематите (мартите, железной слюдке и др.) — 20,5—42,70%, реже в магнетите — 10—26%. В силикатных минералах (хлорите, рибеките, эгирине) содержание железа составляет от 3,4 до 15,1%, в карбонатах изредка 1,6—6,0%. В малорудных железистых джесперах содержание $Fe_{общ}$ 36—47,1%, распределение его по минералам происходит так: $Fe_{гем}$ 20,69—23,53, $Fe_{магн}$ 8,1—9,50%, $Fe_{карб}$ 3,6—4,35, $Fe_{сил}$ до 3, $Fe_{сульф}$ от 1,1—3 до 8%. В нерудных железистых джесперах содержание $Fe_{общ}$ 29—30, $Fe_{гем}$ до 19% и $Fe_{сил}$ до 10% (табл. 30).

В железистых джесперах Северного участка установлено две залежи богатых железных руд — «Южная» и «Северная», составляющие Северо-Белозерское железорудное месторождение. Эти залежи расположены в зонах поперечных разломов и смещений между профилями I — 220 и X на расстоянии 1200 м друг от друга.

Таблица 30

Распределение железа по минералам в железисто-кремнистых породах Северного участка

Номер анализа	Скважина	Порода	Содержание $Fe_{общ}$, %	Содержание железа в минералах, %				
				Гематит	Магнетит	Карбонаты	Силикаты	Сульфиды
1	67 (гл. 370,27 м)	Рудный хлорит-гематитовый джеспер	55,18	42,70	—	—	12,48	—
2	60 (гл. 379,1—380,5 м)	То же	49,43	35,05	—	—	14,38	—
3	60 (гл. 443,6—446,3 м)	» »	35,96	22,22	—	—	13,74	—
4	105 (гл. 486,3—488,0 м)	Рудный гематитовый джеспер	32,95	27,03	—	—	5,92	—
5	59 (гл. 261,75—263,75 м)	Рудный рибекит-магнетит-железнослюдковый джеспер	72,37	39,17	26,26	1,72	3,44	1,78
6	436 (гл. 249,9—251,0 м)	Рудный эгирин-магнетит-железнослюдковый джеспер	44,63	20,49	10,14	6,00	8,00	—
7	67 (гл. 240,25—241,5 м)	Малорудный гематит-хлоритовый джеспер	39,27	22,61	—	1,58	15,08	—
8	33 (гл. 284,25 м)	Малорудный магнетит-альбит-железнослюдковый джеспер	39,03	23,53	9,46	4,35	—	1,69
9	32 (гл. 395,2—396,2 м)	Малорудный железнослюдко-альбитовый джеспер	36,22	20,69	8,08	3,64	—	3,81
10	44 (гл. 280,35—281,4 м)	Малорудный карбонат-железнослюдко-магнетитовый джеспер	47,07	12,58	23,84	6,65	2,92	1,08
11	59 (гл. 267,5—269,05 м)	Нерудный эгирин-рибекит-железнослюдковый джеспер	29,02	19,02	—	—	10,00	—
12	70 (гл. 252,4—253,9 м)	Хлорит-кварцевый сланец	22,28	7,28	3,92	—	11,08	—
13	66 (гл. 292,5—294,65 м)	Кварц-биотит-хлоритовый сланец	19,27	—	6,76	0,77	11,74	—
14	51 (гл. 324,1—325,2 м)	Альбитит	12,85	—	—	4,98	7,87	—
15	1 (гл. 377,0 м)	Альбитизированный очковый сланец	8,74	2,74	2,50	3,50	—	—

Примечание. Номера анализов в данной таблице соответствуют номерам анализов табл. 28.

«Южная» залежь размещена между профилями I — 200 и II. Она простирается вдоль пласта железистых джеспероров на расстоянии до 700 м при мощности 60—70 м и выклинивается в северном направлении несколько дальше профиля II. Размещается залежь в замковой части синклинальной складки, где происходит соединение пластов железистых джеспероров и сланцев, идущих вдоль крыльев структуры. В связи с этим залежь имеет очень сложную форму. С юга на север залежь как бы расщепляется на два тела, идущих вдоль бортовых частей складки, которые в свою очередь расщепляются на более мелкие, вытянутые, по простиранию тела, особенно в оруденелых сланцевых пластах. Одно тело, бо́льшее по размерам, расположено в висячем боку и вмещает основные руды залежи, второе — в лежачем боку, имеет меньшие размеры и находится преимущественно в толще сланцев.

Железистые джеспероры, с которыми связано образование железных руд, оруденевают неповсеместно и только в профиле I наблюдается их полное оруденение, которое захватывает даже подстилающие сланцы. Богатые железистые джеспероры, занимающие центральную часть залежи, в процессе оруденения переходят в мартитовые, железнослюдко-мартитовые

Таблица 31

Химический состав (в %) и петрохимические коэффициенты по Н. П. Семененко богатых железных руд Северо-Белозерского месторождения

Компонент, коэффициент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	0,87	0,73	3,65	1,55	5,71	9,82	25,48	13,09
TiO_2	0,02	0,06	0,11	0,06	0,13	0,21	0,06	0,21
Al_2O_3	0,38	0,60	1,55	0,80	4,35	4,47	0,85	10,17
Fe_2O_3	96,96	96,96	91,45	89,97	85,97	76,68	69,21	61,82
FeO	0,36	0,36	0,29	Не обн.	0,46	2,36	1,36	7,04
MnO	0,06	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02
MgO	0,07	0,13	0,09	0,22	0,18	0,14	0,11	1,26
CaO	0,08	0,77	0,28	0,84	0,14	0,14	0,28	0,42
Na_2O	0,25	0,15	0,15	0,15	0,25	0,15	0,15	0,15
H_2O	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,20	1,10
P_2O_5	0,05	0,10	0,10	0,07	0,10	0,07	0,10	0,44
H_2O^-	0,04	0,11	0,23	0,07	0,31	0,37	0,20	0,23
H_2O^+	0,27	0,28	1,98	1,99	1,89	1,82	0,74	3,67
CO_2	0,11	0,54	0,14	3,80	0,17	2,28	0,95	0,13
Сумма	99,62	98,91	100,14	99,65	99,77	100,85	99,71	99,75
$F_{метал}$	68,1	67,4	63,6	62,9	60,5	55,5	49,4	48,6
O	0,00	00,00	00,0	00,0	00,0	00,0	00,0	00,0
F	99,3	98,2	98,0	97,6	95,7	95,3	98,3	86,3
A	0,4	0,5	1,3	0,7	3,8	4,2	0,9	9,9
M	0,2	0,3	0,3	0,4	0,4	0,3	0,3	3,1
C	0,1	1,0	0,4	1,3	0,1	0,2	0,5	0,7
FM	99,5	98,5	98,3	98,0	96,1	95,6	98,6	89,4

Примечание. *Анализы*: 1 — скв. 105, гл. 609,88—610,15 м; 2 — скв. 217, гл. 436,90—437,25 м; 3 — скв. 15, гл. 333,8—334,2 м; 4 — скв. 17, гл. 232,7—233,0 м; 5 — скв. 19, гл. 264,4—265,2 м; 6 — скв. 19, гл. 300,2—301,2 м; 7 — скв. 15, гл. 232,95—233,78; 8 — скв. 217, гл. 297,7—300,5 м

Таблица 32

Распределение железа по минералам в железных рудах Северо-Белозерского месторождения

Номер анализа	Скважина	Содержание $Fe_{общ}$, %	Содержание железа в минералах, %			
			Гематит	Магнетит	Карбонаты	Силикаты
1	105 (гл. 609,88—610,15 м)	97,32	96,60	0,72	—	—
2	217 (гл. 436,9—437,25 м)	96,32	95,60	0,72	—	—
3	15 (гл. 333,8—334,2 м)	91,74	87,78	—	—	3,96
4	17 (гл. 232,7—233,0 м)	89,97	82,19	—	3,80	3,98
5	19 (гл. 264,4—265,2 м)	86,43	82,65	—	—	3,78
6	19 (гл. 300,2—301,2 м)	79,04	73,12	—	2,28	3,64
7	15 (гл. 232,95—233,78 м)	70,57	67,85	2,72	—	—
8	217 (гл. 297,7—300,5 м)	68,86	61,52	—	—	7,34

Примечание. Номера анализов соответствуют номерам анализов табл. 31.

руды; периферические зоны, сложенные менее богатыми малорудными силикат-железистыми джесперами, переходят в дисперсно-гематитовые и дисперсно-гематит-мартитовые разности. По сланцам, захваченным в процессе оруденения, развиваются дисперсно-гематитовые разности руд.

«Северная» залежь расположена между профилями IX и X. Она приурочена к зоне поперечных тектонических нарушений, обусловливающих морфологические ее особенности. Форма рудного тела неправильная с многочисленными ответвлениями. Размеры тела 400—450 м по длине при

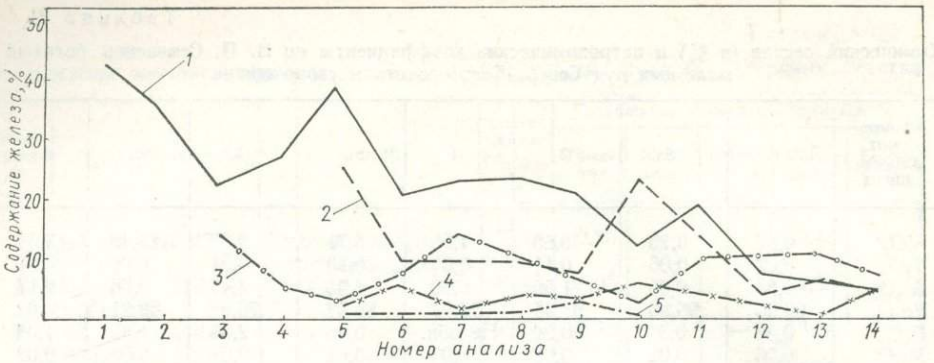


Рис. 16. Распределение железа по минералам в железисто-кремнистых породах Северного участка.

1 — железо гематитовое, *2* — железо магнетитовое, *3* — железо силикатное, *4* — железо карбонатное, *5* — железо пиритовое.

максимальной мощности 85 м (профиль IX). В северном и южном направлениях рудное тело быстро выклинивается. В залежи «Южной», как и в «Северной», наблюдается развитие мартитовых руд по богатым железистым джесперам и дисперсногематитовых руд по бедным железистым джесперам и сланцам.

Богатые железные руды Северо-Белозерского месторождения по минеральному составу относятся преимущественно к гематитовому типу и небольшое количество — до 1% — к силикат-магнетитовому.

Гематитовый тип руд разделяется на два подтипа: 1) гематитовый, наиболее распространенный, составляющий до 80% всей массы руд, в котором выделяются руды дисперсномартитовые и железнослюдко-мартитовые; 2) гетито-гематитовый, имеющий весьма ограниченное распространение и приуроченный к хлорит-кварц-серицитовым сланцам.

Силикат-магнетитовый тип руд выделяется только среди щелочных пород зоны щелочного метасоматоза — эгирин-рибекит-магнетитовых кварцитов, в которых образовались (в %): магнетит 5—50, железная слюдка 3—25, мартит 15—30, мушкетовит 1—5, пирит 2—8. Силикатные минералы в этих образованиях составляют от 3 до 10% и имеются небольшие количества карбонатов, до 7% (табл. 30).

Химический состав богатых железных руд Северо-Белозерского месторождения приведен в табл. 31. Содержание $Fe_{метал}$ в этих рудах и распределение его по минералам показано в табл. 32 и на рис. 16.

Содержание кремнезема колеблется от 0,9 до 25,5% и находится в обратной зависимости с железом. Кремнезем присутствует в рудах в виде кварца и входит в состав силикатов. Количество глинозема в рудах невелико и изменяется от долей процента до 10—11%.

В рудах установлено наличие элементов-примесей — германий, никель, медь, барий, молибден, серебро, цинк и др.

ЮЖНЫЙ УЧАСТОК

Этот участок рапространения железисто-кремнисто-сланцево-кератофировой формации занимает центральное положение в Белозерской синклинали. Простирается он в субмеридиональном северо-северо-восточном направлении на расстоянии более 20 км при мощности метаморфических пород до 450 м. Он имеет сложное геологическое строение, обусловленное длительной историей формирования. Расшифровка структуры Южного участка представляет большие сложности, связанные с наличием различных форм и размеров складчатых и разрывных нарушений.

Основная структура участка имеет вид однокрылой синклинальной складки второго порядка, изоклинальной формы крутопадающей на восток под углом 75—80°. Восточное крыло синклинали срезано Центральным над-

вигом и поперечными тектоническими нарушениями со смещением и почти все уничтожено. Оставшаяся северная часть восточного крыла сохранилась в виде ряда чешуйчатых складок, осложненных продольными надвигами, проходившими по пластичным и мягким оталькованным ультрабазитовым породам. В настоящее время породы описываемой формации распространены преимущественно на западном крыле структуры, на восточном же они простираются только на расстоянии 4,5 км. Размах крыльев складки в северной части равен примерно 4 км. Ядро складки выполнено наиболее молодыми образованиями — породами зеленосланцево-метабазитовой подсвиты. Крылья сложены породами железисто-кремнистой подсвиты. В северной замковой части синклинали соединение западного и восточного крыльев осложняется Центральным надвигом и более мелкими дизъюнктивными нарушениями.

При общем субмеридиональном простирании структуры Южного участка, сформировавшегося в первую тектоническую фазу, наблюдаются неоднократные изменения простирания пород на западном крыле синклинали, обусловленные дизъюнктивными и пликативными нарушениями, связанными уже со второй фазой тектогенеза. В северной части структуры наблюдается северо-восточное простирание пород (40—45°), переходящее на юг в субмеридиональное; в центральной части западного крыла, в створе профилей XLI — 140 — XLI, в результате флексурного изгиба и Пограничного взброса простирание изменяется на северо-западное и субширотное, а в южной части породы дугообразно изгибаются выпуклостью к западу.

Большое значение в структурном плане Южного участка имеет крупный продольный Центральный надвиг, проходящий по центру синклинали, на контакте интрузивных ультрабазитовых пород, выполняющих ядро структуры и туфопесчаников вулканогенно-сланцевой формации. Он проходит согласно с общим простиранием пород и только в замковой части Южно-Белозерской синклинали является секущим. Этот надвиг, по-видимому, глубинное разрывное нарушение, простирающееся на большие расстояния; поверхность надвига падает круто на восток, согласно падению пород. Надвиг представляет собой тектоническую зону шириной в десятки метров и имеет ряд параллельных плоскостей смещения. Значительно усложняют структуру складчатые и разрывные нарушения (типа сбросов и сдвигов) более высокого порядка, имеющие большое развитие.

Железисто-кремнистые породы участка простираются непрерывной полосой вдоль западного крыла, северной части восточного и замковой части Южно-Белозерской структуры. В отличие от других районов и участков распространения железисто-кремнисто-сланцевой — кератофировой формации, на Южном участке выделяется только один пласт железисто-кремнистых пород, перерывающийся и подстилающийся породами менее железистыми, содержащими наряду с железом примеси глинозема и магния.

Полоса железисто-кремнистых образований западного крыла синклинали вмещает богатые железные руды. Железисто-кремнистые породы по простиранию и падению фациально изменены. Наблюдаются изменения железистых пород по вещественному составу, в первую очередь по содержанию железа, а также по мощностям. Мощность рудовмещающих железисто-кремнистых пород изменяется с севера на юг от 250 до 150 и в ряде мест до 100 м. Значительные местные уменьшения мощности наблюдаются в железистых кварцитах Переверзевского месторождения.

В разрезе толщи метаморфических пород Южного участка, представляющей железисто-кремнисто-сланцево-кератофировую формацию (свиту), выделяются четыре подсвиты: нижняя роговико-сланцевая, средняя — железисто-кремнистая, верхняя — роговиково-сланцевая и зеленосланцево-метабазитовая.

По исходному составу породы формации на Южном участке состоят из хемогенных железисто-кремнистых осадков, слагающих среднюю

Таблица 33

Химический состав (в %) и петрохимические коэффициенты по Н. П. Семененко пород железисто-кремнистой сланцевой свиты Южного участка

Компонент, коэффициент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	49,0	39,25	32,74	43,13	37,6	56,45	46,04	44,01	59,11
TiO_2	сл.	0,05	0,71	0,5	0,20	0,11	0,21	Следы	0,25
Al_2O_3	0,70	2,16	0,30	2,48	3,47	2,72	7,01	2,0	8,11
Fe_2O_3	43,83	38,02	31,50	27,34	16,93	22,94	6,76	Не обн.	9,76
FeO	4,42	15,39	22,99	14,54	24,43	13,46	24,88	28,28	14,89
MnO	Следы	0,51	0,28	0,29	0,24	Следы	0,49	4,40	0,06
MgO	1,72	1,79	2,15	3,46	3,91	2,55	4,33	1,87	3,64
CaO	0,14	0,10	0,63	0,28	0,21	0,11	0,42	0,49	0,28
Na_2O	0,25	0,15	0,13	Не обн.	0,04	0,11	1,07	Следы	0,03
K_2O									
P_2O_5	Не обн.	Не обн.	0,17	0,09	0,07	Не обн.	Не обн.	0,11	Не обн.
$H_2O_{гигр}$	0,06	0,14	0,08	0,13	0,09	0,26	0,86	0,07	0,11
CO_2	0,23	4,69	8,19	7,45	10,49	0,35	0,14	17,30	0,21
П. п. п.	0,14	0,25	0,04	0,65	2,33	1,41	6,96	1,53	4,00
Сумма	100,49	100,50	99,91	100,34	100,01	100,43	100,17	100,06	100,45
$Fe_{метал}$	34,0	37,1	39,8	30,4	30,8	26,4	24,0	21,9	15,6
O	4,5	1,05	0,61	0,84	0,31	0,77	0,12	Не опр.	0,29
F	92,2	92,1	91,2	82,4	80,4	83,9	70,4	84,0	65,4
A	1,1	1,5	0,4	3,8	4,9	4,6	11,3	4,3	15,7
M	6,3	6,2	7,0	13,0	14,1	11,1	17,2	9,8	17,9
C	0,4	0,2	1,4	0,8	0,6	0,4	1,1	1,9	1,0
FM	98,5	98,3	98,2	95,5	94,5	95,0	87,6	93,8	83,3

Примечание. *Анализы*: 1 — рудный магнетит-гематитовый джеспер, скв. 73, гл. 452,0—453,0 м; 2 — сидерит-магнетит-гематитовый джеспер, скв. 13, гл. 310,35—311,15 м; 3 — рудный карбонат-гематит-магнетит-кварцевый джеспер, скв. 74, гл. 275,0—275,4 м; 4 — карбонат-кварц-магнетит-гематитовый джеспер, скв. 373, гл. 380,4—383,5 м; 5 — малорудный хлорит-магнетит-карбонат-кварцевый джеспер, скв. 375, гл. 295,4—297,6 м; 6 — малорудный магнетит-кварцевый джеспер-яшма, скв. 89, гл. 286,69 м; 7 — нерудный, хлорит-магнетит-стильпномелановый джеспер, скв. 116, гл. 422,8—425,1 м; 8 — нерудный тюрингит-сидерит; кварцевый джеспер-яшма, скв. 65, гл. 270,1—277,3 м; 9 — тюрингит-магнетит-кварцевый джеспер, скв. 73, гл. 473,0—480,0 м.

железисто-кремнистую формацию, и железисто-кремнистых осадков с примесью магния и глинозема, образующих нижнюю и верхнюю подсвиты (табл. 33). Вулканические образования имеют весьма ограниченное распространение в составе формации этого участка. Они установлены в виде маломощных кислых и средних эффузивов, развитых только в породах нижней и верхней подсвит.

Железисто-кремнисто-сланцевая свита. Породы этой свиты выполняют крылья (западное и восточное) и, по-видимому, ядро синклинальной структуры Южного участка. На западном крыле они имеют выдержанное субмеридиональное простирание на протяжении более 20 км, на восточном простираются только на 4,5 км, так как срезаются субмеридиональными и субширотными разрывными нарушениями. В составе свиты выделяют три подсвиты.

Породы нижней сланцевой подсвиты ($Б_2^1$) залегают у основания разреза железисто-кремнисто-сланцевой формации и согласно размещаются на образованиях сланцево-туфогенно-вулканогенной формации. Мощность их от 20—25 м в южной части западной полосы до 100—120 м в северных ее частях. Образования данной подсвиты протягиваются вдоль всей западной полосы (крыла), окаймляя замковую часть, а также восточное крыло.

Породы подсвиты представлены кварц-хлоритовыми, кварц-серицит-хлоритовыми, кварц-хлорит-серицитовыми сланцами с прослоями магнетит-карбонат-хлорит-кварцевых джеспероов, апокератофиров и туффитов.

Исходным материалом для формирования толщ подсвиты послужили глиноземисто-железисто-кремнистые осадки с прослоями магнезиально-железисто-алюмосиликатных отложений и маломощных туфоэффузивных образований кислого и реже среднего состава.

Химический анализ тюрингит-кварцевых сланцев-джесперов, характеризующий глиноземисто-железисто-кремнистые образования, приведен в табл. 33.

Магнетит-хлорит-кварцевые джесперы-сланцы содержат магнетита 10—14, хлорита — тюрингита — до 40—45 и кварца до 40—50%. Осадки, положившие начало этим породам, были высокожелезистыми ($F = 65{,}4$) с примесью глинозема ($A = 15{,}7$) и магния ($M = 17{,}9$).

Железисто-кремнистая подсвита. Образования этой подсвиты залегают стратиграфически выше пород нижней сланцевой подсвиты, с которыми они имеют постепенные взаимопереходы. Они простираются непрерывной полосой вдоль западного и восточного крыльев и замковой части синклинали на всем ее протяжении. Ширина полосы 150—250 м, но несколько уменьшается на восточном крыле — до 100—120 м.

Породы подсвиты представлены наиболее высокожелезистыми образованиями Белозерского района, вмещающими месторождения богатых железных руд. По характеру исходного материала они принадлежат к типичным хемогенным железисто-кремнистым образованиям. Переходы между железисто-кремнистыми породами и подстилающими и перекрывающими сланцевыми подсвитами, представленными главным образом глиноземисто-железисто-кремнистыми отложениями, плавные.

Центральные части полосы железисто-кремнистой подсвиты выполнены тонко- и среднеполосчатыми магнетит-кварцевыми, карбонат-магнетит-кварцевыми джесперами, железнослюдко-магнетит-кварцевыми джесперами и окисленными (преобладающими) разновидностями, в которых магнетит частично или полностью мартитизирован. По разрезу вниз и вверх тонко- и среднеполосчатые джесперы сменяются более широкополосчатыми джесперами, причем рудные прослои, как правило, тоньше (1—2 мм), чем кварцевые (3—5 мм и более).

По минералого-петрографическим данным, среди железисто-кремнистых образований подсвиты ($Б_2^2$) выделяются три горизонта.

Нижний горизонт железисто-кремнистых джесперов ($Б_2^2 1$) залегает у основания подсвиты. Он сложен малорудными, нерудными хлорит-карбонат-магнетитовыми джесперами, переслаивающимися с кварц-хлоритовыми сланцами у основания горизонта, а выше по разрезу содержание хлорита в джесперах уменьшается и возрастает количество карбоната и магнетита. Малорудные роговики постепенно к висячему боку переходят в рудные джесперы. В составе сланцев местами встречаются разности туфогенных пород. Средняя мощность этого горизонта 20 м. В ряде мест магнетитовые джесперы окислены и переходят в рудные дисперсно-гематитовые разности, где содержание железа возрастает до 20—30 и даже 40%.

Средний горизонт железистых джесперов ($Б_2^2 2$) имеет среднюю мощность 135 м. Он представлен окисленными и неокисленными разновидностями красно- и сероцветных рудных железисто-кремнистых итабиритов и железисто-карбонат-кремнистых джесперов. Неокисленные породы, менее распространенные в пределах горизонта, представлены магнетитовыми разновидностями джесперов. Окисленные, составляющие основную массу пород этого горизонта, представлены дисперсно-гематит-мартитовыми и мартитовыми джесперами и джеспилитами. Содержание железа в итабиритах изменяется от 30 до 40%. По содержанию железа железистые джесперы этого горизонта — наиболее богатые и вмещают основные залежи богатых железных руд. Содержание $Fe_{общ}$ не бывает ниже 30%, а обычно составляет 30—60%; коэффициент окисления варьирует от 0,5 до 4,5% и более.

Верхний горизонт железистых джесперов ($Б_2^2 3$) представлен более бедными по сравнению со средним горизонтом железистыми породами — малорудными хлорит-карбонат-магнетитовыми джесперами с прослоями магнетит-хлоритовых сланцев, иногда туфогенного материала. Средняя мощность горизонта 25 м.

Рудные минералы железисто-кремнистой подсвиты железистых джесперов — магнетит, гематит, мартит, тонкодисперсный гематит; из нерудных содержатся карбонаты, а по мере удаления от средних частей железистых джесперов по разрезу к периферическим появляются силикаты.

Железистые джесперы в центральных частях подсвиты обычно представлены железисто-кремнистыми и железисто-карбонат-кремнистыми и сравнительно редко железисто-карбонат-силикат-кремнистыми разновидностями; в приконтактных частях преобладающими разновидностями являются железисто-карбонат-кремнистые и железисто-силикат-кремнистые.

Согласно химической классификации метаморфических железисто-кремнистых пород, среди железистых джесперов, в зависимости от степени окисления железа выделяются: 1) рудные окисные — железисто-кремнистые породы, характеризующиеся наиболее высокой степенью окисления железа; они являются бессиликатными породами, наиболее богатыми железом, в которых трехвалентное железо — почти единственная окисная форма, связанная в основном в гематите и в незначительном количестве — в магнетите; 2) рудные закисно-окисные железисто-кремнистые разновидности, характеризующиеся некоторым увеличением содержания двухвалентного железа и соответственно пониженной степенью окисления железа (O = = 1,5 — 5) и появлением среди рудных минералов магнетита наряду с гематитом (табл. 33, ан. 1); 3) рудные окисно-закисные железисто-кремнистые разновидности, отличающиеся колебаниями отношений окисного железа к закисному, приближающегося к единице (O = 0,6—1,05). Рудный минерал представлен магнетитом, часть свободного закисного железа, находящегося в избытке от содержания молекул Fe_2O_3, фиксируется в железистых силикатах либо карбонатах (табл. 33, ан. 2, 3, 4). Количество $Fe_{метал}$ снижается до 30%.

По мере приближения к контактным частям железисто-кремнистые джесперы беднеют, становятся малорудными, а затем нерудными. Содержание окисного железа соответственно уменьшается, и закисное железо резко преобладает над ним. Количество рудного минерала уменьшается за счет возрастания роли примесей глинозема и магния, обусловливающих увеличение содержания железисто-силикатных или карбонатных минералов.

Малорудные железисто-кремнистые джесперы характеризуются значениями коэффициента окисления, равными 0,3—0,5 и реже 0,7—0,8. Содержание $Fe_{метал}$ колеблется от 26 до 31% (табл. 33, ан. 5,6). Эти породы представлены магнетит-сидерит-кварцевыми, магнетит-хлорит-кварцевыми и промежуточными магнетит-карбонат-хлорит-кварцевыми джесперами, а также магнетит-стильпномелан-кварцевыми джесперами.

Нерудные железисто-кремнистые джесперы отличаются высоким содержанием закисного железа, идущего на образование преимущественно железистых силикатов и карбонатов. Коэффициент окисления здесь имеет низкие значения — от 0 до 0,12, количество рудного минерала (магнетита) незначительно — порядка 3—7%, содержание $Fe_{общ}$ снижается до 22—24% и возрастает количество примесей — глинозема и магния. Представителями этой группы пород являются хлорит-кварцевые, хлорит-карбонат-кварцевые, хлорит-стильпномелановые и другие джесперы.

Наиболее распространены среди пород толщи железисто-кремнистых образований подсвиты на Южном участке рудные окисные железисто-кремнистые и рудные закисно-окисные железисто-кремнистые джесперы, слагающие средние части разреза — средний горизонт, менее распространенными являются рудные окисно-закисные железисто-силикат-кремнистые и железисто-карбонат-кремнистые джесперы.

Малорудные и нерудные окисно-закисные железисто-силикат-кремнистые и железисто-карбонат-кремнистые джесперы, располагаются преимущественно в периферических контактных частях подсвиты — нижнем и верхнем горизонтах.

Наиболее чистые от примесей разновидности рудных железисто-кремнистых пород — мартит-кварцевые, дисперсно-гематит-кварцевые, гематит-кварцевые, магнетит-гематит-кварцевые джесперы и джеспилиты представлены тонкополосчатыми образованиями с чередованием существенно кварцевых прослоев, существенно рудных и смешанных кварц-рудных.

Содержание рудного минерала общее по породе колеблется от 36 до 60 и реже 75—90%, кварца от 15—40 до 50—68%.

В химическом составе этих железистых джесперов (табл. 33, ан. 1) отмечаются высокие содержания трехвалентного железа (43,83%), сконцентрированного в гематите, мартите и тонкодисперсном гематите, наряду со сравнительно низким содержанием двухвалентного железа (4,42%), идущего на образование магнетита. Только в ан. 3 содержание закисного железа равно 4,4%, благодаря чему количество магнетита в джесперах составляет 10%. Коэффициент окисления этих пород максимальный — от 4,5 до 48,0. Коэффициент железистости также достигает своего максимума и составляет 92—98. Из примесей содержатся ничтожные количества глинозема (A = = 0,5—1,1) и магния (M = 1,2—6,3).

К разновидностям рудных железисто-кремнистых джесперов, содержащим большие по сравнению с описанной разновидностью джесперов примеси глинозема, магния, относятся рудные магнетит-гематит-сидерит-кварцевые, магнетит-сидерит-кварцевые и хлорит-мартит-карбонат-кварцевые джесперы. Характерной особенностью этой разновидности джесперов является постоянное присутствие наряду с кварцем и рудным минералом в заметных количествах карбонатов и силикатов железа (сидерита, сидероплезита и тюрингита). Эти разновидности пород также полосчаты, благодаря переслаиванию кварцевых, рудных и карбонат-кварцевых либо силикат-кварцевых прослоев.

Рудный минерал в джесперах чаще всего представлен магнетитом и мартитом, реже другими разновидностями. Содержание его снижается по сравнению с предыдущим типом джесперов и колеблется от 25 до 40, кварца — от 25 до 50, карбоната — от 8 до 30, хлорита — от 3 до 12%. По химическому составу (табл. 33, ан. 4,5) рудные железисто-силикатные и карбонатные джесперы содержат значительные количества закисного железа наряду с еще преобладающей окисной формой, идущей на образование магнетита, карбонатных и силикатных минералов. В связи с более низкими количествами окисного железа, коэффициент окисления соответствует уже 0,61— 1,05. Содержание $Fe_{общ}$ в них еще довольно высокое: коэффициент железистости соответствует 91—92, количество $Fe_{метал}$ равно 37,1—39,8%. Количества примесей становятся заметными: $A \approx 1{,}5$; M = 6,2—7.

На восточном крыле рудные хлорит-кварц-карбонат-магнетитовые джесперы более бедные: содержание $Fe_{общ}$ снижается до 30,4%, F = 82,4; значительно возрастают примеси глинозема и особенно магния: A = 3,8; M = 13 (табл. 33, ан. 4).

В состав железисто-кремнистой подсвиты входят также малорудные окисно-закисные железисто-силикат-кремнистые и карбонат-кремнистые породы, представленные хлорит-магнетит-карбонат-кварцевыми джесперами и сланцами, залегающими обычно в местах переходов рудных железисто-кремнистых джесперов к вышележащим породам верхней подсвиты.

Характерной особенностью этих пород являются своеобразные структурно-текстурные признаки: слабая полосчатость, рассеянное состояние рудного минерала — магнетита (не образует полос), большие размеры зерен его (от 0,06 × 0,1 до 0,2 × 0,3 мм) по сравнению с другими породообразу-

ющими минералами — кварцем, карбонатами, хлоритом (0,01, 0,06, 0,09 мм соответственно).

Содержание породообразующих минералов (в %) следующее: магнетит от 12 до 18—20, кварц — до 36, карбонат (сидероплезит) 10—35, хлорит (тюрингит) 12—17. В состав их входят закисное и окисное железо, причем первое резко преобладает над вторым, в связи с чем отношение их — коэффициент *O* — снижается до 0,31, а коэффициент *F* до 80,4. Увеличение содержания примесей вызывает повышение коэффициентов *A* до 5 и *M* до 14 (табл. 33, ан. 5).

Верхняя роговиково-сланцевая подсвита ($Б_2^3$). Породы верхней роговиково-сланцевой подсвиты относятся также к осадочным железисто-кремнистым образованиям. Они имеют переменный состав и представлены малорудными и нерудными магнетит-кварц-хлоритовыми, кварц-карбонат-хлоритовыми, магнетит-кварц-стильпномелановыми, хлорит-стильпномелановыми и кварц-хлорит-биотитовыми и другими сланцами и джесперами. Ограниченно распространены в составе подсвиты туфовулканогенные образования кислого состава. У основания геологического разреза подсвиты залегают хлорит-магнетит-карбонат-кварцевые джесперы-сланцы. Эти джесперы содержат пласты полосчатых карбонат-хлорит-магнетитовых джесперов и имеют постепенные переходы к более бедным железисто-кремнистым джесперам и сланцам данной подсвиты — кварц-карбонат-хлоритовым, магнетит-хлорит-карбонатным и магнетит-хлорит-стильпномелановым джесперам и сланцам, залегающим выше. Верхние части геологического разреза подсвиты, контактирующие с интрузивными образованиями ультраосно́вных пород, слагаются микророговиками и сланцами, существенно стильпномеланового и хлорит-биотитового состава.

По химическому составу (табл. 33, ан. 7 и 8) образцы пород подсвиты относятся к железисто-кремнистым образованиям с преобладанием закисного железа над окисным (ан. 7) или с полным отсутствием окисного железа (ан. 8). Коэффициент железистости равен 70—84. Примеси глинозема и магния содержатся в заметных количествах: $A = 4{,}3—11{,}3$; $M = 9{,}8—17{,}2$. Содержание $Fe_{общ}$ колеблется в пределах 22—24%.

Одна из разновидностей пород (ан. 6) — малорудные магнетит-кварцевые полосчатые джесперы со стильпномеланом — состоят из магнетита от 10 до 26,2, кварца от 60—50 до 80 и стильпномелана 3—8%.

Нерудные хлорит-стильпномелановые джесперы (ан. 7) состоят из тонкочешуйчатого или спутанно-волокнистого светло-зеленого стильпномелана (размер зерен 0,0025—0,06 мм), составляющего до 60—65% породы, темно-зеленого хлорита (афросидерита) (11—14%), карбонатов (10—12%), магнетита (5—8%) и альбита (6—8). Все закисное железо в этих джесперах связано в стильпномелане, карбонатах, хлорите.

В химическом составе (ан. 8) нерудных хлорит-сидерит-кварцевых джесперов-яшм (ан. 8), состоящих из кварца (40—45%), сидерита (35—40%) и хлорита (16—18%), наблюдается высокое содержание закисной формы железа при полном отсутствии окисной, идущей на образование карбонатов и хлорита. Коэффициент окисления здесь равен нулю. Содержание $Fe_{общ}$ составляет почти 22%, коэффициент железистости сравнительно высокий и равен 84.

Породы верхней роговиково-сланцевой подсвиты в результате непосредственного контакта с интрузивными ультрабазитовыми породами были подвержены значительным термоконтактным и метасоматическим гидротермальным изменениям, сказавшимся в образовании хлорит-стильпномелановых джесперов.

В табл. 34 и на рис. 17 приведены данные о распределении железа по минералам в железисто-кремнистых породах Южного участка. Железо в железистых породах концентрируется в железистых минералах (гематите, магнетите), в силикатах и карбонатах. В рудных окисных железисто-кремнистых породах (ан. 1) $Fe_{гем}$ 39,41 и $Fe_{магн}$ 8,84%. В рудных закисно-

окисных железисто-кремнистых породах (ан. 2,4) при содержании $Fe_{общ}$ 49—53,4% происходит концентрация железа не только в гематите (20—27,32%), а в магнетите (15—21,4%) и карбонатах (5—7,45%).

В рудных окисно-закисных железисто-кремнистых породах (ан. 3) при содержании $Fe_{общ}$ 54,5% железо преобладает в закисной форме и распределяется по минералам следующим образом: в гематите 16,7, магнетите 29,6, карбонатах 8,2%.

Таблица 34

Распределение железа по минералам в железисто-кремнистых породах Южного участка

Номер анализа	Содержание $Fe_{общ}$, %	Содержание железа в минералах, %			
		Гематит	Магнетит	Карбонаты	Силикаты
1	48,25	39,41	8,84	—	—
2	53,41	27,32	21,40	4,69	—
3	54,49	16,70	29,60	8,19	—
4	41,88	20,25	14,18	7,45	—
5	41,36	7,65	18,56	10,49	4,66
6	36,40	12,30	21,28	—	2,82
7	31,64	—	13,52	—	18,12
8	28,28	—	7,00	10,30	10,98
9	24,65	2,87	13,78	—	8,00

Примечание. Номера анализов соответствуют номерам анализов табл. 33

В малорудных железисто-силикатных породах (ан. 5,6) при содержании $Fe_{общ}$ 36,4—41,4%, содержание $Fe_{гем}$ составляет 7,65—12,30, $Fe_{магн}$ — 18,5—21,3, $Fe_{карб}$ — 10,5, $Fe_{сил}$ — 3,5%. В нерудных железисто-силикат-кварцевых джесперах и сланцах (ан. 7—9) при содержании $Fe_{общ}$ 25,0—31,6% железо по минералам распределяется так (в %): $Fe_{магн}$ до 13,8%, $Fe_{карб}$ 0—10,30, $Fe_{сил}$ 8 —18%.

Железисто-кремнисто-сланцево-кератофировая формация Южного участка вм щает два месторождения богатых железных руд — Южно-Белозерское и Переверзевское, открытые в 1956 и 1959 гг. геологами В. Ф. Халло и М. В. Миткеевым. Эти месторождения богатых железных руд, генетически связанные с железисто-кремнистыми породами подсвиты $Б_2^2$, расположены на западном крыле Южно-Белозерской синклинальной складки на расстоянии 200 м одно от другого. Южно-Белозерское месторождение размещено в северной части структуры, Переверзевское — в средней ее части. Месторождения разграничены поперечным субширотным флексурным изгибом продуктивной толщи (западного крыла Южно-Белозерской синклинальной складки) и большим Пограничным взбросом, которые в основном и обусловили структуру месторождений. Северная часть западного крыла

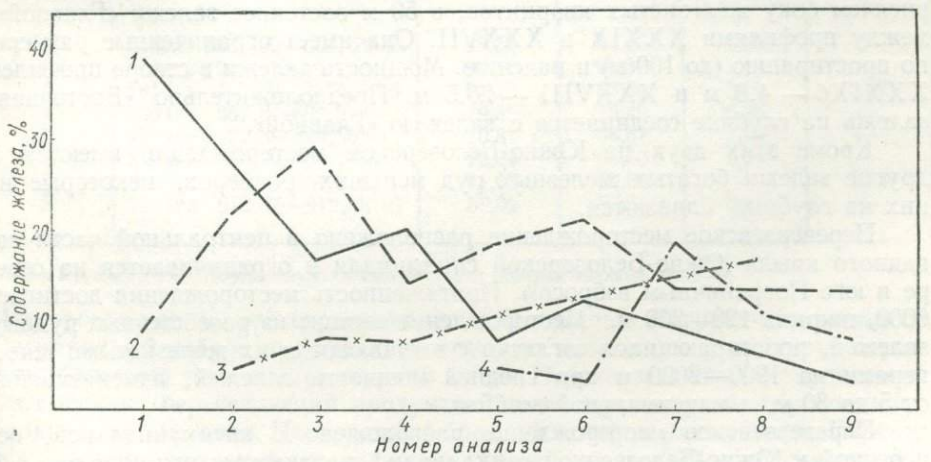


Рис. 17. Распределение железа по минералам в железисто-кремнистых породах Южного участка:

1 — железо гематитовое, *2* — железо магнетитовое, *3* — железо карбонатное, *4* — железо силикатное.

Южно-Белозерской синклинали, где расположено Южно-Белозерское месторождение, выгнута и опрокинута на запад, а средняя — Переверзевское месторождение — на восток. В результате наложения субширотных тектонических процессов на ранее образовавшиеся структуры субмеридионального плана возникли синклинальные и актиклинальные складки третьего и более высоких порядков, соединенные флексурным перегибом и осложненные Пограничным взбросом.

Многочисленные мелкие складки еще более осложнили структуру месторождения. Кроме сложной системы складчатых форм здесь развито множество продольных, поперечных и диагональных разрывных нарушений. Большое значение в структурном плане месторождений имеют микротектонические, пликативные и дизъюнктивные структуры, подробно описанные в работах М. В. Миткеева (1967).

Рудные залежи располагаются преимущественно среди железистых джесперов среднего горизонта железисто-кремнистой подсвиты ($Б_2^2$2). Встречаются рудные залежи и вблизи контакта среднего и нижнего горизонтов, среднего и верхнего.

Южно-Белозерское месторождение богатых железных руд простирается вдоль полосы железистых кварцитов от Пограничного взброса на юге и тянется на север на расстоянии 2560 м.

В Южно-Белозерском месторождении условно выделены две залежи богатых железных руд очень сложной конфигурации: основная, более крупная, названная «Главной», и вторая, представляющая ветвь предыдущей, — «Восточной».

Залежь «Главная» простирается на 2300 м вдоль всего Южно-Белозерского месторождения, начиная от профиля XLI на юге, и заканчивается на севере в створе XXXVIIIб профиля на протяжении 2300 м. Она наиболее крупная в Белозерском районе и залегает согласно с вмещающими ее железистыми кварцитами в виде пластообразных тел железных руд. Мощность залежи колеблется в широких пределах — от 2,5 до 120 м, при среднем значении 40 м. В южной части на протяжении 500 м мощность залежи равна 110 м. К северу от профиля XL залежь расщепляется на два тела — одно протягивается вдоль западного контакта железистых пород на расстоянии до 2 км, другое — вдоль восточного на 200—300 м. Кроме того, в залежь входит несколько более мелких тел, часто сливающихся друг с другом как по простиранию, так и по падению. Отдельные расщепленные тела залежи группируются в основном в лежачем и висячем боках рудоносной полосы.

Залежь «Восточная» располагается в северной части месторождения в висячем боку железистых кварцитов, в 50 м восточнее залежи «Главной», между профилями XXXIX и XXXVII. Она имеет ограниченные размеры по простиранию (до 100 м) и падению. Мощность залежи в створе профилей XXXIXб — 4,6 м и XXXVIII — 20,5 м. Предположительно «Восточная» залежь на глубине соединяется с залежью «Главной».

Кроме этих двух на Южно-Белозерском месторождении имеются и другие залежи богатых железных руд меньших размеров, некоторые из них на глубине сливаются.

Переверзевское месторождение расположено в центральной части западного крыла Южно-Белозерской синклинали и ограничивается на севере и юге Пограничным взбросом. Протяженность месторождения достигает 6000, ширина 120—200 м. Месторождение состоит из разобщенных рудных залежей, простирающихся согласно с вмещающими их железистыми джесперами на 1900—2000 м при средней мощности залежей, изменяющейся от 5 до 30 м, и максимальной до 65 м.

Переверзевское месторождение расположено в антиклинальной, поперечной к Южно-Белозерской синклинали, складке третьего порядка субширотного простирания, переходящей на севере в синклинальную складку (Южно-Белозерское месторождение). Контакт этих субширотных складчатых структур осложнен флексурным перегибом и Пограничным взбросом.

Таблица 35

Химический состав (в %) и петрохимические коэффициенты по Н. П. Семененко богатых железных руд Южно-Белозерского и Переверзенского месторождений

Компонент, коэффициент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	2,67	5,80	3,20	19,26	27,27	25,67	34,75	37,87
TiO_2	0,11	0,06	0,06	0,04	0,06	Не обн.	Не обн.	0,06
Al_2O_3	0,40	0,93	2,32	0,20	0,55	0,46	0,46	0,86
Fe_2O_3	95,24	90,94	84,84	78,92	69,84	69,47	61,07	58,78
FeO	0,29	0,57	5,43	0,43	0,97	2,87	0,60	1,14
MnO	0,01	0,06	0,01	0,05	0,05	0,01	0,03	0,02
MgO	0,16	0,20	1,19	0,13	0,05	0,45	0,80	0,20
CaO	0,42	0,14	0,34	0,21	0,35	0,08	0,10	0,07
Na_2O	0,15	0,15	0,25	0,15	0,15	0,33	0,43	0,15
K_2O	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,05	0,07	0,10
P_2O_5	0,10	0,04	0,10	0,07	0,05	0,12	Не обн.	0,03
H_2O^-	0,03	0,05	0,07	0,06	0,06	0,19	0,29	0,02
H_2O^+	0,10	0,49	1,94	0,26	0,34	0,47	1,07	0,16
CO_2	0,20	0,23	0,04	0,09	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,04
Сумма	99,98	99,76	99,89	99,97	99,84	100,17	99,67	—99,87
$Fe_{метал}$	66,2	64,0	63,6	55,6	49,6	50,8	42,7	42,0
O	0,00	0,00	0,00	000	000	000	000	000
F	98,8	98,6	95,2	99,1	98,8	98,1	96,6	98,0
A	0,3	0,8	1,9	0,2	0,6	0,5	0,6	1,0
M	0,3	0,4	2,5	0,3	Не обн.	1,2	2,5	0,7
C	0,6	0,2	0,4	0,4	0,6	0,2	0,3	0,3
FM	99,1	99,0	97,7	99,4	98,8	99,3	99,1	98,7

Примечание. *Анализы*: 1 — скв. 89, гл. 503, 89—504, 29 м; 2 — скв. 102, гл. 260,65 м; 3 — скв. 181, гл. 1075,0—1076,4 м; 4 — скв. 120, гл. 667,8—668,9 м; 5 — скв. 131. гл. 422,3—424,55 м; 6 — скв. 237, гл. 358,7—359,7 м; 7 — скв. 358, гл. 306,0—307,1 м; 8 — скв. 181,1 гл. 912.04—912,68 м.

Таблица 36

Распределение железа по минералам в рудах Южно-Белозерского и Переверзевского месторождений

Номер анализа	Скважина	Содержание $Fe_{общ}$, %	Содержание железа в минералах, %		
			Гематит	Магнетит	Силикаты
1	89 (гл. 503, 89—504, 29 м)	95,53	94,95	0,58	—
2	102 (гл. 260, 65 м)	91,51	90,37	1,14	—
3	181 (гл. 1075,0—1076,4 м)	90,27	83,29	3,10	3,88
4	120 (гл. 667,8—668,9 м)	79,35	78,49	0,86	—
5	131 (гл. 422,3—424,55 м)	70,81	68,87	1,94	—
6	237 (гм. 358,7—359,7 м)	72,34	66,60	5,74	—
7	358 (гл. 306,0—307,1 м)	61,67	59,53	—	2,14
8	181 (гл. 912,04—912,68 м)	59,92	57,64	2,28	—

Примечание. Номера анализов соответствуют номерам анализов табл. 35.

Месторождение на юге ограничивается плоскостью Пограничного взброса. Пограничный взброс представляет крупную разрывную структуру, играющую большую роль в структурном плане Переверзевского месторождения. Этот взброс, пересекающий продуктивную толщу три раза, обусловливает блоковое ее строение. Центральный блок, на котором расположено Переверзевское месторождение, по-видимому, приподнят на 300 м по сравнению с северным и южным блоками. Внутри этих крупных блоков находятся блоки более мелких размеров. Блоковое строение Переверзевского месторождения отражает и характер нахождения рудных залежей.

Наряду с крупным Пограничным взбросом и более мелкими разрывными нарушениями, создающими блоковое строение месторождения, имеются еще нарушения типа сбросов, а также микронарушения сплошности. Богатые железные руды располагаются в трех горизонтах железистых кварцитов — нижнем, среднем и верхнем.

По данным М. В. Миткеева, в среднем наиболее мощном горизонте содержание богатых железных руд достигает 67, в верхнем — 20 и нижнем 12%. Небольшое количество руд содержится в подстилающих сланцах —1%.

Залежи богатых железных руд имеют сложную прихотливую пластообразную форму, залегают согласно с общим простиранием вмещающих железистых пород и круто падают под углом 75—80°. Они не имеют четко выраженных границ, часто сливаются одни залежи с другими, концентрируются, образуя рудные узлы. На Переверзевском месторождении выделяется два рудных участка: первый, протяженностью до 800 м, находящийся на севере месторождения, содержит два рудных тела и второй, протяженностью 500 м, вмещает 14 рудных тел.

Богатые железные руды Южно-Белозерского и Переверзевского месторождений по минеральному составу относятся так же, как и руды Северо-Белозерского месторождения, к гематитовому типу. Гематит представлен такими разновидностями: мартитом, дисперсным гематитом, железной слюдкой, железной сметаной и др. Мартит, тонкодисперсный гематит и железная слюдка составляют основную массу руды порядка 80—98%. В подчиненном количестве в состав железных руд входят магнетит (до 13—20%), кварц (от 1 до 10%), карбонаты (до 15%) и в очень ограниченном количестве пирит, рутил, апатит, глинистые минералы, мусковит, гидрослюды, хлорит, турмалин, циркон и др.

По данным М. В. Миткеева, мартитовые руды содержат 95—100% мартита и составляют 20% общих запасов руд. Более 55% общих запасов руд составляют дисперсно-гематит-мартитовые руды, содержащие более 50% мартита и 45% дисперсного гематита. Железнослюдко-мартитовые руды составляют 15% общих запасов богатых железных руд. Железо в рудах находится преимущественно в окисной форме (от 58,8 до 95,2%) и незначительно в закисной (0,29—5,43%).

Содержание $Fe_{метал}$ в этих месторождениях изменяется от 43,0 до 66,2% (табл. 35).

При содержании $Fe_{общ}$, изменяющемся от 59,0 до 95,5%, распределение железа по минералам следующее (в %): в гематите 57,6—94,95, в магнетите 0,00—5,74, в силикатах — 0—3,88 (табл. 36).

Запасы богатых железных руд по Белозерскому железорудному району в целом до глубины 1200 м составляют 690 млн. т, прогнозные до глубины 1500 м — порядка 800 млн. т. Запасы богатых железистых кварцитов по Южному участку до глубины 1200 м составляют 22,176 млн. т. Запасы железистых кварцитов по всему Белозерскому железорудному району, требующих обогащения, до глубины 1000 м (из них 300 м вскрыши) составляют около 40 000 млн. т.

На базе запасов богатых железных руд (порядка 300 млн. т) в Южно-Белозерском месторождении функционирует Запорожский железорудный комбинат производительностью 7 млн. т железной руды в год.

ЗАПАДНЫЙ УЧАСТОК

Западный участок Белозерского района развития железисто-кремнисто-метабазитовых формаций расположен в западной части Белозерского района и сложен метаморфическими породами. Они выполняют западное крыло Белозерской синклинали и простираются на 25—30 км при ширине 1,2 км в северной, 1,8 км в южной и до 4,0 км в средней частях. Породы участка в основном вулканические основного состава — метабазиты, переслаивающиеся с менее распространенными осадочными железисто-кремнистыми породами.

В подчиненном количестве находятся продукты ультраосно́вных лав. Помимо вулканических и осадочных образований в разрезе формации наблюдаются также межпластовые интрузии ультраосно́вного состава и дайка диабаза.

Общая структура участка представлена антиклинальной крутопадающей на восток изоклинальной складкой, крылья которой очень изменены: западное инъецировано гранитами, восточное срезано Западным надвигом.

В толще пород железисто-кремнисто-метабазитовой формации выделяются две железистые и две разделяющие нежелезистые пачки. Мощность железистых пачек 170—200 и 100—120 м. В состав первой железистой пачки входят рудные, малорудные и нерудные магнетит-амфибол-кварцевые, магнетит-гранат-кварц-амфиболовые, магнетит-карбонат-амфибол-кварцевые и другие джесперы, а также в подчиненном количестве сланцы, амфиболиты и другие породы.

Для пород первой железистой пачки характерно наиболее высокое содержание железа — количество магнетита колеблется от 8 в нерудных джесперах до 16—35% в рудных, содержание $Fe_{метал}$ от 18,6 в нерудных до 39% в рудных окисно-закисных железисто-силикат-кремнистых и карбонат-кремнистых джесперах. Вторая железистая пачка сложена преимущественно малорудными и нерудными магнетит-карбонат-хлорит-кварцевыми и магнетит-амфибол-кварцевыми джесперами, а также амфиболовыми и другими сланцами.

Западный участок распространения железисто-кремнисто-метабазитовой формации отличается своеобразным накоплением исходного материала. Оно проходило в начальные этапы формирования Конкско-Белозерского синклинория, когда преобладали колебательные нисходящие движения и общее погружение дна бассейна. Наряду с наличием больших масс вулканических продуктов здесь широко развиты хемогенные железисто-кремнистые осадки, что указывает на неоднократную смену периодов отложения осадочного материала излияниями лав. Неоднократные переслаивания пород различного состава свидетельствуют о пульсирующем, прерывистом, характере вулканических излияний и ритмичности условий осадконакопления. В период формирования толщ железисто-кремнисто-метабазитовой формации Западного участка насчитывается два крупных ритма накопления железисто-кремнистого материала, сменяемых двумя подпериодами излияний вулканических лав главным образом осно́вного состава, сопровождавшихся интрузивными образованиями. В результате этих процессов в толще метаморфических пород участка образовались две железистые и две нежелезистые разделяющие пачки. Характерной особенностью состава формации является большое развитие среди вулканических образований осно́вного состава продуктов ультраосно́вных лав в излившемся и интрузивном виде, что сближает ее с железисто-кремнисто-метабазитовой формацией Промежуточного участка Конкского района.

Для пород железистых и нежелезистых пачек характерен различный минеральный и петрохимический состав исходного материала. В железистые пачки объединены породы железисто-кремнистые и железисто-кремнистые с примесью глинозема и магния; нежелезистые пачки сложены главным образом вулканическими породами осно́вного и в меньшем количестве ультраосно́вного состава.

БАЗАВЛУКСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Базавлукская провинция — одна из крупнейших структурно-фациальных зон развития зеленокаменных и железисто-кремнистых формаций в Украинском щите. Она включает Сурский, Чертомлыкско-Соленовский, Верховцевский рудные районы, расположенные в субмеридиональной зоне рек Базавлука, Суры, Чертомлыка, Соленой. Ширина ее 100, длина более 200 км.

В многоформационном осадочно-вулканогенном комплексе провинции продуктивная железисто-кремнистая формация большой мощности стратиграфически расположена в верхах разреза спилито-кератофировой формации и перекрывается породами порфиритовой (порфирит-празинитовой) формации. Во всех рудных районах она представлена магнетит-карбонатными джесперами карбонатной фации.

Кроме этой мощной железисто-кремнистой формации в Базавлукской провинции многочисленные мелкие железистые пласты содержатся в разрезах других формаций — метабазитовой, ультрабазитовой, порфиритовой. Вследствие их большой разобщенности и малой мощности (менее 10 м) они не имеют промышленного значения и в данной работе не рассматриваются.

Ни в одном из рудных районов провинции продуктивная железисто-кремнистая формация не закартирована полностью с получением равномерных пересечений скважинами по всему простиранию, поэтому ее состав и рудоносность остаются еще не изученными до конца. Наряду с сырьем на железо формация содержит вторичные оруденения цветных и благородных металлов.

СУРСКИЙ РАЙОН

Геологическое строение Сурской железисто-кремнистой формации

В многокилометровой толще осадочно-вулканогенного комплекса Сурского района (6—12 км суммарной мощности) железисто-кремнистая формация находится примерно в средине разреза. Ниже ее залегают метабазитовая (спилито-диабазовая), ультрабазитовая (дунито-гарцбургитовая) и спилито-кератофировая (туфосланцевая) формации общей мощностью 3—8 км. Перекрывается она порфиритовой (порфирит-празинитовой) формацией большой мощности 3—5 км (рис. 18).

Железисто-кремнистая формация характеризуется переменной мощностью от 600 до 1500, в среднем 1000 м. Максимально развита она на северо-западе и севере Сурской синклинали, т. е. там, где мощности подстилаю-

щей туфосланцевой и покрывающей порфиритовой формаций минимальные (1—2 км).

Железисто-кремнистая формация и тонкие железистые пласты других формаций Сурской синклинали — единственные образования, отражающие стратиграфические уровни и этапы накопления многокилометровых стратиграфически трудно дешифрируемых толщ осадочно-вулканогенного комплекса. При геологическом и геофизическом картировании они являются надежными маркирующими горизонтами при расшифровке складчатых и разрывных структур.

Складчатая структура Сурской синклинали представляет собой сложное сочетание двух типов структур разного порядка. Выделяется главная синклиналь в виде широкой открытой брахискладки размером 35 × 18 км с отношением ширины к длине 1 : 2. Ей свойственны полные разрезы формаций, залегающих без видимых перерывов и несогласий на крыльях, шарнирах и в складках второго порядка. Складчатые структуры второго порядка, осложняющие шарниры и крылья главной структуры, измеряются первым десятком километров. По форме это короткие (4—6 км длиной) симметричные складки обоих знаков, открытые в сторону главной синклинали и замыкающиеся на небольшом удалении от нее. Осевая линия Сурской синклинали ориентирована по азимуту 320°. Синклинали второго порядка (рис. 18) расположены веерообразно и имеют различную ориентировку осевых линий (Грушевская 250, Карнауховская 360°). Параллельно ей проходит ось Пашеновской антиклинали. Линия выходов шарниров Николаевской синклинали направлена по азимуту 55° . Широковская синклиналь ориентирована на восток по азимуту 120°.

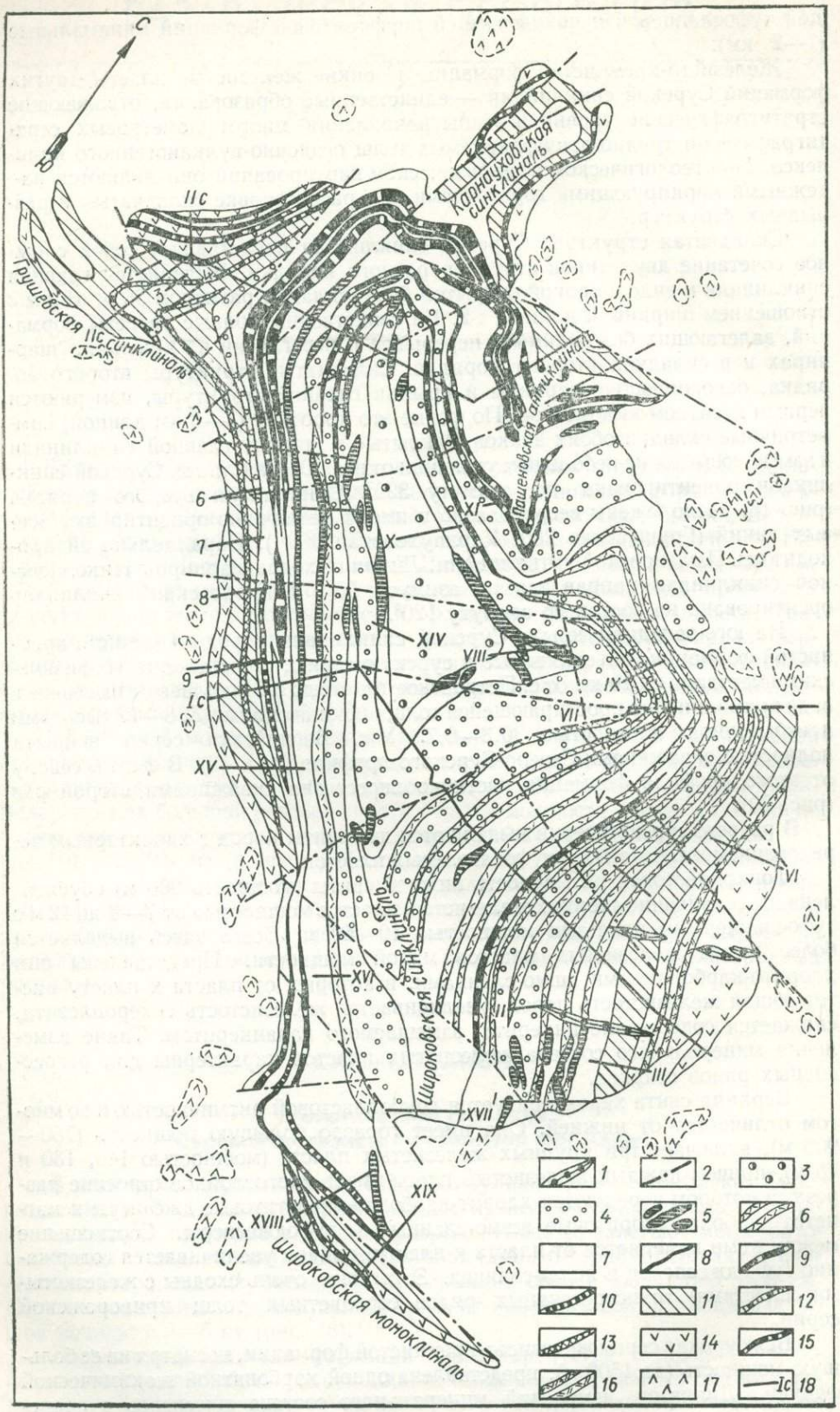
На юго-западном крыле Сурской синклинали породы железисто-кремнистой формации, объединенные в сурскую серию, прослежены геофизическими методами на 10 км от с. Петровское на юге до с. Николаевки на севере в виде прямолинейно простирающейся толщи со значениями Z_a 8—12 тыс. гамм и избыточной плотностью 0,3—0,7. У с. Васильевки серия вскрыта полностью скважинами Северо-Сурского профиля (рис. 19). В 2 км к северу от этого профиля формация частично пересечена скважинами второй раз (рис. 20).

В разрезе сурской серии выделяются две свиты пород с характерным чередованием железистых и туфосланцевых пластов.

Тонкопластовая ритмичность нижней свиты (мощность 300 м) обусловлена переслаиванием тонких железистых пластов мощностью от 7—8 до 12 м с туфосланцевыми пластами мощностью 10—50 м. Всего здесь выделяется более шести железистых пластов малой мощности. Представлены они хлорито-карбонатными яшмо-сланцами, в которых от пласта к пласту растет общая железистость пород, увеличивается железистость сидероплезита, снижается содержание анкерита, замещаемого паранкеритом. Такие изменения минерального состава железистых пластов характерны для регрессивных рядов осадков.

Верхняя свита характеризуется грубопластовой ритмичностью и во многом отличается от нижней. Она имеет гораздо большую мощность (750—900 м), включает три крупных железистых пласта (мощностью 140, 130 и 75 м), причем каждый железистый пласт имеет многослойное строение разреза, в котором чередуются хлорит-карбонат-магнетитовые джесперы и магнетит-карбонат-хлоритовые яшмо-сланцы и туфоджесперы. Соотношение между ними изменяется от пласта к пласту, причем увеличивается содержание туфо-джесперов и яшмо-сланцев. Этим они очень сходны с железистыми пластами трансгрессивных рядов сероцветных толщ криворожской серии.

Вся сурская серия железисто-кремнистой формации, несмотря на ее большую мощность (до 1500 м), представлена одной карбонатной геохимической фацией. Диапазон изменений минерального состава джесперов в пределах серии очень широкий — от разновидностей, содержащих магнетит и


С
Карнауховская синклиналь
Ташеновская синклиналь
Грушевская IIс синклиналь
IIс
Iс
Широковская синклиналь
Широковская моноклиналь
6
7
8
9
XV
XIV
VIII
IX
VII
V
VI
XVI
II
III
XVII
I
XIX
XVIII
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18

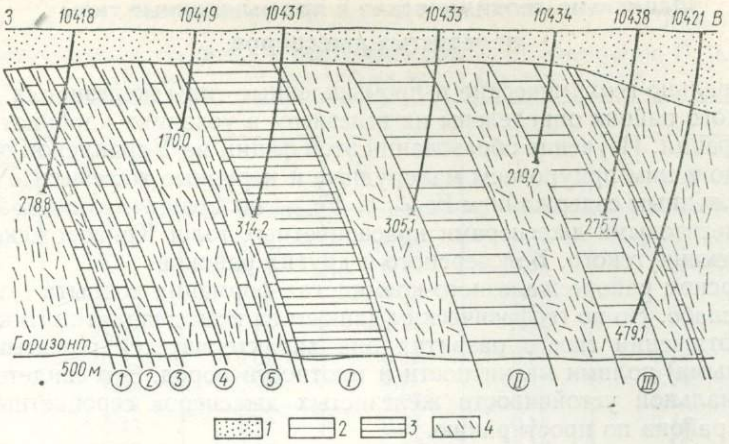


Рис. 19. Геологический разрез железисто-кремнистой формации по Северосурскому профилю.

1 — осадочные породы и кора выветривания кайнозоя, *2* — кварцито-сланцы железистых пластов, *3* — магнетитовые джесперы и яшмо-сланцы железистых пластов, *4* — туфы и сланцы разделяющих пластов,
Цифры в кружках: *I — III* — железистые пласты верхней сурской свиты; 1 — 5 — номера железистых пластов нижней сурской свиты.

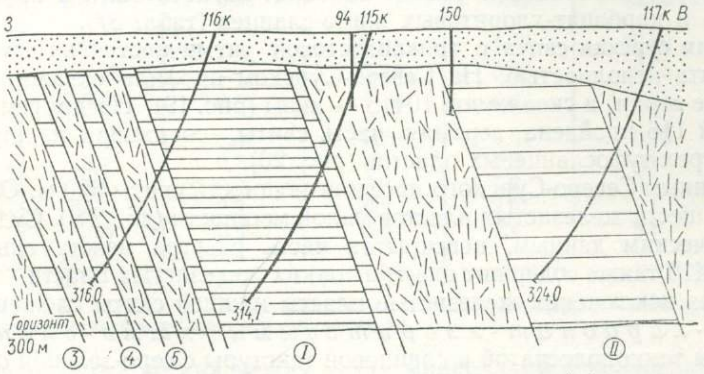


Рис. 20. Геологический разрез железисто-кремнистой формации Сурского района по профилю скважин Кировской экспедиции. Условные обозначения см. рис. 19.

гематит и приближающихся к породам красноцветных толщ, до существенно карбонатных пород.

Характер чередования железистых пластов с разделяющими туфосланцевыми указывает на тесную пространственную и временну́ю связь хемогенных железистых осадков с ритмично-пластовым туфонакоплением. В разделяющих сланцевых пластах перемежаются альбитовые и безальбитовые разности туфосланцев; характер их перемежаемости различный — от текстурной полосчатости с полосками шириной 3—15 мм до пропластков, измеряемых метрами и десятками метров. Альбитовые разновидности резко преобладают в туфосланцевых пластах регрессивного ряда пород нижней свиты. Безальбитовые составляют основу крупных сланцевых пластов трансгрессивного ряда верхней свиты.

Рис. 18. Схематическая карта геологических формаций Сурского района:

1 — дайки пироксенитов и диабазов, *2* — разломы, *3* — порфириты авгитовые и ультрабазиты нерасчлененные, *4* — плагиониты, *5* — хлорито-тальковые сланцы, *6* — кератофиры, *7* — зеленые сланцы, *8* — сидероплезит-магнетитовые джесперы сурской серии, *9* — хлорит-сидероплезитовые кварцито-сланцы сурской серии, *10* — колчедано-вкрапленные рудные тела, *11* — ультрабазитовая формация, *12* — железистые джесперы внутри ультрабазитовой формации, *13* — амфиболиты внутри ультрабазитовой формации, *14* — метабазитовая формация, *15* — железистые джесперы метабазитовой формации, *16* — кератофировые и андезитовые роговики и сланцы внутри метабазитовой формации, *17* — метабазиты ксенолитов в гранитах, *18* — линии глубинного профильного бурения 1963—1975 гг.

Фациально-геохимические и промышленные типы железистых джесперов

Минерально-геохимические и промышленные типы железистых джесперов Сурского района определены их генезисом в условиях карбонатной железистой фации. Изучение образований этой фации на Украинском щите показало, что к ним приурочены малорудные и нерудные железистые джесперы с пониженным содержанием $Fe_{общ}$ и $Fe_{магн}$ по сравнению с джеспилитами и магнетитовыми джесперами красноцветных толщ Криворожского бассейна, Кременчугского, Белозерского и других районов.

В Сурском районе железисто-кремнистая формация вскрыта скважинами очень слабо. Но по геофизическим данным на всем двадцатипятикилометровом протяжении своего развития она характеризуется ровными (везде пониженными) полями магнитности и плотности пород. Это свидетельствует о фациальной устойчивости железистых джесперов сероцветных толщ Сурского района по простиранию.

Несмотря на это, разрез формации очень неоднороден. Заметные различия обнаруживаются между железистыми породами нижней и верхней свит, между железистыми пластами внутри свит и между отдельными пропластками в разрезе железистых пластов. Все эти различия сводятся в основном к варьированию в разрезах количества трех основных типов железистых джесперов карбонатной фации: карбонат-магнетитовых и карбонатных джесперов и карбонат-хлоритовых яшмо-сланцев (табл. 37).

Нижняя сурская свита с тонкопластовой ритмичностью на двух профилях вскрыта неполностью. На Северо-Сурском профиле скважиной 10419 вскрыты ее верхи, а скважиной 10418 — низы (рис. 19). На другом профиле скважиной 116 пройдена верхняя часть свиты, состоящая из двух железистых и трех туфосланцевых пластов (рис. 20).

По данным Северо-Сурского профиля мощность свиты 300 м. Она содержит более шести железистых пластов малой мощности (до 12 м). Судя по магнитометрическим данным, невскрытая часть разреза между скважинами 10418 и 10419 также содержит два-три тонких железистых пласта.

Все без исключения железистые пласты нижней свиты сложены *магнетит-карбонат-хлоритовыми яшмо-сланцами*. Это породы тонкополосчатой и сланцевой текстуры с серо-зеленой окраской. Хлорит-карбонат-кварцевые полоски шириной 1—3 мм окрашены в зеленовато-темно-серый цвет, карбонат-кварц-хлоритовые сланцевые полоски шириной 3—5 до 15 мм темно-зеленого цвета. Магнетит в них рассеян редко и лишь иногда концентрируется в полурудных полосках шириной до 2 мм, находящихся у контактов кварцевых и хлоритовых полосок. Изредка встречается жильный белый кварц, развитый согласно полосчатости и в секущих жилках толщиной до 40 мм. С ним обычно связана пирито-халькопиритовая или пирротин-пиритовая редкая мелкозернистая вкрапленность.

Хлорит-карбонат-кварцевые полоски яшмо-сланцев в большинстве своем имеют смешанный состав. Они представлены тонкозернистым кварцем (10—50 мкм) с округлыми и зубчатыми очертаниями зерен в шлифах. В межзерновых срастаниях с ним находятся рассеянные соразмерные зерна карбонатов, магнетита, хлорита, куммингтонита. Кроме рассеянных зерен они образуют местами внутриполосчатые нечетко обособленные скопления линзовидной формы, где они, выравниваясь количественно с кварцем, образуют куммингтонит-карбонат-кварцевые, магнетит-кварцевые или карбонат-кварц-хлоритовые микрополоски (менее 1 мм шириной). В объемном отношении хлорито-карбонат-кварцевые полоски составляют 30% яшмо-сланцев.

Карбонат-кварц-хлоритовые полоски в яшмо-сланцах являются количественно преобладающими. Под микроскопом они имеют гранолепидобластовую и порфирогранолепидобластовую структуру, обусловленную сочетанием листоватого хлорита размером 10—30 мк, зерен кварца и карбонатов размером 10—60 мкм, и рассеянных порфиробласт анкерита (70—120 мкм).

Таблица 37

Средний химический состав (в %) и петрохимические коэффициенты по Н. П. Семененко основных типов железистых пород Сурского района

Компонент, коэффициент	1		2		3	
	$\overline{X}$ (n= 3)	σ	$\overline{X}$ (n = 4)	σ	$\overline{X}$ (n = 23)	σ
SiO_2	33,23	0,73	38,39	1,07	42,84	1,33
TiO_2	0,24	0,71	0,15	0,06	0,27	0,03
Al_2O_3	3,88	0,64	3,69	0,54	7,74	0,82
Fe_2O_3	25,55	0,43	14,66	1,03	5,97	0,84
FeO	24,09	1,12	24,77	0,86	21,94	1,06
MnO	0,28	0,02	0,32	0,04	0,23	0,07
MgO	1,92	0,28	2,21	0,17	2,94	0,49
CaO	1,22	0,41	2,77	0,63	1,94	0,17
Na_2O	0,46	0,32	0,35	0,18	0,44	0,19
K_2O	0,50	0,03	0,37	0,12	1,15	0,19
CO_2	7,40	0,94	10,42	0,87	8,45	1,06
H_2O^+	1,09	0,23	1,26	0,22	4,44	1,12
H_2O^-	0,05	0,04	0,26	0,03	0,05	0,01
P_2O_5	0,22	0,07	0,10	0,02	0,10	0,02
SO_3	0,05	0,03	0,50	0,15	0,40	0,08
Сумма	100,18	0,34	100,17	0,42	99,90	0,67
$Fe_{общ}$	36,43	1,08	29,83	1,63	22,62	1,81
$Fe_{магн}$	26,83	0,45	15,39	0,69	6,18	0,13
$Fe_{карб}$	5,00	0,97	7,00	0,82	6,08	0,39
O	0,48	0,02	0,26	0,04	0,13	0,02
A	5,4	0,7	5,4	0,9	15,1	0,9
M	6,8	0,9	8,3	1,2	10,0	1,4
F	84,9	2,3	79,8	2,6	69,1	2,6
C	2,9	0,9	6,5	1,4	5,8	1,3

Примечание. *Анализы*: 1 — хлорит-карбонат-магнетитовый джеспер; 2 — магнетит-хлорит-карбонатный джеспер, 3 — карбонат-хлоритовые яшмо-сланцы.

Количественные отношения между этими минералами в полосках меняются в широких пределах с постоянным преобладанием хлорита. В качестве примесей почти постоянно присутствуют магнетит, биотит и в виде случайных находок куммингтонит, гранат, серицит, турмалин, циркон, апатит, альбит, жильные пирит, пирротин, халькопирит.

Довольно часто встречаются серые существенно *карбонатные полоски* разной ширины: от весьма тонких (0,1 мм) до соразмерных с другими (1—3 мм). Кроме анкерита в них находятся примеси кварца, хлорита, магнетита. По отношению к кварцевым и хлоритовым полоскам они составляют 15%. Структура их гетерогранобластовая и порфирогранобластовая. Размер зерен карбонатов 50—70 до 150 мкм, кварца 10—30, магнетита 30—70 мкм.

Карбонаты яшмо-сланцев представлены анкеритом и сидероплезитом, из которых анкерит находится преимущественно в существенно карбонатных полосках, а сидероплезит в рассеянном состоянии в кварцевых и хлоритовых полосках. Анкерит характеризуется такими средними показателями преломления $n_o = 1{,}723$; $n_e = 1{,}528$, $n_o - n_e = 0{,}196$ (табл. 38), сидероплезит, $n_o = 1{,}841$; $n_e = 1{,}610$, $no - n_e = 0{,}231$.

Хлорит изменяется по составу от афросидерита в нижних железистых пластах (скв. 10418) до тюрингита (скв. 10419). Причем среди последнего встречаются полоски с аномальным плеохроизмом — по *Np* буро-красным, по *Ng* зеленым. Аналогичный хлорит широко распространен в джеспера сероцветных толщ Кременчугского района. Химическим и рентгеновским анализами там определена его принадлежность к крайне железистым разностям (Доброхотов, 1957).

Таблица 38

Оптические константы карбонатов и хлоритов из железистых яшмо-сланцев нижней сурской свиты

Место взятия проб		Карбонаты				Хлориты			
Номер скважины	Глубина, м	Минерал	n_o	n_e	$n_o - n_e$	Минерал	$n_g (n_m)$	$n_g - n_p$	Оптический знак
10418	253,60 – 254,60	Анкерит	1,734	1,533	0,201	Афросидерит	1,634	0,002	Минус
	194,00—195,30	Параанкерит	1,710	1,518	0,192	То же	1,638	0,003	»
	189,70—190,63	»	1,702	1,518	0,192	» »	1,636	0,002	»
	178,70—180,21	Анкерит	1,730	1,531	0,199	» »	1,640	0,003	»
	176,30—177,68	»	1,740	1,536	0,204	» »	1,648	0,004	»
	175,50—176,30	Параанкерит	1,702	1,520	0,183	» »	1,650	0,003	»
		Сидероплезит	1,840	1,610	0,230	» »	1,654	0,004	»
10419	137,80—138,40	То же	1,841	1,610	0,231	Тюрингит	1,669	0,007	»
		Анкерит	1,730	1,530	0,200	То же	1,662	0,005	»
	70,00—71,10	»	1,733	1,531	0,201	»	1,660	0,005	»
		Сидероплезит	1,841	1,610	0,230	»	1,672	0,007	»
	Среднее	Анкерит	1,723	1,527	0,196	Афросидерит	1,642	0,03	»
	»	Сидероплезит	1,841	1,610	0,231	Тюрингит	1,664	0,006	»

Таблица 39

Химический состав (в %) и петрохимические коэффициенты по Н. П. Семененко магнетит-карбонат-хлоритовых яшмо-сланцев нижней сурской свиты

Компонент, коэффициент	1	2	3	4	5	$\bar{X}$	σ
SiO_2	45,47	45,57	46,14	47,49	42,24	45,38	1,93
TiO_2	0,29	0,34	0,29	0,23	0,35	0,30	0,05
Al_2O_3	8,12	8,98	6,65	6,93	10,68	8,27	1,64
Fe_2O_3	4,03	5,33	5,11	5,39	4,58	4,89	0,58
FeO	22,30	22,88	20,73	20,59	25,17	22,33	1,87
MnO	0,11	0,29	0,35	0,24	0,28	0,25	0,09
MgO	2,29	2,59	2,28	2,08	2,84	2,41	0,30
CaO	4,32	3,73	2,60	3,78	0,98	3,08	1,33
Na_2O	0,24	Не обн.	0,35	0,30	0,80	0,34	0,29
K_2O	1,75	0,05	1,85	1,20	1,35	1,24	0,72
CO_2	7,00	5,30	10,65	7,48	7,28	7,54	1,94
H_2O^+	3,62	3,49	3,07	3,41	3,32	3,38	0,21
H_2O^-	Не обн.	0,03	Не обн.	0,02	0,06	0,02	0,02
P_2O_5	0,12	0,11	0,09	0,07	0,05	0,09	0,03
SO_3	0,32	1,97	0,29	0,39	0,09	0,61	0,77
Сумма	99,98	100,66	100,45	99,60	100,00	100,11	0,41
$Fe_{общ}$	19,99	21,35	19,54	19,63	22,59	20,62	1,32
$Fe_{магн}$	4,23	5,60	5,36	5,66	4,81	5,13	0,60
O	0,08	0,10	0,11	0,12	0,08	0,10	0,02
A	13,8	14,5	12,4	12,5	17,3	14,1	2,0
M	10,0	10,3	11,0	9,6	11,6	10,5	0,8
F	62,8	64,8	67,7	65,1	67,9	65,6	2,1
C	13,4	10,7	8,9	12,7	3,0	9,7	4,2

Примечания. *Анализы*: 1 — скв. 10418, гл. 241,08—244,21 м; 2 — скв. 10418, гл. 179,27—182,66 м; 3 — скв. 104,18, гл. 111,72—113,89 м; 4 — скв. 10419, гл 162,31—166,17 м; 5 — скв. 10419, гл. 121,42—124 15 м. 2. Номера анализов соответствуют номерам точек на петрохимической диаграмме (рис. 21).

Химический состав яшмо-сланцев характеризуется повышенным количеством глинозема (хлорит), углекислоты, кальция, магния (карбонаты), пониженным содержанием $Fe_{общ}$ (19—22%) и $Fe_{магн}$ (4—5%). Основная масса железа — закисное; оно распределяется между карбонатами и алюмосиликатами по 5—10% на каждый тип (табл. 39).

Верхняя сурская свита с грубопластовой ритмичностью. Железистые и сланцевые пласты этой свиты вскрыты скважинами на двух профилях, причем каждый железистый пласт имеет двухкратное пересечение. Первый железистый пласт наиболее крупный мощностью 120—140 м пересечен скв. 10431, 115, 116, второй железистый пласт мощностью 100—130 м вскрыт скв. 10433 и 117, третий мощностью до 75 м пересечен скв. 10434, 10438, 10421 (рис. 19, 20). На указанных профилях железистые пласты прослежены скважинами как по простиранию, так и по падению. По ним однозначно определяется северо-восточное падение пород в юго-западном крыле Сурской синклинали, а установленная при этом асимметрия разреза железисто-кремнистой формации исключает построение здесь изоклинальной скадки (Макухина, 1967).

Мощности туфосланцевых пластов верхней сурской свиты также измеряются десятками метров, и они закономерно увеличиваются вверх по разрезу свиты от 70 до 150 м. Таким образом, между железистыми и туфосланцевыми пластами верхней свиты устанавливается обратная корреляция мощностей.

Первый железистый пласт верхней сурской свиты выделяется во всей железисто-кремнистой формации своей большой мощностью и более высокой степенью железистости пород. Он содержит многочисленные одно-, пятиметровые пропластки карбонат-магнетитовых джесперов с высоким содержанием $Fe_{общ}$ — 32—37 и $Fe_{магн}$ 26—27% (табл. 40).

По своим рудно-минералогическим и петрографическим особенностям эти джесперы аналогичны джесперам железистого пласта шестой пачки Кременчугского района, занимающей промежуточное положение между красно- и сероцветной толщами. Сходство это подчеркивается еще и наличием в обоих случаях тонких прослоев (10—40 см) краснополосчатых джеспилитов среди карбонат-магнетитовых джесперов.

К сожалению, в Сурском районе богатые магнетитом хлорит-карбонат-магнетитовые джесперы в первом пласте образуют лишь маломощные (до 5 м) пропластки, разубоженные малорудными джесперами и нерудными яшмо-сланцами. Из них первые содержат в среднем 17,55 $Fe_{магн}$ и 30,55% $Fe_{общ}$, а вторые еще меньше: 11% $Fe_{магн}$ и 28% $Fe_{общ}$ (табл. 40).

Вследствие преобладания малорудных разностей железистых пород в первом железистом пласте среднее содержание $Fe_{магн}$ в целом на пласт снижается до 18,2%. Эта средняя цифра получена из таких объемно-количественных отношений основных типов пород в разрезе пласта (в %): хлорит-карбонат-магнетитовые джесперы — 40, хлорит-магнетит-карбонатные джесперы — 20, магнетит-карбонат-хлоритовые яшмо-сланцы — 40.

Хлорит-карбонат-магнетитовые джесперы имеют тонкополосчатую текстуру и пеструю зелено-темно-серую окраску, обусловленную чередованием серых кварц-карбонатных, темно-серых рудных и полурудных карбонат-кварц-магнетитовых и темно-зеленых карбонат-кварц-хлоритовых. Эти полоски в пропластках магнетитовых джесперов имеют одинаковую ширину 1—3 мм.

На контактах с магнетит-карбонатными джесперами наблюдается постепенное, на расстоянии 10—30 см, увеличение ширины серых кварц-карбонатных полосок до двухкратного их преобладания над другими полосками. То же происходит на контакте карбонат-магнетитовых джесперов с яшмо-сланцами, и в них постепенно расширяются зеленые хлорит-сланцевые полоски до 1—3 см, подавляющие серые кварц-карбонатные и темно-серые полурудные.

По скв. 10431 внутри отдельных пропластков джесперов на глубинах 75—78; 118—121 и 204—207 м встречаются прослои мощностью 10—40 см

Химический состав (в %) и петрохимические коэффициенты

Компонент, коэффициент	6	7	8	$\overline{X}$	σ	9	10	$\overline{x}$
SiO_2	32,48	33,94	33,28	33,23	0,73	39,54	35,48	37,51
TiO_2	0,12	0,33	0,28	0,24	0,11	0,19	0,15	0,17
Al_2O_3	3,72	3,34	4,59	3,88	0,64	5,33	4,83	5,08
Fe_2O_3	25,89	25,07	25,70	25,55	0,43	14,83	18,59	16,71
FeO	25,38	23,48	23,40	24,09	1,12	23,30	25,67	24,48
MnO	0,27	0,28	0,30	0,28	0,15	0,19	0,20	0,20
MgO	1,61	2,00	2,16	1,92	0,28	2,25	2,17	2,21
CaO	0,77	1,33	1,57	1,22	0,41	1,14	2,66	1,90
Na_2O	0,30	0,24	0,83	0,46	0,32	0,85	0,40	0,62
K_2O	0,46	0,50	0,53	0,50	0,03	0,75	0,40	0,57
CO_2	7,80	8,08	6,33	7,40	0,94	8,68	7,40	8,04
H_2O^+	0,86	1,08	1,33	1,09	0,23	3,05	1,49	2,27
H_2O^-	0,09	0,02	0,04	0,05	0,04	0,05	0,06	0,05
P_2O_5	0,15	0,30	0,21	0,22	0,07	0,09	0,14	0,11
SO_3	0,09	0,03	0,05	0,05	0,03	0,32	0,18	0,25
Сумма	99,89	100,59	100,56	100,18	0,34	100,56	99,82	100,17
$Fe_{общ}$	37,66	35,63	36,01	36,43	1,08	28,32	32,78	30,55
$Fe_{магн}$	27,18	26,32	26,98	26,83	0,45	15,57	19,52	17,55
O	0,46	0,48	0,50	0,48	0,02	0,29	0,32	0,30
A	4,7	4,3	5,8	5,4	0,73	8,1	6,4	7,2
M	5,2	6,7	7,0	6,8	0,92	8,7	7,3	8,0
F	87,8	85,9	83,6	85,4	2,32	80,0	79,9	80,0
C	1,8	3,1	3,6	2,9	0,95	3,2	6,4	4,8

Примечания. 1. *Анализы*: 6 — хлорит-карбонат-магнетитовый джеспер, скв. 10431, гл. 136,20 — 138,75 м; джеспер, скв. 10431, гл. 72,0—75,0 м; 10 — то же, скв. 10431, гл. 257.51—259,74 м; 11 — магнетит-карбонат-хлорито 115к, гл. 143,00—149.00 м; 14 — то же, скв. 10431, гл. 92,30—93,70 м; 15 — то же, скв. 10431, гл. 99,60—101,27 м;
2. Номера анализов соответствуют номерам точек на петрохимической диаграмме (рис. 21).

розовых полосчатых карбонат-магнетитовых джесперов. Розовая окраска кварцевых полосок обусловленая включениями микрозернистого красного гематита.

Структура кварц-карбонатных полосок гетерогранобластовая и гломеропорфиробластовая с сочетанием микрозернистых кварца и карбонатов (10—40 мкм) с более крупными кристаллами и сростками карбонатов (40—120 мкм).

Рудные и полурудные полоски имеют сростково-порфирогранобластическую структуру, в которой магнетитовые сростки (0,1—0,8 мм) сочетаются с агрегатами мелкозернистого кварца (10—45 мкм). Наиболее распространены полурудные полоски с равным количеством (по объему) магнетита и кварца. Существенно магнетитовые полоски с резким преобладанием магнетита или чисто магнетитовые встречаются редко и отличаются малой шириной: 0,1—0,3 мм.

Карбонат-кварц-хлоритовые полоски характеризуются постоянным преобладанием хлорита над другими породообразующими минералами — кварцем и карбонатами. Лепидобластическая структура полосок в отдельных участках усложняется до гранолепидобластической и порфирогранобластической.

Кварц, магнетит, карбонаты и хлорит как породообразующие минералы хлорит-карбонат-магнетитовых джесперов составляют 90% объема породы. Из них на кварц приходится 45, на магнетит 20, на карбонаты 20 и на хлориты 5%. Второстепенные минералы — биотит и куммингтонит развиты неравномерно, и лишь местами их содержание доходит до 10% состава джесперов при среднем 3—5%. Акцессорные минералы представлены серицитом, пиритом, апатитом, альбитом, турмалином.

Хлорит-магнетит-карбонатные джес-

Таблица 40

по Н. П. Семененко пород первого железистого пласта

σ	11	12	13	14	15	16	$\bar{X}$	σ
2,87	34,56	19,35	39,79	35,95	44,89	38,06	35,43	8,66
0,03	0,30	0,21	0,28	0,22	0,19	0,22	0,24	0,04
0,35	8,21	6,39	7,34	6,10	5,14	7,87	6,84	1,17
2,66	5,14	7,20	11,65	11,66	17,46	11,67	10,79	4,28
1,67	30,60	41,33	22,66	26,88	11,95	26,03	26,58	0,63
0,01	0,36	0,48	0,26	0,31	0,25	0,20	0,31	0,10
0,06	3,13	1,21	2,68	2,30	2,76	2,37	2,41	0,66
1,07	0,82	0,32	1,60	0,84	1,15	0,84	0,93	0,42
0,32	След	0,11	1,50	1,35	0,70	0,30	0,66	0,04
0,25	1,15	0,60	1,06	0,80	0,65	1,10	0,91	0,24
0,90	11,24	18,79	11,21	10,00	12,30	8,18	11,95	3,63
1,10	4,18	3,86	—	2,95	2,30	2,31	2,60	1,48
0,01	0,04	0,16	—	0,12	0,08	0,11	0,07	0,06
0,03	0,14	0,08	0,20	0,14	0,10	0,11	0,13	0,04
0,10	0,76	0,35	0,21	0,30	0,71	0,39	0,45	0,23
0,52	100,5	100,4	100,4	99,92	100,63	99,86	100,2	0,36
3,15	27,16	36,91	25,60	28,86	21,42	28,17	28,04	5,09
2,77	5,40	7,56	12,23	12,24	16,33	12,19	10,99	4,45
0,03	0,07	0,08	0,20	0,19	0,65	0,20	0,23	0,21
1,25	12,1	8,3	11,5	9,3	9,5	11,7	10,7	1,60
1,02	11,7	3,9	10,5	8,8	13,0	8,9	9,7	3,16
0,02	74,1	87,2	74,3	80,7	73,6	76,7	77,1	5,26
2,28	2,1	0,6	4,6	2,3	3,9	2,7	2,6	1,35

7 — то же, скв. 115к, гл. 177,0—179,0 м; 8 — то же, скв. 115к, гл. 296.0—299.0 м; 9 — хлорит-магнетит-карбонатный вый яшмо-сланец, скв. 10431, гл. 236,50—237.90 м; 12 — то же, скв. 10431, гл. 263,70—265,45 м; 13 — то же, скв. 16 — то же, скв. 10431, гл. 150.00—150,50 м.

п е р ы развиты в виде маломощных пропластков (3—8 м) на краях и в средине первого железистого пласта, где они чередуются с такими же по мощности карбонат-хлоритовыми яшмо-сланцами и редкими одно-трехметровыми пропластками карбонат-магнетитовых джесперов. В керне они выделяются по более светлой окраске, которая связана с преобладанием в их составе кварц-карбонатных полосок, чередующихся с подчиненными зелеными (хлоритовыми) и темно-серыми полурудными полосками (карбонат-кварц-магнетитовыми). Текстура и минеральный состав названных полос те же, что и у рассмотренных выше карбонат-магнетитовых джесперов. Средний минеральный состав (в%): карбонаты 30, кварц 40, магнетит 10, хлорит 10, куммингтонит 5, биотит 4, акцессорные 1.

К а р б о н а т - х л о р и т о в ы е я ш м о - с л а н ц ы с магнетитом развиты по всему разрезу первого железистого пласта и встречаются в разделяющих туфосланцевых пластах на значительном удалении от контакта (до 15 м). В первом железистом пласте они чередуются с карбонат-магнетитовыми джесперами, в сланцевых — с кварц-карбонат-биотит-хлоритовыми сланцами.

Я ш м о - с л а н ц ы — это пестро-полосчатые породы серо-зеленой окраски с грубополосчатой текстурой, создаваемой широкими зелеными полосками сланцев (2—5 см), и тонкими серыми магнетит-карбонат-кварцевыми (2—5 мм). От джесперов они отличаются также отсутствием рудных или полурудных полосок. Содержащийся в них магнетит (3—6% объема) образует рассеянную вкрапленность в карбонат-кварцевых и хлоритовых полосках.

Зеленые полоски яшмо-сланцев сложены хлоритом и кварцем, создающими вместе с второстепенными карбонатами и магнетитом гранолепидобластовую структуру. Серые *карбонат-кварцевые полоски* также состоят из

Таблица 41

Оптические константы карбонатов и хлоритов из железистых джесперов и яшмо-сланцев первой пачки верхней сурской свиты (скв. 10431)

Глубина, м	Карбонаты				Хлориты			
	Минерал	n_o	n_e	$n_o - n_e$	Минерал	$n_g (n_m)$	$n_p - n_q$	Оптический знак
72,0—75,00	Сидероплезит	1,830	1,610	0,220	Тюрингит	1,675	0,008	Минус
77,70—78,90	»	1,836	1,614	0,222	»	1,668	0,006	»
80,70—83,00	»	1,841	1,617	0,224	»	1,676	0,007	»
92,30—99,60	Сидерит	1,850	1,622	0,228	Афросидерит	1,664	0,004	»
100,02—107,14	»	1,852	1,622	0,230	Тюрингит	1,674	0,007	»
109,30—110,31	Сидероплезит	1,837	1,620	0,226	Афросидерит	1,659	0,003	»
114,72—116,05	»	1,838	1,615	0,223	»	1,660	0,004	»
136,20—138,45	»	1,845	1,620	0,225	Тюрингит	1,676	0,007	»
142,50—143,81	»	1,833	1,612	0,221	Афросидерит	1,654	0,003	»
150,00—150,50	Сидерит	1,852	1,620	0,232	Тюрингит	1,676	0,007	»
164,57—165,73	»	1,850	1,619	0,231	»	1,674	0,007	»
178,30—180,22	»	1,852	1,620	0,232	»	1,676	0,007	»
234,51—237,95	»	1,850	1,620	0,230	»	1,673	0,006	»
263,70—265,45	Сидероплезит	1,848	1,619	0,229	»	1,676	0,006	»
283,40—286,17	»	1,830	1,610	0,220	»	1,679	0,007	»

двух основных минералов: кварца и карбонатов, которые в сочетании с второстепенными магнетитом и хлоритом образуют гетерогранобластовые агрегаты с размером зерен 15—70 мкм. Средний минеральный состав яшмо-сланцев (в%): хлорит 40, кварц 35, карбонаты 10, магнетит 5.

Карбонаты железистых пород первого железистого пласта заметно отличаются от карбонатов железистых пород нижней свиты. В нижней свите в джесперах преобладал анкерит над сидероплезитом, в первом пласте верхней свиты их роли меняются; сидероплезит здесь более железистый, местами по оптическим константам приближается к сидериту (табл. 41).

Первый железистый пласт является пока единственным в разрезе железисто-кремнистой формации Сурского района железорудным телом, пригодным для оценки перспективных запасов железорудного сырья. В среднем на пласт он содержит 18,2% $Fe_{магн}$, 7% $Fe_{карб}$, 31% $Fe_{общ}$. При средней мощности пласта 120 м и протяженности 25 км горизонтальное сечение его равно 3 млн. м². Геологические запасы хлорит-карбонат-магнетитовых джесперов и яшмо-сланцев разного состава в нем составляют до глубины 500 м (без 100 м наносов) — 4200, от 500 до 1000 м — 5250; всего 9450 млн. т.

Второй железистый пласт хотя и отличается сравнительно большой мощностью (100—130 м), однако сложен преимущественно (на 80%) нерудными хлорит-карбонатными яшмо-сланцами, непригодными для промышленного использования.

Яшмо-сланцы и подчиненные им магнетит-карбонатные джесперы принадлежат к более глубоководным членам карбонатной (сероцветной) фации в сравнении с породами первого железистого пласта.

Карбонат-хлоритовые яшмо-сланцы представляют собой грубополосчатые породы серо-зеленой окраски, обусловленной сочетанием зеленых кварц-хлоритовых полосок шириной 1—3 до 7 см, зеленовато-серых хлорит-карбонат-кварцевых шириной 0,1—1 до 3 см. Кроме породообразующих хлорита, кварца и карбонатов, в яшмо-сланцах содержатся второстепенные — магнетит, биотит, куммингтонит и акцессорные — апатит, турмалин, альбит, пирит. Размер зерен этих минералов находится в пределах 20—90 мкм. Средние содержания минералов в породе (в %): хлорит 35, кварц 40, карбонаты 10, магнетит 5, куммингтонит 5, биотит 5.

Приведенный в табл. 42 химический состав яшмо-сланцев (ан. 19—22) характеризует их как нерудные маложелезистые породы с содержанием $Fe_{магн}$ 1—7 при $Fe_{общ}$ 19—28%.

Таблица 42

Химический состав (в %) и петрохимические коэффициенты по Н. П. Семененко пород второго железистого пласта верхней сурской свиты

Компонент, коэффициент	17	18	$\bar{X}$	σ	19	20	21	22	$\bar{X}$	σ
SiO_2	40,72	37,84	39,28	2,04	32,25	47,32	38,71	41,93	40,05	6,30
TiO_2	0,08	0,17	0,12	0,06	0,48	0,54	0,22	0,42	0,39	0,14
Al_2O_3	1,90	2,72	2,31	0,58	7,69	13,58	7,46	10,11	9,56	2,84
Fe_2O_3	14,15	11,07	12,61	2,18	6,86	4,28	1,65	5,56	4,59	2,22
FeO	23,87	26,23	25,05	1,67	31,03	19,87	28,17	20,88	24,99	5,47
MnO	0,59	0,32	0,45	0,19	0,25	0,05	0,31	0,11	0,18	0,12
MgO	2,11	2,32	2,22	0,15	3,17	3,20	3,67	2,78	3,20	0,36
CaO	3,00	2,73	2,87	0,19	1,46	1,20	2,80	4,34	2,45	1,44
Na_2O	0,04	0,10	0,07	0,04	0,21	0,85	0,22	1,31	0,65	0,53
K_2O	0,08	0,24	0,16	0,11	1,54	1,95	0,20	1,70	1,35	0,78
CO_2	12,39	13,20	12,79	0,57	11,75	4,05	11,70	6,50	8,50	3,85
H_2O^+	0,31	2,19	1,25	1,33	2,47	2,75	4,44	3,79	3,36	0,91
H_2O^-	0,55	0,09	0,32	0,32	0,27	0,06	0,12	0,05	0,12	0,10
P_2O_5	0,17	0,09	0,13	0,06	0,18	0,10	0,10	0,04	0,10	0,06
SO_3	0,60	0,92	0,76	0,23	0,54	0,26	0,29	0,25	0,33	0,14
Сумма	100,56	100,23	100,40	0,23	100,15	100,06	100,04	99,77	99,82	0,16
$Fe_{общ}$	28,28	27,95	28,12	0,24	28,69	18,31	22,85	19,97	22,48	4,57
$Fe_{магн}$	14,85	11,62	13,23	2,27	7,20	4,49	1,73	5,83	4,81	2,32
O	0,26	0,19	0,22	0,05	0,10	0,10	0,03	0,11	0,09	0,04
A	3,0	4,1	3,5	0,89	10,9	23,7	11,8	16,3	15,7	5,88
M	8,3	9,0	8,7	0,58	11,2	14,1	14,5	11,4	12,8	1,71
F	80,2	79,2	79,7	0,54	74,2	58,4	65,8	59,8	64,5	7,09
C	8,5	7,7	8,1	0,52	3,7	3,8	7,9	12,8	7,0	4,28

Примечания. 1. *Анализы*: 17 — магнетит-карбонатный джеспер, скв. 10433, гл. 104,12—106.68 м; 18 — то же, скв. 10433. гл. 147,73—150,26 м; 19 — карбонат-хлоритовый яшмо-сланец, скв. 10433. гл. 173,50—174,50; 20 — то же, скв. 10433. гл. 244,20—245,12 м; 21 — то же, скв. 10433, гл. 251.50—252,20 м; 22 — то же. скв. 10433, гл. 294 70—295,91 м;

2. Номера анализов соответствуют номерам точек на петрохимической диаграмме (рис. 21).

Таблица 43

Оптические константы карбонатов и хлоритов из железистых пород второй пачки верхней сурской подсвиты (скв. 10433)

Глубина, м	n_o	n_e	$n_o - n_e$	Минерал	n_g (n_m)	$n_g - n_p$	Оптический знак	Минерал
216,90—218,77	1,848	1,621	0,227	Сидероплезит	1,659	0,007	Минус	Тюрингит
	1,737	1,535	0,202	Анкерит	1,660	0,007	»	»
225,20—227,17	1,844	1,614	0,230	Сидероплезит	Не опр.	Не опр.	»	Не опр.
244,90—246,12	1,734	1,534	0,200	Анкерит	1,655	0,007	»	»
	1,730	1,530	0,200	»	1,672	0,066	»	Стильпномелан
258,27—261,32	1,848	1,621	0,229	Сидероплезит	1,658	0,006	»	Тюрингит
273,50—274,65	1,851	1,623	0,228	»	1,680	0,075	»	Стильпномелан
	1,736	1,536	0,200	Анкерит	1,682	0,075	»	То же
294,7—297,80	1,850	1,623	0,227	Сидероплезит	1,662	0,009	»	Тюрингит

Магнетит-карбонатные джесперы занимают в разрезе пласта менее 10%. Они легко определяются по светло-серой окраске и грубополосчатой текстуре, на фоне полосчато-зеленых яшмо-сланцев и зеленых сланцев.

Химический состав магнетит-карбонатных джесперов (табл. 42, ан. 17, 18) обычный для сероцветных толщ карбонатной фации. В них 28—29% $Fe_{общ}$ и 11—14% $Fe_{магн}$, 12—13% CO_2, связанной в карбонатах. Карбонаты по

оптическим константам отвечают сидероплезиту и анкериту, хлорит-тюрингиту (табл. 43).

Для второго железистого пласта получены такие данные о фазовом составе железа.

Порода	$Fe_{магн}$	$Fe_{карб}$
Джесперы магнетит-карбонатные (10% разреза)	13,2	11
Яшмо-сланцы (80% разреза)	4,8	7
Сланцы зеленые (10% разреза)	1,0	2
Среднее по пласту	5,3	6,9

Третий железистый пласт на Северо-Сурском профиле трижды пересечен скважинами по падению до глубины 500 м. Он имеет мощность 70—75 м, падение северо-восточное под углом 55°. Во всех трех скважинах — 10434, 10438 и 10421 — он однороден по составу и характеризуется переслаиванием пропластков (1—3 до 7 м) яшмо-сланцев, зеленых сланцев и хлорит-магнетит-карбонатных джесперов. Количественные отношения этих пород выражаются отношением 8 : 1 : 1, т. е. в третьем пласте, как и во втором, резко преобладают яшмо-сланцы.

Минералого-петрографические, петрохимические и промышленно-технологические особенности этих пород те же, что и у пород второго пласта (табл. 42, 44, 45).

Хлорит-магнетит-карбонатные джесперы содержат $Fe_{магн}$ 10, 62% (табл. 44, ан. 23). Яшмо-сланцы имеют низкие содержания $Fe_{магн}$ 2—7%. Среднее содержание $Fe_{магн}$ по пласту невысокое — 5,2%, а $Fe_{общ}$ 20,79%. Эти цифры определяют промышленно-технологическую непригодность железистых пород третьего железистого пласта как железорудного сырья.

Таблица 44

Химический состав (в %) и средний состав карбонат-хлоритовых (биотитовых) яшмо-сланцев третьего железистого пласта верхней сурской свиты

Окислы	23	24	25	26	27	28	$\overline{X}$	σ
SiO_2	39,38	43,27	46,63	46,62	48,21	47,00	45,18	3,28
TiO_2	0,24	0,39	0,29	0,25	0,39	0,32	0,31	0,06
Al_2O_3	6,31	12,35	10,69	7,64	11,85	8,47	9,55	2,44
Fe_2O_3	10,11	2,16	2,24	6,91	3,26	5,01	4,95	3,11
FeO	26,59	20,02	21,16	20,73	22,59	22,45	22,25	2,34
MnO	0,32	0,24	0,19	0,20	0,14	0,31	0,23	0,07
MgO	2,80	2,84	2,62	2,55	3,16	2,21	2,69	0,32
CaO	1,40	1,75	3,01	4,14	1,33	1,34	2,16	1,16
Na_2O	0,35	0,20	0,60	0,35	0,17	0,15	0,30	0,17
K_2O	0,95	2,75	0,90	1,00	1,64	2,05	1,55	0,75
CO_2	9,50	10,55	7,27	6,16	3,10	5,96	7,09	2,68
H_2O^+	2,23	3,04	3,60	3,49	4,20	4,71	3,54	0,86
H_2O^-	0,02	0,02	0,16	0,02	—	0,02	0,04	0,06
P_2O_5	0,10	0,11	0,09	0,14	0,08	0,14	0,11	0,02
SO_3	0,19	0,67	0,39	0,18	0,32	0,47	0,37	0,18
Сумма	100,49	100,36	99,82	100,38	100,44	100,61	100,35	0,27
$Fe_{общ}$	21,83	16,92	17,86	20,80	19,70	20,79	20,62	3,75
$Fe_{магн}$	10,62	2,26	2,35	7,25	3,42	5,26	5,19	3,24
O	0,16	0,05	0,05	0,15	0,07	0,10	0,09	0,53
A	9,5	22,8	19,2	13,0	20,4	15,5	16,7	5,02
M	10,6	13,0	11,9	10,9	13,5	10,4	11,7	1,47
F	76,0	58,3	59,0	63,6	61,9	69,8	64,8	6,87
C	3,9	5,9	9,9	12,6	4,2	4,3	6,8	3,59

Примечания. 1. *Анализы*: 23 — скв. 10434, гл. 195,00—197,24 м; 24 — скв. 10434, гл. 179,40—180,86 м; 25 — скв. 10421, гл. 444,30—445,74 м; 26 — скв. 10421, гл. 446,00—448,30 м; 27 — скв. 10421, гл. 470,46—472,12 м; 28 — скв. 10421, гл. 475,80—477,16 м.

2. Номера анализов соответствуют номерам точек на петрохимической диаграмме (рис. 21).

Таблица 45

Оптические константы карбонатов и хлоритов из яшмо-сланцев третьего железистого пласта верхней сурской свиты

Номер скважины	Глубина, м	Карбонаты				Хлориты			
		Минерал	n_o	n_e	$n_o - n_e$	Минерал	n_g (n_m)	$n_g - n_p$	Оптический знак
10 434	102,30—103,40	Сидероплезит	1,848	1,620	0,228	Тюрингит	1,658	0,007	Минус
	106,90—108,10	»	1,850	1,621	0,229	»	1,658	0,007	»
	113,70—114,90	»	1,832	1,610	0,222	»	1,659	0,007	»
		Анкерит	1,730	1,530	0,200	Тюрингит бурый	1,677	0,009	»
	126,00—127,00	»	1,730	1,531	0,199	» »	1,675	0,010	»
		Сидероплезит	1,836	1,612	0,224	Тюрингит зеленый	1,661	0,007	»
	148,0—149,20	»	1,838	1,614	0,224	» »	1,659	0,006	»
		Анкерит	1,732	1,531	0,201	» »	1,660	0,007	»
	153,10—154,10	Сидероплезит	1,848	1,621	0,227	» »	1,658	0,006	»
	167,80—168,80	»	1,833	1,612	0,221	» »	1,663	0,007	»
		Анкерит	1,735	1,533	0,202	Тюрингит бурый	1,670	0,006	»
	178,40—180,20	»	1,730	1,530	0,200	Тюрингит зеленый	1,661	0,006	»
	195,00—196,70	Сидероплезит	1,832	1,612	0,220	—	—	—	—
	205,00—206,00	»	1,834	1,612	0,222	Тюрингит зеленый	1,661	0,007	»
		Анкерит	1,730	1,530	0,200	Тюрингит бурый	1,675	0,010	»
10 438	271,70—272,70	»	1,731	1,530	0,200	Тюрингит зеленый	1,661	0,007	»
		Сидероплезит	1,839	1,614	0,225		1,661	0,007	»
10 421	438,20—439,70	Анкерит	1,732	1,530	0,202	» »	1,662	0,007	»
	444,30—445,60	»	1,731	1,530	0,201		1,664	0,007	»
		Сидероплезит	1,837	1,615	0,222	Тюрингит бурый	1,676	0,010	»
	466,0—467,5	»	1,840	1,616	0,224		1,675	0,010	»
		Анкерит	1,733	1,531	0,202	Тюрингит зеленый	1,664	0,007	»
	470,4—472,0	»	1,736	1,532	0,204	» »	1,664	0,007	»
		Сидероплезит	1,835	1,612	0,223		1,669	0,009	»
	475,8—477,0	»	1,839	1,615	0,224	» »	1,668	0,009	»
		Анкерит	1,733	1,531	0,202	» »	1,665	0,006	»

Сравнение минералого-петрохимических особенностей железистых

Свита	Железистый пласт	Породы	Средние содержания		
			SiO_2	Al_2O_3	MgO
Верхняя сурская (трансгрессивная)	Третий	Яшмо-сланцы карбонат-хлоритовые	45,18	9,55	2,69
	Второй	Джесперы хлорит-магнетит-карбонатные	39,28	4,62	2,22
		Яшмо-сланцы карбонат-хлоритовые	40,05	9,56	3,70
	Первый	Джесперы хлорит-карбонат-магнетитовые	33,23	3,88	1,92
		Джесперы хлорит-магнетит-карбонатные	37,51	5,08	2,21
		Яшмо-сланцы магнетит-карбонат-хлоритовые	35,43	6,84	2,41
Нижняя сурская (регрессивная)		Яшмо-сланцы карбонат-хлоритовые	45,38	8,27	2,41

Ритмичность железисто-кремнистых формаций

Из приведенной краткой характеристики железистых пород видно, что железисто-кремнистая формация Сурского района характеризуется ритмичностью разного масштаба. В ней выделяются такие типы чередования пород:

1) *текстурная микроритмичность*, выраженная чередованием кварцевых, сланцевых, рудных и полурудных полосок, измеряемых миллиметрами и сантиметрами;

2) *пропластковая ритмичность* чередования джесперов и яшмо-сланцев в железистых пластах с мощностью пропластков, измеряемой первым десятком метров;

3) *пластовая ритмичность*, представленная чередованием железистых и туфосланцевых пластов мощностью, измеряемой десятками — сотнями метров;

4) *ритмичность железистых геохимических фаций* пластов колчеданной, сероцветной и субкрасноцветной толщ в пределах тектоно-магматических

Таблица 47

Петрохимические коэффициенты по Н. П. Семененко геохимических групп железистых пород Сурского района

Группа пород	*O*	*F*	*M*	*C*	*A*	$Fe_{общ}$, %
Рудные джесперы красноцветных толщ	>0,5	>80	<10	<5	<8	30
Малорудные джесперы сероцветных толщ	0,2—0,5	70—80	10—15	5—15	<8	24—30
Нерудные джесперы сероцветных толщ	0,05—0,2	60—70	10—20	10—20	<8	18—24
Нерудные яшмо-сланцы сероцветных толщ	0,05—0,2	60—80	10—20	10—20	>8	18—24

Таблица 46

пород железисто-кремнистой формации Сурского района

важнейших компонентов, %						Типоморфные нерудные минералы	
CaO	$Fe_{общ}$	$Fe_{магн}$	$Fe_{карб}$	$Fe_{хлор}$	$\frac{Fe_2O_3}{FeO}$	Карбонаты	Хлориты
2,16	19,48	5,19	5	10	0,09	Анкерит, сидероплезит	Тюрингит
2,87	29,12	13,23	11	5	0,45	Сидероплезит, анкерит	Тюрингит
2,45	22,82	4,81	7	11	0,09	Сидероплезит	
1,22	36,43	26,83	5	5	0,48	Сидерит	
1,90	30,55	17,55	7	6	0,30	Сидероплезит	Тюрингит
1,09	27,17	10,99	8	8	0,23	»	
3,08	20,62	5,13	5	10	0,10	Анкерит, сидероплезит	Афросидерит, тюрингит

и эффузивно-осадочных мезо- и мегациклов, мощность осадочно-вулканогенных толщ которых измеряется многими сотнями и тысячами метров.

В железисто-кремнистой формации Сурского района регрессивный и трансгрессивный ряды железистых пластов мегацикла распознаются по минеральным формам железа в железистых джесперах, изменениям в их составе магнетита и железистых карбонатов, являющихся типоморфными минералами окисной (красноцветной) и карбонатной (сероцветной) фаций. Данные об этих изменениях приведены в табл. 46. Они указывают на сочетание и смену в пределах формации регрессивного ряда пород трансгрессивным.

Петрохимическая систематика железисто-кремнистых пород

Железистые породы Сурского района разделены на петрохимические группы по систематике Н. П. Семененко (1956), учитывающей в породах молекулярные отношения окислов железа, магния, кальция, алюминия. Кроме того, вычисляется отношение окисного железа к закисному, выраженное коэффициентом окисления *О*. Последний является ведущим параметром при выделении петрохимических и фациально-геохимических групп пород.

Изучение железистых пород Кременчугского района (И. Н. Бордунов, 1964) показало, что петрохимические группы совпадают с фациально-геохимическими, занимающими в разрезах формаций определенное положение (табл. 47).

Железистые породы Сурского района, относящиеся к сероцветным толщам, представлены в основном нерудными и малорудными джесперами и нерудными яшмо-сланцами. На петрохимической диаграмме они образуют облако точек в пределах поля сероцветных толщ (рис. 21). Появление в первом железистом пласте пропластков карбонат-магнетитовых джесперов, близких по составу к джесперам красноцветных толщ (табл. 40), указывает на образование этого пласта в условиях максимального проявления регрессивной стадии поднятий, которое, однако, не достигло того уровня, на котором создаются красноцветные железистые джесперы и груботерригенные осадки.

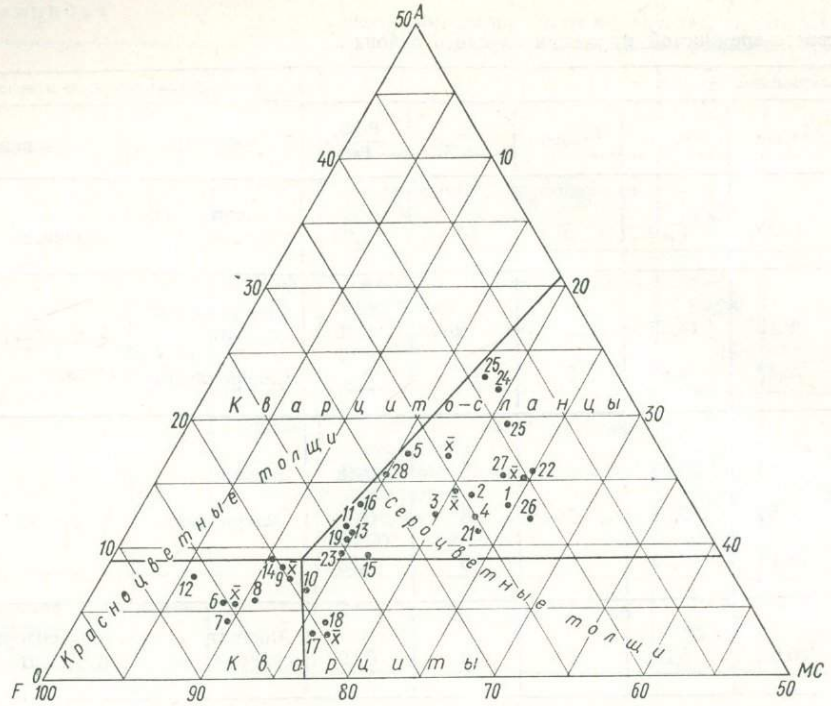


Рис. 21. Петрохимическая диаграмма железистых пород Сурского района в системе коэффициентов *A*, *F*, *MC*.

ЧЕРТОМЛЫКСКО-СОЛЕНОВСКИЙ РАЙОН

Чертомлыкско-Соленовский район расположен на территории Никопольского и Апостоловского районов Днепропетровской области. На западе его ограничивает р. Желтенькая, на востоке — Малая Каменка. Кроме этих рек на территории района протекают Базавлук, Базавлучек, Соленая, Чертомлык со сложной системой балок, которые нередко обнажают кристаллические породы. Все перечисленные реки являются правыми притоками Днепра. Конфигурация района сложная, протяженность его с севера на юг 30, с запада на восток 40 км. Общая площадь составляет около 500 кв. км.

В 1929 г. при магнитометрических исследованиях с целью выявления и оконтуривания залежей марганцевых руд инженером Н. Н. Трубятчинским (1932) была обнаружена сильная магнитная аномалия на р. Чертомлыке. Поисковыми работами, проводившимися В. А. Бойко в 1933 г., недалеко от с. Чкалово было установлено, что магнитная аномалия вызвана железистыми породами. Этот участок был назван Чертомлыкской магнитной аномалией и под таким названием вошел в литературу.

История исследования Чертомлыкско-Соленовского района и Чертомлыкской магнитной аномалии была изложена ранее (Бойко, 1967). В 1969 г. проводилась предварительная разведка железных руд Е. Н. Качановым, И. И. Могилевиц, С. Д. Романий, Л. Ф. Холостым. В 1970 г. эта работа была продолжена И. И. Могилевиц и В. В. Шаповалом. Результаты проведенных исследований были изложены в геологических отчетах.

Статьи Л. М. Гендина (1966), И. А. Непомнящих (1970), Г. Ф. Гузенко, В. И. Ганоцкого, Р. А. Частия (1971), Г. Ф. Гузенко (1972), Л. П. Бугримова, В. В. Кутина (1972), Л. П. Бугримова, В. В. Кутина, Л. Я. Ходюш (1973) посвящены геолого-экономической, геолого-петрографической и минералогической характеристикам Чертомлыкского железорудного месторождения. В. Л. Бойко (1972) осветил вопросы стратиграфии и вещественного

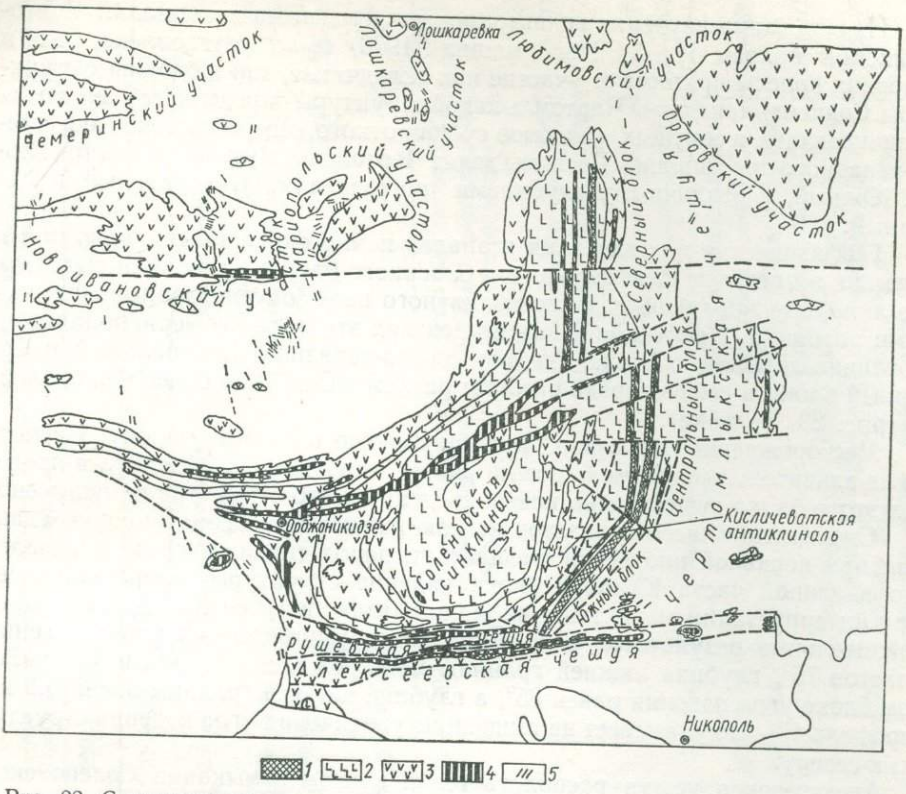


Рис. 22. Схематическая геологическая карта осадочно-вулканогенных формаций Чертомлыкско-Соленовского района:

1 — железисто-кремнистые формации, *2* — сланцево-кератофировая формация, *3* — метабазитовая формация, *4* — ультрабазитовые формации, *5* — диабазово-дайковая формация.

состава Чертомлыкско-Соленовского района и Чертомлыкской железорудной полосы. Чертомлыкско-Соленовская синклиналь занимает южную часть Базавлукского синклинория, входящего в состав второго структурного яруса Украинского щита, и по отношению к Базавлукскому синклинорию является брахисинклинальной структурой второго порядка северо-восточного простирания с размахом крыльев 15—18 км, осложненной рядом антиклинальных и синклинальных структур третьего порядка, а также тектоническими нарушениями. В Чертомлыкско-Соленовской брахисинклинали выделяются следующие важнейшие структуры: Соленовская синклиналь (с Алексеевской и Грушевской чешуями), Кисличеватская антиклиналь и Чертомлыкская складчатая чешуя.

Не останавливаясь на геологическом строении Чертомлыкско-Соленовского района, которое ранее описано (Бойко, 1967, 1972), переходим к характеристике геологического строения Чертомлыкской железорудной полосы* и Алексеевской чешуи, где также развиты железистые породы (рис. 22).

Простирание Чертомлыкской полосы между южным замыканием и с. Чкалово северо-восточное 65—70°. У с. Чкалово оно изменяется на северо-восточное 50°, а затем вплоть до субмеридионального. Чертомлыкская чешуя представляет собой синклинальную асимметричную складку изоклинальной формы с хорошо развитым восточным крылом. Западное крыло срезано при надвиге Кисличеватской антиклинали, в результате чего образовалась чешуя.

---

* Авторы в работе наряду с собственными использовали материалы, собранные Л. П. Бугримовым, И. А. Непомнящих, Н. П. Максимовичем, Л. Я. Ходюш.

На основании изучения гравитационных и магнитных аномалий Чертомлыкской полосы И. А. Непомнящих (1970) было установлено, что в строении полосы принимают участие как складчатые, так и блоковые структуры. Современная форма Чертомлыкской структуры определяется серией ограничивающих и секущих разломов субширотного, северо-восточного и северо-западного простираний. Разломы делят Чертомлыкскую полосу на три блока: Южный, с различными глубинами погружения, Центральный и Северный.

Геофизические исследования и анализ немногочисленных обнажений и скважин в пределах Центрального и Северного блоков позволили выделить две линейные зоны повышенного магнитного поля, обусловленные железистыми породами. Простирание зон в пределах этих блоков меридиональное, в отличие от Южного блока, где оно северо-западное. Центральный и Северный блоки в свою очередь разбиты разломами на еще более мелкие части (рис. 23, вклейка).

Месторождение железных руд приурочено к Южному блоку. Несмотря на значительный объем буровых работ, проведенных в 1969 г., в пределах этого блока существенно новых сведений о его структуре не получено.

Определение падения пластов железистых пород по гравитационным данным при неравной плотности вмещающих пород справа и слева показало, что в южной части Южного блока падение структуры северо-западное. При интерпретации магнитных аномалий были получены следующие приблизительные результаты: в Южном блоке (профиль 22) угол падения пластов 75°, глубина нижней границы месторождения 1,7 км; в Центральном блоке угол падения равен 85°, а глубина нижней границы более 3,9 км (профиль 48), что указывает на тенденцию увеличения угла падения структуры к северу.

Алексеевская чешуя располагается в южном замыкании Соленовской синклинали. Она отделяется от последней Перевизским разломом, по которому внедрились дайкообразные тела ультрабазитов. На восточном окончании чешуи имеется ряд оперяющих надвигов, между которыми расположены мелкие чешуи. С востока чешуя ограничена Алексеевским разломом.

ЧЕРТОМЛЫКСКИЙ ЖЕЛЕЗОРУДНЫЙ УЧАСТОК

Железосодержащие породы участка образуют полосу длиной 18 км и относятся к базавлукской серии, состоящей из двух свит: нижней базавлукской ($Б_1$) и верхней ($Б_2$) (табл. 48). Нижняя свита состоит из двух подсвит ($Б^1_{1ч}$) и ($Б^2_{1ч}$).

Чертомлыкская железисто-роговиково-амфиболитовая подсвита ($Б^1_{1ч}$) сложена амфиболитами и метаморфическими зелеными сланцами. В Южном блоке мощность ее достигает на севере 300—500, уменьшаясь к югу до 200 м.

В Центральном и Северном блоках из-за слабой разбуренности разделить породы базавлукской серии на две подсвиты невозможно. Поэтому здесь, как и для Соленовской синклинали (табл. 48), выделяется чертомлыкская нерасчлененная железисто-роговиково-сланцево-амфиболитовая подсвита ($Б^{1-2}_{1ч}$). Мощность ее в Центральном блоке составляет 450—1750, в Северном 3000—5000 м. Общая протяженность 12,5 км. Она сложена амфиболитами, амфиболовыми сланцами, апотуффитами, ультрабазитами, гнейсовидными сланцами, а также маломощными пластами железистых роговиков куммингтонит-биотит-магнетит-кварцевого состава. Мощность этих пластов 3—9 м.

Обнаружение железистых пород в нижней базавлукской свите Чертомлыкской чешуи свидетельствует о том, что Чертомлыкская и Алексеевская чешуи, где железистые породы были известны раньше, на ранних этапах развития представляли единую полосу со сходными процессами осадконакопления.

Таблица 48

Стратиграфическое сопоставление Соленовской синклинали и Чертомлыкской чешуи (Южный блок)

Серия	Свита	Соленовская синклиналь			Чертомлыкская чешуя		
		Подсвита	Пачка	Мощность, м	Подсвита	Пачка	Мощность, м
Базавлукская (Б)	Верхняя базавлукская ($Б_2$)	Верхняя соленовская кератофиро-спилитовая ($Б^{3}_{2с}$)	Спилитовая ($Б^{3б}_{2с}$)	700—1500			
			Вторая кератофировая ($Б^{3а}_{2с}$)	200—500			
		Средняя сланцево-вулканогенная ($Б^{2}_{2}$)	Вторая сланцевая ($Б^{2г}_{2}$)	250—500	Сланцево-вулканогенная ($Б^{2}_{2}$)	Вторая сланцевая ($Б^{2г}_{2}$)	0—700
			Первая кератофировая ($Б^{2в}_{2}$)	300—3500 (?)		Вулканогенная ($Б^{2в}_{2}$)	200—900
			Первая сланцевая ($Б^{2б}_{2}$)	300—700		Первая сланцевая ($Б^{2б}_{2}$)	0—400
			Ультрабазито-туфо-спилито-кератофировая ($Б^{2а}_{2}$)	600—2500		Ультрабазито-туфо-спилито-кератофировая ($Б^{2а}_{2}$)	470—1000
		Нижняя соленовская сланцевая ($Б^{1}_{2с}$)		400—4000 (?)	Чертомлыкская железисто-роговиково-сланцевая ($Б^{1}_{2ч}$)	Третья железистая ($Б^{1д}_{2ч}$)	25—200
						Вторая разделяющая туфогенно-осадочная ($Б^{1г}_{2ч}$)	0—35
						Вторая железистая ($Б^{1в}_{2ч}$)	0—15
						Первая разделяющая туфогенно-осадочная ($Б^{1б}_{2ч}$)	10—100
						Первая железистая ($Б^{1а}_{2ч}$)	100—500 (?)
	Нижняя базавлукская ($Б_1$)	Верхняя соленовская кератофиро-метабазитовая ($Б^{3}_{1с}$)	Амфиболито-спилитовая ($Б^{3б}_{1с}$)	400—2500		Вторая зеленосланцево-амфиболитовая ($Б^{2г}_{1ч}$)	200—500 (?)
			Кератофировая ($Б^{3а}_{1с}$)	400—700		Амфиболито-ультрабазитовая сланцевая ($Б^{2в}_{1ч}$)	40—150
		Соленовскаянерасчлененная железисто-роговиково-сланцево-амфиболитовая ($Б^{1-2}_{1с}$)		500—5000	Чертомлыкская сланцево-роговиково-амфиболитовая ($Б^{2}_{1ч}$)	Первая зеленосланцево-амфиболитовая ($Б^{2б}_{1ч}$)	65—200
					Чертомлыкская железисто-роговиково-амфиболитовая ($Б^{1}_{1ч}$)	Осадочно-туфогенная ($Б^{2а}_{1ч}$)	40—150
							200—1500

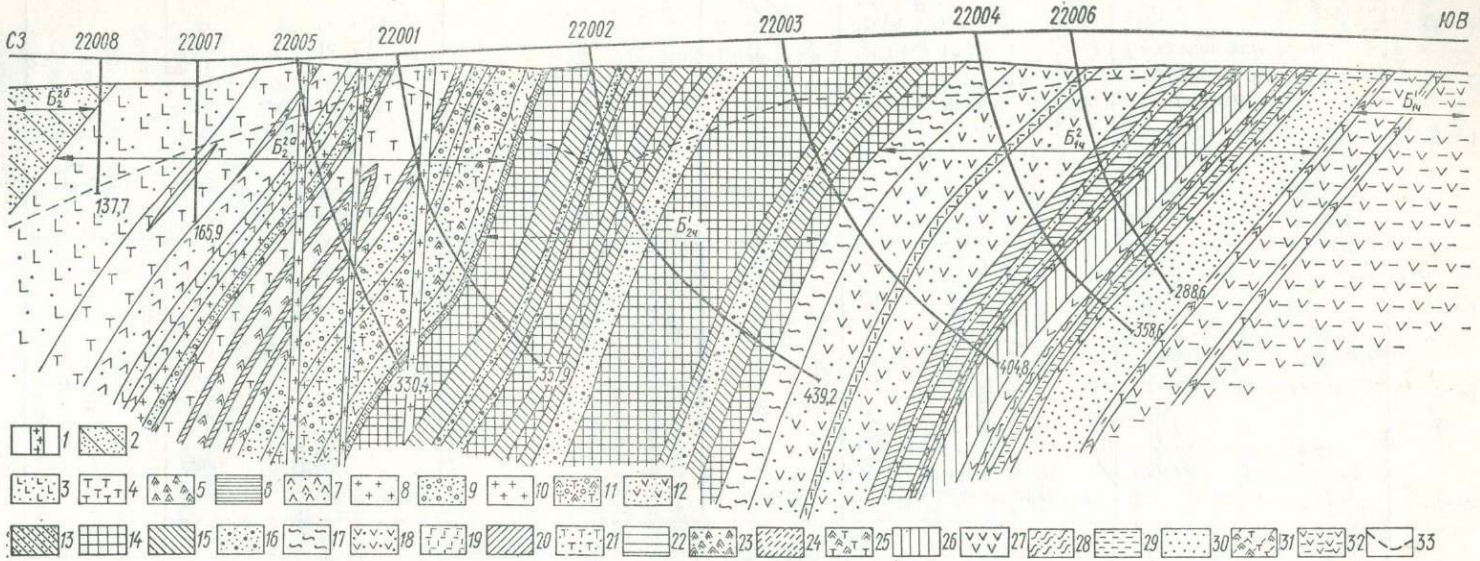


Рис. 24. Геологический разрез Южного блока Чертомлыкской чешуи по профилю 30.

Интрузивные породы: *1* — диабазы дайковые. Осадочно-вулканогенные породы. *Первая сланцевая пачка* ($Б_2^{2б}$) *2* — кварц-хлоритовые сланцы. *Ультрабазито-туфоспилито-кератофировая пачка* ($Б_2^{2а}$): *3* — апокератофиры, *4* — карбонат-тальковая порода, *5* — актинолитит, *6* — переходная зона между карбонатно-тальковыми породами и актинолититами, *7* — апоспилиты, *8* — альбититы, *9* — апотуффиты, *10* — олигоклазиты, *11* — апотуффиты с прослоями железистых роговиков и фибробластовых термолититов, *12* — зеленокаменные апотуфы и апотуффиты. *Чертомлыкская железисто-роговиково-сланцевая подсвита* ($Б_{2ч}^1$): *13* — надрудная кроющая пачка, *14* — железистые пачки, *15* — осадочные сланцы первой — четвертой разделяющих пачек, *16* — туфогенные породы первой — четвертой разделяющих пачек. *Чертомлыкская сланцево-роговиково-амфиболитовая подсвита* ($Б_{1ч}^2$): *вторая зеленосланцево-амфиболитовая пачка: 17* — двуслюдистые микрогнейсы, апотуффиты, зеленые узловатые сланцы с гранатом, хлорит-тальк-актинолитовые породы и диабазы, *18* — амфиболиты, *19* — апотуффиты и зеленые сланцы, *20* — апотуффиты и амфиболиты. *Амфиболито-ультрабазито-сланцевая пачка: 21* — магнезит-тальковая порода, *22* — апотуффиты, амфиболиты и двуслюдистые микрогнейсы, *23* — актинолититы и актинолит-тальковые породы, *24* — зеленые сланцы, *25* — тальковые породы с актинолитом и карбонатом, микрогнейсы и серицитовые кварциты. *Первая зеленосланцево-амфиболовая пачка: 26* — зеленые сланцы и амфиболиты, перемежающиеся с микрогнейсами и апотуффитами, *27* — амфиболиты, *28* — зеленые сланцы, перемежающиеся с микрогнейсами, *29* — амфиболиты и апотуффиты. *Осадочно-туфогенная пачка: 30* — апотуффиты, перемежающиеся с микрогнейсами и зелеными сланцами. *Чертомлыкская железисто-рфоговиково-амфиболитовая подсвита* $Б_{1ч}$: *31* — актинолит-тальковые породы, *32* — амфиболит, *33* — нижняя граница коры выветривания.

Чертомлыкская сланцево-роговиково-амфиболитовая подсвита ($Б^2_{1ч}$) образует в Южном блоке толщу мощностью 350—1000 м. Разрез ее представляет ритмическое чередование пачек метаморфизованных основных вулканогенных пород, апотуффитов, зеленых сланцев и маломощных залежей ультрабазитов.

Верхняя свита состоит из подсвит $Б^1_{2ч}$ и $Б^2_2$.

Чертомлыкская железисто-роговиково-сланцевая подсвита ($Б^1_{2ч}$) в Южном блоке залегает согласно на породах подсвиты $Б^2_{1ч}$ нижней базавлукской свиты. Пласты железистых пород, разбуренные семнадцатью профилями, образуют полосу длиной до 8 км, мощностью на южном окончании — до 750 м (рис. 24).

Основные запасы железных руд сосредоточены в северной части Южного блока между разведочными линиями 37-й и 29-й. Мощность их здесь достигает 450 м. К южному окончанию Южного блока мощность их по простиранию постепенно уменьшается, к северу — в Центральном и Северном блоках — это уменьшение более резкое.

Уменьшение мощности железистых пород, очевидно, связано с тем, что в этих частях Чертомлыкской чешуи условия осадконакопления отличались от таковых в Южном блоке. Здесь происходило фациальное замещение железистых пород кварц-хлоритовыми, кварц-хлорит-серицитовыми и кварц-серицитовыми сланцами, апотуффитами и др.

Мощность и количество пластов железистых пород в Южном блоке значительно изменяется с севера на юг. Железистые породы образуют три основных пласта: восточный (нижний), средний и западный (верхний), которые разделены пачками безрудных сланцев. Восточный пласт наиболее мощный (до 310 м) между 32-й и 37-й разведочными линиями расщепляется на несколько пластов мощностью 35—70 м, один из которых прослеживается до южного окончания блока, а другие выклиниваются вблизи 25-й и 29-й разведочных линий. Средний пласт протягивается от 37-й до 24-й разведочной линии. Он наиболее маломощный — 10—25 м. Наконец, западный (верхний) пласт прослеживается на протяжении всей полосы, изменяя мощность от 60—85 м на севере, до 20 м на юге, между 34-й и 32-й разведочными линиями он расщепляется на два пласта, причем верхний, мощностью 40—50 м, выклинивается между 31-й и 30-й разведочными линиями.

В табл. 49 приводится не обобщенный, а конкретный геологический разрез по разведочной линии 30-й, являющийся наиболее хорошо изученным в минералого-петрографическом отношении. В этом месте подсвита $Б^1_{2ч}$ расчленяется на пять железистых горизонтов, разобщенных четырьмя сланцевыми горизонтами, состоящими из 10 пластов сланцев и ороговикованных апотуффитов. Кроме того, выделяется надрудная пачка (рис. 25). Мощность пачек и пластов железистых пород колеблется от 5 до 104 м. Общая мощность составляет 43,2 м.

Характерной особенностью подсвиты $Б^1_{2ч}$ является ритмичность в чередовании близких по составу пачек и пластов хемогенных железисто-кремнистых (джесперов), хемогенно-осадочных (биотит-карбонат-хлорит-кварцевых сланцев с магнетитом и куммингтонитом) и туфогенно-осадочных образований. Породы, перемежающиеся в разрезе, имеют ряд идентичных признаков. Особенно это свойственно железистым разностям.

В Центральном блоке мощность пород подсвиты $Б^2_{1ч}$ составляет 500—1000 м. Здесь они разбурены профилями 38, 40, 44, 62 и единичными скважинами, что не позволило стратиграфически разделить подсвиту в этом месте с такой же детальностью, как в Южном блоке. Подсвита $Б^1_{2ч}$ в Центральном блоке сложена двумя пачками железистых роговиков биотит-магнетит-сидеритового состава. В южной части блока первая пачка имеет мощность 85 м и состоит из одного пласта железистых пород с многочисленными пропластками карбонат-кварц-хлоритового состава мощностью 1—8 м.

Таблица 49

Стратиграфическое деление и состав Чертомлыкской железисто-роговиково-сланцевой подсвиты

Пачка	Горизонт	Состав пласта	Мощность	Исходный материал	Изохимический ряд
Третья железистая $Б^{1д}_{2ч}$ (197,0 м)	Надрудный кроющий (6,0 м)	Карбонат-кварц-биотит-хлоритовый сланец	6,0	Глинистые осадки	Глиноземисто-железисто-магнезиальный
	Пятый железистый (42,0 м)	Хлорит-магнетит-сидерит-кварцевый джеспер с прослоями карбонат-биотит-хлорит-кварцевого сланца	42,0	Хемогенные железисто-кремнистые осадки, глинистые осадки	Железисто-кремнистый, глиноземисто-железисто-магнезиальный
	Четвертый осадочно-туфогенно-сланцевый (49,0 м)	4. Карбонат-биотит-хлорит-кварцевый сланец с маломощными (20—30 см) прослоями хлорит-магнетит-карбонат-кварцевого джеспера и кварц-тальк-хлоритового сланца	21,0	Глинистые осадки с прослоями хемогенных железисто-кремнистых осадков и межпластовой интрузией (?) ультрабазитов	Глиноземисто-железисто-магнезиальный, железисто-кремнистый, глиноземисто-магнезиальный
		3. Карбонат-хлорит-плагиоклаз-биотит-кварцевый ороговикованный сланец	6,0	Смешанные глинисто-псаммитовые и пирокластические осадки (апотуффит)	Глиноземисто-железисто-магнезиальный
		2. Биотит-кварц-хлоритовый	15,0	Глинистые осадки с примесью хемогенного (железисто-кремнистого материала)	То же
		Магнетит-кварц-хлоритовый		Хемогенный (железисто-кремнистый) осадок с примесью глинистого материала	Железисто-кремнистый
		Карбонат-хлорит-биотит-кварцевый сланец		Глинистые осадки	Алюмосиликатный
		1. Карбонат-рогово-обманко-плагиоклаз-кварц-биотитовый ороговикованный сланец	7,0	Смешанные пирокластические и глинисто-алевритовые осадки (апотуффит)	Глиноземисто-магнезиально-железистый
	Четвертый железистый (100,0 м)	Куммингтонит-хлорит-сидерит-магнетит-кварцевый джеспер	100,0	Хемогенные (железисто-кремнистые) осадки	Железисто-кремнистый
Вторая разделяющая туфогенно-осадочная $Б^{1г}_{2ч}$ (18,0 м)	Третий туфогенно-осадочный	Куммингтонит-биотит-карбонат-кварцевый сланец	18,0	Туфогенно-глинистые осадки с примесью хемогенного (железисто-кремнистого) материала	Глиноземисто-железистый

Продолжение табл. 49

Пачка	Горизонт	Состав пласта	Мощность	Исходный материал	Изохимический ряд
Вторая железистая $Б_{2ч}^{1в}$ (15,0 м)	Третий железистый (15,0 м)	Хлорит-магнетит-сидерит-кварцевый джеспер	15,0	Хемогенные (железисто-кремнистые) осадки	Железисто-кремнистый
Первая разделяющая осадочно-туфогенная $Б_{2ч}^{1б}$ (42,0 м)	Второй осадочно-туфогенный	2. Магнетит-хлорит-биотит-карбонат-кварцевый сланец с тонкими (1—5 см) прослоями хлорит-магнетит-кварцевого джеспера	13,0	Хемогенные железисто-кремнистые осадки	Железисто-кремнистый
		1. Биотит-карбонат-хлорит-серицит-кварцевый сланец с прослоями плагиоклаз-серицит-кварц-карбонатного ороговикованного сланца и биотит-магнетит-кварц-хлористого сланца	29,0	Глинистые осадки, смешанные глинистые и пирокластические осадки (апотуффит), хемогенные железисто-кремнистые осадки	Алюмосиликатный, железисто-кремнистый
Первая железистая $Б_{2ч}^{1а}$ (170,0 м)	Второй железистый (104,0 м)	Хлорит-куммингтонит-магнетит-сидерит-биотит-кварцевый джеспер	104,0	Хемогенные железисто-кремнистые осадки	Железисто-кремнистый
	Первый осадочно-туфогенно-сланцевый (40,0 м)	3. Куммингтонит-магнетит-биотит-карбонат-хлорит-кварцевый сланец	5,0	Хемогенные железисто-кремнистые осадки	Железисто-кремнистый
		2. Серицит-хлорит-биотит-плагиоклаз-кварцевый ороговикованный сланец	20,0	Смешанные пирокластические и глинистые осадки (апотуффит)	Глиноземисто-магнезиально-железистый
		1. Магнетит-куммингтонит-биотит-карбонат-хлорит-кварцевый сланец с тонкими (до 0,5 см) прослойками магнетит-куммингтонит-кварцевого джеспера	15,0	Хемогенные железисто-кремнистые осадки	Железисто-кремнистый То же
	Первый железистый (25,0 м)	Хлорит-куммингтонит-сидерит-магнетит-биотит-кварцевый джеспер	25,0	Хемогенные железисто-кремнистые осадки	Железисто-кремнистый

Вторая пачка имеет мощность 70—80 м и состоит из трех-пяти пластов мощностью от 2 до 20 м, переслаивающихся с апотуффитами и зелеными сланцами. Разделяющие пачки состоят из апотуффитов, зеленых сланцев, ультрабазитов мощностью от 60 до 350 м. В Северной части блока подсвита $Б_{1ч}^{2}$ частично разбурена профилем 62 и несколькими мелкими одиночными скважинами. Мощность этой подсвиты здесь наибольшая для Чертомлыкской чешуи и равна 3—5 км. Состав пород аналогичный составу в южной части. Первая пачка мощностью 150 м состоит из пяти пластов железистых пород мощностью от 4 до 45 м, переслаивающихся с кварц-хлоритовыми сланцами, апотуффитами и зелеными сланцами с роговой обманкой. Вторая пачка имеет мощность 500 м, она сложена пятью пластами железистых пород

мощностью от 5 до 40 м, переслаивающихся с кварц-хлоритовыми, кварц-серицитовыми и зелеными с роговой обманкой сланцами, апотуффитами, ультрабазитами. Породы, разделяющие первую и вторую пачки на профиле 62, имеют мощность 400 м. Они представлены кварц-хлоритовыми сланцами, апотуффитами и зелеными сланцами с роговой обманкой.

Весьма неполно изучена подсвита $Б^{1}_{2ч}$ в Северном блоке, где она вскрыта тремя обнажениями и двумя десятками мелких скважин. Мощность пород подсвиты составляет 2—4 км. Железистые породы незначительной мощности (5—8 м) вскрыты всего двумя скважинами. Железистые породы перемежаются с кварц-хлоритовыми, кварц-серицитовыми сланцами, апотуффитами, спилитами, пластовыми залежами ультрабазитов.

Сланцево-вулканогенная подсвита ($Б^{2}_{2}$) залегает согласно на нижележащей подсвите $Б^{2}_{1}$ и образует, в отличие от нее, толщу пород одинакового состава во всех трех участках Чертомлыкской чешуи, однако мощности одних и тех же пластов в разных участках отличаются, иногда весьма значительно. Эта толща имеет мощность 900—3700 м и состоит из четырех пачек.

Ультрабазито-туфо-спилито-кератофировая пачка ($Б^{2а}_{2}$) имеет мощность около 500—1000 м и состоит из пяти пачек пород.

Первая сланцевая пачка ($Б^{2б}_{2}$) состоит из одного пласта кварц-хлоритовых сланцев, прослеженных единичными скважинами (№ 12, 49, 151 и др.). в центральной части Южного блока. Мощность сланцев достигает 400 м. К югу они выклиниваются, на севере оборваны разломом.

Вулканогенная пачка ($Б^{2в}_{2}$) состоит из четырех горизонтов (снизу вверх): апоспилитового, образованного ультраосновными породами, апокератофирового, апоспилито-туфогенного.

Породами второй сланцевой пачки ($Б^{2г}_{2}$) завершается разрез верхней базавлукской свиты Чертомлыкской чешуи. Западнее располагаются амфиболиты Кисличеватской антиклинальной полосы, надвинутые на Чертомлыкскую чешую. Пачку ($Б^{2г}_{2}$) слагают кварц-хло-

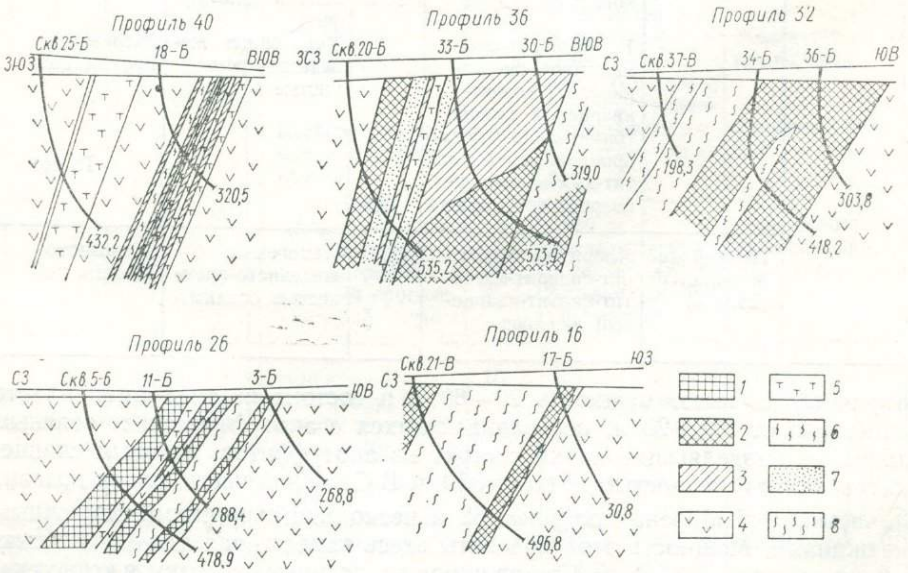


Рис. 25. Разрезы продуктивной толщи железисто-кремнистых пород Чертомлыкского месторождения:

1 — биотит (хлорит)-карбонат-магнетитовый джеспер, *2* — хлорит-биотит-куммингтонит-карбонат-магнетитовый джеспер, *3* — (биотит)-магнетит-сидеритовый джеспер (сидеритолит), *4* — амфиболиты, апоспилиты, амфиболовые сланцы, *5* — ультрабазиты, *6* — зеленые сланцы, *7* — апотуффиты, *8* — алюмосиликатные сланцы и роговики.

ритовые и кварц-серицитовые сланцы, образующие толщу мощностью до 700 м, постепенно выклинивающуюся к северу. Вскрыты эти породы скважинами 14, 28, 61, 136 и др.

Характеристика полосчатой текстуры

Железисто-кремнистые породы Чертомлыкской полосы представляют собой мелко- и тонкозернистые плотные слоистые породы серого и темно-серого цвета с зеленоватым оттенком. Слоистость их обычно выдержана, но встречаются нарушения в виде плойчатости и гофрировки. К более поздним явлениям относятся микросмещения слоев по трещинам, образование секущих и согласных кварцевых и карбонатных жил и прожилков, в которых наблюдаются расширения и линзовидные выделения мощностью от нескольких сантиметров до 2—3 м. С кварцевыми прожилками часто связаны гнезда и тонкие жилки сульфидов. В железистых роговиках разных рудных пластов отмечается полная тождественность структуры и текстуры и внешне они ничем не отличаются. Вместе с тем микроскопические исследования показывают, что внутреннее строение этих пород далеко не однообразно и они имеют довольно существенные различия. Их состав преимущественно биотит (хлорит)-магнетит-карбонат-кварцевый или биотит (хлорит)-куммингтонит-магнетит-кварцевый. Неоднородное слойчатое строение, разнообразие состава слойков, вызванное наличием или отсутствием того или иного минерала, колебания мощности слойков, комбинации из различных слойков были вызваны, с одной стороны, условиями осадконакопления и вещественным составом осадков, с другой — степенью метаморфической переработки.

Петрографические исследования позволили установить в джесперах наличие элементов слоистости нескольких порядков.

Слоистость первого порядка представляет собой чередование относительно однородных по минеральным и структурно-текстурным особенностям макроскопически выделяющихся текстурных единиц породы, определяющих характером своего переслаивания петрографический тип породы. Слоистость второго порядка относится к внутренней текстуре слоев и образуется в результате переслаивания элементарных слойков, определяющих минеральный тип слоев. Слоистость третьего порядка отражает внутреннюю текстуру слойков и выражается в цепочечном характере расположения отдельных минералов внутри элементарных слойков. Слоевой породообразующий компонент (слой) характеризует текстурную единицу слоистости первого порядка и представляет собой ассоциацию переслаивающихся слойков, более или менее резко отличающуюся от подстилающей и перекрывающей ассоциации по набору слойков, валовому минеральному составу, а также по микроструктурным и микротекстурным особенностям. Мощность слоевых породообразующих компонентов колеблется от первых миллиметров до нескольких сантиметров. Слойковый компонент (слоек) — это текстурный элемент слоистости второго порядка. Его мощность колеблется от долей миллиметра до первых миллиметров. Прослой является минеральной разновидностью слоевого компонента, обладающей минеральным составом, не характерным для слоевых породообразующих компонентов данной породы.

Для изучения состава слойков, выделения разновидностей и определения их роли в строении железистых пород был произведен под микроскопом количественный анализ 1480 элементарных слойков по 312 шлифам, отобранным из всех разновидностей железистых пород Чертомлыкского месторождения. Это позволило все многообразие минеральных разновидностей элементарных слойков разделить на три группы: группу преимущественно биминеральных (биотит или хлорит + магнетит) существенно биотитовых (хлоритовых) слойков; группу бессидеритовых куммингтонитсодержащих слойков и группу преимущественно четырехминеральных (биотит или хлорит + магнетит + сидерит + кварц) безкуммингтонитовых сидеритсодержащих слойков.

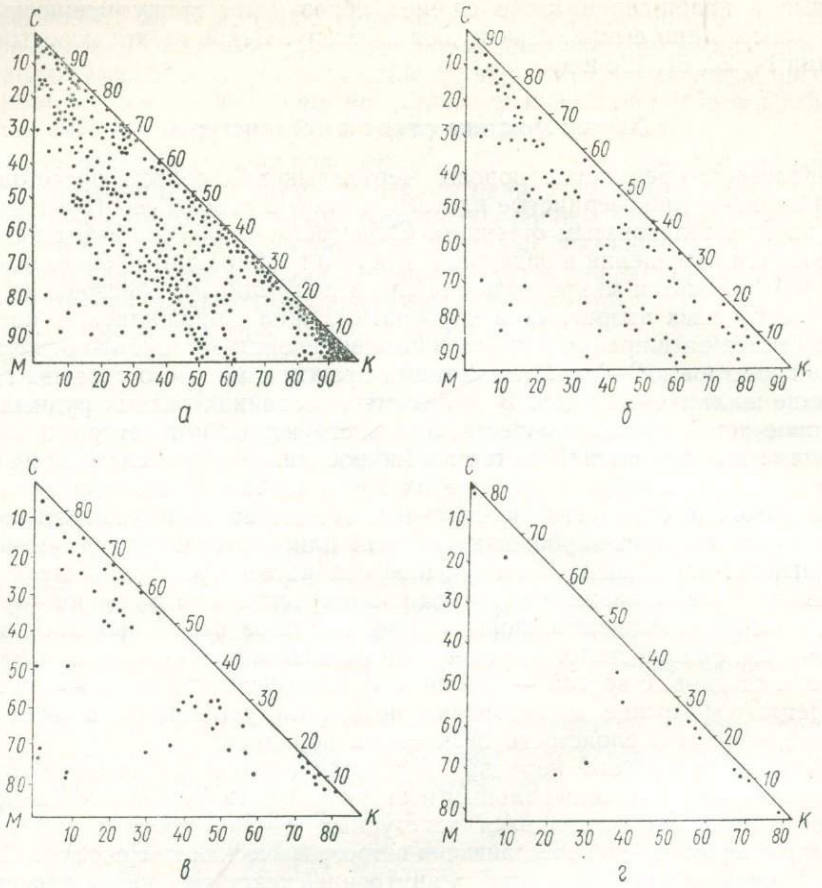


Рис. 26. Диаграммы количественного минерального состава слойков:
а — сечение первое — биотита (хлорита) от 0 до 5%, среднее — 2,5%; *б* — сечение второе — биотита (хлорита) от 5 до 10%, среднее — 7,5%; *в* — сечение третье — биотита (хлорита) от 10 до 15%, среднее — 12,5%; *г* — сечение четвертое — биотита (хлорита) от 15 до 20%, среднее — 17,5%.
С — сидерит, М — магнетит, К — кварц.

Существенно биотитовые (хлоритовые) слойки содержат биотита (хлорита) 70—100%. Они в основном биминеральны и могут быть разделены по содержанию магнетита на две разновидности: биотитовую (хлоритовую) с содержанием магнетита 0—5% и магнетит-биотитовую (хлоритовую) с содержанием магнетита 5—20%.

В состав бессидеритовых куммингтонитсодержащих слойков в различных количественных соотношениях входят кварц, магнетит, биотит, железистый хлорит, куммингтонит и карбонаты ряда доломит — ферродоломит. Сидероплезит в куммингтонитсодержащих слойках встречается исключительно редко. По минеральному составу среди куммингтонитсодержащих слойков выделяют три разновидности: почти мономинеральные, существенно куммингтонитовые слойки (куммингтонита 90—100%); биминеральные куммингтонит-биотитовые (биотита — 50—90%) и куммингтонитсодержащие; преимущественно четырех-, реже пяти- и шестиминеральные слойки переменного количественного минерального состава (магнетит, кварц, биотит, тюрингит, куммингтонит и анкерит).

Группа безкуммингтонитовых сидеритсодержащих слойков является многочисленной и сложной в количественно-минеральном отношении. Содержание главных породообразующих минералов этой группы в различных слойках колеблется от 0 до 100%.

Для двумерного графического изображения количественного минерального состава элементарных слойков (учитывая их преимущественную трех-

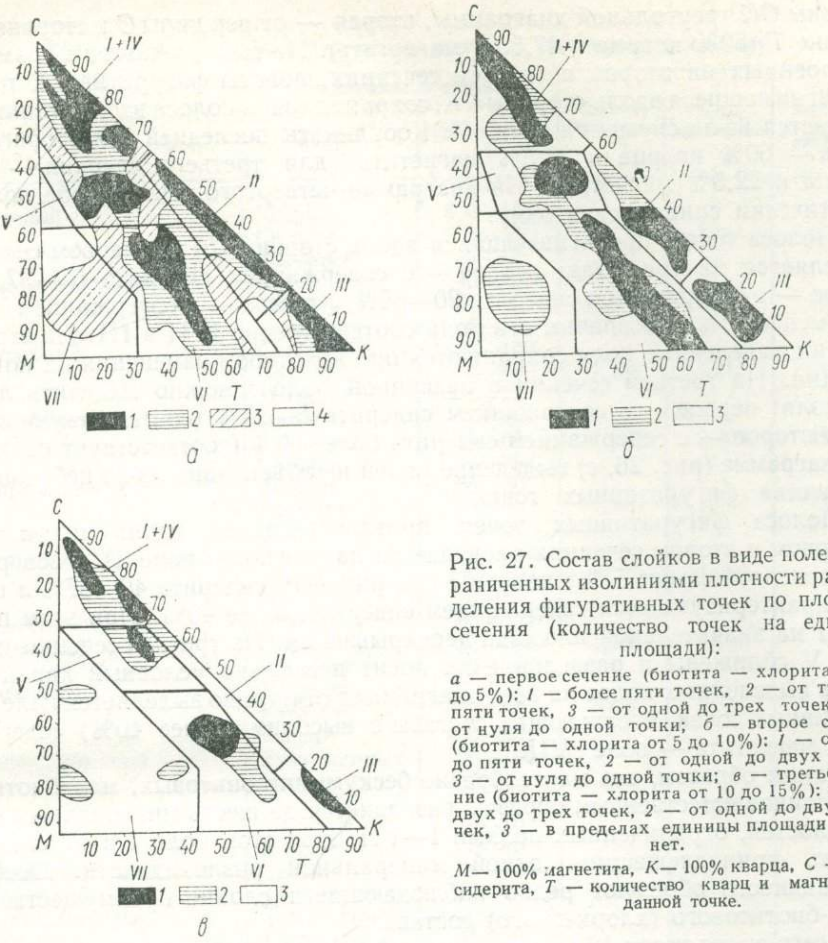


Рис. 27. Состав слойков в виде полей, ограниченных изолиниями плотности распределения фигуративных точек по площади сечения (количество точек на единицу площади):

а — первое сечение (биотита — хлорита от 0 до 5%): *1* — более пяти точек, *2* — от трех до пяти точек, *3* — от одной до трех точек, *4* — от нуля до одной точки; *б* — второе сечение (биотита — хлорита от 5 до 10%): *1* — от двух до пяти точек, *2* — от одной до двух точек, *3* — от нуля до одной точки; *в* — третье сечение (биотита — хлорита от 10 до 15%): *1* — от двух до трех точек, *2* — от одной до двух точек, *3* — в пределах единицы площади точек нет.

M — 100% магнетита, *K* — 100% кварца, *C* — 100% сидерита, *T* — количество кварц и магнетита в данной точке.

и четырехминеральность) были использованы проекции фигуративных точек составов слойков на параллельные сечения прямоугольного тетраэдра с вершинами: *M* — 100% магнетита; *K* — 100% кварца; *C* — 100% сидерита и *Б* — 100% биотита (хлорита). Учитывая тот факт, что слойки с содержанием биотита (хлорита) преимущественно биминеральны (биотит или хлорит + магнетит), а слойки с содержанием биотита (хлорита) 25—70% исключительны редки, сечения барицентрического тетраэдра проводились параллельно грани АМС по содержаниям биотита (хлорита) 2,5; 7,5; 12,5 и 17,5 %, на которые проектировались фигуративные точки составов слойков с полос соответственно: 0—5,5—10, 10—15 и 15—20% биотита (хлорита). В дальнейшем для краткости эти сечения будут именоваться: первым (биотита-хлорита 2,5%); вторым (биотита-хлорита 7,5%); третьим (биотита-хлорита 12,5%) и четвертым (биотита-хлорита 17,5%) сечениями. Диаграммы составов элементарных слойков представлены на рис. 26. Как видно из диаграмм, содержания главных породообразующих минералов подчиняются закономерностям, которые легче проследить на диаграмме рис. 27, представляющей собой изображение составов слойков в тех же координатах в виде полей, ограниченных изолиниями плотности распределения фигуративных точек по площади сечения. Эта площадь определялась как количество точек на единицу площади треугольной проекции (в качестве единичной площади был выбран треугольник $10 \times 10 \times 10$).

Как видно на диаграмме (рис. 27), максимальную частоту встречаемости имеют слойки таких составов, фигуративные точки которых вытянуты двумя полосами вдоль прямых линий. Первая полоса протягивается вдоль

стороны *СК* треугольной диаграммы, вторая — от вершины *С* к стороне *МК* к точке *Т* (50% кварца и 47,50% магнетита). На аналогичных диаграммах, построенных на втором и третьем сечениях, полосы фигуративных точек, протягивающиеся вдоль стороны *СК*, сохраняются, а полоса вдоль линии *СТ* смещается из-за смещения точки *Т*. Координаты последней для второго сечения — 60% кварца и 32,5% магнетита; для третьего сечения — 65% кварца и 22,5% магнетита. На диаграмме четвертого сечения обе полосы практически сливаются в одну.

Полоса точек, протягивающаяся вдоль стороны *СК*, на первом сечении разделяется на три поля: первое — с содержанием сидерита 65—97,5%; второе — с содержанием сидерита 20—65% и третье — с содержанием сидерита менее 20%. Обозначим эти поля соответственно I, II и III. На втором сечении выделенные поля сохраняются при некотором изменении их конфигурации. На третьем сечении в названной полосе можно выделить лишь два поля: первое — с содержанием сидерита 5—20% (соответствует полю III) и второе — с содержанием сидерита более 50% (соответствует полю I). На диаграмме (рис. 26, *г*) выделение полей не объективно из-за небольшого количества фигуративных точек.

Полоса фигуративных точек, протягивающаяся вдоль линии *СТ*, на первом и втором сечениях распадается на три поля: поле IV с содержанием сидерита свыше 57%; поле V с содержанием сидерита 40—57% и поле VI, характеризующееся содержанием сидерита менее 40%. При этом поля IV и I на значительной площади перекрываются. На третьем сечении поля IV и V сближены и разделение их носит несколько условный характер. Кроме выделенных полос на всех диаграммах отчетливо выделяется поле фигуративных точек, отражающих составы с высоким (более 40%) содержанием магнетита — поле VII.

Таким образом, все многообразие бескуммингтонитовых, малобиотитовых слойков естественным образом разделяется на шесть минеральных разновидностей, ограниченных полями I—VII. При этом поля I и IV следует считать принадлежащими одной минеральной разновидности. Особую разновидность образуют редко наблюдающиеся слойки преимущественно кварц-биотитового (хлоритового) состава.

Всего выделяются 12 минеральных разновидностей слойков. В табл. 50 приведена классификация слойков, слагающих железистые породы Чертомлыкского месторождения.

Элементарные слойки. К в а р ц е в ы е с л о й к и. На диаграмме составов кварцевые слойки занимают поле III (рис. 27) и являются широко распространенной разновидностью. Мощность их колеблется от 0,5 до 3,0 мм, достигая иногда 5,0—7,0 мм; она составляет в среднем 1,307 мм (по 202 замерам). Контакты с соседними слойками всегда резкие, ровные. Главные породообразующие минералы — кварц, сидерит, магнетит. Примесь биотита в этих слойках незначительная, изредка наблюдались единичные зерна пирита.

Зерна кварца имеют изометричную и неправильную форму, размер их от 0,01 до 0,2 мм. Размеры зерен зависят от содержания в слойке зерен магнетита и сидерита. Наибольшие размеры зерен кварца свойственны мономинеральным слойкам, с повышением же содержания магнетита, особенно сидерита, размеры их уменьшаются. При послойном расположении примесей кварцевый слой распадается на ряд слойков с различными размерами кварцевых зерен.

Магнетит образует мелкие (0,05—0,1 мм) хорошо ограненные октаэдрические зоны, равномерно или в виде цепочек распределенные в пределах слойка.

Карбонаты представлены сидероплезитом с содержанием сидеритовой молекулы 85—90%. Он наблюдается в виде мелких (0,05 мм) округлых изометричных зерен, заключенных между более крупными полигональными зернами кварца.

Таблица 50

Классификация слойков железистых пород по минеральному составу

Слоек	Минеральный состав		Средняя мощность, мм	Оценка дисперсии	Количество слойков
	Минерал	Содержание, %			
Кварцевый	Кварц	800—100			
	Сидерит	0—20	1,307	1,011	202
	Магнетит	0—15			
Кварц-сидеритовый	Кварц	40—80			
	Сидерит	20—60	1,235	0,842	65
	Магнетит	0—15			
Сидеритовый	Сидерит	40—100			
	Кварц	0—40	1,388	1,417	94
	Магнетит	0—25			
Кварц-магнетитовый	Кварц	20—60			
	Магнетит	15—60	1,790	2,209	190
	Сидерит	0—35			
Кварц-магнетит-сидеритовый	Сидерит	35—60			
	Магнетит	15—40	1,700	1,054	40
	Кварц	10—40			
Биотитовый (хлоритовый)	Биотит	95—100			
	Хлорит	95—100	1,185	1,086	122
	Магнетит	0—5			
Магнетит-биотитовый (хлоритовый)	Биотит	80—100			
	Хлорит	80—100	1,205	1,100	43
	Магнетит	5—20			
Магнетитовый	Магнетит	50—100			
	Карбонат	0—35	0,650	0,321	23
	Кварц	0—30			
Куммингтонитовый	Куммингтонит	80—100			
	Хлорит	0—10			
	Кварц	0—10	1,392	1,403	41
	Магнетит	0—10			
	Анкерит	0—10			
Куммингтонит-биотитовый	Биотит	60—90			
	Куммингтонит	10—40	1,200	1,110	54
Куммингтонитовый «сложный»	Куммингтонит	10—75			
	Магнетит	15—40			
	Кварц	0—30	1,690	1,651	32
	Анкерит	0—20			
	Тюрингит	0—10			
Кварц-биотитовый (хлоритовый)	Биотит	30—70			
	Хлорит	30—70			
	Кварц	30—70	1,070	0,523	10
	Сидерит	0—15			
	Магнетит	0—10			

Биотит встречается в виде единичных мелких (0,1 мм) чешуек, обычно слабоориентированных вдоль общей слоистости породы. Нередко частично или полностью замещен прохлоритом.

Кварц-сидеритовые слойки на диаграммах составов (рис. 27) объединяют слойки с составами, ограниченными полем II. Главные породообразующие минералы — кварц (40—80%); сидерит (20—60%) и магнетит (0—15%). Часто наблюдается незначительная (до 5%) примесь биотита. Изометричные и неправильные по форме зерна кварца размером 0,05—0,2 мм совместно с более округлыми зернами сидерита создают гранобластовую ткань слойка, в которой равномерно распределены идиоморфные зерна, реже — мелкие полигональные сростки магнетита. Биотит образует мелкие (до 0,05 мм) разрозненные чешуйки, слабоориентированные по общей слоистости, замещающиеся прохлоритом. Изредка встречаются единичные небольшие (0,03—0,07 мм) зерна пирита неправильной формы.

Сидеритовые слойки широко распространены в бескуммингтонитовых разностях железистых пород месторождения. Составы слой-

ков, отнесенных к сидеритовой разновидности, на диаграммах (рис. 27 *а*, *б*) охватываются перекрывающимися полями I и IV и представлены (в %) сидеритом 160—100, кварцем — 40, магнетитом 30. Содержание биотита обычно менее 5%, редко поднимается до 10 и очень редко до 20%. Представлен биотит чешуйками размером от 0,05 до 0,2 мм, слабоориентированными в направлении общей слоистости породы. Он замещается прохлоритом.

Кварц наблюдается в виде зерен почти изометричной формы размером 0,07—0,15 мм. Обычно он чистый, без включений, реже содержит пылевидные включения дисперсного магнетита.

Магнетит представлен тремя морфогенетическими разновидностями: пылевидной; идиобластической (реже полигонально-сростковой) и порфиробластической. Пылевидный магнетит наблюдается наиболее редко, находясь в виде мелких и мельчайших включений в кварце, сидерите, реже в биотите (хлорите) и анкерите. Форма зерен — октаэдрическая, а также изометричная, округлая. Пылевидный магнетит часто группируется в отдельные пятнообразные или вытянутые скопления.

Идиобластический магнетит представлен равномерно рассеянными в пределах слойка зернами размером 0,05—0,15 мм или такого же размера полигональными сростками. Иногда зерна магнетита группируются в вытянутые агрегаты либо образуют цепочечные выделения мощностью один-два зерна. Порфиробластический магнетит представлен прекрасно образованными октаэдрическими индивидами размером 0,3—2,0 мм, равномерно распределенными в пределах слойка.

Сидерит (сидероплезит) наблюдался в виде мелких (0,05—0,1 мм) зерен округлой, полигональной, реже неправильной формы, создающих совместно с кварцем и магнетитом гранобластическую структуру слойка. Иногда зерна сидерита концентрируются в маломощные (одно-два зерна) цепочки и полосы. Встречается иногда до 5—7% анкерита.

Плагиоклаз наблюдается спорадически от 5—10 до 20%. Представлен он альбит-олигоклазом № 9—12, образует сравнительно крупные (0,5—1,0 мм) пойкилопорфиробласты таблитчатой или округло-удлиненной, близкой к таблитчатой формы, ориентированные длинной стороной под углом 20—40° к общей слоистости породы.

Кварц-магнетитовые слойки наиболее распространены в железистых породах. На диаграмме составов им отвечает поле VI с содержанием кварца в пределах 20—60, магнетита 15—50 и сидерита 0—35%. Биотит постоянно присутствует в количестве 0—5, редко до 10—15%. Случайными минералами являются тюрингит и кислый плагиоклаз. Мощность слойков варьирует от 0,1 до 10 мм, в среднем составляя 1,79 мм.

Большей частью кварц, сидерит, иногда биотит образуют гранобластическую, реже лепидогранобластическую структуру слойка, в которой располагаются полиэдрические сростки магнетита размером 0,1—0,25 мм, часто группирующиеся в маломощные (одно-два зерна) рудные цепочки. Иногда образуются более мощные (три — пять зерен) рудные полосы, вытянутые параллельно общей слоистости. В таких полосках появляется диагональная ориентировка удлиненных сростковых агрегатов магнетита, создающих диагонально-сростковую микроструктуру слойка. В строении описываемой разновидности слойков участвуют мельчайшие зерна пылевидного магнетита, включенные в зерна кварца, реже — в зерна сидерита.

Кварц-магнетит-сидеритовые слойки представляют собой переходную от сидеритовой к кварц-магнетитовой разновидность и состоят из магнетита (15—40%), сидерита (35—60%) и кварца (10—40%). Средняя мощность слойков 1,7 мм при обычных колебаниях от 0,2 до 3,5 мм. Кварц, сидерит и магнетит создают гранобластическую, гетеробластическую структуру слойков, развиваясь в виде агрегата зерен размером 0,1—0,3 мм. Форма зерен неправильная, часто близкая к округлой, реже полигональная изометричная. Биотит (хлорит) постоянно присутствует в незначительном количестве и обычно равномерно распределен по слой-

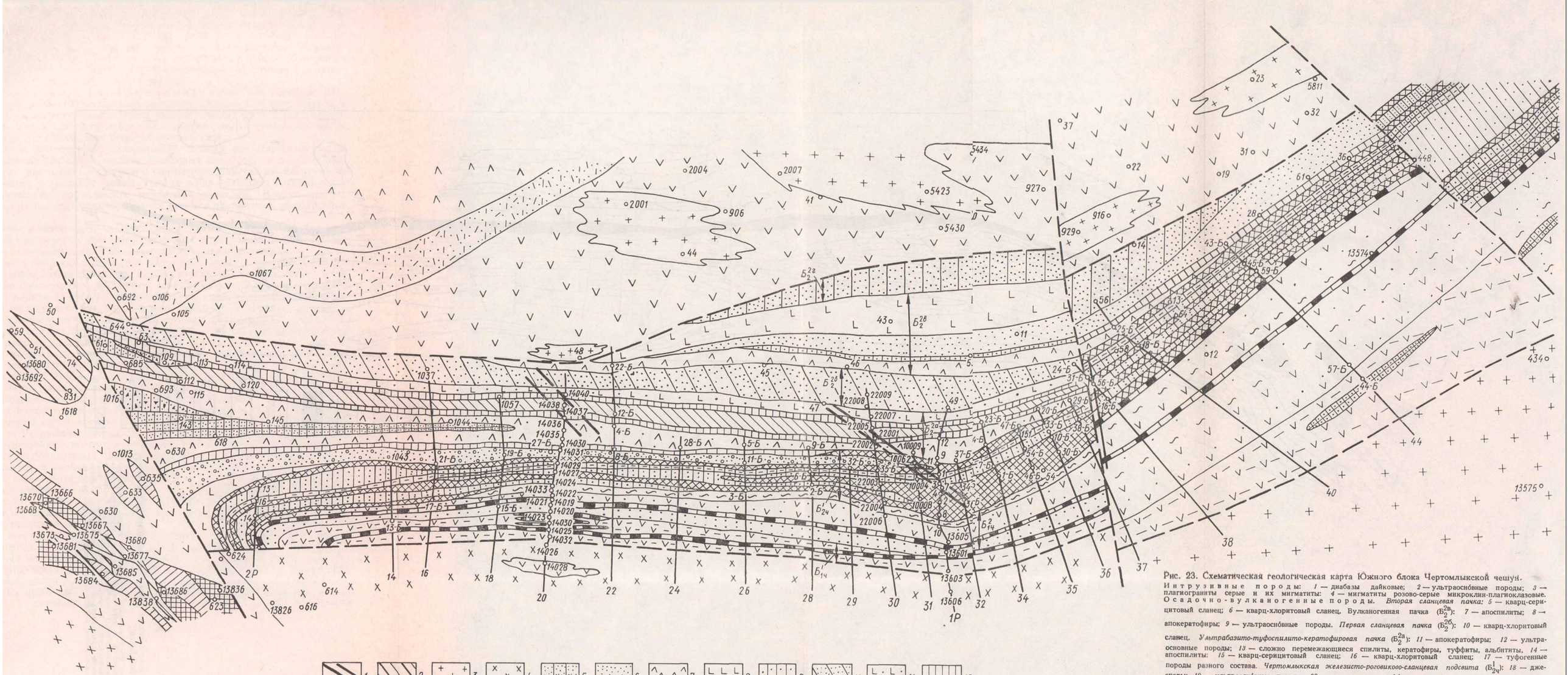


Рис. 23. Схематическая геологическая карта Южного блока Чертомлыкской чешуи.

Интрузивные породы: *1* — диабазы дайковые; *2* — ультраосно́вные породы; *3* — плагиограниты серые и их мигматиты: *4* — мигматиты розово-серые микроклин-плагиоклазовые. Осадочно-вулканогенные породы. *Вторая сланцевая пачка:* *5* — кварц-серицитовый сланец; *6* — кварц-хлоритовый сланец. Вулканогенная пачка ($Б_2^{2в}$): *7* — апоспилиты; *8* — апокератофиры; *9* — ультраосно́вные породы. *Первая сланцевая пачка* ($Б_2^{2б}$): *10* — кварц-хлоритовый сланец. *Ультрабазито-туфоспилито-кератофировая пачка* ($Б_2^{2а}$): *11* — апокератофиры; *12* — ультраосновные породы; *13* — сложно перемежающиеся спилиты, кератофиры, туффиты, альбититы, *14* — апоспилиты; *15* — кварц-серицитовый сланец; *16* — кварц-хлоритовый сланец; *17* — туфогенные породы разного состава. *Чертомлыкская железисто-роговиково-сланцевая подсвита* ($Б_{2ч}^{1}$): *18* — джеспериты; *19* — ультраосно́вные породы; *20* — сланцы и апотуффиты, переслаивающиеся с железистыми породами. *Соленовская сланцевая подсвита* ($Б_{2с}^{1}$): *21* — кварц-хлоритовый сланец. *Верхняя соленовская кератофиро-метабазитовая подсвита* ($Б_{13}^{3}$): *22* — апокератофиры. *Чертомлыкская сланцево-роговиково-амфиболитовая подсвита* ($Б_{1ч}^{2}$): *23* — вторая зеленосланцево-амфиболитовая пачка ($Б_{1ч}^{2г}$); *24* — амфиболито-ультрабазито-сланцевая пачка ($Б_{1ч}^{2в}$); *25* — первая зеленосланцево-амфиболитовая пачка ($Б_{1ч}^{2б}$) и осадочно-туфогенная пачка ($Б_{1ч}^{2а}$); *26* — ультраосно́вные породы; *27* — нерасчлененные породы сланцево-роговиково-амфиболитовой подсвиты ($Б_{1ч}^{2}$). *Чертомлыкская железисто-роговиково-амфиболитовая подсвита* ($Б_{1ч}^{1}$): *28* — амфиболиты; *29* — железистые кварциты; *30* — ультраосно́вные породы. *Соленовская нерасчлененная железисто-роговиково-амфиболитовая подсвита* ($Б_{1-1ч}^{1-2}$): *31* — амфиболиты; *32* — железистые роговики и кварциты; *33* — метаморфические сланцы и роговики; *34* — номер скважины; *35* — линии разломов и надвигов; *36* — разведочная линия.

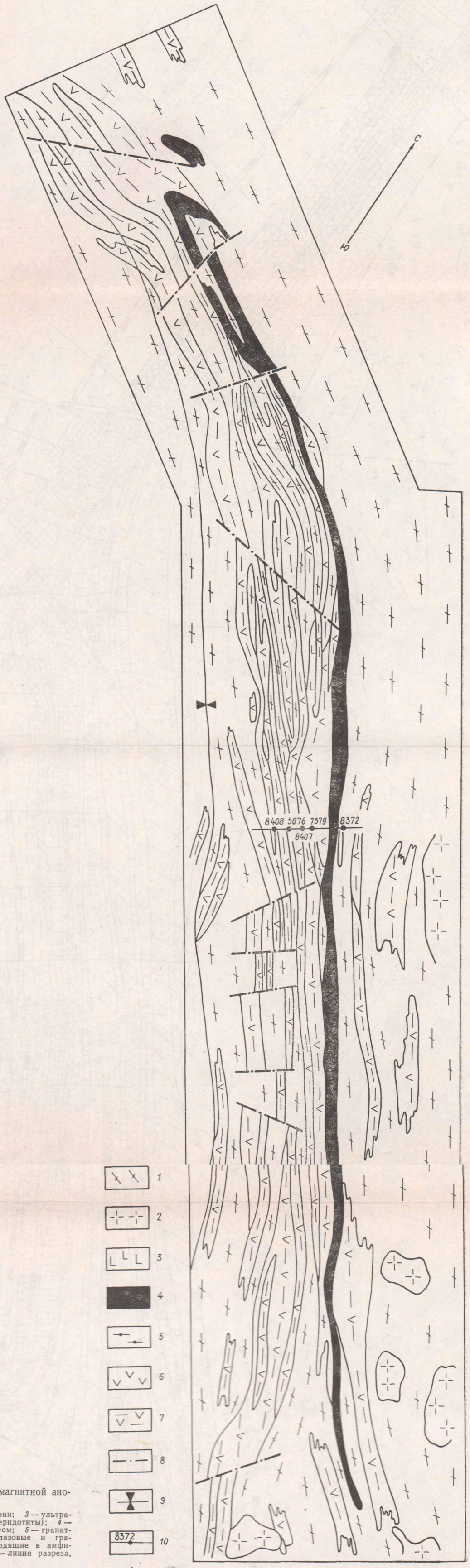


Рис. 49. Схематическая геологическая карта Емиловской магнитной аномалии (составил В. Ф. Богатырев):

1 — биотитовые мигматиты; *2* — гранитоиды чарнокитовой серии; *3* — ультраосновные породы (серпентиниты и серпентинизированные перидотиты); *4* — феррогиперстеновые и двупироксеновые итабириты с гранатом; *5* — гранат-биотитовые гнейсы; *6* — амфиболиты; *7* — двупироксен-плагиоклазовые и гранат-двупироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, переходящие в амфиболиты; *8* — тектонические нарушения; *9* — оси синклиналей; *10* — линия разреза, скважина и ее номер.

ку, реже концентрируется в виде тонких, прерывистых цепочек, мощность 0,1—0,15 мм. При этом кварц и сидерит как бы уступают место биотиту, а полигональные зерна магнетита остаются в таком же взаимном расположении, как и в безбиотитовой части слойка. Иногда наблюдается лишь некоторое уменьшение размеров зерен магнетита. Магнетит представлен идиобластическими зернами размером 0,1—0,3 мм, а также полиэдрическими сростками и агрегатами неправильной формы. Реже наблюдаются включенные в зерна кварца и сидерита зернышки пылевидного магнетита, а также единичные крупные (до 1,5 мм) порфиробласты. В кварц-магнетит-сидеритовых слойках часто наблюдается слоистость третьего порядка, обусловленная чередованием тончайших (0,05—0,1 мм) кварц-магнетитовых и мономинеральных сидеритовых микрослойков.

Биотитовые (хлоритовые) слойки содержат биотита (хлорита) 95—100%. Средняя мощность слойков 1,18 мм. Структура слойков лепидобластическая. Биотит (хлорит) развит здесь в виде чешуек размером 0,05 × 0,2—0,15 × 0,5 мм, хорошо ориентированных вдоль общей слоистости. Замещается биотит прохлоритом.

Магнетит в биотитовых (хлоритовых) слойках представлен исключительно идиобластическими зернами различных размеров, а также порфиробластами, достигающими 1,5 мм в поперечнике, обычно равномерно распределенными в пределах слойка. Иногда зерна магнетита группируются в невыдержанные по мощности цепочечные агрегаты. Вокруг одиночных порфиробластов часто образуются дворики растяжения, выполненные кварцем.

Сидерит и кварц здесь — случайные минералы и встречаются либо в виде равномерно рассеянных по слойку единичных зерен размером 0,05—0,1 мм, либо в виде невыдержанных по мощности прерывистых цепочек.

Пирит и пирротин содержатся постоянно. Представлены двумя морфогенетическими разновидностями. Первая из них наблюдается только в существенно биотитовых (хлоритовых) слойках и представлена уплощенными зернами пирита с субпрямоугольными таблитчатыми сечениями размером до 1 мм по удлинению. Зерна пирита строго ориентированы параллельно общей слоистости породы. Вне биотитовых (хлоритовых) слойков таблитчатый пирит не встречается. Вторая разновидность представлена зернами пирротина, замещающегося пиритом, неправильной формы размером 0,1—0,5 мм. Эта разновидность встречается преимущественно в сидеритовых слойках, смежных с биотитовым (хлоритовым), в непосредственной близости от последнего. В удалении от биотитовых (хлоритовых) слойков или при отсутствии их сульфиды встречаются только в секущих, иногда послойных сульфидсодержащих кварц-карбонатных прожилках.

Магнетит-биотитовые (хлоритовые) слойки такого состава (в %): магнетита 5—20, биотита (хлорита) 65—90, реже карбонатов до 10, примесь кварца. По минеральному составу лишь в количественном отношении отличаются от биотитовой (хлоритовой) разновидности. Для магнетит-биотитовых (хлоритовых) слойков характерно равномерное расположение в слойках изометричных и неправильных (угловатых) зерен кварца и сидерита; для магнетита же более характерно объединение зерен в тонкие и тончайшие (0,05—0,1 мм) слойки и цепочки третьего порядка. Для чисто биотитовых (хлоритовых) слойков, как и для описываемой разновидности, характерно увеличение степени идиобластичности зерен магнетита с уменьшением их размера.

Куммингтонитовые слойки развиты в железистых породах южной и восточной частей месторождения. Характеризуются они составом (в %): кварц — 0—10, магнетит 0—10, анкерит 0—10, куммингтонит 80—100. Кроме указанных минералов в качестве незначительной примеси наблюдаются биотит и железистый хлорит — до 5%. Куммингтонит, развиваясь преимущественно в виде агрегата суборинтированных призматических и длиннопризматических зерен размером 0,1—0,5, реже — до

1,5 мм по удлинению, создает типичную нематобластическую структуру слойка.

В слойках описываемого состава магнетит представлен теми же тремя разновидностями, что и в сидеритовых и кварц-магнетит-сидеритовых, а именно: пылевидным магнетитом; зернами идиобластического и полиэдрически-сросткового магнетита размером 0,05—0,5 мм, а также крупными индивидами порфиробластического облика размером до 2 мм.

Сидерит в подавляющем большинстве случаев отсутствует; вместо него появляется анкерит в виде резко ксеноморфных по отношению к кварцу зерен размером 0,05—0,1 мм. В отдельных случаях в куммингтонитовых слойках наблюдались сравнительно крупные (до 1,0—1,5 мм) округло-удлиненные, а также линзовидные пойкилопорфиробласты доломита, насыщенные мельчайшими включениями биотита (хлорита), кварца, магнетита и куммингтонита.

Сравнение минерального состава сидеритовых и кварц-магнетит-сидеритовых слойков, с одной стороны, и куммингтонитовых, с другой, а также их микроструктурных особенностей (в частности, расположения зерен магнетита) показывает, что куммингтонитовые слойки образуются за счет сидеритовых и в меньшей мере за счет маломагнетитовых разновидностей кварц-магнетит-сидеритовых слойков. Этот вывод подтверждается и близкими средними значениями мощностей и дисперсий мощностей сидеритовых и куммингтонитовых слойков (см. табл. 50).

Куммингтонит-биотитовые слойки состоят из куммингтонита от 10 до 40 и биотита — 60—85%. В качестве постоянной примеси наблюдаются мелкие идиобластические зерна магнетита — до 5—7%. В то время как биотит, развиваясь в виде параллельно ориентированных чешуек (аналогично развитию в биотитовых слойках), создает лепидобластическую структуру, куммингтонит не подчиняется такой ориентировке и развивается в виде сноповидных, лучистых и звездчатых агрегатов, реже находится в виде отдельных призматических зерен. Близкие значения средней мощности и оценки дисперсии мощности для биотитовых (хлоритовых) и куммингтонит-биотитовых слойков (см. табл. 50) в совокупности с указанными микроструктурными особенностями позволяют сделать вывод об образовании куммингтонит-биотитовых слойков за счет развития куммингтонита в биотитовых (хлоритовых) слойках.

Минеральный состав куммингтонитовых сложных слойков (в%): анкерит — 5—20, кварц 10—20, магнетит 15—40, куммингтонит 10—75, биотит 0—10 и тюрингит 0—10. Сидерит встречается в виде единичных реликтовых зерен. Магнетит представлен преимущественно идиобластическими зернами и полигональными сростковыми агрегатами размером 0,1—0,3 мм. Реже наблюдаются мельчайшие включения пылевидного магнетита, а также порфиробласты размером до 2,0 мм. Взаимное расположение зерен магнетита аналогично таковому в кварц-магнетит-сидеритовых слойках. В отличие от последних, вместо преимущественно округлых зерен сидерита здесь развиты неправильной формы зерна маложелезистого анкерита. Куммингтонит развивается в виде длиннопризматических и шестоватых зерен и агрегатов зерен, идиоморфных ко всем, за исключением магнетита, породообразующим минералам. Обычно зерна куммингтонита ориентированы удлинением по общей слоистости породы, что способствует образованию нематобластической и гранонематобластической структур. Реже зерна и агрегаты зерен куммингтонита различно ориентированы, а также образуются сноповидные и радиально-лучистые структуры. Весьма характерно, что в том и другом случае куммингтонит вытесняет все другие породообразующие минералы, но магнетит, будучи включенным в куммингтонитовый агрегат, сохраняет такое же пространственное расположение своих зерен, как и в соседних, бескуммингтонитовых участках слойка. Все это свидетельствует о том, что описываемая разновидность слойков образовалась при развитии куммингтонита в кварц-магнетит-сидеритовых слойках

за счет сидерита. Это подтверждается и близостью средних мощностей и дисперсий мощностей указанных разновидностей слойков (табл. 50).

Магнетитовые слойки содержат магнетита более 50%. На диаграмме составов слойков (рис. 27) описываемая разновидность ограничена полем VII. Содержание кварца в магнетитовых слойках колеблется от 0 до 30, сидерита — от 0 до 35%. Примесь биотита (хлорита) незначительна. Биотит, кварц и сидерит создают лепидогранобластовую ткань, в которой располагаются полиэдрические сростки магнетита размером 0,1—0,3 мм, часто группирующиеся в маломощные (два — пять зерен) прерывистые рудные полосы и цепочки третьего порядка. В таких полосах, вытянутых параллельно общей слоистости породы, часто появляется диагональная ориентировка удлиненных агрегатов и полиэдрических сростков магнетита.

В магнетитовых слойках постоянно присутствует пылевидный магнетит, наблюдающийся в виде мельчайших включений (0,001—0,005 мм) в зернах кварца, реже сидерита. В слойках с повышенным содержанием пылевидного магнетита присутствует магнетит шестой разновидности — зерна весьма неправильной формы с заливообразными очертаниями, вытесняющие сидерит и кварц-сидеритовый агрегат. Размер зерен магнетита VI колеблется в широких пределах — от 0,1 до 2,0 мм и более, чему способствует слияние отдельных зерен в крупные сростки неправильной формы. С появлением пылевидного магнетита связано (иногда заметное даже в пределах одного слойка) уменьшение, вплоть до полного исчезновения, содержания сидерита и относительное увеличение количества кварца при одновременном уменьшении мощности слойка.

Отмеченные особенности убеждают в том, что пылевидный магнетит образуется при разложении зерен сидерита. При интенсивном протекании процесса происходит слияние пылевидных частиц, приводящее к росту более крупных зерен, до образования крупных ксенобластов, занимающих до 90% объема слойка.

Судя по положению фигуративных точек на диаграмме составов магнетитовых слойков (рис. 27), исходным материалом для образования этих слойков могли быть сидеритовые и кварц-магнетит-сидеритовые слойки, к составу которых и приближаются в действительности магнетитовые слойки с минимальным для этой разновидности содержанием магнетита. В некоторых редких случаях магнетитовые слойки образуются за счет перекристаллизации магнетитовых слойков третьего порядка.

Слойки кварц-биотитового (хлоритового), биотит-хлорит-кварцевого и сидерит-кварц-биотитового (хлоритового) состава встречаются в единичных случаях, но все же выделены нами в самостоятельную кварц-биотитовую (хлоритовую) разновидность из-за специфических особенностей микроструктуры и морфологии породообразующих минералов.

Характерной особенностью слойков этой разновидность является преимущественно биминеральный состав — кварц и биотит (хлорит) в различных количественных соотношениях, в качестве примеси содержатся сидерит и магнетит. Кварц представлен остроугольными, неправильной формы зернами размером около 0,1 мм, в промежутках между которыми находятся короткочешуйчатые, слабо ориентированные зерна биотита (хлорита) тех же размеров, создающие совместно с кварцем характерную бластоалевролитовую структуру основной ткани слойка. На ее фоне равномерно распределены редкие зерна магнетита — идиобластические, реже полигональные, размером 0,05—0,1 мм. Иногда наблюдается сидерит в виде обособленных неправильной формы зерен размером 0,1—0,3 мм. Некоторые из них имеют типичную бластоконкреционную форму.

Остроугольная форма кварцевых зерен, бластоалевролитовая структура слойка, напоминающая цемент пор, а иногда и базальный цемент алевролитовой осадочной породы, наличие бластоконкреций сидерита — все это указывает на обломочный характер слагающих слоек кварцевых зерен и позволяет предполагать, что кварц-биотитовые (хлоритовые) слойки

Таблица частот встречаемости

Слоек	Кварцевый	Кварц-сидеритовый	Сидеритовый	Кварц-магнетит-сидеритовый	Кварц-магнетитовый
Кварцевый	1,4—2,4	3,0—1,2	4,6—3,0	2,1—3,6	5,9—11,3
Кварц-сидеритовый	—	0,4—0,6	3,3—2,4	2,1—3,0	5,8—2,9
Сидеритовый	—	—	0,4—0,2	1,0—1,1	4,5—1,0
Кварц-магнетит-сидеритовый	—	—	—	0,4—0,5	0,8—1,2
Кварц-магнетитовый					0,4—1,0
Магнетит-биотитовый (хлоритовый)	—	—	—	—	—
Биотитовый (хлоритовый)	—	—	—	—	—
Кварц-биотитовый (хлоритовый)	—	—	—	—	—
Куммингтонитовый					
Куммингтонит-биотитовый	—	—	—	—	—
Куммингтонитовый сложный	—	—	—	—	—

Примечание. Левая цифра — частота встречаемости для бескуммингтонитовых пород, правая — для

образовались из метаморфизованного алевролита с карбонат-глинистым цементом.

Слои. Во всех разновидностях железистых пород Чертомлыкского месторождения элементарные слойки группируются в выделяющиеся макроскопически более крупные текстурные единицы — слои мощностью от первых миллиметров до нескольких сантиметров. Такая группировка обусловлена двумя причинами: более частым чередованием определенных минералогических разновидностей слойков и разным соотношением мощностей последних в различных слоях. Для выяснения особенностей первого фактора были подсчитаны частоты встречаемости определенных пар слойков. Для бескуммингтонитовых пород было исследовано 1496 границ пар слойков, для куммингтонитсодержащих пород — 1646 границ. Частоты встречаемости определенных пар слойков по обеим группам пород приведены в табл. 51. Как видно из таблицы, для бескуммингтонитовых пород наиболее характерны переслаивания кварц-магнетитовых слойков с кварцевыми, кварц-сидеритовыми, сидеритовыми и магнетит-биотитовыми (хлоритовыми) слойками, кварцевых слойков — с сидеритовыми и кварц-магнетитовыми. Для куммингтонитсодержащих пород характерно переслаивание куммингтонитовых слойков с кварцевыми, кварцевых — с кварц-магнетитовыми и сложными куммингтонитовыми, а также сложных куммингтонитовых с кварц-сидеритовыми слойками. Ввиду неодинаковой частоты встречаемости различных разновидностей слойков сопоставить величины частот встречаемости различных пар не всегда возможно (табл. 51). Более показательными в данном случае могут быть относительные частоты соседствования слойков различных разновидностей. Относительные частоты соседствования (о. ч. с.) показывают процент случаев соседствования определенного слойка с каким-либо другим по отношению ко всем случаям соседствования. Например (табл. 51), для бескуммингтонитовых пород кварцевые слойки участвуют в 18,3% всех случаев соседствования слойков, а с кварц-магнетитовыми слойками контактируют в 5,9% всех случаев. Отсюда

$$\frac{5{,}9 \times 100\%}{18{,}3} = 30{,}7\% \approx 31\%.$$

Рассчитанные аналогичным образом о. ч. с. различных слойков в группе бескуммингтонитовых пород приведены в табл. 52, в которой даны также частоты встречаемости различных слойков (в %). Как видно из таблицы, для каждого слойка характерны два-три наибольших значения относительных частот соседствования, т. е. наиболее частое соседствование с двумя-тремя

Таблица 51

пар элементарных слойков

Магнетит-биотитовый (хлоритовый)	Биотитовый (хлоритовый)	Кварц-биотитовый (хлоритовый)	Куммингтонитовый	Куммингтонит-биотитовый	Куммингтонитовый «сложный»
0,5—0,6	0,4—0,6	0,4—0,6	0,0—5,5	0,0—0,5	0,0—5,5
1,4—1,8	0,3—0,6	2,3—3,6	0,0—3,0	0,0—0,5	0,0—10,3
0,3—0,5	1,6—1,0	1,4—1,8	0,0—0,2	0,0—0,8	0,0—3,7
0,5—1,2	0,9—1,2	0,4—0,6	0,0—0,7	0,0—1,0	0,0—0,4
3,1—3,6	0,3—0,4	1,4—1,8	0,0—4,3	0,0—2,4	0,0—0,6
0,0—0,0	0,0—0,0	0,0—0,0	0,0—0,5	0,0—0,0	0,0—0,0
—	0,0—0,0	0,2—0,5	0,0—1,5	0,0—0,0	0,0—0,6
—	—	0,0—0,0	0,0—1,2	0,0—0,0	0,0—0,0
			0,0—0,0	0,0—1,2	0,0—0,4
—	—	—	—	0,0—0,0	0,0—0,6
—	—	—	—	—	0,0—0,0

куммингтонитсодержащих

разновидностями слойков. Для некоторых слойков характерны максимальные значения о. ч. с. с одними и теми же разновидностями. Например, кварц-сидеритовые и сидеритовые слойки соседствуют преимущественно с кварцевыми и кварц-магнетитовыми слойками, а также друг с другом, в то время как кварц-магнетит -сидеритовые и кварц-магнетитовые слойки контактируют преимущественно с кварцевыми слойками, а также с сидеритовыми и кварц-сидеритовыми разновидностями. Такое же соседствование характерно для магнетит-биотитовых (хлоритовых) и кварц-биотитовых (хлоритовых) и биотитовых (хлоритовых) слойков. Кварцевые разновидности по о. ч. с. отличаются от всех остальных слойков. Подобная особенность указывает на близость условий формирования слойков преимущественно с одними и теми же слойками. По этому признаку восемь разновидностей бескуммингтонитовых слойков объединены в пять групп.

1. Кварцевые слойки представляют кварцевую группу. Они в основном переслаиваются с кварц-сидеритовыми, сидеритовыми и кварц-магнетитовыми слойками.

2. Объединенные в сидеритовую группу кварц-сидеритовые и сидеритовые слойки соседствуют преимущественно с кварцевыми и кварц-магнетитовыми слойками, а также друг с другом.

Таблица 52

Относительная частота соседствования элементарных слойков

Слоек	Частота встречаемости, %	Кварцевый	Кварц-сидеритовый	Сидеритовый	Кварц-магнетит-сидеритовый	Кварц-магнетитовый	Магнетит-биотитовый (хлоритовый)	Кварц-биотитовый (хлоритовый)	Биотитовый (хлоритовый)
Кварцевый	18,3	8	17	26	12	31	3	2	1
Кварц-сидеритовый	18,6	17	2	16	11	32	8	13	1
Сидеритовый	17,1	28	17	2	6	27	1	9	10
Кварц-магнетит-сидеритовый	8,1	27	26	13	3	10	5	5	11
Кварц-магнетитовый	22,2	25	27	21	4	2	14	6	1
Магнетит-биотитовый (хлоритовый)	5,8	9	25	4	7	55	0	0	0
Кварц-биотитовый (хлоритовый)	3,8	6	38	24	6	23	0	0	3
Биотитовый (хлоритовый)	6,1	11	9	43	23	7	0	7	0

Таблица 53

Условные вероятности для пар слойков

Предшествующий слоек	Последующий слоек				
	К	С	М	См	Б
К	8	43	44	4	1
С	22	19	38	15	6
М	26	44	9	15	6
Б	7	46	46	0	1
См	11	52	30	7	0

3. Слойки магнетитовой группы (кварц-магнетитовые и кварц-магнетит-сидеритовые) контактируют преимущественно с кварцевыми слойками, а также со слойками сидеритовой группы.

4. Биотитовые (хлоритовые) слойки выделены в силикатную группу.

5. Магнетит-биотитовые (хлоритовые) и кварц-биотитовые (хлоритовые) слойки, объединенные в смешанную силикатную группу, соседствуют преимущественно со слойками магнетитовой и сидеритовой групп. Но если для биотитовых (хлоритовых) слойков более характерны контакты с сидеритовыми и кварц-магнетит-сидеритовыми слойками, то для смешанной силикатной группы — соседствование с кварц-магнетитовыми и кварц-сидеритовыми слойками.

Такая предпочтительность соседствования определенных разновидностей слойков друг с другом указывает на то, что отложение слойков не было последовательностью полностью независимых событий, а представляло собой процесс, где вероятность появления какого-либо слойка зависела от типа ранее отложившегося слойка.

Моделью такого процесса может быть цепь Маркова первого порядка, для которой вероятность появления слойка x в положении $n + 1$ зависит от типа слойка, находящегося в положении n. В этом предположении можно считать относительную частоту соседствования пары слойков оценкой вероятности появления одного слойка, если ему предшествовал какой-либо другой определенный слоек.

Обозначив буквой К кварцевую группу слойков, С — сидеритовую

Слойковый состав слоев

Слоевые породообразующие компоненты		Породообразующие			
Группа	Слой	Кварц	Магнетит	Сидерит	Анкерит
Рудная и малорудная	Кварц-магнетитовый	30—60	30—60	0—15	Не характ.
	Кварц-магнетит-сидеритовый	20—40	20—40	10—50	—
	Сидеритовый	10—30	0—15	40—80	—
Кварцевая	Кварцевый	70—100	0—10	0—10	—
Силикатная	Алюмосиликатный	0—10	0—15	Не характ.	—
	Железо-магнезиально-силикатный	5—20	0—15	0—5	0—30
Смешанная	Смешанный сидеритовый	До 30	До 25	До 30	—
	Смешанный куммингтонитовый	До 20	До 25	—	До 30

Примечание. К — кварцевый, КС — кварц-сидеритовый, КМ — кварц-магнетитовый, КМС — кварц-маг
мингтонит-биотитовый, Км — куммингтонитовый, $К_{м}^{сл}$ — куммингтонитовый сложный, КБ — кварц-биотитовый, Х —

группу, М — магнетитовую, Б — биотитовую (хлоритовую) и индексом См — смешанную силикатную группу и переводя относительные частоты соседствования, приведенные в табл. 52, в проценты, получим таблицу оценок условных вероятностей появления той или иной из выделенных групп слойков, если им предшествовала какая-то определенная группа (табл. 53). Используя данные этой таблицы, можно рассчитать условную вероятность появления любой последовательности, состоящей из любого количества пяти выделенных разновидностей (групп), последовательно перемножая условные вероятности соответствующих слойков.

Поскольку обычно выделяемый макроскопически слой содержит от одного до десяти — двенадцати слойков, моделью слоя можно выбрать пятислойковую последовательность. Перемножением соответствующих вероятностей были рассчитаны условные вероятности появления всех возможных 3125 последовательностей из пяти членов — пяти разновидностей слойков. При этом оказалось, что некоторые немногочисленные последовательности характеризуются высокой вероятностью появления, другие же, весьма многочисленные, обладают низкой, менее 0,0005—0,001% вероятностью. По этой причине, например, из 625 последовательностей, начинающихся кварцевым слойком, для 57 суммарная вероятность появления равна 63,4% в своей группе, а на остальные 568 последовательностей приходится лишь 36,4%. Аналогично этому для 89 последовательностей из 3125 возможных пятислойковых суммарная вероятность 50%, а на остальные 3036 приходятся оставшиеся 50%.

По мощности и преобладающей перемежаемости каждого слойка лишь с определенными минеральными разновидностями слойков они сгруппированы в более крупные текстурные единицы — слои с различным минеральным составом. По составу и преимущественному набору слойков выделяются рудная, малорудная, кварцевая, силикатная и смешанная группы слоев.

Таблица 54

железистых пород

минералы, %			Количество слойковых компонентов в слое	Слойковые слоеобразующие компоненты		
				Слойки		Прослойки
Биотит	Куммингтонит	Хлорит		весьма характерные	второстепенные	
0—5	Не характ.	0—10	1—10	К, КМ	М, КМС	КС, С, Б, Х
0—10	—	—	1—10	КМ, С, КС	КМС, К, Б, Х	КБ, М, КХ
Не характ.	—	—	1—10	С, К	КС, КМС	Б, КБ, М, КМ, Х, КХ
0—5	—	—	1—5	К	КМ, КС	Б, КБ, КМС, С, Х, КХ
60—100	Не характ.	60—100	1 (редко до 5)	Б МБ, Х, МХ	КМ, Б, Х	КБ, К, КС, КХ
5	40—100	До 15	1 (редко до 5)	Км, КМ^{сл}	КМ, М	Б, К, КС, КМС, Х
До 10	—	—	До 12	К, КМ, С, КС КМС, МБ, Б, Х, МХ	—	Км^{сл}, КБ, КХ
До 10	До 50	До 10	До 12	К, КМ, М, Км, Км^{сл}, МБ, Б, МХ, Х	—	С, КМС, КБ, КХ

нетит-сидеритовый, М — магнетитовый, С — сидеритовый, Б — биотитовый, МБ — магнетит-биотитовый, КмБ — кумхлоритовый, МХ — магнетит-хлоритовый, КХ — кварц-хлоритовый.

Рудная группа объединяет слои, сложенные главным образом кварц-магнетитовыми, магнетитовыми, кварц-магнетит-сидеритовыми и сидеритовыми слойками. Для кварц-магнетитовых слоев характерно чередование кварц-магнетитовых и кварцевых слойков с близкими мощностными значениями, а также наиболее тонкослоистая внутренняя текстура (слойчатость).

Кварц-магнетит-сидеритовые слои имеют следующие особенности: 1) наиболее частое соседство с кварцевыми слойками, в то время как кварц-магнетитовые обычно отделяются от кварцевых сидеритовыми слойками; 2) в слойках с небольшим содержанием сидерита количество его обычно равно 5—15%; 3) биотитовые (хлоритовые) и магнетит-биотитовые (хлоритовые) слойки большей частью располагаются внутри соответственно сидеритовых и кварц-магнетитовых слойков.

В сидеритовых слоях обычно переслаиваются сидеритовые и кварцевые, а также и кварц-сидеритовые слойки. Магнетит сравнительно редок и наблюдается почти всегда в сидеритовых слойках в виде перекристаллизованных и регенерированных в порфиробласты микроконкреций.

Малорудная группа слоев имеет те же особенности, что и рудные слои. Отличаются они от последних лишь большей мощностью.

Кварцевая группа представлена слоями с резко преобладающими по мощности кварцевыми слойками, переслаивающимися с маломощными слойками иного состава.

Силикатная группа объединяет алюмосиликатную и железо-магнезиально-силикатную подгруппы. В первую включены биотитовые (хлоритовые), магнетит-(биотитовые) хлоритовые прослойки, во вторую — существенно куммингтонитовые прослойки.

Смешанная группа слоев объединяет смешанную сидеритовую и смешанную куммингтонитовую подгруппы. В первую входят слои, сложенные переслаивающимися кварцевыми, кварц-магнетитовыми, сидеритовыми, биотитовыми (или хлоритовыми), кварц-сидеритовыми и кварц-магнетит-сидеритовыми слойками, без выявленных четких закономерностей внутреннего строения. Во вторую входят слои, в состав которых входят переслаивающиеся кварцевые, кварц-сидеритовые, куммингтонитовые, куммингтонит-биотитовые, куммингтонитовые сложные и реже другие разновидности слойков.

В табл. 54 представлен слойковый и минеральный состав слоев железистых пород.

Минеральный состав

Петрографо-минералогические исследования слоистых железистых пород позволили установить, что слагающие их элементарные слойки являются преимущественно полиминеральными агрегатами, представляющими собой вполне определенные в количественном и качественном отношении ассоциации главных породообразующих минералов. Последними являются кварц, магнетит, сидероплезит, хлорит, биотит, куммингтонит и карбонаты ряда доломит-ферродоломит. Широко распространены пирит и пирротин, более редок халькопирит. В единичных случаях установлены пентландит и арсенопирит. В качестве обычных акцессориев наблюдаются циркон и апатит. Очень редки сфен, рутил, ортит, гранат и сине-зеленая роговая обманка.

К в а р ц играет существенную роль в составе большинства минеральных разновидностей элементарных слойков. При микроскопическом изучении выделены четыре морфогенетические разновидности кварца.

Кварц-I имеет незначительное распространение и находится лишь в кварц-биотитовых (хлоритовых) слойках бластоалевритовой структуры. Зерна кварца-I имеют неправильную, вплоть до остроугольной, форму, размер зерен — 0,05—0,2 мм. Они водяно-прозрачные, часто имеют волнис-

тое, облачное и мозаичное погасание. В качестве включений наблюдались очень редкие зерна магнетита и биотита (хлорита). Ассоциирующие с кварцем-I чешуйки биотита (хлорита) выполняют пространство между его зернами, создавая впечатление перекристаллизованного цемента пор, реже базального цемента осадочной породы. Все это, а также совместное нахождение с кварцем-I сидеритовых бластоконкреций свидетельствует об обломочно-терригенном происхождении кварца-I, отложенного в составе первичного алевро-пелитового осадка.

Кварц-II является основной морфогенетической разновидностью, слагающей самостоятельные слойки, или существенной составной частью других слойков. Форма зерен полигональная, зубчатая, реже — изометричная, близкая к округлой. Иногда зерна кварца-II слабо удлинены и ориентированы удлинением параллельно общей слоистости породы. Кварц-II водяно-прозрачен, имеет нормальное погасание и лишь в дислоцированных, катаклазированных и микроскладчатых участках — волнистое, до мозаичного, погасание. В качестве включений в кварце-II часто наблюдаются зерна пылевидного магнетита; гораздо менее характерны включения биотита (хлорита), сидерита и куммингтонита.

Кварц-III представлен шестоватыми, реже неправильной формы зернами размером 0,1—0,2 мм, выполняющими дворики растяжения в тенях давления порфиробластического магнетита, и относится к типичному метаморфогенному образованию (переотложение вещества в места пониженного давления по принципу Рикке — Бекке).

Кварц-IV встречается лишь в послойных и секущих кварц-карбонатных (с кальцитом, реже с доломитом) прожилках. Зерна его преимущественно неправильной, реже зубчатой формы. Размер их несколько больше, чем размер зерен кварца-II и может достигать 0,5—1,0 мм.

Магнетит участвует в строении почти всех разновидностей слойков. Представлен зернами и агрегатами зерен шести морфогенетических типов.

Магнетит-I наиболее редок и наблюдался в единичных случаях в магнетит-биотитовых (хлоритовых) и кварц-биотитовых (хлоритовых) слойках с повышенным содержанием сидерита. Для него характерно образование округлых сравнительно крупных (0,5—1,0 мм) зерен с неровными зазубренными очертаниями. Такие образования изобилуют включениями кварца и сидерита, часто располагающимися по окружности внутри зерна, обусловливая таким образом его внутреннее скорлуповато-концентрическое строение. Эти морфологические особенности магнетита-I свидетельствуют о том, что он имеет первично-диагенетическое происхождение и носит характер стяжений (в настоящее время — бластоконкреций).

Магнетит-II распространен незначительно и встречается лишь в кварц-магнетит-сидеритовых слойках слабораскристаллизованных железистых пород северной части месторождения, где он образует почти мономинеральные слойки и цепочки третьего порядка. В отличие от описываемого ниже пылевидного магнетита, приуроченного преимущественно к малосидеритовым сильно перекристаллизованным слойкам, магнетит-II переслаивается с почти мономинеральными сидеритовыми цепочками и слойками третьего порядка. На основании сказанного выше магнетит-II относится к слабометаморфизованным (первичным осадочно-диагенетическим) образованиям.

Магнетит-III — наиболее распространенная морфогенетическая разновидность магнетита, входящая в состав всех без исключения разновидностей слойков. Морфологически представлен мелкими идиобластическими зернами размером 0,05—0,2 мм, полиэдрическими сростками, иногда ветвисто-сростковыми и ленточно-сростковыми агрегатами. Сростковые агрегаты характерны для кварц-магнетитовых слойков, а для остальных разновидностей — идиобластические зерна и полигональные сростки. В отраженном свете серый с буроватым оттенком. Отражательная способность равна

20%. Микротвердость 532—628 кгс/мм². Крупные зерна магнетита-III иногда содержат мелкие (0,01—0,05 мм) включения пирита и пирротина неправильной формы. Включения сульфидов располагаются обычно в периферической части зерен магнетита, реже вблизи центральной части. Необходимо отменить, что включения сульфидов имеют неправильную форму, со сглаженными, а иногда и прямолинейными очертаниями. Структуры замещения не характерны. В слабораскристаллизованных железистых породах северной части Чертомлыкского месторождения часто можно наблюдать постепенную перекристаллизацию магнетита-II в магнетит-III с укрупнением зерен и образованием сростков, что позволяет считать магнетит-III метаморфогенно перекристаллизованным (первичным осадочно-диагенетическим) образованием.

Магнетит-IV широко распространен в магнетит-биотитовой (хлоритовой), сидеритовой, реже в других разновидностях слойков. Он представлен крупными (от 0,3 до 2,0 мм) идиоморфными порфиробластами преимущественно октаэдрической формы. В протолочках наблюдались иногда ромбододекаэдрические притупления ребер октаэдров. В отраженном свете магнетит-IV серый, ямчатый (плохая полируемость). Отражательная способность около 20%. Микротвердость составляет 358—575 кгс/мм², т. е. более низкая, чем у магнетита-III. Вокруг порфиробластов магнетита-IV часто наблюдаются незначительные изменения в ориентировке удлиненных зерен кварца, сидерита и чешуек биотита (хлорита), которые как бы обволакивают порфибласты, фиксируя направление стрессового давления при их росте. В тенях давления часто наблюдаются дворики растяжения, выполненные шестоватым и полигональным кварцем-III. Повсеместно наблюдается изменение ориентировки крупных чешуек биотита и хлорита, находящихся в непосредственной близости от кристаллов магнетита-IV. Наиболее часто биотит нарастает гранью (0001) на грань (111) магнетита, реже ориентируется удлинением перпендикулярно к последней. Характерная особенность крупных порфиробластов — наличие мелких включений кварца, сидерита, биотита и хлорита, а также пирита и пирротина. Включения последних представлены двумя резко отличающимися одна от другой разновидностями: первая — пиритом, развивающимся по тончайшим прожилкам, секущим и магнетит, и соседние нерудные минералы; вторая — морфологически неотличимыми вростками пирита и пирротина, образующими коррозионные структуры замещения только в пределах порфиробластов магнетита. Включения других минералов также легко разделяются на две морфологические разновидности. Первая из них представлена преимущественно мелкими (0,01—0,05 мм) включениями карбонатов, расположенными по эллипсоидальным контурам внутри порфиробластов, по своим очертаниям аналогичным таковым у бластоконкреционного магнетита-I. Вторая разновидность представлена включениями кварца, биотита, хлорита, реже сидерита. Отличительной ее особенностью является линейное расположение включений, всегда хорошо прослеживающееся как реликт тонкого слойка, обогащенного кварцем по сравнению с соседними слойками. Указанные морфоструктурные особенности магнетита-IV свидетельствуют об образовании его путем порфиробластического разрастания (собирательной перекристаллизации) как бластоконкреционного магнетита-I, так и вкрапленного и сросткового магнетита-III.

К магнетиту-V отнесена морфогенетическая разновидность, представленная мельчайшими (0,001—0,005 мм) пылевидными зернышками, включенными в зерна кварца, анкерита, тюрингита и реже биотита. Пылевидный магнетит-V наблюдался во всех разновидностях слойков, но особенно характерен лишь для магнетитовых и сложных куммингтонитовых слойков. Наиболее часто появление пылевидного магнетита связано со слабым окварцеванием сидеритсодержащих слойков, сопровождающимся уменьшением содержания сидерита. Более редкий случай — появление магнетита-V, связанное с развитием тюрингита, кварц-сульфидного агрегата и куммингтонита за

Таблица 55

Химический состав магнетитов и элементы примеси в них

Компонент	Содержание, %						
	1	2	3	4	5	6	7
			Химический анализ				
TiO_2	0,82	0,82	0,20	0,29	0,26	0,20	0,81
Fe_2O_3	66,86	66,35	69,62	61,36	61,75	68,43	63,95
FeO	33,40	29,81	29,81	31,15	31,79	30,17	28,73
MnO	Следы	0,11	0,30	0,06	0,03	Следы	Следы
Cr_2O_3	»	Следы	Не обн.	Не обн.	Не обн.	»	»
MgO	Не обн.	Не обн.	» »	0,68	0,65	Не обн.	Не обн.
			Атомные коэффициенты				
Fe^{2+}	1,11	0,98	0,96	1,06	1,07	0,98	0,98
Mn	—	—	0,01	—	—	—	—
Mg	—	—	—	0,04	0,04	—	—
Сумма	1,11	0,98	0,97	1,10	1,11	0,98	0,98
Fe^{3+}	1,98	1,98	2,01	1,88	1,87	2,01	1,98
Ti	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Сумма	2,00	2,00	2,02	1,89	1,89	2,02	2,00
			Спектральный количественный анализ				
Ni	0,140	0,006	0,015	Не опр.	Не опр.	0,01	0,28
Co	0,003	Не обн.	Не обн.	» »	» »	Не опр.	0,04
			Спектральный полуколичественный анализ				
V	0,006	0,001	0,008	Не опр.	Не опр.	0,015	0,008
Cr	0,02	0,01	0,02	» »	» »	0,003	0,030
Cu	0,002	0,001	0,0004	» »	» »	0,006	0,006
Pb	Не обн.	Не обн.	0,001	» »	» »	Не обн.	Не обн.
Ge	0,004	0,004	0,006	» »	» »	0,001	» »
Ga	0,001	Не обн.	0,001	» »	» »	0,001	0,001
Y	0,003	» »	Не обн.	» »	» »	Не обн.	Не обн.
Yb	0,0003	» »	» »	» »	» »	» »	» »

Примечание. *Анализы*: 1 — магнетит из кварц-магнетит-хлоритового сланца, скв. 22001, гл. 317,9 м; 2 — магнетит из хлорит-магнетит-сидерит-кварцевого джеспера, скв. 22001, гл. 245,0 м; 3 — магнетит из биотит-магнетит-карбонат-кварцевого джеспера, скв. 22002, гл. 281, 1м; 4 — магнетит из биотит-магнетит-карбонат-кварцевого джеспера, скв 30-Б; 5 — магнетит из биотит-магнетит-кварц-сидеритового джеспера, скв. 10-Б, гл. 122,0 м; 6 — магнетит из хлорит-куммингтонит-карбонат-магнетит-кварцевого джеспера, скв. 22002, гл. 372,0—380,0 м; 7 — магнетит из гранат-магнетит-карбонат-кварц-амфиболового джеспера, скв. 22004, гл. 181,3 м

Анализы 1—3, 6, 7 — выполнены в химической лаборатории ИГФМ АН УССР (химики-аналитики Н. Д. Рябец и Н. Д. Дубицкая; анализы 4, 5 — в химической лаборатории Днепропетровского горного института.

счет сидерита. При интенсивном протекании указанных процессов замещения пылевидный магнетит участками перекристаллизовывается, образуя крупные, неправильной формы зерна размером до 1,5 мм и сетчато-сростковые агрегаты магнетита-IV. Таким образом, пылеватый магнетит-V является продуктом метаморфической декарбонатизации, а магнетит-VI обязан своим происхождением собирательной перекристаллизации пылевидного магнетита.

В табл. 55 приведены химические составы, кристаллохимические формулы и спектральные анализы магнетита из некоторых разновидностей железистых пород.

Как отметили Ю. Ю. Юрк и Е. Ф. Шнюков (1961), для магнетитов характерно широкое развитие явлений изоморфного замещения элементов. Проведенные исследования (табл. 55) показали, что магнетит из разных пород содержит в том или ином количестве TiO_2, который обычно при высоких температурах входит в состав минерала в виде твердого раствора (Бетехтин, 1950). При изучении аншлифов было установлено, что в магнетите

содержатся микровростки ильменита, которые образовались в результате распада твердого раствора. Как видно из анализов (табл. 55), колебания содержания TiO_2 довольно значительные — 0,20—0,82%. То же можно сказать и о примесях марганца, содержание которого колеблется от следов до 0,30%. Незначительные количества марганца в большинстве случаев не позволили рассчитать его атомные коэффициенты и ввести их в формулу минерала. В ан. 4, 5 отмечается замещение Fe^{2+} магнием.

В магнетите, по данным спектрального анализа, постоянно присутствуют Ni, V, Cr, Cu. Отмечено повышенное содержание хрома, никеля и кобальта в образце магнетита из джеспера среди амфиболитов. Характерно, что именно в нем отсутствует германий. Это свидетельствует о том, что, по-видимому, генезис таких пород не хемогенно-осадочный, как железистых пород продуктивной толщи, а метасоматический.

Группа карбонатов представлена обычно сидеритом (сидероплезитом), гораздо реже — анкеритом, и в весьма редких случаях — доломитом и кальцитом.

Сидерит наряду с магнетитом и кварцем является главным породообразующим минералом железистых пород и участвует в строении почти всех разновидностей слойков. Выделяются четыре его морфогенетические разновидности.

Сидерит-I наблюдался очень редко в малокарбонатных силикатсодержащих разновидностях слойков и представлен сравнительно крупными округлыми и удлиненно-округлыми образованиями с темными недиагностируемыми микровключениями, располагающимися часто по круговым или эллипсоидальным в сечении линиям. Размер округлых образований 0,3—0,5 мм. В непосредственной близости от сидерита-I мелкие зерна сидерита-II отсутствуют и появляются снова на удалении 0,7—2,0 мм. Часто в этой же разновидности слойков наблюдается более сильно перекристаллизованная форма сидерита-I, представленная зернами неправильной формы с центральным участком более темного цвета, чем периферическая часть. В центральной части таких зерен и сосредоточена бóльшая часть включения магнетита, реже — кварца. По микроструктурным особенностям образования сидерита-I отнесены нами к первично-диагенетическим (типа стяжений) и в дальнейшем будут называться бластоконкрециями.

К сидериту-II относят мелкие округлые и удлиненно-округлые зерна размером 0,05—0,2 мм и их гранобластические агрегаты, широко распространенные в сидеритовых, кварц-магнетит-сидеритовых, кварц-сидеритовых и кварц-магнетитовых слойках. В проходящем свете сидерит бесцветный, иногда буроватый. $n_o = (1{,}841—1{,}858) \pm 0{,}003$; $n_e = (1{,}612—1{,}620) \pm 0{,}003$ (по 46 определениям в 20 образцах). По диаграмме Кеннеди (Трегер, 1968) такие константы соответствуют сидероплезиту с 86—96% сидеритовой молекулы. По данным Г. Ф. Гузенко (1972) и нашим (табл. 56), породообразующий сидероплезит из железистых пород Чертомлыкского месторождения характеризуется следующим составом (% в миналах): сидерит 86,3—86,8; магнезит 9,7—10,8; кальцит 1,5—2,1; родохрозит 0,9—1,9. Термограмма обр. 1, анализ которого приведен в табл. 56, практически аналогична эталонным термограммам сидероплезита. Спектральным анализом в сидеритах обнаружены содержания Ti и Ni — 0,001 и хрома — 0,01%, что, видимо, связано с включениями пылевидного магнетита.

Вкрапленные зерна сидерита-II из кварц-сидеритовых слойков обычно свободны от включений. Зерна сидерита из гранобластического агрегата сидеритовых, кварц-магнетит-сидеритовых и кварц-магнетитовых слойков часто содержат включения пылевидного магнетита, реже — включения кварца и биотита (хлорита) размером 0,01—0,05 мм. Мономинеральные сидеритовые слойки обычно микрозернисты, размер зерен 0,005—0,01 мм. Слабо раскристаллизован также сидерит из микрополосчатых железистых пород Центрального блока. С появлением магнетита-IV, а также биотита (вместо хлорита) в слойках величина сидеритовых зерен увеличивается. Это

позволяет отнести сидерит-II (как и магнетит-III) к раскристаллизованным первично-осадочным образованиям.

Сидерит-III распространен незначительно. Наблюдался главным образом в бескуммингтонитовых слойках в куммингтонитсодержащих железистых породах, где он представлен крупными (0,3—1,0 мм) неправильной формы порфиробластами, замещающими кварц-магнетитовый агрегат. Реликты зерен кварца, особенно магнетита, ксеноморфны, резорбированы, со структурами коррозионного замещения. В единичных случаях порфиробласты сидерита-III содержат многочисленные мелкие (до 0,1 мм по удлинению) призмочки зеленого турмалина. Выявленные морфоструктурные особенности зерен сидерита-III позволяют считать его метасоматическим образованием.

Сидерит-IV также образовался при метасоматозе. Он распространен довольно широко, представлен полигональными и неправильной формы зернами размером от 0,1 до 3,0 мм в кварц-сидеритовом агрегате, выполняющем секущие жилки и прожилки.

Анкерит и брейнерит наблюдаются значительно реже, образуя вместе с сидеритом крупные порфиробласты или агрегаты, иногда вместе с сульфидами и кварцем выполняют секущие трещины. Отличаются от сидерита меньшими светопреломлением ($n_0 = 1{,}734$—$1{,}740$) и плотностью — 3,0—3,15 г/см³. В состав анкерита входят $MgCO_3$ 70—80 и $FeCO_3$ 20—30%. В брейнерите содержится 20—25% сидеритовой молекулы. В обоих минералах изредка отмечаются включения мелких зерен турмалина.

Таблица 56

Химический и молекулярный состав (в %) железистых карбонатов

Окислы	1	2
Химический состав		
SiO_2	1,70	—
TiO_2	0,06	—
Al_2O_3	1,33	—
Fe_2O_3	1,91	0,62
FeO	52,48	53,50
MgO	0,75	3,58
CaO	3,62	0,97
MnO	0,58	1,16
P_2O_5	0,138	—
CO_2	36,64 *	38,40
H_2O	0,12	—
П. п. п.	36,90	—
Сумма	99,60	99,43
Молекулярный состав		
$FeCO_3$	86,8	86,3
$MgCO_3$	10,8	9,7
$CaCO_3$	1,5	2,1
$MnCO_3$	0,9	1,9

Примечания. 1. *Анализы*: 1 — сидероплезит из джеспероп (Гузенко, Ганоцкий, Частий, 1971); 2 — сидероплезит из магнетит-биотит-сидерит-кварцевого джеспера, скв. 22002, гл. 281,1 м (сокращенный анализ).

2. Содержание CO_2, обозначенное звездочкой, в сумму не входит

3. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГФМ АН УССР (химик-аналитик Н. Д. Рябец).

Биотит широко распространен в железистых породах месторождения, образует самостоятельные (вплоть до мономинеральных) слойки или участвует в строении других разновидностей слойков. Представлен чешуйчатыми зернами размером 0,50 × 0,02 до 1,0 × 0,2 мм. Края пластинок неровные, четко выражена лишь грань (0001), что способствует образованию характерных удлиненных сечений. Чешуйки биотита идиоморфны по отношению ко всем породообразующим минералам, за исключением куммингтонита и тюрингита. Биотит представлен двумя разновидностями. Чаще всего встречается зеленый биотит с плеохроизмом по Ng и Nm— зеленый цвет, по Np — светло-зеленый с желтым оттенком, n_g (33 определения) колеблется в пределах (1,647—1,658) ± 0,003; $n_g - n_p = 0{,}050$—$0{,}060$ (12 определений). Угол $2V$ отрицательный, на столике Федорова неотличим от 0°. Определенный по оптическим константам средний состав биотита (Трегер, 1968) в системе четырех молекул соответствует железистому лепидомелану: Fe_6Al_2 42,3; Mg_6Al_2 22,7; Fe_5Al_4 22,7 и Mg_5Al_4 12,3%.

В шлифе биотит из хлорит-биотит-куммингтонит-карбонат-магнетит-кварцевого джеспера (скв. 22002, гл. 372,85 м) имеет грязно-зеленый цвет, отчетливый плеохроизм в тех же тонах. $n_m = 1{,}658$. Химический состав его (химическая лаборатория ИГФМ АН УССР, химик-аналитик Б. В. Мирская) следующий (в%): SiO_2 37,0; TiO_2 1,02; Al_2O_3 15,85; Fe_2O_3 3,49; FeO 24,85; MnO 0,10; MgO 3,74; CaO 0,34; Na_2O 0,46; K_2O 8,63; H_2O^- 0,39; P_2O_5 0,11; SO_3 0,12; п. п. п. 4,22; сумма 100,32. Формула этого биотита, рассчитанная

на основе семи катионов, имеет вид:

$$[(K_{0,90}Na_{0,07})_{0,97}\,Ca_{0,02}\,(Mg_{0,45}Fe^{2+}_{1,70}Ti_{0,06}Al_{0,57})_{3,00}\,(Si_{3,04}Al_{0,96})_{4,00}\,O_{10}\times$$
$$\times\,[O_{0,96}\,(OH)_{1,04}]_{2,00}.$$

Глиноземистость, рассчитанная по Д. А. Великославинскому (1960),

$$al = \frac{Al_2O_3 + Fe_2O_3}{FeO + MnO + MgO}\,100\%,$$

высокая — 40,40, как и следует ожидать для пород хемогенно-осадочного генезиса и низкотемпературной фации метаморфизма. Она обусловливает высокую общую железистость f 80,8.

Наоборот, степень окисления железа в биотите $f_0 = \frac{Fe^{3+}}{Fe^{3+} + Fe^{2+}} =$ $= 11{,}5$ — низкая, что также является показателем невысокой температуры образования, т. е. невысокой степени метаморфизма, в условиях которой образовался данный биотит. Если сравнивать величину $a_{VI} = \frac{Al_{VI}}{\Sigma_{VI}}\,100\% =$ $= 19{,}0$, показывающую количество атомов алюминия в шестерной координации, по С. П. Кориковскому (1965), и $a_s = \frac{Al_{IV}}{Si_{VI} + Al_{IV}}\,100\% = 24{,}9$, отражающую количество атомов в четверной координации, по А. А. Маракушеву (1961), с аналогичными характеристиками биотитов из других осадочных и вулканогенных пород Чертомлыкско-Соленовского района, то оказывается, что первая — самая высокая, а вторая — самая низкая среди сравниваемых биотитов (Бойко, Щербаков, 1967).

Спектральным полуколичественным анализом в биотите из джесперов обнаружены (в %): Li* — 0,008; Rb* — 0,051; Ni — 0,02; Co — 0,003; V — 0,01; Cr — 0,03; Zr — 0,006; Pb — 0,001; Ga — 0,002; Ba — 0,03.

Реже встречается биотит буровато-коричневого цвета с плеохроизмом от буро-коричневого по *Ng* и *Nm* до соломенно-желтого по *Np*. $n_g = (1{,}647—1{,}658) \pm 0{,}002$. Отмечены случаи замещения зеленого биотита буровато-коричневым.

Гидрослюда (стильпномелан?) изредка обнаруживается в хлорит-магнетит-карбонат-кварцевых джесперах в виде игольчатых зерен размером до 0,2 мм, которые прорастают все другие минералы. Плеохроизм от бледно-зеленоватого по *Ng* до бесцветного по *Np*.

Хлориты широко распространены в железистых породах месторождения. Они образуют самостоятельные слойки в слабометаморфизованных породах и разобщенные чешуйки; совместно с другими минералами участвуют в строении различных элементарных слойков. Хлориты представлены тремя разновидностями, характеризующимися различными морфологическими, структурными и парагенетическими особенностями.

Хлорит-I представлен рипидолитом, образующим самостоятельные слойки мощностью 0,1—5,0 мм в слабометаморфизованных хлорит-магнетит-карбонат-кварцевых джесперах и кварц-магнетит-хлоритовых сланцах северной части месторождения. Более маломощные слойки хлорита встречаются в других хлоритсодержащих железистых роговиках.

Рипидолит наблюдается в виде мелких (0,01—0,1 мм) чешуек, обычно ориентированных параллельно общей слоистости породы. Чешуйки светло-зеленого цвета, плеохроизм отчетливый от тускло-зеленого по *Ng* до зеленовато-желтого по *Np*. $n_g = 1{,}627 \pm 0{,}03$; $n_p = 1{,}622 \pm 0{,}003$. $n_g - n_p =$ $= 0{,}005—0{,}006$. Угол $2V$ положительный, близкий к нулю. Удлинение положительное. Плотность 2,85—2,92 г/см³ (три определения). По номограмме Хея (Дир У. А. и др., 1966) хлорит-I отнесен к железисто-магнезиальному рипидолиту с атомным количеством $Fe_{общ} = 4{,}0$ (на 36 атомов кислорода)

* Определения выполнены количественным методом.

и отношением $Fe_{общ}$: (Fe + Mg) = 0,45. В железистых породах более высокой степени метаморфизма рипидолит не встречается; слойки с аналогичными структурно-текстурными особенностями представлены в них биотитовыми разновидностями.

Хлорит-II находится чаще всего в виде обособленных сравнительно крупных чешуек размером 0,2—1,0 мм, реже звездчатыми и сноповидными агрегатами (четыре — семь чешуек). Цвет насыщенный зеленый с резким плеохроизмом по схеме $Ng > Nm \gg Np$. Цвет по Ng густо-зеленый до грязно-зеленого, по Np светло-желтый с зеленым оттенком. $n_g = 1{,}670 \pm 0{,}003$ (среднее из пяти определений); $n_g - n_p = 0{,}008$—$0{,}009$. Удлинение положительное, угол отрицательный, близкий к нулю. Плотность равна 3,2—3,3 г/см³. Химический состав тюрингита из кварц-магнетит-хлоритового прослоя в джесперах (скв. 22001, гл. 317,9 м; химическая лаборатория ИГФМ АН УССР, химик-аналитик В. В. Мирская) (в %): SiO_2 24,32; TiO_2 0,48; Al_2O_3 20,62; Fe_2O_3 2,46; FeO 36,20; MnO 0,26; MgO 4,52; CaO 0,34; Na_2O 0,10; K_2O 0,03; P_2O_5 0,12; SO_3 0,13; п. п. п. 10,16; сумма 99,88. Кристаллохимическая формула его рассчитана на основе 10 катионов: $(Mg_{0.77}\ Ca_{0,03}Fe^{2+}_{3,42}Fe^{3+}_{0,22}Al_{1.52}Ti_{0,04})_{6.00}\ [(Si_{2,76}Al_{1,24})_{4.00} \cdot O_{10}]\ (O_{0,61}OH_{7,39})_{8,00}$.

В отличие от рипидолита, тюрингит содержит в четыре раза меньше магния (0,77 атома) и более чем в два раза меньше Fe^{2+} (3,42 атома) на формульную единицу, что позволяет отнести этот хлорит к магнезиально-железистой разновидности. По общей железистости ($f = 79{,}84\%$) данный хлорит попадает, согласно классификации К. Б. Кепенжинскаса (1965), в поле тюрингитов. В тюрингите по спектральному анализу обнаружено (в %): *V* и Cr 0,003; Ba 0,06 и Sr 0,03. Термограмма тюрингита соответствует определителю (Цветков и др., 1949). В интервале 400—530° С намечается небольшой подъем кривой, который, по-видимому, связан с окислением двухвалентного железа. В интервале 530—600° С наблюдается сильный эндотермический эффект, соответствующий выделению первой порции конституционной воды. Затем при 750—800 и 810—825° С отмечаются два небольших, но четких эндоэффекта, которые, возможно (эти эндоэффекты не характерны для железистых хлоритов), указывают на окончательную потерю конституционной воды. Характерно отсутствие экзопика при 820—850° С, наблюдающегося у рипидолита.

В биотитовых слойках чешуйки тюрингита ассоциируют с куммингтонитом и развиваются, не подчиняясь общей ориентировке биотита в слойках. Ассоциация тюрингита с пылевидным магнетитом особенно часто встречается в окварцованных участках. При этом в тюрингите, в центральной части его чешуек и реже по всему зерну, наблюдается интенсивная вкрапленность пылевидного магнетита. Тюрингит с обильными включениями пылевидного магнетита имеет несколько отличные от чистого тюрингита оптические константы: $n_g = 1{,}639$—$1{,}642$; $n_p = (1{,}627$—$1{,}643) \pm 0{,}003$; $n_g - n_p = 0{,}007$—$0{,}010$. Оптический знак отрицательный, удлинение положительное. По номограмме Хея (Дир, Хаул, Зусман, 1966), описываемый тюрингит относится к железистому тюрингиту с атомным количеством Si в октаэдрических слоях, равным 3,3, и отношением $Fe_{сум}$: (Fe + Mg), равным 0,5.

Густая вкрапленность пылевидного магнетита в чешуйках тюрингита в участках слойка, где другие минералы совершенно свободны от включений магнетита, не связаны с освобождением избыточного железа при развитии тюрингита за счет сидерита. Понижение железистости тюрингита при наличии в нем вкрапленности пылевидного магнетита свидетельствует о метаморфогенной перекристаллизации раннего более железистого тюрингита в более магнезиальный с выделением части железа в форме магнетита. Это было экспериментально доказано Бабчаном (Babčan, 1959), а затем подтверждено для железисто-кремнистых пород криворожских месторождений В. Н. Макаровым (Макаров, 1971).

Хлорит-III встречается редко и развивается обычно по биотиту в биотитовых слойках, образуя гомоосевые псевдоморфозы, не изменяя структуры

слойка. Особенно интенсивно проявились процессы замещения биотита хлоритом в непосредственной близости от секущих кварц-карбонатных жилок и прожилков. Развитие хлорита-III по биотиту в биотитовых слойках в виде узкой полосы (часто в центре слойка) наблюдается вдоль линии или зонки послойных подвижек, отмечаемых по изгибам чешуек биотита. При этом остальная часть биотитового слойка (наиболее часто краевые части) остается совершенно не затронутой хлоритизацией. Цвет хлорита-III светло-зеленый, плеохроизм слабый — от светло-зеленого по Ng — Nm до зеленовато-желтого по Np. Показатель преломления равен 1,610—1,620 (шесть определений в иммерсии). Двупреломление очень слабое (0,002—0,003). Цвета интерференции тусклые, грязно-серые, зеленовато-серые, реже — аномальные грязно-синие. По показателю преломления и двупреломлению хлорит-III отнесен к прохлориту (Дир, Хаун, Зусман, 1966).

Морфоструктурные особенности прохлорита, приуроченность его к гидротермальным кварц-карбонатным прожилкам и зонам послойных подвижек, а также развитие прохлорита по биотиту во всех без исключения разновидностях железистых пород, содержащих биотитовые слойки, независимо от степени метаморфической переработки, указывает на диафторичный характер образования хлорита-III

Амфиболы железистых пород представлены куммингтонитом, реже сине-зеленой роговой обманкой и актинолитом.

Куммингтонит — наиболее распространенный амфибол железистых пород и является одним из главных породообразующих минералов сравнительно высокометаморфизованных пород южной части и востока северной части Чертомлыкского месторождения. Куммингтонит слагает самостоятельные почти мономинеральные слойки, а также входит в состав некоторых других разновидностей слойков в виде обособленных зерен и агрегатов. В тех кварц-силикатных прослойках, где преобладает куммингтонит, зерна кварца обычно субпараллельны сланцеватости; там же, где преобладают хлорит и биотит, куммингтонит располагается неупорядоченно. Это позволяет утверждать, что среди силикатов куммингтонит — наиболее поздний минерал. Почти всегда большие зерна его содержат включения магнетита, кварца и сидерита. Зерна куммингтонита имеют форму сильно вытянутых призм без конечных граней. Часто встречаются полисинтетические двойники. Обычно он образует призматические и длиннопризматические бесцветные зерна размером 0,1—0,5, реже 1—2 мм. Часто создает сноповидные, звездчатые и радиально-лучистые агрегаты, расположенные в плоскостях сланцеватости породы или в секущих прожилках. В таких случаях размер отдельных индивидов повышается до 5 мм и более. $n_g = (1{,}694—1{,}702) \pm \pm 0{,}003$; $n_p = (1{,}664—1{,}670) \pm 0{,}003$. Вычисленное среднее двупреломление составляет 0,030. Двупреломление, замеренное компенсатором Берека, колеблется в пределах 0,028—0,036. Угол cNg составляет 11—14° (среднее из 27 определений — 11,7°). Угол $2V$ отрицательный и изменяется от 82 до 90° (45 определений по двум выходам оптических осей). Определенное по оптическим константам отношение Fe^{2+}: Mg с помощью номограммы Трегера — Винчелла (Трегер, 1968) составляет 70—75% и отвечает железистому куммингтониту в изоморфном ряду купферит — грюнерит.

Повление куммингтонита в породе сопровождается исчезновением сидерита в куммингтонитсодержащих слойках, появлением в них анкерита, резким уменьшением содержания CO_2 в породе, затушевыванием полосчатости третьего, иногда второго порядка, а также увеличением содержания пылевидного магнетита и тюрингита. В магнетитсодержащих слойках кварц, биотит и карбонаты заметно вытесняются куммингтонитом, в то время как зерна и агрегаты магнетита сохраняют свою форму и взаимное расположение независимо от того, находятся они в зерне куммингтонита или за его пределами.

Морфоструктурные особенности зерен и агрегатов зерен куммингтонита, особенности их парагенетических ассоциаций, как и петрохимические

отличия куммингтонитсодержащих и бескуммингтонитовых пород, однозначно указывают на образование куммингтонита при метаморфической декарбонатизации за счет сидерита на месте зерен последнего или в местах интенсивного движения метаморфизующих растворов (послойные и секущие трещинки, ослабленные в местах послойных подвижек участки биотитовых слойков и т. д.).

Наряду с обычным куммингтонитом в джесперах встречается также его волокнистая разновидность. Так, в одном из прослоев куммингтонит-магнетит- биотит - карбонат-хлорит-кварцевого сланца в 60 см от контакта с биотит-магнетит-хлорит-сидерит-кварцевым джеспером обнаружены две согласные со сланцеватостью жилки мощностью 1,5 и 1,0 см, выполненные куммингтонитовым асбестом. Этот минерал имеет светло-серую, почти белую, окраску и шелковистый блеск, легко расщепляется на тончайшие эластичные волокна длиной до 5,0 мм, расположенные параллельно сланцеватости. По рентгенограмме волокна также относятся к типу эластичного асбеста. В шлифе он бесцветен, в более толстых иглах он зеленоватый с едва заметным плеохроизмом. Показатели преломления самые низкие в ряду определявшихся куммингтонитов: $n_g = 1{,}676$; $n_p = 1{,}657$; $n_g - n_p = 0{,}019$; $f = 54{,}1\%$.

Таблица 57

Химический состав и железистость (в %), а также оптические характеристики куммингтонитов

Компонент, константа	1	2	3
SiO_2	48,66	48,27	51,18
TiO_2	0,38	0,16	0,12
Al_2O_3	0,04	1,75	0,74
Fe_2O_3	0,25	11,41	1,83
FeO	39,63	26,96	27,40
MgO	6,19	7,88	12,35
MnO	1,38	Не опр.	0,40
CaO	0,69	0,89	0,98
Na_2O	0,05	0,15	0,13
K_2O		0,14	
H_2O^+	0,04	Не опр.	0,07
P_2O_5	0,03	» »	0,05
SO_3	0,37	» »	0,09
CO_2	Не обн.	» »	2,50
П. п. п.	2,71	2,63	2,47
Сумма	100,34	100,24	100,27
$f_{общ}$	78,2	72,6	54,1
f_0	78,2	72,6	52,7
n_g	1,710	1,702	1,676
n_p	1,676	1,665	1,657
$n_g - n_p$	0,034	0,037	0,019
cNg, град	14	12	Не опр.

Примечание. *Анализы:* 1 — куммингтонит из куммингтонит-хлорит-сидерит-магнетит-кварцевого джеспера, скв. 22002, гл. 380,3 м (лаборатория ИГФМ АН УССР, химик-аналитик С. А. Панченко); 2 — куммингтонит из хлорит-биотит-куммингтонит-карбонат-кварцевого джеспера, скв. 29-Б, гл. 155,7 м (химическая лаборатория Днепропетровской КГРЭ, химик-аналитик Н. Г. Репетило); 3 — волнистый куммингтонит из прожилка в куммингтонит-магнетит-биотит-карбонат-хлорит-кварцевом сланце, скв. 22002, гл. 158,5 м (химическая лаборатория ИГФМ АН УССР, химик-аналитик Е. В. Романишина).

Кристаллохимические формулы неволокнистых куммингтонитов получены в результате пересчета химических составов (табл. 57) на восемь катионов четверной координации.

1. $(Ca_{0,09}Mn_{0,18}Mg_{0,19})_{0,38}\,(Fe^{2+}_{5,54}Mg_{1,43}Fe^{3+}_{0,04}Al_{0,04}Ti_{0,05})_{7,10}\,Si_8O_{22}\,(O_{0,78}OH_{1,22})_{2,00}$.

2. $(Fe^{2+}_{3,57}Mg_{1,86}Fe^{3+}_{1,36}Ca_{0,15}Na_{0,04}K_{0,01}Ti_{0,02})_{7,01}\,(Si_{7,65}Al_{0,34})_{7,99}\,O_{22}\,(O_{0,99}OH_{1,01})_{2,00}$.

Поскольку во втором анализе H_2O^+ не определялась, на гидрационную воду пересчитывалось все количество потерь при прокаливании. При этом избыток атомного количества гидроксила составил 0,38%, что соответствует 0,36% H_2O^+.

Во втором образце куммингтонита, в отличие от первого, отмечается замещение кремния алюминием, а также наличие значительного количества трехвалентного железа и кальция. В первом образце обнаружено ощутимое количество марганца — 0,18 атома на формульную единицу и почти полное отсутствие щелочей. Количество титана в первом и втором образцах незначительно. В первом образце обнаружена более высокая железистость, чем во втором: 78,2 и 72,6% соответственно.

По вычисленным коэффициентам железистости куммингтонит очень близок к роговым обманкам группы VI (Соболев, 1970), которые образовались

в условиях низких содержаний CaO и характерны для железистых формаций.

Попытка пересчета анализа волокнистого куммингтонита на 15 или 8 катионов не увенчалась успехом. Во всех случаях получалась резкая недостача катионов шестерной координации. В связи с этим мы пересчитали анализ на семь катионов шестерной координации, куда были включены Fe^{2+}, Mg, Mn, Fe^{3+}, Al и Ti. Поскольку анализ показал довольно большое количество CO_2, было сделано предположение о присутствии в образце карбоната. В связи с этим из пересчета были исключены CaO (полностью) и FeO в эквивалентном количестве к оставшемуся CO_2. При пересчете остальных компонентов получился избыток кремния. Вместо 8 катионов четверной координации — 8,63. Так как число катионов в четверном окружении кислорода в структуре амфиболов не может превышать восьми, мы предположили, что избыток кремния в данном случае связан с примесью в анализированном образце кварца, и отбросили лишнее по отношению к восьми его количество. Полученная в результате такого искусственного пересчета формула куммингтонитового асбеста имеет вид

$$(Mn_{0,06}Fe^{2+}_{3,46}Mg_{3,10}Fe^{3+}_{0,22}Al_{0,14}Ti_{0,02})_{7,00}\,Si_8O_{22}\,(OH_{1,64}O_{0,36})_{2,00}.$$

Рентгенограммы неволокнистой и волокнистой разновидностей куммингтонита почти идентичны, хотя по составу они существенно различны (Бойко, Литвин, 1966).

Сравнивая составы неволокнистого и волокнистого амфиболов, образовавшихся в одних и тех же породах, но различным путем, необходимо отметить разную железистость того и другого. Если железистость первого равна 72,6—78,2, то второго — 54,1%. Значительно более низкая железистость куммингтонит-асбеста указывает на сравнительно низкую подвижность железа по сравнению с магнием в тех термодинамических условиях, в которых происходило образование этого минерала. Залегание волокнистого куммингтонита в виде жил в трещинах указывает на его метасоматическое происхождение, в то время как неволокнистый куммингтонит образовался без существенного перемещения слагающих его компонентов в условиях термоконтактового метаморфизма.

Спектральными количественными и полуколичественными анализами обнаружены (в %): в неволокнистом куммингтоните Ni — 0,001, а в волокнистом Ni — 0,09; Co — 0,005; V — 0,001; Cr — 0,001; Cu — 0,0005; Zn — 0,01.

Сине-зеленая роговая обманка в незначительном количестве наблюдалась в кварц-сидеритовых слойках, в различных кристаллических сланцах вблизи контакта с пластами железистых пород, а также в куммингтонитовых слойках, где изредка отмечалось ее развитие. Она наблюдается в виде периферических кайм и отдельных пятен, представляющих собой участки щелочного амфибола (рибекита), образующихся вследствие натриевого метасоматоза. Это явление сопровождается уменьшением двупреломления. Иногда образуются призматические зерна светло-зеленого с синеватым оттенком цвета размером 0,2—0,5 мм. Плеохроизм резкий от сине-зеленого по Ng до зеленовато-желтого по Np. $n_g = 1{,}680—1{,}702 \pm 0{,}003$; $n_p = (1{,}562—1{,}682) \pm 0{,}003$. Двупреломление составляет 0,020—0,028. Угол cNg равен 18—20°. Угол $2V$ отрицательный и колеблется в незначительных пределах — 68—70°.

Актинолит редок. Образует тонкие фибробластические или радиально-лучистые сростки. В шлифе имеет зеленоватый цвет с едва заметным плеохроизмом. Угол (—) $2V$ равен 68—70°; $cNg = 18—20°$; $n_g = 1{,}643—1{,}645$; $n_p = 1{,}622 — 1{,}624$; $n_g - n_p = 0{,}021—0{,}022$ (измерение проводилось кальцитовым поворотным компенсатором).

Плагиоклаз встречается в сидеритовых слойках и очень редко — в кварц-магнетит-сидеритовых, а также в сложных куммингтонитовых слойках. Плагиоклаз образует сравнительно крупные (0,2—0,3 мм) зерна

неправильной, близкой к таблитчатой формы с округлыми субпрямоугольными очертаниями. Содержание плагиоклаза в слойке обычно не превышает 2—3, реже поднимается до 20%. Редко наблюдались тонкие полисинтетические двойники, чаще зерна оптически однородны. Закон двойникования экстерельский и альбитовый. Номер плагиоклаза соответствует альбиту № 9 и альбит-олигоклазу № 11—12. Показатель преломления, определенный в иммерсии, равен 1,543 ± 0,002 (одно определение). Удлиненные зерна плагиоклаза обычно ориентированы параллельно слоистости; в таких случаях редкие чешуйки биотита в сидеритовых слойках ориентированы аналогичным образом. Нередко наблюдается ориентировка удлиненных зерен плагиоклаза под углом 20—40° к слоистости породы, что подчеркивается линейно расположенными цепочечными включениями в плагиоклазе дисперсного магнетита, кварца и сидерита. Это свидетельствует об образовании порфиробластов альбит-олигоклаза в спокойной тектонической обстановке (первичное расположение цепочечных включений параллельно слоистости) и более позднем вращении его зерен при послойных микроподвижках, связанных с тангенциальными напряжениями. Биотит при этом переориентируется гранью (0001) перпендикулярно к направлению результирующего давления.

В окварцованных кварц-магнетит-сидеритовых слойках зерна плагиоклаза корродированы кварцем и нередко замещаются им нацело. В последнем случае новообразованное зерно кварца сохраняет форму замещенной им таблички альбит-олигоклаза, микровключения сидерита исчезают, а включения магнетита теряют линейно-цепочечное расположение и скапливаются в центральной части зерна кварца.

Нахождение порфиробластических зерен альбит-олигоклаза почти исключительно в сидеритовых слойках, образование его до проявления тектонических напряжений и связанных с ним подвижек и дислокаций в железистых породах, а также отсутствие связи плагиоклаза с зонами повышенной проницаемости (биотитовые слойки, послойные и секущие трещинки и т. д.) позволяют считать его образование связанным с метаморфогенной кристаллизацией из первичноседиментогенного безжелезистого алюмосиликатного вещества с повышенной щелочностью. Таким веществом могли быть смешанные хемогенные кремнисто-карбонатные и пепловые осадки в зоне разгрузки щелочных и углекислых гидротермальных растворов. Аналогичные образования со сходным генезисом описывались в породах шестого и седьмого горизонтов месторождений Кривого Рога М. А. Ярощук и В. Л. Оноприенко (1973). Не исключено, что часть альбита, так же как стильпномелан и рибекит, образовалась при натриевом метасоматозе.

А п а т и т наиболее распространен среди акцессориев. Его идиоморфные зерна немного удлинены. Образует включения в кварце или силикатах; размер зерен 0,025—0,06 мм.

Т у р м а л и н имеет вид удлиненных и боченковидных зерен, плеохроирующих от светло-бурого по *Ne* до синевато-зеленого цвета по *No*.

Ц и р к о н очень редкий минерал. Находится в виде включений в чешуйках биотита, где вокруг него образуются характерные плеохроичные оболочки. Размеры зерен обычно небольшие — около 0,01 мм. Интерференционные окраски зеленые и малиновые третьего порядка.

Р у т и л изредка встречается в искусственных шлихах в виде обломков удлиненных кристаллов коричневого цвета.

С у л ь ф и д ы имеют большое распространение в железистых породах месторождения, образуя незначительную по количественному содержанию, но постоянно присутствующую примесь. Представлены они главным образом пиритом и пирротином, редко встречаются пентландит и халькопирит, в единичных случаях отмечен арсенопирит.

Пирит наиболее часто встречается в биотитсодержащих разновидностях железистых пород. Представлен двумя генерациями, резко отличающимися друг от друга по морфологическим и структурным особенностям.

Пирит-I наблюдается в виде обособленных зерен в различных разновидностях слойков, оказывая предпочтение вместе с тем биотитовым и магнетит-биотитовым. При этом зерна пирита находятся либо в биотитсодержащих слойках, образуя псевдотаблитчатые зерна размером от 0,02 × × 0,1 до 0,05 × 0,2 мм, либо в непосредственной близости от этих слойков, где образуют зерна неправильной формы размером 0,05 × 0,1 мм. Псевдотаблитчатая форма зерен пирита связана, видимо, с его перекристаллизацией по принципу Рикке в пластинчатых биотитовых слойках, легко передающих на жесткое зерно стрессовые напряжения. В отраженном свете пирит-I латунно-желтый, ямчатый. Микротвердость 930—1120 кгс/мм². Часто наблюдаются замещения пирротина пиритом. Замещение всегда начинается с периферической части и постепенно захватывает все зерно.

Замещение пирита пирротином по трещинам не наблюдалось. Частые включения пирита в магнетите имеют неправильную и округлую форму; встречаются также включения с прямолинейными очертаниями. Нередко встречается нарастание зерен пирита на идиобластические грани магнетита; взаимопроникновения при этом не наблюдается.

Особый интерес представляют включения пирита в порфиробластическом магнетите в тех случаях, когда в центральной части порфиробластов отчетливо выявляется регенерированная бластоконкреция магнетита-I, окруженная включениями кварца и карбоната. В таких случаях вростки пирита оконтуривают бластоконкрецию, признаков структур замещения не обнаруживается.

Пирит-II представлен зернами неправильной формы и агрегатами различных размеров, приуроченными к послойным и секущим кварц-карбонатным прожилкам. Мощность прожилков меняется от волосовидных (0,005—0,01 мм) до 1 см и более. При рассечении таким прожилком зерен магнетита или прохождении прожилка вблизи последних пирит образует по магнетиту явные коррозионные структуры замещения.

Пирротин постоянно ассоциирует с пиритом, образуя с ним пирротин-пиритовые агрегаты, где постоянно наблюдается замещение пирротина пиритом. В редких случаях наличия только пирротиновых зерен пирротин морфологически неотличим от пирита-I. Он образует те же морфологические разновидности, что и в изолированных зернах и в срастаниях с магнетитом. В отраженном свете пирротин кремово-желтый с розоватым оттенком и отчетливой анизотропией, коэффициент которой составляет 1,25. Микротвердость жильного пирротина-II 305—340 кгс/мм², вкрапленно-вросткового 218—260 кгс/мм².

По совокупности морфоструктурных особенностей сульфидов железа выделяются две генерации пирита и две генерации пирротина. Пирротин-I замещается пиритом-I, а пирротин-II — пиритом-II. Установленные морфологические особенности и микроструктурные взаимоотношения сульфидов железа первой генерации позволяют считать пирротин-I первичным осадочно-диагенетическим, а пирит-I — диагенетическим, образовавшимся по пирротину в условиях избытка элементарной серы. Образование пирротина-II и пирита-II связано с сульфидсодержащими гидротермальными растворами. При этом на первой (кислотной) стадии выпадает пирротин, который при ощелачивании растворов замещается пиритом.

Пентландит наблюдался в редких случаях в ассоциации с пирротином-II, часто образуя в последнем мельчайшие (0,002—0,006 мм) включения.

Халькопирит отмечен в единичных случаях в виде вростков и выделений неправильной формы в пирротине (размер 0,01—0,2 мм) или в ассоциации с пиритом-II. Микротвердость халькопирита 220—258 кгс/мм².

Арсенопирит отмечен в виде мелких единичных зерен (не превышает 0,05 мм) в биотитовых слойках. В единичных случаях отмечались крупные, идиобластические по отношению к пириту и магнетиту зерна размером 2,0 мм. Микротвердость, замеренная на трех зернах, составляет 967—1080 кгс/мм².

Ильменит изредка встречается в виде удлиненных зерен. Микротвердость его равна 750 кгс/мм². В джесперах встречаются сростки магнетита с ильменитом вытянутой формы.

Гематит распространен только в зоне окисления железистых пород и реже по трещинам. Твердость высокая. Представлен зернами неправильной формы. Образует псевдоморфозы по магнетиту с решетчатой, реже пятнистой и петельчатой структурами замещения. Обычно замещение зерен неполное; реликты магнетита в переходной зоне составляют значительную часть зерен. Отражательная способность высокая — 25%. Минералы группы гетит-гидрогетита образуются в процессе окисления магнетита, гематита, сидерита и пирита. Лимонит по трещинам встречается в основном там, где образует ореолы вокруг рудных минералов.

Типы железистых пород и их петрохимическая характеристика

По коэффициенту окисления *O*, определяющему степень железорудности, все железистые породы можно разделить на две группы: малорудную — *O* находится в пределах 0,25—0,88 и нерудную — *O* составляет 0,01—0,18 (табл. 58). Коэффициенты железистости ($F = 70,4—91,8$) и магнезиальности ($M = 4,4—14,6$) показывают, что железо и магний после кремнезема являются главными в железисто-кремнистых породах ($FM = 78,8—97,8$).

В зависимости от того, образует ли закись железа железистые карбонаты, каждая из выделенных групп делится на две подгруппы — окисно-закисную железисто-силикатно-карбонатно-кремнистую и окисно-закисную железисто-силикатно-кремнистую.

По данным петрографического, петрохимического и минералогического анализов можно выделить девять разновидностей рудных и нерудных железистых пород (табл. 59).

Группа малорудных железисто-кремнистых пород объединяет породы, имеющие близкие химические составы, но отличающиеся степенью метаморфической переработки, что отразилось на их минеральных составах. Для них характерно преобладание FeO над Fe_2O_3, причем нередко довольно значительная часть FeO связана в железистых силикатных минералах. Содержание закиси железа (FeO′) по отношению ко всему железу в породах составляет 63,6—80,4 (табл. 60). Коэффициент окисления колеблется в пределах 0,25—0,88. Содержание магнетита достигает 32%, $Fe_{метал}$ составляет 23,92—41,60%, а коэффициент $F = 71,3—91,8$.

В железисто-кремнистых образованиях этой группы постоянно содержатся примеси MgO, CaO, Al_2O_3 ($A = 0,6 — 13,2$; $M = 4,4 — 13,6$; $C = 0,0 — 13,4$). В этих породах наряду с кварцем, сидеритом и магнетитом значительно развиты железосодержащие силикатные минералы — хлорит, биотит, куммингтонит, роговая обманка, актинолит.

Подгруппа малорудных окисно-закисных железисто-силикатно-карбонатно-кремнистых пород характеризуется высоким коэффициентом железистости ($F = 71,3—91,8$) и содержанием $Fe_{метал} = 28,79—41,60$. Количество магнетита составляет 15—32%. Содержание закиси железа (FeO′) колеблется от 63,6 до 80,4% общего количества железа в породе. Высокое содержание магнетита обусловливает довольно высокое значение коэффициента $O = 0,25—0,88$.

Малорудные окисно-закисные железисто-силикатно-карбонатно-кремнистые породы преобладают в Чертомлыкской железорудной полосе. Они представлены хлорит-магнетит-карбонат-кварцевыми, биотит-магнетит-карбонат-кварцевыми и хлорит-биотит-куммингтонит-карбонат-магнетит-кварцевыми джесперами.

Хлорит-магнетит-карбонат-кварцевые джесперы встречаются реже, чем другие представители данной подгруппы, и являются слабометаморфизованной разностью, относящейся к ступени аспидных сланцев динамотермального

Таблица 58

Петрохимические коэффициенты по Н. П. Семененко для железисто-кремнистых пород

Группа	FeO′	$Fe_{метал}$	O	F	A	M	C	FM
Малорудные породы	63,6—80,4	23,22—41,60	0,25—0,88	71,3—91,8	0,6—13,2	4,4—13,6	0,0—13,4	79,0—97,8
Нерудные породы	79,2—99,0	21,88—30,61	0,01—0,18	70,4—87,2	0,9—12,9	8,4—14,6	1,1—11,8	78,8—97,5
Пределы коэффициентов для обеих групп	63,6—99,0	21,88—41,60	0,01—0,88	70,4—91,8	0,6—13,2	4,4—14,6	0,0—13,4	78,8—97,8

Таблица 59

Петрографические разновидности железисто-кремнистых пород и их минеральный состав

Группа	Подгруппа	Порода	Слоевые породообразующие компоненты		Породообразующие минералы, %						
			Слои	Прослои	Слойки	Прослойки	Кварц	Магнетит	Сидерит	Анкерит	Хлорит	Биотит	Куммингтонит
Малорудные породы	Окисно-закисные железисто-силикатно-карбонатно-кремнистые породы	Хлорит-магнетит-карбонат-кварцевый джеспер	Кварцевый + + кварц-магнетитовый, сидеритовый, смешанный + кварцевый	Сидеритовый, алюмосиликатный	КМ, КС, КМС, МХ, КХ, МХ	К, С	24—45	15—30	15—50	0—5	5—20	Ед. чеш.	0—7
		Биотит-магнетит-карбонат-кварцевый джеспер	Кварцевый + + кварц-магнетитовый, сидеритовый, смешанный + кварцевый	Сидеритовый, алюмосиликатный	К, КМ, КС, Б, КМС, С, М, МБ	КБ	30—60	20—32	8—40	0—23	Ед. чеш.	2—16	—
		Хлорит-биотит-куммингтонит-карбонат-магнетит-кварцевый джеспер	Кварцевый + +смешанный куммингтонитовый	Алюмосиликатный	К, КМ, М, $К_м$, $К_м^{сл}$, $С_л$, МБ, Б, Х, КС, МХ	С, КМС, КБ	25—30	16—23	0—20	13—32	2—15	6—23	5—23
	Окисно-закисные железисто-силикатно-кремнистые породы	Кварц + магнетит-хлоритовый сланец	Алюмосиликатный + кварцевый	Кварц-магнетитовый	Х, МХ, КХ	К	10—30	15—25	—	—	50—75	—	—
		Хлорит-биотит-куммингтонит-магнетит-кварцевый джеспер	Кварцевый + + смешанный куммингтонитовый	Алюмосиликатный	К, КМ, М, $К_м^{сл}$, МБ, Б, Х, МХ	КБ, КХ	20—30	15—25	—	0—5	2—10	5—25	5—25
		Магнетит-кварц-сидеритовый джеспер	Кварцевый + сидеритовый	Кварц-магнетитовый, кварц-магнетит-сидеритовый, алюмосиликатный	К, КМ, КС, КМС, С	Б, КБ, М	27—42	9—22	36—53	—	—	0—4	—
Нерудные породы	Окисно-закисные железисто-силикатно-карбонатно-кремнистые породы	Биотит-магнетит-кварц-сидеритовый джеспер	Кварцевый + + кварц-магнетит-сидеритовый	Кварц-магнетитовый, алюмосиликатный	К, Б, КМ, С, КС, КМС	КБ, МБ, М	26—32	10—27	30—44	—	—	10—13	—

Группа	Подгруппа	Порода	Слоевые породообразующие	
			Слои	Прослои
Нерудные породы	Окисно-закисные железисто-силикатно-карбонатно-кремнистые породы	Хлорит-куммингтонит-магнетит-биотит-карбонат-кварцевый сланец	Сидеритовый + + алюмосиликатный, кварц-магнетит-сидеритовый + алюмосиликатный, смешанный сидеритовый + алюмосиликатный	Кварц-магнетитовый, кварцевый, кварц-магнетит-сидеритовый
	Окисно-закисные железисто-силикатно-кремнистые породы	Магнетит-хлорит-биотит-кварц-куммингтонитовый сланец	Кварцевый + + железисто-магнезиально-силикатный	Кварц-магнетитовый, алюмо-силикатный

Примечание. Расшифровку символов слойков и прослоек см. в табл. 54.

Петрохимические коэффициенты Н. П. Семененко

Подгруппа	FeO′	$Fe_{метал}$	*O*
Окисно-закисные железисто-силикатно-карбонатно-кремнистые породы	63,6—80,4	27,0—41,60	0,25—0,88
Окисно-закисные железисто-силикатно-кремнистые породы	67,2—79,3	23,22—32,60	0,26—0,49
Пределы коэффициентов для обеих групп	63,6—80,4	23,22—41,60	0,25—0,88

метаморфизма с постепенными, но не завершенными переходами к низкотемпературной ступени роговиков и узловатых сланцев термоконтактового метаморфизма. Это очень плотные слоистые породы серого и темно-серого цвета с зеленоватым оттенком, что типично для большинства джеспероров. Они состоят из переслаивающихся пар кварцевый + кварц-магнетитовый и сидеритовый смешанный + кварцевый слоев с сидеритовым и алюмосиликатным прослоями. В их минеральный состав, кроме главных породообразующих минералов кварца, магнетита, сидерита, хлорита, содержание которых изменяется в самых широких пределах (табл. 59), входят также (в %): куммингтонит 0—7, гематит (редко) 0—3, пирит 0—2, пирротин 0—5, в единичных зернах — биотит, апатит, циркон, сфен, ильменит, гетит. Характеристика этих минералов мало отличается от характеристики минералов других железистых пород (с.000).

Резкие колебания количеств породообразующих минералов находят отражение в химических анализах пород (табл. 61, ан. 1—3). Как видно из табл. 62, значение коэффициента *O* изменяется в пределах 0,50—0,88 для рудных и 0,32—0,41 для малорудных. Содержание SiO_2 26,20—44,00, Al_2O_3 0,56—6,07, CO_2 5,0—14,35%. Это одна из наиболее высокожелезистых пород. В ней содержится (в%): Fe_2O_3 15,28—25,29; FeO 21,18—22,72; $Fe_{метал}$ 27,0—40,72; FeO′ в породе составляет 66,6—75,4% $Fe_{общ}$; $F = 71,3—91,0$; $M = 4,4—11,3$; $FM = 79,0—97,8$. Значения коэффициентов $A = 0,6—9,1$ и $C = 1,6—6,3$ отражают количество примесей.

Продолжение табл. 59

компоненты		Породообразующие минералы, %						
Слойки	Прослойки	Кварц	Магнетит	Сидерит	Анкерит	Хлорит	Биотит	Куммингтонит
С, К, КМ, КС, КМС, МБ, МХ, Б, Х	$К_{м}^{сл}$, М, КБ, КХ	10—30	5—21	9—64	0—11	0,5—12	29—62	1—7
К, КМ, $К_{м}^{сл}$, КС, $К_{м}$, М	Б, Х, МБ, МХ, КМС, КБ, КХ	22—34	0,5—10	0—2	0—10	2—12	4—15	29—61

Таблица 60

для группы малорудных железисто-кремнистых пород

F	*A*	*M*	*C*	*FM*
71,3—91,8	0,6—9,1	4,4—11,2	0,0—7,2	79,0—97,8
72,7—84,6	1,8—13,2	4,4—13,6	1,6—13,4	81,1—92,3
71,3—91,8	0,6—13,2	4,4—13,6	0,0—13,4	79,0—97,8

Биотит-магнетит-карбонат-кварцевые джесперы распространены очень широко. Степень метаморфической переработки у них выше, чем у описанной хлоритовой разности, и ближе к ступени низкотемпературных роговиков термоконтактового метаморфизма. Макроскопически обе породы одинаковы. Содержание рудных и акцессорных минералов также сходное. Однако по слоевым породообразующим компонентам они различаются. В породе переслаиваются пары слоев: кварцевый + кварц-магнетитовый, сидеритовый смешанный + кварцевый с алюмосиликатным и сидеритовым прослоями. Хлорит здесь практически отсутствует и его место занимает биотит. Повышение ступени метаморфизма повлекло значительное увеличение содержания анкерита (до 23%) у наиболее метаморфизованных разновидностей, при этом отмечалось уменьшение количества сидерита. Необходимо также отметить более высокое содержание кварца — 30—60%. Содержание магнетита почти такое же, как у джесперов — 20—32%. Среди таких разновидностей джесперов можно выделить породы с низким содержанием биотита (2—5%) и более высоким (5—16%). Это отражение в химических составах описываемых пород (табл. 61).

Для пород с малым количеством биотита, а значит и более слабо затронутых метаморфизмом, содержание K_2O составляет 0,11—0,50%, для пород с бóльшим количеством биотита содержание K_2O равно 0,94—1,65%. У пород с более низким содержанием биотита обычно больше магнетита. Остальные породообразующие окислы имеют значения, близкие к таковым в хлорито-

Химичекий состав (в %) и петрохимические коэффициенты по Н. П. Семе

Компонент, коэффициент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	37,80—44,00	40,10	26,20	38,62	24,53	31,26	38,13	38,33	36,49
TiO_2	0,07—0,17	0,12	0,18	0,09	0,10	0,12	0,09	0,16	0,32
Al_2O_3	1,75—6,07	3,97	0,55	1,50	1,44	1,28	0,86	3,21	5,01
Fe_2O_3	15,28—25,29	19,70	24,55	26,75	27,28	20,75	17,03	20,07	20,38
FeO	21,18—22,72	21,76	30,17	21,11	27,28	26,56	24,82	22,47	23,11
MnO	0,29—0,52	0,39	0,70	0,33	0,48	0,35	0,05	0,38	0,38
MgO	1,31—3,22	2,59	2,17	1,67	2,21	2,36	2,37	2,21	2,08
CaO	0,90—2,51	1,81	0,70	Следы	3,78	2,94	2,30	2,36	2,15
Na_2O	0,16—1,16			0,12	0,22	0,12	0,12	0,15	0,30
K_2O		0,61	0,10	0,12	0,11	0,11	0,50	1,65	0,94
P_2O_5	0,15—0,24	0,19	0,09	0,29	0,12	0,36	0,33	0,15	0,17
CO_3	0,32—0,59	0,41	0,07	0,27	0,52	0,36	0,359	0,37	Не обн.
CO_2	5,00—8,00	6,73	14,35	9,46	12,86	12,24	13,00	7,06	8,05
H_2O	0,40—2,40	1,11	Не опр.	0,25	Не опр.	Не опр.	0,44	0,80	0,12
П. п. п.	—	Не опр.	0,02	9,97	» »	» »	13,02	Не опр.	9,11
Сумма	—	99,48	99,85	100,64	100,72	100,56	100,41	99,37	100,48
$Fe_{метал}$	27,0—35,2	30,35	40,72	33,0	41,6	35,1	33,2	31,6	32,1
FeO′	66,6—75,4	71,1	73,12	63,6	67,9	74,0	76,4	71,4	71,6
O	0,32—0,88	0,41	0,37	0,97	0,47	0,35	0,30	0,40	0,39
F	71,3—89,3	80,1	91,0	91,0	86,1	83,6	83,9	81,5	80,6
A	2,4—9,1	5,7	0,6	2,2	1,6	1,7	1,2	4,4	6,8
M	4,4—11,3	9,5	6,8	6,0	6,4	7,8	8,7	7,9	7,3
C	2,2—6,3	4,7	1,6	0	5,9	6,9	6,2	6,2	5,3
FM	79,0—93,6	89,62	97,8	94,0	92,5	91,4	92,6	89,4	87,4

Компонент, коэффициент	21	22	23	24	25	26	27	28
SiO_2	38,83	38,99	35,16—49,0	41,86	40,70	44,9	39,41	41,85
TiO_2	0,127	0,20	0,07—0,27	0,14	0,20	0,10	0,28	0,16
Al_2O_3	3,83	5,64	1,19—6,65	3,42	3,63	4,46	4,92	3,65
Fe_2O_3	22,24	19,41	17,28—23,38	19,91	19,62	16,67	19,08	19,13
FeO	23,37	22,25	20,92—25,18	22,90	23,56	20,82	24,72	24,77
MnO	0,42	0,42	0,05—0,42	0,31	0,076	0,24	0,18	0,23
MgO	2,19	2,28	1,66—4,00	2,55	2,42	2,57	2,04	2,30
CaO	1,01	1,69	0,30—3,00	1,91	2,97	2,35	1,63	2,42
Na_2O	0,30	0,62	0,36—1,36	0,93	0,14	0,50	0,35	0,12
K_2O	1,04	1,62			0,46	1,60	1,64	0,68
P_2O_5	0,161	0,16	0,03—0,23	0,14	0,17	0,161	0,19	0,162
SO_3	0,228	0,54	6,32—0,92	0,55	0,17	0,744	0,18	0,30
CO_2	5,32	4,95	0,78—8,72	4,29	4,37	3,86	4,33	4,00
H_2O	0,18	0,62	0,60—2,20	1,28	0,07	0,03	0,11	0,81
П. п. п.	6,48	Не опр.	Не опр.	Не опр.	5,92	4,97	5,64	Не опр.
Сумма	100,4	99,38	» »	100,19	100,04	100,11	100,26	100,58
$Fe_{метал}$	33,7	30,9	28,22—35,75	31,80	32,0	27,9	32,6	32,6
FeO	7,04	71,6	67,0—84,0	71,6	72,7	73,3	74,1	74,1
O	0,42	0,39	0,31—0,47	0,39	0,38	0,36	0,35	0,35
F	84,6	79,5	74,7—86,3	81,4	79,5	76,6	82,1	81,3
A	5,2	7,9	1,8—8,8	4,9	4,9	6,8	6,8	5,0

Таблица 61

ненко железисто-кремнистых пород малорудной группы

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
41,59	36,90	38,39	37,50	40,95	38,80	38,55	37,21	37,68	39,58	38,72
0,06	0,09	0,10	0,10	0,15	0,10	0,10	0,10	0,22	0,08	0,13
3,90	3,32	2,26	2,64	3,18	3,31	3,76	3,66	5,06	1,97	2,55
17,99	19,99	17,07	17,70	15,61	14,46	13,82	22,57	22,57	21,23	21,50
21,26	24,31	23,88	25,48	23,29	24,20	24,97	24,83	21,05	20,34	22,62
0,39	0,332	0,176	0,32	0,26	0,162	0,31	0,26	0,03	0,09	0,33
2,37	2,03	2,69	2,18	2,89	2,24	2,39	2,44	1,33	2,12	1,97
2,65	0,35	2,55	1,10	1,25	2,70	2,30	1,90	4,29	5,32	3,70
0,50	0,21	0,20	0,12	0,25	0,25	0,25	0,30	0,38	0,09	0,30
1,00	1,29	1,29	1,20	1,09	1,20	1,65	1,50	0,11	0,09	0,76
0,61	0,17	0,161	0,184	0,138	0,61	0,161	0,161	0,16	0,21	0,14
0,434	0,234	0,377	0,162	0,281	0,377	0,65	0,624	0,21	0,11	0,15
8,12	9,22	8,84	10,14	9,60	10,32	9,62	10,68	6,52	6,20	6,06
0,31	0,31	0,64	0,21	0,23	0,21	0,11	0,19	0,41	2,09	0,56
8,50	10,66	11,09	11,26	11,21	11,13	10,82	13,30	7,18	Не опр.	Не опр.
100,51	100,3	100,36	100,25	100,55	100,41	100,57	100,51	100,28	99,43	99,49
29,0	32,8	30,4	32,20	28,80	29,60	29,35	28,79	32,1	30,6	32,55
72,3	73,1	75,8	76,2	77,0	77,4	79,3	80,4	67,2	68,0	70,00
0,38	0,87	0,32	0,31	0,30	0,29	0,26	0,25	0,49	0,47	0,43
78,6	87,0	82,2	85,0	80,4	79,6	79,5	80,1	78,5	77,5	79,4
5,7	4,7	3,4	3,9	4,8	4,8	5,6	5,6	6,8	1,8	4,8
8,9	7,4	10,0	8,1	11,2	8,4	8,8	9,1	4,4	7,3	6,8
6,8	0,9	4,4	3,0	3,6	7,2	6,1	5,2	10,3	13,4	9,0
87,5	94,4	92,2	93,1	91,6	88,0	88,3	89,2	82,9	94,8	86,2

29	30	31	32	33	34	35	36	37	38
46,00	40,23	41,78	49,98	41,24	40,28	41,87	42,78	44,54	41,77
0,13	0,22	0,22	0,44	0,42	0,31	0,24	0,15	0,23	0,40
5,94	3,49	5,93	7,49	7,46	4,44	4,76	4,34	5,49	6,23
15,56	18,19	16,95	13,44	21,07	20,31	18,13	15,99	15,22	14,49
20,02	25,05	23,58	17,71	22,23	23,34	22,93	24,68	25,70	25,07
0,151	0,37	0,33	0,11	0,35	0,34	0,126	0,126	0,32	0,31
3,60	3,04	2,78	1,62	1,61	2,18	3,00	2,89	2,83	2,79
1,80	1,90	1,99	1,83	0,87	2,69	2,35	2,60	0,56	1,94
0,41	0,26	0,28	0,03	1,09	0,01	0,21	0,30	0,19	0,30
1,60	0,69	1,85	0,03	0,77	1,55	1,40	1,00	2,14	2,06
0,152	0,20	0,21	0,21	0,18	0,14	0,17	0,161	0,15	0,22
0,954	0,17	0,40	3,07	Не обн.	0,50	0,426	0,598	0,08	0,22
3,72	5,70	3,76	3,73	1,46	3,44	2,60	0,82	1,02	2,35
0,02	0,05	0,30	Следы	0,22	0,86	0,03	0,26	1,50	0,07
5,28	0,08	Не опр.	1,16	2,99	Не опр.	4,93	4,68	Не опр.	4,35
100,61	99,64	100,36	99,29	100,36	100,27	100,57	100,55	99,97	100,15
26,4	32,27	30,1	23,22	31,9	32,3	30,5	30,4	30,5	29,5
74,0	75,31	75,5	74,5	70,0	71,8	77,0	77,4	78,9	79,3
0,35	0,35	0,32	0,34	0,43	0,39	0,35	0,29	0,26	0,26
72,7	80,1	76,9	79,0	81,6	80,3	76,8	77,2	80,5	76,5
8,8	4,8	8,2	13,2	10,6	5,9	6,7	6,0	7,9	8,8

Компонент, коэффициент	21	22	23	24	25	26	27	28
M	7,7	8,3	6,3—13,9	9,0	8,3	10,0	7,0	7,7
C	2,5	4,3	0,7—6,0	4,7	7,3	6,6	4,1	6,0
FM	92,3	87,8	85,2—96,1	90,4	87,8	86,6	89,1	89,0

Примечания. 1. *Анализы*: 1 — хлорит-магнетит-карбонат-кварцевый джеспер, пределы пяти анализов сек магнетит-карбонат-кварцевый джеспер, скв. 9-Б, гл. 181,4—187,6 м; 5 — то же, скв. 5-Б, гл. 244,7 м; 6 — то же, скв. 2-Б, гл. 59,5 м; 10 — то же, скв. 2-Б, гл. 70,4—78,8 м; 11 — то же, скв. 1-Б, гл. 67,2—74,3 м; 12 — то же, скв. скв. 7-Б, гл. 239,9—247,0 м; 16 — то же, скв. 7-Б, гл. 279,6—288,6 м; 17 — то же, скв. 1-Б, гл. 110,6—1207 м; 18 — гл. 157,5 м; 20 — то же, скв. 11-Б, гл. 159,0 м; 21 — то же, скв. 6-Б, гл. 94,8—100,0; 22 — то же, скв. 11-Б, гл. 182,5 то же, скв. 20-Б, гл. 338,0 м; 26 — то же, скв. 6-Б, гл. 187,4—190,0 м; 27 — то же, скв. 17-Б, гл. 84,5 м; 28 — то скв. 5-Б, гл. 300,1 м; 32 — кварц-магнетит-хлоритовый сланец, скв. 22 001, гл. 317,9 м; 33 — хлорит-биотит-куммингл. 402,7—406,7 м; 36 — то же, скв. 9-Б, гл. 293,2—295,1 м; 37 — то же, скв. 5-Б, гл. 384,4 м; 38 — то же, скв. 34-Б,
2. Анализы 1, 2, 23, 24 — И. С. Романова, лаборатория УГУ; 4, 7, 10—17, 21, 26, 29, 35, 36 — Г. Ф. Гузенко и Л. Я. Ходюш, лаборатория ДГУ; 3, 30, 32 — лаборатория ИГФМ АН УССР; 9, 18, 25, 27, 33, 38 — лаборатория

вой разновидности джесперов (в %): SiO_2 24,53—41,59; Al_2O_3 0,86—5,01; CO_2 7,06—14,24 (табл. 62, вклейка). Содержание железа в этой разновидности наиболее высокое на месторождении: Fe_2O_3 13,82—27,28; FeO 21,11—27,28; $Fe_{метал}$ 28,79—41,60%; FeO′ составляет 63,6—80,4 $Fe_{общ.}$ Коэффициент *O* немного меньше, чем у хлоритовой разновидности,— 0,25—0,57. Следует отметить, что породы с высоким значением *O* (0,40—0,57) встречаются редко. Коэффициент *F* равен 78,6—91,8; $M = 6,0 — 11,2$; $FM = 87,4—94,4$. Содержание примесей невелико, что подтверждается значениями коэффициентов $A = 1,2—6,8$ и $C = 6,0—7,2$.

Хлорит-биотит-куммингтонит-карбонат-магнетит-кварцевые джесперы также распространены очень широко. В подгруппе окисно-закисных железисто-силикатно-карбонатно-кремнистых пород это наиболее высоко метаморфизованные породы, относящиеся к ступени низкотемпературных роговиков и узловатых сланцев. Повышение степени метаморфизма обусловило появление в породах переслаивающихся пар слоев куммингтонитовой смешанной + кварцевой с алюмосиликатными прослоями. Увеличилось содержание биотита и анкерита. Количество последнего составляет 13—32, а сидерита всего — 0—20%. Хлорит большей частью представлен тюрингитом; содержание редко достигает 15%. Увеличение содержания железистых силикатов повлекло уменьшение магнетита до 16—23% (табл. 59).

Содержание пирита и пирротина в этих породах иногда довольно высокое — 0,5—6%. Здесь более широкий набор акцессорных минералов: стильпномелан, апатит, циркон, турмалин, рутил, гётит, ильменит и др. Содержание альбита и роговой обманки достигает нескольких процентов.

Внешне породы обычно хорошо отличимы от описанных выше разновидностей по наличию веерообразных агрегатов куммингтонита. В табл. 6 приведен химический состав (ан. 18—31) описываемых джесперов. Значение коэффициента железорудности колеблется от 0,32 до 0,49 (табл. 62). Содержание SiO_2 составляет 35, 16—49,0% и является более высоким, чем у слабометаморфизованных разновидностей. Количество глинозема остается почти без изменений — 1,19—6,65%, зато резко понижается содержание CO_2 до 0,78—8,82%. Понизилось и содержание железа: $F = 74,7—86,3$; $FM = 82,9—96,1$; $Fe_{метал} = 26,4—35,75$; Fe_2O_3 составляет 15,56—23,38 (уменьшилось содержание магнетита); FeO — 20,34—25,18 или 67,0—84,0%. Это вызвано уменьшением количества сидерита в породе и резким увеличением содержания железистых силикатов—куммингтонита, биотита, хлорита. В связи с последним обстоятельством возросло значение коэффициентов $A = 1,8—8,8$, $C = 0,7—13,4$ и $M = 4,4—13,9$.

Подгруппа малорудных окисно-закисных железисто-силикатно-кремнистых пород. Породы, составляющие эту подгруппу, распространены ограниченно. Они представлены

Продолжение табл. 61

29	30	31	32	33	34	35	36	37	38
13,6	10,4	9,8	7,1	5,7	7,2	10,4	10,3	10,0	9,8
4,9	4,7	5,1	5,7	2,1	6,6	6,1	6,5	1,6	4,8
86,3	90,5	86,7	81,1	87,3	87,5	87,2	87,5	90,5	86,4

ционных проб; 2 — то же, среднее из 5 анализов секционных проб; 3 — то же, скв. 22 001, гл. 266,8 м; 4 — биотит-скв. 5-Б, гл 236,2 м; 7 — то же, скв. 23-Б, гл. 481,0—484,0 м; 8 — то же, скв, 11-Б, гл. 167,95 м; 9 — то же, 14-Б, гл. 337,2 м; 13 — то же, скв. 7-Б, гл. 102,4—111,5 м; 14 — то же, скв. 14-Б, гл. 233,6—241,6 м; 15 — то же, хлорит-биотит-куммингтонит-карбонат-магнетит-кварцевый джеспер, скв. 5-Б, гл. 246,0 м; 19 — то же, скв. 11-Б, м; 23 — то же, пределы 21 анализа секционных проб; 24 — то же, среднее из 21 анализа секционных проб; 25 — же, скв. 5-Б, гл. 291,4 м; 29 — то же, скв. 9-Б, гл. 374,9—381,9 м; 30 — то же, скв. 22 002, гл. 240,2 м; 31 — то же, тонит-магнетит-кварцевый джеспер, скв. 2-Б, гл. 78,0 м; 34 — то же, скв. 5-Б. гл. 296,5 м; 35 — то же, скв. 7-Б, гл. 225,8 м.

др. (1971), лаборатория ДКГРЭ треста «Укрюжгеология»; 5, 6, 8, 19, 20, 22, 28, 31, 34, 37 — любезно представлены ДГИ.

двумя разновидностями — кварц-магнетит-хлоритовыми сланцами и хлорит-биотит-куммингтонит-магнетит-кварцевыми джесперами.

Коэффициент F здесь ниже, чем в предыдущей (F = 74,0—81,6). Ниже содержание $Fe_{метал}$—23,22—32,3%. Меньше содержание магнетита — 15,25%, закись железа составляет 70,0—79,3% $Fe_{общ}$. Бóльша часть FeO связана в железосодержащих силикатах — биотите, хлорите, куммингтоните, количество которых в этих породах заметно больше по сравнению с породами предыдущей подгруппы. Коэффициент O = 0,26—0,43.

Кварц-магнетит-хлоритовые сланцы встречаются редко среди разделяющих пачек и прослоев. Это темно-зеленые неясно-слоистые породы, в которых отмечается перемежаемость пары алюмосиликатный + кварцевый слой с кварц-магнетитовыми прослоями. Основная ткань тонкозернистая с обильными выделениями идиоморфных зерен магнетита размером до 2,0 × 2,0 мм, с которыми часто ассоциируют сульфиды. В отдельных участках количество магнетита достигает 25—30%. Структура пород гранолепидобластовая с порфиробластами магнетита. Минеральный состав (в %): хлорит 50—75, кварц — 10—30, магнетит 15—25, кальцит до 6, пирит до 5.

Чешуйки хлорита (рипидолита) имеют неправильную форму размером до 0,1 мм; n_m = 1,660—1,664. Размер зерен магнетита колеблется в широких пределах — от 0,01 до 2,0 мм. Встречаются ксеноморфные и идиоморфные зерна. Химический анализ и кристаллохимическая формула магнетита приведены в табл. 55, ан. 1. Кварц образует скопления, состоящие из мелких (0,1 мм) изометричных зерен, и резорбирует магнетит.

Эти сланцы образовались из смешанных окисно-железисто-кремнистых коллоидных хемогенных и глинистых алюмосиликатных осадков в окислительной обстановке и находятся на самой низкой аспидной ступени динамотермального метаморфизма. Содержание железа низкое: $Fe_{метал}$ 23,22%, Fe_2O_3 13,44%, FeO 17,71% (табл. 61, ан. 32). В связи с тем, что значительная часть железа в виде Fe_2O_3 вошла в магнетит, коэффициент O довольно высокий — 0,34, а содержание FeO относительно $Fe_{общ}$ составляет 74,50%. Коэффициент F = 73,93, FM 81,1. Разубоживание хемогенных железисто-кремнистых осадков глинистыми алюмосиликатными материалами привело к увеличению содержания SiO_2 до 49,98% (самое высокое для железисто-кремнистых образований месторождения, см. табл. 62) и Al_2O_3 до 7,49%. Коэффициент A также самый высокий — 13,21. Содержание CO_2, равное 3,73%, связано с кальцитом, образующим изредка прожилки.

Хлорит-биотит-куммингтонит-магнетит-кварцевые джесперы макроскопически неотличимы от описанной выше карбонатной разновидности. Здесь перемежаются те же пары слоев с идентичными прослоями (табл. 59), но при этом почти полностью отсутствуют карбонаты; содержание других минералов примерно такое же. Степень метаморфизма аналогичная.

Петрохимические коэффициенты по Н. П. Семененко

Подгруппа	FeO	$Fe_{метал}$	*O*
Окисно-закисные железисто-силикатно-карбонатно-кремнистые породы	79,2—99,0	21,88—30,61	0,01—0,17
Окисно-закисные железисто-силикатно-кремнистые породы	84,7	27,57	0,18
Пределы коэффициентов по обеим группам	79,2—99,0	21,88—30,61	0,01—0,18

В табл. 61 (ан. 33—38) приведены химический состав и петрохимические коэффициенты по Н. П. Семененко описываемых пород. Значения *O* более низкие, чем у карбонатсодержащей разновидности куммингтонитовых джеспероов,— 0,26—0,43. Содержание кремнекислоты почти аналогичное, зато возрастает содержание Al_2O_3 4,34—7,46% и уменьшается количество Fe_2O_3 — 14,49—21,07%; $F = 76,6—81,6$; $M = 5,9—10,6$; $FM = 86,4—90,5$; $A = 5,7—10,4$; $C = 1,6—6,6$. Содержание $Fe_{метал}$ 29,5—32,3, железо окисное составляет 70,0—79,3%. В ан. 33 (табл. 63) $Na_2O > K_2O$, что связано с наличием альбита в породе.

Группа нерудных железисто-кремнистых пород. Породы, входящие в состав этой группы, распространены достаточно широко. Для них характерно резко колеблющееся содержание магнетита — от нескольких процентов до 30%. Особенностью пород является то, что почти все они содержат в больших количествах сидерит и такие разности нерудными могут считаться условно, так как представляют собой своеобразный флюс и в то же время содержат довольно много $Fe_{метал}$ — от 21,88 до 30,61 (табл. 63). Содержание закиси железа по отношению к $Fe_{общ}$ в породе здесь достигает самых высоких значений — 79,2—99,6%. В основном закисное железо концентрируется в железистых силикатах (хлорите, биотите, куммингтоните, гранате) и сидерите. В связи с этим коэффициент окисления имеет низкие значения — всего 0,01—0,18. Коэффициент *F* равен 70,4—87,2. О наличии значительных количеств Al_2O_3, MgO и CaO, связанных преимущественно с силикатами, свидетельствуют довольно высокие значения петрохимических коэффициентов: $A = 0,9—12,9$; $M = 8,4—14,6$; $C = 1,1—11,8$. Сравнивая эти данные с данными для малорудной группы пород, отмечаем прежде всего низкий коэффициент окисления и уменьшение содержания железа металлического.

По содержанию железистого карбоната в группе нерудных железисто-кремнистых пород выделяются две подгруппы — с карбонатами и без них.

Подгруппа окисно-закисных железисто-силикатно-карбонатно-кремнистых пород характеризуется коэффициентом $F = 70,4—87,2$ и содержанием $Fe_{метал}$ 21,88—30,61%. Количество магнетита колеблется от 3 до 30%. FeO составляет 79,2—99,6%. Коэффициент окисления находится в пределах 0,01—0,17.

Породы представлены магнетит-кварц-сидеритовыми, биотит-магнетит-кварц-сидеритовыми джесперами и хлорит-куммингтонит-магнетит-биотит-сидерит-кварцевыми сланцами.

Магнетит-кварц-сидеритовые джесперы (сидеритолиты) развиты в северной части Южного блока. Они отличаются от других джесперов стально-серым цветом и менее четкой слоистостью, образованной переслаиванием пары — кварцевый + сидеритовый слой с кварц-магнетитовыми, кварц-магнетит-сидеритовыми с алюмосиликатными прослоями. Кроме кварца, магнетита, сидерита и незначительного (до 4%) количества биотита в состав этих пород входят единичные зерна хлорита, циркона, апатита, турмали-

Таблица 63

группы нерудных железисто-кремнистых пород

F	*A*	*M*	*C*	*FM*
70,4—87,2	0,9—12,9	8,4—14,0	1,1—11,8	78,8—97,5
73,3	4,7	14,6	7,4	87,9
70,4—87,2	0,9—12,9	8,4—14,6	1,1—11,8	78,8—97,5

на, пирита (табл. 59). Сидерит, извлеченный из этих пород, может служить для подшихтовки в качестве флюса.

В табл. 64 (ан. 1,2) приводятся химические составы и петрохимические коэффициенты сидеритолитов, для которых характерно самое низкое значение коэффициента окисления — 0,01 при содержании $Fe_{метал}$ 27,39—28,85%. Это железо почти полностью входит в состав сидероплезита в виде FeO, количество которого составляет 99,0% $Fe_{общ}$ и является самым высоким среди железисто-кремнистых пород Чертомлыкского месторождения (табл. 62). Наличием довольно значительного содержания минала магнезита объясняется одно из самых высоких значений коэффициента магнезиальности — $M = 12,7 — 14,0$ среди железистых пород. Состав сидероплезитов приведен в табл. 56. Коэффициенты $C = 2,1—3,5$ и $A = 1,3—3,7$, как видим, имеют небольшие значения. Первый указывает на наличие минала кальцита в сидероплезите, второй — биотита. Интересно, что осадки, из которых образовывались эти породы при динамотермальном метаморфизме, были неоднородными по химическому составу, о чем свидетельствует то, что в двух образцах сидеритолита, взятых из одной толщи на расстоянии 6,5 м по глубине, обнаружено разное количество марганца (MnO от следов до 0,76%). Сидероплезиты состоят из трех главных породообразующих окислов (в%): SiO_2 31,36—32,70; FeO 34,39—36,18 и CO_2 23,69—25,42.

Биотит-магнетит-кварц-сидеритовые джесперы представляют собой биотитовую разновидность (здесь биотита 10—13%) описанных выше сидеритолитов, что, очевидно, обусловлено повышением степени метаморфизма от филлитовой ступени динамотермального метаморфизма к ступени низкотемпературных роговиков и узловатых сланцев термоконтактового метаморфизма.

Изменился и состав пар слоев в породе; здесь кварцевые и кварц-магнетит-сидеритовые слои переслаиваются с кварц-магнетитовым и алюмосиликатным прослоями. Хотя содержание кварца (26—32%) немного уменьшилось, однако общее содержание SiO_2 в породе по сравнению с сидеритолитами увеличилось за счет образования биотита (табл. 62). Содержание в породе магнетита также более высокое (табл. 59). Последнее обстоятельство обусловило довольно резкий прирост количества Fe_2O_3 — до 7,51—10,96% (табл. 64, ан. 3—7) по сравнению с 0,87—1,07% в сидеритолитах. В связи с этим коэффициент окисления составляет 0,10—0,17 и общее содержание $Fe_{метал}$ (27,75—30,61%) также выше. Содержание FeO составляет 79,2—89,7% $Fe_{общ}$. Уменьшение содержания сидерита привело к уменьшению количества CO_2 до 16,01—20,75%.

Довольно большое количество CaO в отдельных образцах (2,95—3,22%), возможно, связано с появлением анкерита и кальцита.

Хлорит-куммингтонит-магнетит-биотит-сидерит-кварцевые сланцы встречаются как в рудных, так и в разделяющих пачках, особенно в центральной и южной частях месторождения. Цвет сланцев темно-зеленый, почти черный или светло-серый с зеленоватым оттенком. Сланцы неоднородны

Таблица 64

Химический состав (в %) и петрохимические коэффициенты по Н. П. Семененко железисто-кремнистых пород нерудной группы

Компонент, коэффициент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	32,70	31,30	38,49	34,52	35,50	32,47	34,84	37,91	48,05	35,16	30,85	48,58
TiO_2	0,09	Следы	Следы	0,09	0,11	Следы	0,07	0,26	0,19	0,07	0,42	0,30
Al_2O_3	2,27	0,84	0,88	1,14	2,29	0,63	2,86	5,91	5,64	4,39	8,66	3,27
Fe_2O_3	0,87	1,07	10,96	9,62	7,51	8,47	8,26	8,77	7,12	6,29	2,84	10 61
FeO	34,39	36,18	28,21	29,51	28,36	33,18	31,34	23,57	21,57	31,88	31,50	26,16
MnO	0,76	Следы	0,24	0,76	0,45	0,46	0,49	0,01	0,041	0,05	0,27	0,23
MgO	3,52	3,16	2,67	2,69	2,82	2,53	2,55	2,14	2,21	2,86	3,08	3,98
CaO	1,26	0,77	0,42	2,95	3,22	0,90	0,42	4,11	1,30	1,00	1,30	2,80
Na_2O	0,06	0,08	0,07	0,10	0,09	0,10	0,20	0,63	0,12	0,48	0,57	0,13
K_2O	Следы	0,10	0,28	0,16	0,37	0,15	0,06	1,00	0,54	0,93	2,17	0,70
P_2O_5	0,08	Не обн.	Не обн.	0,198	0,25	Не обн.	0,05	0,18	0,20	0,03	0,18	0,11
SO_3	Не обн.	0,16	1,20	0,572	0,32	0,08	0,62	0,43	0,08	0,70	0,11	0,88
CO_2	23,69	25,42	16,01	17,20	18,85	20,75	18,50	13,66	12,23	13,86	16,10	1,60
H_2O	Не опр.	0,40	1,05	0,30	Не опр.		0,40	0,08	0,16	0,10	2,48	0,21
П. п. п.	» »	Не опр.	Не опр.	17,86	» »	Не опр.	Не опр.	14,68	12,85	Не опр.	17,79	Не опр.
Сумма	99,69	99,48	100,48	99,83	100,14	100,02	100,34	99,50	100,00	100,27	99,93	100,72
$Fe_{метал}$	27,39	28,85	29,5	29,6	27,75	30,61	29,9	24,4	21,88	28,95	26,4	27,57
FeO′	99,0	99,0	85,2	87,3	79,2	89,6	89,7	85,8	89,8	91,90	93,8	84,7
O	0,01	0,01	0,17	0,14	0,12	0,11	0,10	0,17	0,14	0,09	0,04	0,18
F	78,8	83,9	86,8	80,4	76,7	87,2	84,7	70,4	75,0	79,9	72,0	73,3
A	3,7	1,3	1,4	1,6	3,6	0,9	4,2	9,4	10,6	6,6	12,9	4,7
M	14,0	12,7	10,7	10,0	10,8	9,5	10,0	8,4	10,0	10,7	11,6	14,6
C	3,5	2,1	1,1	8,0	8,9	2,4	1,1	11,8	4,4	2,8	3,5	7,4
FM	92,8	96,6	97,5	90,4	87,5	96,7	94,7	78,8	85,0	90,6	83,6	87,9

Примечания. 1. *Анализы*: 1 — магнетит-кварц-сидеритовый роговик (сидеритолит), скв. 5-Б, гл. 200,1 м; 2 — то же, скв. 5-Б, гл. 206,5 м; 3 — биотит-магнетит-кварц-сидеритовый джеспер, скв. 5-Б, гл. 198,4 м; 4 — то же, скв. 23-Б, гл. 310,0—316,3 м; 5 — то же, скв. 5-Б, гл. 229,1 м, 6 — то же, скв. 5-Б, гл. 193,5 м; 7 — то же, скв. 11-Б, гл. 83,8 м; 8 — хлорит-куммингтонит-магнетит-биотит-сидерит-кварцевый сланец, скв. 33-Б, гл. 330,3 м; 9 — то же, скв. 33-Б, гл. 169,0 м; 10 — то же, скв. 9, гл. 150,3—171,25 м; 11 — то же, скв. 33-Б, гл. 217,2 м; 12 — магнетит-хлорит-биотит-кварц-куммингтонитовый сланец, скв. 16, гл. 151,65—173,5.

2. Анализы 1—3,5—7 — любезно представлены Л. Я. Ходюш, лаборатория ДГУ; 4 — Г. Ф. Гузенко и др. (1971), лаборатория ДКГРЭ треста «Укрюжгеология»; 10, 12 — И. С. Романова, лаборатория УГУ; 8, 9, 11 — лаборатория ДГИ.

Таблица 62

Петрохимические коэффициенты по Н. П. Семененко железисто-кремнистых пород и окислы, входящие в них

Группа	Подгруппа	Порода	Коэффициенты						$Fe_{металл.}$ %	FeO′, %	Окислы, %											
			O	*F*	*A*	*M*	*C*	*FM*			Fe_2O_3	FeO	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	SO_3	CO_2
Малорудные породы	Окисно-закисные железисто-силикатно-карбонатно-кремнистые породы	Хлорит-магнетит-карбонат-кварцевый джеспер	0,32—0,88	71,3—91,0	0,6—9,1	4,4—11,3	1,6—6,8	79,0—97,8	27,0—40,72	66,6—75,4	15,28—25,29	21,18—22,72	26,20—44,00	0,007—0,18	0,55—6,07	0,29—0,70	1,31—3,22	0,70—2,51	Σ0,10—1,16		0,09—0,24	0,07—0,59	5,0—14,35
		Биотит-магнетит-карбонат-кварцевый джеспер	0,25—0,57	78,6—91,8	1,2—6,8	6,0—11,2	0,0—7,2	87,4—94,4	28,79—41,60	63,6—80,4	13,82—27,28	21,11—27,28	24,53—41,59	0,06—0,32	0,86—5,01	0,05—0,48	1,67—3,89	Следы 3,78	0,11—1,65	0,12—0,50	0,12—0,61	0,16—0,65	7,06—14,24
		Хлорит-биотит-куммингтонит-карбонат-магнетит-кварцевый джеспер	0,32—0,49	74,7—86,3	1,8—8,8	4,4—13,9	0,7—13,4	82,9—96,1	26,4—35,75	67,0—84,0	15,56—23,38	20,34—25,18	35,16—49,0	0,07—0,28	1,19—6,65	0,03—0,42	1,34—4,00	0,30—5,32	0,09—1,62	0,09—0,62	0,03—0,21	0,11—0,92	0,78—8,82
	Окисно-закисные железисто-силикатно-кремнистые породы	Кварц-магнетит-хлоритовый сланец	0,34	73,93	13,21	7,14	5,72	81,1	23,22	74,55	13,44	17,71	49,98	0,44	7,49	0,11	1,62	1,83	0,03	0,03	0,21	3,07	3,73
Нерудные породы	Окисно-закисные железисто-силикатно-карбонатно-кремнистые породы	Хлорит-биотит-куммингтонит-кварцевый джеспер	0,26—0,43	76,6—81,6	5,7—10,4	5,9—10,16	1,6—6,6	86,4—90,5	29,5—32,3	70,0—79,3	4,49—21,07	22,23—25,70	40,28—41,54	0,15—0,42	4,34—7,46	0,13—0,35	1,61—3,00	0,56—2,69	0,77—2,14	0,01—1,09	0,14—0,22	0,08—0,60	0,82—3,44
		Магнетит-кварц-сидеритовый джеспер (сидеритолит)	0,01	78,8—83,9	1,3—3,7	12,7—14,0	2,1—3,5	92,8—96,6	27,39—28,85	99,0	0,87—1,07	34,39—36,18	31,30—32,70	Следы 0,09	0,84—2,27	Следы 0,76	3,16—3,52	0,77—1,26	Следы 0,10	0,06—0,08	0—0,08	0,40	23,69—25,42
		Биотит-магнетит-кварц-сидеритовый джеспер	0,10—0,17	76,7—87,2	0,9—4,2	9,5—10,8	1,1—8,9	87,5—97,5	27,75—30,61	79,2—89,7	7,51—10,96	28,21—33,18	32,47—38,49	Сл. — 0,11	0,63—2,86	0,18—0,49	2,53—2,82	0,42—3,22	0,06—0,37	0,09—0,20	0—0,25	0,08—1,20	16,01—20,75
		Хлорит-куммингтонит-магнетит-биотит-карбонат-кварцевый сланец	0,04—0,57	70,4—79,9	6,6—12,9	8,4—11,6	2,8—11,8	78,8—90,6	21,88—28,95	85,8—93,8	2,84—8,77	21,75—31,88	30,85—48,05	0,07—0,42	4,39—8,66	0,01—0,27	2,14—3,08	1,00—4,11	0,54—2,17	0,12—0,63	0,03—0,20	0,11—0,70	12,23—16,10
	Окисно-закисные железисто-силикатно-кремнистые породы	Магнетит-хлорит-кварц-куммингтонитовый сланец	0,18	73,3	4,7	14,6	7,4	87,9	27,57	84,7	0,61	26,16	48,58	0,30	3,27	0,23	3,98	2,80	0,70	0,13	0,11	0,88	1,60
	Пределы значений по обеим группам		0,01—0,88	70,4—91,8	0,6—13,21	4,4—14,6	0,0—13,4	78,8—97,8	21,88—41,60	63,6—99,0	0,87—27,28	17,71—36,18	24,53—49,88	Следы—0,44	0,55—8,66	Следы—0,76	1,31—4,00	Следы—5,32	Сл. 2,17	0,01—1,09	0—0,61	0—3,07	0,78—25,42

и состоят из трех пар слоев — сидеритовый + алюмосиликатный, кварц-магнетит-сидеритовый + алюмосиликатный и сидеритовый смешанный + + алюмосиликатный,— переслаивающихся с кварцевым, кварц-магнетитовым и кварц-магнетит-сидеритовым прослоями. В породах макроскопически наблюдаются зерна граната, сульфидов и вкрапленники идиоморфных кристалликов карбоната темно-серого цвета. Встречаются прожилки куммингтонитового асбеста мощностью до 3 см.

Текстура породы сланцеватая, участками слоистая. Структура лепидогранобластическая с порфиробластами карбоната, магнетита и куммингтонита. В состав породообразующих кроме кварца, магнетита, сидерита, хлорита и биотита входит также куммингтонит (табл. 59); преобладают большей частью биотит и сидерит. Количество сульфидов достигает иногда 5, а ильменита 1%; гранат, апатит, турмалин, сфен, циркон, альбит встречаются в единичных зернах.

Отличительным свойством куммингтонита, встречающегося в жилках, является волокнистость (табл. 57, ан. 3). Пирротин образует тонкие прожилки, в которых наблюдаются отдельные зерна пирита. Сульфиды иногда наблюдаются в виде включений в магнетите. Мелкие (до 0,1 × 0,05 мм) удлиненные кристаллики ильменита имеют шестоватый габитус и ориентированы субпараллельно сланцеватости. Шестоватые мелкие (от 0,1 мм) зерна турмалина приурочены к карбонатным прожилкам. Размер зерен от 0,1 мм до 0,3 мм. Мелкие округлые зерна граната встречаются в куммингтонитовых слойках. По трещинам в них развиваются хлорит и кварц.

Эти сланцы образовались в условиях ступени низкотемпературных роговиков и узловатых сланцев, что обусловило появление в породе куммингтонита, граната, увеличение содержания биотита и образование анкерита.

Коэффициент (табл. 64, ан. 8—11) составляет 0,04—0,17. Высокое содержание в сланцах Al_2O_3 4,39—8,66% (A = 6,6—12,9), MgO 2,14—3,08% (M = 8,4—11,6) и CaO 1,0—4,11% (C = 2,8—11,8) (табл. 62) по сравнению с железисто-кремнистыми породами нерудной группы обусловлено увеличением содержания силикатов в породе. Причиной этого, очевидно, явилось довольно значительное разубоживание железисто-кремнистых хемогенных осадков магнезиально-алюмосиликатным глинистым терригенным материалом.

Содержание $Fe_{метал}$ (21,88—28,95) — одно из самых низких в железисто-кремнистых породах месторождения; F = 70,4—79,9; M = 8,4—11,6; FM = 78,8—90,6.

Железо большей частью связано в силикатах и карбонатах, на что указывает высокое значение FeO′, равное 85,8—93,8.

Подгруппа окисно-закисных железисто-силикатно-кремнистых пород представлена *магнетит-хлорит-биотит-кварц-куммингтонитовыми сланцами*. От близких по минеральному составу пород, описанных ранее, они отличаются переслаиванием пары слоев — кварцевый + железо-магнезиально-силикатный с кварц-магнетитовыми и алюмосиликатными прослоями. Главной особенностью этих пород является высокое содержание куммингтонита, почти полное отсутствие карбонатов (табл. 59) и низкое содержание магнетита (0,5—10%) Хлорит и биотит находятся в равных отношениях. В единичных зернах встречаются апатит, циркон, гранат, пирит.

Содержание SiO_2 в породе высокое — 48,58% (табл. 64, ан. 12). В анализированном образце, очевидно, было довольно высокое содержание магнетита, о чем свидетельствуют высокий коэффициент O = 0,18 и содержание Fe_2O_3 10,61%; $Fe_{метал}$ составляет 27,57%; FeO′ = 84,7%. Коэффициент магнезиальности является самым высоким для железистых пород Чертомлыкского месторождения (M = 14,6); C = 7,4; A = 4,7 (табл. 62).

Приведенные в табл. 61 и 64 анализы позволяют сделать вывод, что железистые породы характеризуются сравнительно низкими содержаниями ще-

Перераспределение железа (в %) между

Номер анализа	Порода	Общее содержание			Магне		
		FeO	Fe_2O_3	$Fe_{метал}$	FeO	Fe^{2+}	Fe_2O_3
2	Хлорит-магнетит-карбонат-кварцевый джеспер	21,76	19,70	30,55	8,86	6,91	19,70
14	Хлорит-биотит-куммингтонит-карбонат-магнетит-кварцевый джеспер	22,90	19,21	31,80	9,00	7,0	19,91

Примечание. Номера анализов соответствуют номерам анализов табл. 61.

лочей при преобладании калия над натрием, закисного железа над окисным и кремнезема над суммой окислов железа, а магния и кальция — над глиноземом.

Содержание кремнезема в железистых породах колеблется от 24,53 до 49,98% (табл. 62). Хотя преобладающая часть кремния связана в виде кварца, все же значительная его доля входит в силикаты и алюмосиликаты, что выражается в резком несоответствии количеств кремнекислоты и кварца в силикатсодержащих породах, с одной стороны, и в бессиликатных и малосиликатных разновидностях, с другой.

Количество TiO_2 варьирует от следов до 0,44%. Оно минимально в бессиликатных или малосиликатных кварцитах, максимально в железистых сланцах и джесперах, что связано с преимущественным вхождением титана в кристаллическую решетку алюмосиликатов железа и магния.

Алюминий (Al_2O_3) в количестве 0,55—8,86% входит в состав биотита, хлоритов, альбита, граната, роговой обманки, поэтому наибольшие содержания глинозема свойственны высокосиликатным биотит- и хлоритсодержащим железистым породам.

Содержание окиси железа зависит от количества магнетита в породе. В окисленных разновидностях железистых пород содержание окиси железа связано с наличием в них гематита, гётита и гидрогётита. Колебания содержания окиси железа значительны — от 0,87 до 27,28%.

Низкое содержание Fe_2O_3 характерно для незатронутых выветриванием пород с высоким содержанием карбонатов и силикатов (табл. 64). Общее содержание окиси железа уменьшается с юга на север месторождения в соответствии с возрастанием роли карбонатов и алюмосиликатов железа по сравнению с магнетитом.

Закись железа содержится в количестве от 17,71 до 36,18%. Коэффициент окисления всегда меньше единицы, что подтверждает отсутствие в неокисленных разновидностях пород гематита, гётита, гидрогётита, лимонита и вхождение двухвалентного железа не только в магнетит, а и в карбонаты и силикаты. Содержание закиси железа по отношению к общему содержанию железа в породе находится в пределах 63,6—99,0%. Коэффициент F высокий и изменяется от 70,4 в безрудных джесперах и сланцах до 91,8 в рудных джесперах. В пространственном отношении содержание закиси железа на Чертомлыкском участке повышается с севера на юг, что обусловливает развитие южнее разведочной линии XXXIV преимущественно закисно-окисных железисто-кремнистых пород (коэффициент O больше или близок к 0,5), а севернее ее — преимущественно окисно-закисных и закисных железистых пород (коэффициент O меньше 0,5).

Наличие в джесперах железистых карбонатов и силикатов показыва-

Таблица 65

минералами в джесперах при метаморфизме

тит			Железистые карбонаты			Железистые силикаты		
Fe^{3+}	Fe^{2+} + + Fe^{3+}	Количество Fe^{2+} + + Fe^{3+} по отношению к $Fe_{метал}$	FeO	Fe^{2+}	Количество Fe^{2+} по отношению к $Fe_{метал}$	FeO	Fe^{2+}	Количество Fe^{2+} по отношению к $Fe_{метал}$
13,80	20,71	67,7	11,00	8,60	28,20	1,89	1,24	4,10
14,00	21,00	66,40	7,00	5,46	17,00	6,90	5,34	16,30

ет, что минералообразование при динамотермальном и термоконтактовом метаморфизме проходило в нестабильной окислительно-восстановительной обстановке с перевесом окислительных условий, поскольку общее количество железа, которое приходится на магнетит, больше общего количества железа в железистых карбонатах и силикатах. Изменчивость условий минералообразования подтверждается также петрографическим изучением джесперов. Наряду с первичными минералами (кварцем, карбонатами, хлоритами) наблюдаются новообразования тех же минералов, которые вместе с магнетитом и куммингтонитом развиваются по первичным минералам, а также друг по другу. В табл. 65 для сопоставления взяты две разновидности малорудных железистых джесперов (первая — хлорит-магнетит-карбонат-кварцевая, вторая — хлорит-биотит-куммингтонит-карбонат-магнетит-кварцевая), чтобы на их примере показать, как перераспределяется железо между минералами при переходе от ступени филлитовых сланцев динамотермального метаморфизма (первая порода) к ступени низкотемпературных джесперов термоконтактового метаморфизма (вторая порода). Содержание FeO по отношению ко всему железу в джесперах обеих разновидностей почти равное (71,1 и 71,6%). В табл. 65 показано распределение окислов железа и железа металлического по группам минералов, вычисленное из усредненных химических анализов (табл. 63, ан. 2,24). При этом было допущено, что в невыветрелых джесперах Fe_2O_3 входит только в магнетит, так как гематит встречается очень редко, а количество окиси железа в железистых силикатах незначительно. В связи с тем, что при метаморфизме карбонатная часть джесперов претерпевает как количественные, так и качественные изменения, было интересно узнать, какая часть сидеритового (сидероплезитового) железа в виде Fe^{2+} ушла на образование железистых силикатов. Так как по анализам невозможно было определить, какая часть CO_2 связана в сидерите (сидероплезите), а какая в анкерите и особенно кальците, было также допущено, что вся CO_2 входит в сидерит, и поэтому количество железа в железистых карбонатах рассчитано по теоретической формуле сидерита. Содержание $Fe_{метал}$ в обеих разновидностях почти равное. Количество железа, связанного в магнетите, также равное. Зато количество железа, входящего в состав железистых карбонатов, в джесперах первой разновидности больше на 11,2% (28,20% против 17,00%), чем у джесперов второй разновидности. Это железо пошло на образование куммингтонита и биотита. И действительно, примерно на такую же величину — 12,2% — увеличилось содержание железа в железистых силикатах второй породы.

Принимая 28,2% $Fe_{карб}$ первой разновидности за 100%, узнаем, что при повышении метаморфизма от филлитовой ступени динамотермального метаморфизма к ступени низкотемпературных роговиков и узловатых слан-

цев термоконтактового метаморфизма 40% $Fe_{сид}$ уходит на образование железистых силикатов — куммингтонита и биотита.

Содержание закиси марганца варьирует от следов до 0,76%. Закономерной приуроченности повышенных или пониженных ее содержаний к определенной разновидности железистых пород не выявлено. Марганец входит в виде изоморфной примеси к двухвалентному железу в магнетит, а также силикаты и алюмосиликаты железа и магния.

Магний находится в составе биотита, хлоритов, куммингтонита и в виде минала $MgCO_3$ в сидероплезите, иногда магнетите (табл. 55). Содержание MgO в породе большей частью зависит от содержания силикатов и составляет 1,31—4,00%; значения коэффициента *M* обычно колеблются в пределах 6,0—14,0, изредка опускаясь до 4,4.

Содержание окиси кальция варьирует от 0,30 до 5,32%, изредка понижаясь до «следов». Небольшие количества ее входят в состав амфиболов, хлорита и биотита, апатита, турмалина, стильпномелана, но основная часть связана в минале $CaCO_3$ — в сидероплезите, карбонатах ряда доломит — ферродоломит, а также метасоматическом жильном кальците. Коэффициент известковистости незначительный и колеблется в пределах 0,7—13,4.

Щелочи в железистых породах находятся в незначительных количествах: K_2O 0,03—2,17, Na_2O 0,01—1,09%, причем бóльшая часть проб характеризуется значениями 0,5—1,5% и 0,1—0,5% соответственно, и при этом почти всегда $K_2O > Na_2O$. Натрий входит главным образом в кислый плагиоклаз и роговую обманку, а также в биотит в качестве изоморфной примеси. Калий же полностью связан в биотите, лишь незначительная часть его изоморфно замещает щелочноземельные металлы в хлоритах, куммингтоните, роговой обманке и кислом плагиоклазе.

Содержание фосфора и серы обычно низкое, количество P_2O_5 колеблется от 0 до 0,36, а SO_3 — от 0 до 0,95%, в двух случаях количество SO_3 выше — 1,20—3,07% (ан. 3, табл. 64 и ан. 3, табл. 61). Фосфор связан с апатитом, сера — преимущественно с пирротином и пиритом различных генераций. Наиболее низкие содержания серы характерны для сидеритолитов и слабо куммингтонитизированных их разновидностей, максимальные же значения характерны для разновидностей с большим количеством порфиробластов магнетита и магнетита-VI, что указывает на преимущественную связь серы с поздними гидротермально-метаморфогенными сульфидами.

Содержание CO_2, обусловленное присутствием карбонатов в железистых породах, колеблется от 0,82 до 25,42%. Максимальное содержание углекислоты характерно для сидеритолитов, уменьшение же ее содержания происходит по двум ветвям. Первая ветвь характеризуется понижением относительного содержания карбонатов в породе за счет увеличения содержания кварца, магнетита и алюмосиликатов железа. Вторая ветвь появилась в результате развития куммингтонита за счет сидероплезита, вследствие чего резко снижается содержание углекислоты в породе.

Глиноземисто-магнезиально-железистый ряд породы. Породы разделяющих пачек находятся в парагенезисе с железистыми породами, образуя разделяющие пачки, а также безрудные прослои в железорудных горизонтах. Среди этих пород, кроме относящихся к железисто-кремнистому ряду, описанных в предыдущем разделе, выделяются также породы глиноземисто-магнезиально-железистого, алюмосиликатного, известково-карбонатного, щелочноземельно-глиноземистого и магнезиального рядов (табл. 66).

Остановимся только на породах глиноземисто-магнезиально-железистого ряда, которые являются переходными между алюмосиликатным и железисто-кремнистым рядами. Они образовались из смешанного железисто-кремнистого, терригенного глинистого и пеплового материала на ступени низкотемпературных роговиков и узловатых сланцев термоконтактового метаморфизма. В этих условиях при возрастании потенциалов натрия и калия и частичной дегидратации осадки глиноземисто-магнезиально-железистого состава преобразуются с выделением плагиоклаза, роговой обманки и

граната. Для низкотемпературной ступени роговиков и узловатых сланцев характерна незавершенность процессов перекристаллизации продуктов динамотермального метаморфизма, которые встречаются наряду с минеральными новообразованиями. К породам этой ступени относятся хлорит-биотит-плагиоклаз-кварцевые апотуффиты и гранат-плагиоклаз-хлорит-роговообманко-серицит кварцевые узловатые сланцы. Образование плагиоклаза и биотита при переходе пород от аспидной ступени динамотермального метаморфизма к ступени низкотемпературных роговиков и узловатых сланцев термоконтактового метаморфизма вызвано привносом натрия, калия и частичной дегидратацией.

Для пород этого ряда характерно высокое содержание ферромагнезиальных компонентов (FM = = 48,2—66,8), что приближает их к железисто-кремнистым породам. Основное же различие заключается в том, что коэффициент A равен 11,3—33,6, а в железисто-кремнистых образованиях не поднимается выше 13,21. Коэффициент M составляет 7,1—36,1. В зависимости от соотношения окислов железа и магния по химическому составу можно выделить две группы пород: глиноземисто-железисто-магнезиальную ($F \leqslant M$), приближающуюся к магнезиальному ряду, и глиноземисто-железистую ($F > M$), являющуюся переходной к железисто-кремнистому ряду. По минеральному составу эти две группы различить трудно, так как существуют переходные разновидности, которые могут принадлежать как к одной, так и к другой группе. К таким породам относятся, например, хлорит-биотит-плагиоклаз-кварцевые апотуффиты.

Таблица 66

Химический состав (в %) и петрохимические коэффициенты по Н. П. Семененко для пород разделяющих пачек

Компонент, коэффициент	1	2	3	4	5
SiO_2	43,93	44,41	55,22	59,39	54,46
TiO_2	0,42	0,42	0,64	1,19	1,24
Al_2O_3	20,69	6,74	16,53	10,58	13,80
Fe_2O	0,40	6,79	2,54	2,26	1,03
FeO	21,03	17,73	9,42	15,09	10,30
MnO	0,20	0,25	0,26	0,12	0,25
MgO	2,97	2,98	2,75	1,24	7,36
CaO	2,24	7,60	4,93	2,76	1,88
Na_2O	0,28	0,22	4,22	1,09	2,80
K_2O	2,60	1,49	0,22	0,52	1,67
P_2O_5	0,25	0,17	0,17	0,28	0,14
SO_3	0,22	12,75	0,75	Не обн.	0,10
CO_2	3,12	7,45	1,14	1,67	1,04
H_2O	0,09	0,23	Не обн.	0,30	0,15
П. п. п.	4,59	10,36	2,03	5,07	5,27
Сумма	99,86	100,945	100,44	99,71	100,38
FeO	98,9	83,2	89,11	93,7	95,9
F	48,6	52,7	34,0	56,5	30,7
A	33,1	11,3	33,6	24,7	26,7
M	11,9	12,7	14,2	7,1	36,1
C	6,4	23,3	18,16	11,7	6,5
FM	60,5	65,4	48,2	63,6	66,8
O	0,01	0,20	0,12	0,07	0,04

Примечания. 1. *Анализы:* 1 — магнетит-биотит-хлорит-карбонат-кварцевый роговик, скв. 34-Б, гл. 280,6 м; 2 — гранат-куммингтонит-магнетит-биотит-хлорит-карбонат-кварцевый сланец, скв. 2-Б, гл. 85,2 м; 3 — гранат-хлорит-амфибол-альбит-серицит-кварцевый сланец, скв. 22004, гл. 61,6 м; 4 — карбонат-хлорит-плагиоклаз-биотит-кварцевый апотуффит, скв. 20-Б, гл. 346,0 м; 5 — хлорит-альбит-серицит-биотит-кварцевый сланец, скв. 3-Б, гл. 117,5 м.

2. Анализы 1, 2, 4, 5 выполнены в лаборатории Днепропетровской КГРЭ, анализ 3 — в лаборатории ИГФМ АН УССР.

В глиноземисто-железистой группе пород (табл. 66, ан. 1—4) главными породообразующими окислами, кроме SiO_2 (43,93—59,39%), являются железо (F = 34,0—56,5) и глинозем (A = 11,3 — 33,6). Значение коэффициента O колеблется в пределах 0,01—0,20, что выражается в наличии заметных количеств магнетита в некоторых разновидностях пород этой группы. Известковитость пород большей частью выше магнезиальности: C = 6,4—23,3, M = 7,1—14,2.

По минеральному составу, структурно-текстурным и петрохимическим особенностям в группе глиноземисто-железистых пород выделяются: 1) карбонат-биотит-хлорит-кварцевые, карбонат-кварц-биотит-хлоритовые и биотитовые сланцы; 2) магнетит-биотит-хлорит-карбонат-кварцевые роговики и сланцы; 3) гранат-куммингтонит-магнетит-биотит-хлорит-карбонат-

кварцевые сланцы; 4) гранат-магнетит-карбонат-кварц-амфиболовые роговики; 5) карбонат-хлорит-плагиоклаз-биотит-кварцевые ороговикованные апотуффиты.

Карбонат-биотит-хлорит-кварцевые, карбонат-кварц-биотит-хлоритовые и биотит-кварц-хлоритовые сланцы встречены в скв. 22002, 22003 и др. Структура лепидогранобластическая, гранолепидобластическая, участками порфиробластическая. Минеральный состав (в %): кварц 15—70, хлорит (репидолит) 10—65, биотит 5—50, карбонат (кальцит, магнезит) 0—30, мусковит 0—25, сульфиды 0—10, турмалин 0—10, ильменит 0—1, сфен находится в единичных зернах. В карбонат-биотит-хлорит-кварцевых сланцах, разделяющих вторую и третью железорудные пачки, наблюдаются тонкие прослои хлорит-магнетит-карбонат-кварцевого джеспера с веерообразными выделениями куммингтонита.

Эти породы образовались при разубоживании железисто-кремнистых осадков алюмосиликатным глинисто-терригенным материалом. Последующие метаморфические изменения происходили в условиях ступени филлитовых сланцев динамотермального метаморфизма.

Очень близки по составу, текстуре и структуре к описанным выше сланцам *магнетит-биотит-хлорит-карбонат-кварцевые роговики и сланцы*, встречающиеся среди пачек железистых пород и разделяющих пачек в центральной части Чертомлыкского месторождения (скв. 22002, 34-Б и др.). В порфиробластах здесь наряду с карбонатом иногда появляется куммингтонит. Минеральный состав (в %): кварц 20—48, карбонат (кальцит, сидероплезит) 2—40, хлорит 5—30, биотит 5—20, магнетит 3—30, куммингтонит 3—5, мусковит 0—7, пирит 0—5. Изредка отмечаются единичные зерна альбита. Образовались эти породы из осадков, аналогичных описанным выше в переходных условиях от ступени филлитовых сланцев динамотермального метаморфизма к ступени низкотемпературных роговиков и узловатых сланцев термоконтактового метаморфизма.

Основными породообразующими компонентами являются SiO, FeO и Al_2O_3, составляющие в сумме 85,65% (табл. 68, ан. 1). Коэффициент *O* низкий — 0,01, так как основная часть железа (98,9% $Fe_{общ}$) представлена в виде FeO, которая входит в железистые силикаты (биотит, хлорит, куммингтонит) и сидероплезит. Коэффициенты *M* и *C* составляют соответственно 11,9 и 6,4; $F = 48{,}6$; $A = 33{,}1$.

Гранат-куммингтонит-магнетит-биотит-хлорит-карбонат-кварцевые сланцы распространены в южной части месторождения, где они встречаются в виде прослоев в сланцевых пластах рудной толщи мощностью от 0,5 до 10—12 м (скв. 2-Б, 19-Б, 14, 16 и др.). Структура порфиробластическая, пойкилопорфиробластическая с лепидогранобластической структурой основной ткани. Минеральный состав (в %): кварц 35—55, карбонаты (анкерит, кальцит) 25—35, хлорит 10—20, биотит 7—15, магнетит 5—12, куммингтонит 3—12, гранат 1—12, апатит, цирконий, пирит, единичные зерна.

Внутри пропластков выделяются обогащенные гранатом участки мощностью 20—50 см, в которых содержание граната может достигать 40%, а размер отдельных кристаллов 3—4 мм. Цвет граната буро-красный. Показатель преломления $n = 1{,}815$. Плотность составляет 4,00 г/см³. Химический состав граната (скв. 21-Б, гл. 136,0 м) (в%) : SiO_2 38,59; TiO_2 0,16; Al_2O_3 17,61; Fe_2O_3 18,32; FeO 14,06; MnO 2,45; MgO 3,78; CaO 3,57; Na_2O 0,30; K_2O 0,28; SO_3 0,06; сумма 99,17. (Анализ выполнен в лаборатории Днепропетровской КГРЭ.) Кристаллохимическая формула граната $(Fe^{2+}_{0,92}\ Fe^{3+}_{0,78}\ Mg_{0,44}\ Ca_{0,30}Mn_{0,17}Na_{0,05}K_{0,03})_{2,69}\ (Al_{1,70}Fe^{3+}_{0,30})_{2,00}(Si_3O_{12})$ показывает, что по составу он близок к альмандину. Состав в минералах (в%): пироп 16,4; альмандин 62,9; спессартин 6,1; гроссуляра нет; андрадит 14,6.

Ассоциирующий с гранатом биотит представлен зелеными чешуйками размером до 0,5 мм с резким плеохроизмом. $n_g = 1{,}660 + 0{,}002$. $n_g - n_p = 0{,}040$—$0{,}045$. Химический состав биотита из той же пробы, что и гранат (в %): SiO_2 31,76; TiO_2 0,86; Al_2O_3 15,28; Fe_2O_3 2,83; FeO 30,57; MnO 0,22;

MgO 5,46; CaO 0,44; Na_2O 0,45; K_2O 4,33; SO_3 0,16; п. п. п. 7,12; H_2O^- 0,22; сумма 99,48. Кристаллохимическая формула биотита имеет такой вид:

$$(K_{0,50}Na_{0,07}Ca_{0,04})_{0,61}\,(Fe^{2+}_{2,07}Mg_{0,67}Fe^{3+}_{0,17}Ti_{0,05}Al_{0,03}Mn_{0,01})_{3,00}\times$$
$$\times\,(Si_{2,57}Al_{1,43})_{4,00}\,(O_{9,52}OH_{0,48})_{10}\,(OH)_2.$$

Общая железистость составляет 77%. Обращает на себя внимание необычно низкий показатель преломления при такой высокой железистости, а также низкие содержания алюминия в шестерной и высокие в четверной координации. Глиноземистость $al = 29{,}8\%$, что свидетельствует о низкотемпературных условиях метаморфизма, при которых образовался биотит; это подтверждается и степенью окисления железа $f_0 = 7{,}6\%$.

Так же, как и описанные выше породы, гранат-куммингтонит-магнетит-биотит-хлорит-карбонат-кварцевые сланцы близки по составу к карбонат-биотит-хлорит-кварцевым и им подобным сланцам, но отличаются более высокой степенью метаморфической переработки, которая соответствует ступени низкотемпературных роговиков и узловатых сланцев.

В отличие от магнетит-биотит-хлорит-карбонат-кварцевых сланцев с куммингтонитом в гранатсодержащей разности (табл. 66, ан. 2), ведущими компонентами наряду с SiO_2 (44,41%) являются FeO (17,73%), Fe_2O_3 (6,79%) и CaO (7,60%). Резко возросшая известковитость ($C=7{,}60$) обусловлена наличием анкерита и граната, а снижение содержания глинозема ($A = 11{,}3$) — уменьшением количества биотита и хлорита. Несмотря на это, содержание магния в породе осталось без изменения, очевидно вследствие увеличения количества куммингтонита и анкерита. Железистость породы одна из наиболее высоких в рассматриваемой группе, $F = 52{,}7$. За счет увеличения количества магнетита возросло содержание окисного железа ($Fe_2O_3 = 6{,}79\%$), коэффициента окисления ($O = 0{,}20$).

При повышении степени метаморфической переработки до ступени высокотемпературных роговиков и микрогнейсов термоконтактового метаморфизма образуются в южном замыкании Чертомлыкской полосы (скв. 14, 16 и др.) *гранат-магнетит-карбонат-кварц-амфиболовые роговики* с порфиробластическими выделениями радиально-лучистых агрегатов куммингтонита и округло-вытянутых зерен красного граната размером от 1—3 мм до 3—2 см. Структура основной ткани роговиковая. Минеральный состав (в %): куммингтонит 10—45, роговая обманка 5—50, кварц 20—40, карбонат 10—35, магнетит 10—30, гранат — от единичных зерен до 20, биотит — 0—20, хлорит 0—15, сульфиды 0—15, эпидот, апатит, сфен, циркон, рутил и ильменит — единичные зерна.

Как правило, железорудная толща подсвиты $Б^1_{2г}$ отделяется от метабазитов подсвиты $Б^2_{1г}$ маломощными (5—10 м) пластами узловатых сланцев, образовавшихся из терригенных, железисто-кремнистых и пирокластических осадков, переработанных в условиях ступени низкотемпературных роговиков и узловатых сланцев термоконтактового метаморфизма. Такими породами являются *гранат-хлорит-амфибол-альбит-серицит-кварцевые сланцы* темно-серого цвета с характерными узлами на сколах. В узлах находятся гранат, турмалин, роговая обманка (скв. 22002, 22004, 2-Б, 21-Б и др.).

Структура основной ткани микролепидогранобластическая с порфиробластами граната, роговой обманки, турмалина, неравномернозернистая. Породы состоят (в %): из вытянутых крупных линз роговой обманки 5—25 и граната 3—15, пространство между которыми выполнено тонкозернистой тканью из кварца 15—40, серицита 10—30, хлорита или рипидолита 7—20, цоизита 0—10, альбита 0—10, биотита 0—5, кальцита 0—1. Акцессорные минералы представлены турмалином (до 15%), единичными зернами апатита и сфена. Рудные минералы — ильменит 0—3, пирит и пирротин 0—2%. Наличие в породе значительных количеств темноцветных алюмосиликатов (роговой обманки, хлорита, граната, биотита и др.) определило ведущую роль железа ($F = 34{,}0$) и алюминия ($A = 33{,}6$) по отношению к

магнию ($M = 14,2$) и кальцию ($C = 18,2$) (табл. 66, ан. 3). Значение коэффициента T (24,8) свидетельствует о высокой степени альбитизации породы.

Карбонат-хлорит-плагиоклаз-биотит-кварцевые ороговикованные апотуффиты встречаются в разделяющих пачках верхней части железорудной толщи (скв. 22001, 22002, 22005, 20-Б и др.). Это темно-серые, голубовато-серые, зеленовато-серые рассланцованные породы, обычно мелкозернистые, с порфиробластами и миндалинами кварца молочно-белого цвета. Минеральный состав (в %): кварц 30—40, биотит 15—30, плагиоклаз (№ 11—19, реже № 28—32), 5—25, хлорит 7—20, карбонат 5—10, мусковит (редко) 0—10, цоизит и эпидот (редко) 0—10, магнетит 0—7, сульфиды 0—10, ильменит 0—3; сфен, роговая обманка, турмалин и апатит — единичные зерна.

Широкие колебания содержаний, размеров и форм породообразующих минералов привели к значительному разнообразию структур: здесь наблюдаются лепидогранобластическая, гранолепидобластическая, участками роговиковая, пирокластическая, бластопсаммитовая, кристаллокластическая и порфиробластическая структуры.

Среди других глиноземисто-железистых пород эта содержит наибольшее количество SiO_2 (59,39%) и большое TiO_2 (1,19%) (табл. 66, ан. 4). Среди других породообразующих компонентов ведущее положение занимают FeO (15, 09%) и Al_2O_3 (10, 58%). Коэффициент F самый высокий среди пород описываемой группы — 56,5; $A = 24,7$; $C = 11,7$; $M = 7,1$. Большая часть железа заключена в силикатах, в связи с чем $O = 0,07$, а общее содержание FeO по отношению к $Fe_{общ}$ составляет 93,7%.

Апотуффиты образовались из смешанных пирокластических и терригенных глинистых осадков с небольшой примесью хемогенного железисто-кремнистого материала, метаморфизованных в условиях ступени низкотемпературных роговиков и узловатых сланцев термоконтактового метаморфизма.

Глиноземисто-железисто-магнезиальная группа пород представлена хлорит-альбит-серицит-биотит-кварцевыми сланцами, переслаивающимися с карбонат-кварц-хлоритовыми сланцами и джесперами. Мощность пластов пород этой группы варьирует в самых широких пределах — от нескольких метров до 100 м. Поскольку внешне эти сланцы почти неотличимы от их щелочноземельно-глиноземистой разновидности, то часто без химических анализов очень трудно отличить одну разновидность от другой. Они установлены в Центральном (скв. 41-Б, 42-Б, 50-Б, 57-Б и др.) и в Южном блоках (скв 3-Б, 35-Б, 6-Б, 17-Б и др.).

Структура бластоалевритовая, бластоалевритопсаммитовая, участками роговиковая, порфиробластическая. Минеральный состав (в %): кварц 40—55, биотит 20—30, серицит 10—30, плагиоклаз (№ 12) 10—25, хлорит (прохлорит) 5—20, пирит — единичные зерна, апатит, циркон.

Химический состав породы (табл. 68, ан. 5) характеризуется высоким значением коэффициента магнезиальности ($M = 36,1$), несколько ниже железистость ($F = 30,7$) и глиноземистость ($A = 26,7$). Характерно низкое значение известковистости ($C = 6,5$). Бóльшая часть железа связана в силикатах, о чем свидетельствует значение $FeO' = 95,9\%$, $O = 0,04$. Следует также отметить высокое содержание TiO_2 (1,24%).

Образовались хлорит-альбит-серицит-биотит-кварцевые сланцы из смеси терригенного глинистого и хемогенного железисто-кремнистого материала, преобразованного в условиях переходных от низкотемпературной к высокотемпературной ступени термоконтактового метаморфизма.

АЛЕКСЕЕВСКИЙ ЖЕЛЕЗОРУДНЫЙ УЧАСТОК

В отличие от Чертомлыкского, Алексеевский участок сложен лишь породами соленовской нерасчлененной железисто-роговиково-сланцево-амфиболитовой подсвиты ($Б_1^{1-2}$). Он представлен чешуей длиной около 20 км,

Таблица 67

Химический состав (в %) и петрохимические коэффициенты по Н. П. Семененко железисто-кремнистых пород Алексеевского участка

Компонент, коэффициент	1	2*	3*	4	5	6*	7*	8*	9*
SiO_2	46,24	46,51	40,22	39,80	45,20	57,82	38,28	45,72	47,26
TiO_2	0,05	Не опр.	Не опр.	0,98	0,08	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Al_2O_3	0,58	» »	» »	Следы	0,37	» »	» »	» »	» »
FeO_3	10,37	19,74	11,50	22,72	13,04	11,79	19,91	13,60	21,28
FeO	22,41	38,50	29,50	29,60	32,04	18,97	23,68	31,99	22,44
MnO	0,57	Не опр.	Не опр.	0,44	0,40	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
MgO	1,93	» »	» »	2,63	3,73	» »	» »	» »	» »
CaO	5,22	» »	» »	2,47	2,82	» »	» »	» »	» »
Na_2O	0,12	» »	» »	0,20	Следы	» »	» »	» »	» »
K_2O	0,33	» »	» »						
P_2O_5	0,12	» »	» »	0,35	0,13	» »	» »	» »	» »
SO_3	0,53	» »	» »	Не обн.	0,29	» »	» »	» »	» »
H_2O^+	0,20	» »	» »	Следы	0,05	» »	» «	» »	» »
CO_2	8,8	16,79	3,43	Не обн.	0,63	0,63	0,21	0,28	0,49
П. п. п.	3,02	Не опр.	Не опр.	1,24	1,23	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Сумма	100,49	—	—	100,43	100,01	—	—	—	—
FeO′	82,7	81,0	85,0	74,3	84,6	78,0	72,5	70,0	70,0
O	0,21	0,22	0,17	0,34	0,18	0,28	0,37	0,42	0,42
F	75,0	Не опр.	Не опр.	86,3	80,6	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
A	1,0	» »	» »	0,0	0,5	» »	» »	» »	» »
M	8,2	» »	» »	8,1	12,2	» »	» »	» »	» »
C	15,8	» »	» »	5,6	6,7	» »	» »	» »	» »
FM	83,2	» »	» »	94,4	92,8	» »	» »	» »	» »
$Fe_{метал}$	24,74	43,6	30,95	38,89	34,12	22,8	18,4	34,3	32,3

Примечания. 1. *Анализы*: 1 — гранат-карбонат-амфибол-магнетит-кварцевый джеспер, скв. 13 886, гл 61,4 м; 2 — гранат-магнетит-карбонат-кварц-амфиболовый джеспер, скв. 13 686, гл. 64,4 м; 3 — то же, скв. 13 670, гл. 40,6 м; 4 — магнетит-амфиболовый кварцит, скв. 13 663, гл. 45,8; 5 — магнетит-гранат-амфибол-кварцевый джеспер, скв. 13 857, гл. 64,5—70,9 м; 6 — то же, скв. 13 681, гл. 38,61 м; 7 — то же, скв. 13 670, гл. 48,0 м; 8 — то же, скв. 13 857, гл. 64,5 м; 9 — то же, скв. 13 830, гл. 66,9 м.

2. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГФМ АН УССР.

3. Звездочкой отмечены сокращенные химические анализы.

которая тянется в строго широтном направлении от с. Перевизские Хутора на западе до верховьев б. Сухой Чертомлык на востоке. Породы, слагающие чешую, скрыты под осадочным чехлом и нигде не обнажаются. Их мощность составляет на западе около 2 км и постепенно уменьшается до 400 м на востоке. На юге Алексеевская чешуя отделена от розово-серых мигматитов Алексеевским разломом, на севере от Грушевской чешуи — Перевизским разломом.

На западном окончании чешуи в устье р. Базавлука проходит Грушевское ответвление треугольной формы, отделенное от Алексеевской чешуи Алексеевским разломом. Размеры ответвления 5 × 3,5 км. При поисках силикатных никелевых руд и бокситов Алексеевский участок был разбурен большим количеством мелких скважин. Чешую слагают амфиболиты, среди которых залегают согласно в виде прерывистой полосы (около 18 км) другие метаморфические породы. Полоса состоит из отдельных, большей частью линзовидных тел мощностью от 1—2 до 200 м и протяженностью от десятков метров до нескольких километров. Среди метаморфических пород залегают сложно ветвящиеся дайкообразные тела ультрабазитов, внедрившиеся по разлому.

Среди метаморфических пород выделяются следующие группы (кроме амфиболитов): магнетит-кварцевые джеспероиды, зеленые сланцы и роговики (измененные основные вулканогены), ороговикованные рассланцованные микрогнейсы (апотуффиты). Описание пород, слагающих эту чешую, приводилось ранее (Бойко, 1967). Поэтому здесь мы остановимся подробно только на характеристике железисто-кремнистых образований.

Железисто-кремнистые породы залегают в восточной половине Алексеевской чешуи, где они обнаружены скважинами, пробуренными в центре магнитных максимумов. Железистые породы распространены локально в виде линз размером до 750 × 200 м, в которых они в свою очередь чередуются с амфиболитами, микрогнейсами и двуслюдяными ороговикованными сланцами, образуя прослои от 1 до 20 м. Эти линзы железистых пород (всего их обнаружено 12) тянутся на протяжении 5—6 км. Среди них преобладают малорудные окисно-закисные железисто-силикатные кремнистые породы, где выделяются магнетит-кварц-биотит-хлорит-сидеритовые, гранат-магнетит-карбонат-кварц-амфиболовые джесперы.

Магнетит-кварц-биотит-хлорит-сидеритовые джесперы образуют пласты мощностью до 5—6 м (скв. 13654, 13875 и др.). Структура лепидогранобластовая, роговиковая. Кроме сидерита 20—53% в переменных количествах в породах содержатся хлорит 5—28, биотит 15—18, кварц 2—25, магнетит 5—25%. Иногда встречаются роговая обманка до 5%, единичные зерна граната, апатита и пирита.

Среди малорудных окисно-закисных железисто-карбонатно-кремнистых пород чаще всего встречается *гранат-магнетит-карбонат-кварц-амфиболовый полосчатый джеспер* (скв. 13527, 13592, 13670, 13680, 13686 и др.), образующий быстро выклинивающиеся пласты, залегающие среди амфиболитов или на контакте с ультрабазитами, а также в ксенолитах осадочно-вулканогенных пород нижней серии среди розово-серых мигматитов (скв. 13589, 13592). Характер контактов неясен из-за плохой сохранности керна. Минеральный состав (в %): куммингтонит 5—60, роговая обманка 5—50, кварц 15—45, карбонаты (кальцит, доломит, сидерит) 5—40, магнетит 5—25, гранат 0—20, биотит 0—25, хлорит (рипидолит) 0—20, сульфиды 0—20, эпидот, апатит, сфен, циркон, рутил и ильменит — единичные зерна.

Сумма основных компонентов — SiO_2, Fe_2O_3 и FeO составляет 75—85% (табл. 67, ан. 1—3). Коэффициент $O = 0{,}17$—$0{,}62$. Это свидетельствует о том, что значительная часть железа вошла, кроме магнетита, в железистые

Усредненные содержания (в %) редких и рассеяных элементов в породах

	Ni	Co	Ti	V	Cr	Mo	Zr	Cu	Pb
Хлорит-куммингтонит-биотит-магнетит-карбонат-кварцевые джесперы (среднее из 44 анализов)	0,002	0,002	0,100	0,002	0,005	0,001	0,003	0,002	0,001
Хлорит-магнетит-карбонат-кварцевые джесперы (среднее из 9 анализов)	0,002	0,001	0,100	0,002	0,005	0,0014	0,0015	0,001	0,0008
Куммингтонит-магнетит-биотит-карбонат-хлорит-кварцевые и магнетит-биотит-хлорит-карбонат-кварцевые сланцы (среднее из 26 анализов)	0,003	0,001	0,0050	0,002	0,005	—	0,0025	0,002	0,013
Магнетит-гранат-биотитовые, магнетит-амфиболовые и магнетит-гранат-роговообманковые кварциты, магнетит-кварц-биотит-хлорит-сидеритовые, гранат-магнетит-карбонат-кварц-амфиболовые и кварц-магнетит-хлоритовые джесперы (среднее из 26 анализов)	0,015	0,003	0,091	0,002	0,020	—	0,0026	0,018	0,001

карбонаты, которых здесь гораздо меньше, чем в ранее описанных разновидностях железистых пород Чертомлыкской чешуи, и силикаты. Содержание FeO′ по отношению к $Fe_{общ}$ составляет 81,0—85,0%. Коэффициент *F* составляет 75,0; *FM* — 83. Из примесей присутствуют Al_2O_3 (*A* = 1,0), MgO (*M* = 8,2) и CaO (*C* = 15,8). Молекулярное количество FeO соответственно в четыре и шесть раз превышает содержание MgO, CaO.

Образование этих джесперов происходило в условиях высокотемпературной ступени термоконтактового метаморфизма.

К подгруппе малорудных окисно-закисных железисто-силикатно-кремнистых пород относятся кварц-магнетит-хлоритовые джесперы и магнетит-биотитовые, магнетит-амфиболовые, магнетит-гранат-амфиболовые кварциты.

На контакте с зелеными метаморфическими сланцами и двуслюдяными ороговикованными сланцами отмечены *кварц-магнетит-хлоритовые джесперы* (скв. 13655, 13822, 13837). Мощность их не известна. Структура роговиковая, микрогранолепидобластическая с порфиробластами магнетита. Основную ткань составляют хлорит (рипидолит) — 50—75% и магнетит 15—25, в подчиненных количествах встречаются кварц 1—50, кальцит (изредка) 0—6, пирит и пирротин 0—5%.

Магнетит-гранат-биотитовые кварциты встречены в скв. 13666, 13889 на контакте с ороговикованными микрогнейсами, мощность не известна. Это темно-серые неравномернозернистые породы, иногда резкополосчатые с крупными изометричными и вытянутыми по сланцеватости многочисленными зернами граната. Структура лепидогранобластическая, роговиковая. Минеральный состав (в %): кварц 50—70, биотит 5—21, гранат 7—20, магнетит 8—15, сидерит 0—5, хлорит, апатит и циркон — единичные чешуйки и зерна. По степени метаморфической переработки эти породы относятся к двуслюдяной гнейсовой ступени плутонометаморфизма.

Магнетит-амфиболовые и магнетит-гранат-амфиболовые кварциты встречены в скв. 13221, 13663, 13670, 13681, 13830, 13857, 13880. Это темно-серые, зеленовато-серые, темно-зеленые, мелко- и среднезернистые, полосчатые, иногда почти массивные породы.

Таблица 68

железисто-кремнистых формаций Чертомлыкской и Алексеевской чешуй

Ag	Zn	Sn	Ye	Yв	Be	Sc	V	Sr	Ba	Yb
0,001	0,0025	—	0,0015	0,001	0,0009	0,001	0,0009	0,0005	0,0004	0,0016
—	0,008	0,001	0,001	0,0008	0,001	—	0,0016	0,0006	0,005	0,0017
—	0,005	0,001	0,001	0,0001	0,0006	0,001	—	0,007	0,012	—
—	0,032	—	0,001	0,002	0,0005	0,001	0,0009	—	—	—

Структура — роговиковая, гранонематобластическая, нематогранобластическая, гранолепидобластическая с элементами сидеритовой и пойкилитовой. Минеральные составы (в %): магнетит-амфиболовых кварцитов — куммингтонит и (немного) роговая обманка 55—60, магнетит 20—25, кварц 10—15, карбонаты 5—7, магнетит-гранат-амфиболовых кварцитов — сине-зеленая роговая обманка 5—40, кварц 25—45, гранат 15, магнетит 10—15, альбит 1—5; эпидот 0,25, пирит — до 5, единичные чешуйки биотита и хлорита, зерна карбоната. Основные компоненты — SiO_2, Fe_2O_3 и FeO составляют более 92% (табл. 67, ан. 4). Коэффициент $O = 0{,}34$, что обусловлено значительным содержанием магнетита в породе. Содержание FeO по отношению к $Fe_{общ}$ в кварците составляет 74%, $F = 86{,}3$; $FM = 94{,}4$. Характерно почти полное отсутствие Al_2O_3 в данном анализе, что свидетельствует лишь о начале процесса образования роговой обманки. Из других примесей следует отметить MgO ($M = 8, 11$) и CaO ($C = 5{,}6$). Молекулярное количество FeO в одинаковой мере в семь раз превышает содержание MgO и CaO.

В магнетит-гранат-амфиболовых кварцитах основные компоненты SiO_2, Fe_2O_3, FeO составляют 82,91% (табл. 67, ан. 5—9). Коэффициент O колеблется в пределах 0,18—0,42. Содержание FeO по отношению к $Fe_{общ}$ составляет 70,0—84,6%; $F = 80{,}6$. Здесь появляется Al_2O_3 (0,37%) — роговая обманка, очевидно, образовалась в небольших количествах. Из других примесей следует отметить MgO ($M = 12{,}2$) и CaO ($C = 6{,}7$). Образование этих пород происходило в условиях амфиболит-гнейсовой ступени плутонометаморфизма. Позже в условиях кальциевого, а затем натриевого метасоматоза в породе появились эпидот и альбит.

В заключение следует отметить, что содержание железа в железистых породах Алексеевской чешуи колеблется от 30 до 54%, а содержание германия иногда достигает 100 г на тонну породы.

В табл. 68 приведены усредненные содержания редких и рассеянных элементов в железистых породах Алексеевской чешуи. Из анализа данных таблицы видно, что в этих породах, в отличие от железистых пород Чертомлыкской чешуи, некоторые элементы имеют резко повышенные содержания: Ni больше в 5—7 раз, Cr в 4 раза, Cu в 9—18 раз, Zn в 4—16 раз.

ХАРАКТЕРИСТИКА ЧЕРТОМЛЫКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД

Основные запасы железных руд сосредоточены в северной части Южного блока и представляют собственно Чертомлыкское месторождение. Оно расположено между 40-й и 29-й разведочными линиями. Обобщенная характеристика железистых пород месторождения по разведочным линиям приводится с севера на юг.

На разведочной линии 40 (скв. 18-Б) восточный пласт сложен катаклазированными хлорит-кварц-карбонатными грубополосчатыми породами с прослоями мощностью от 1 до 10 м биотит-магнетит-кварц-сидеритовых джесперов, переслаивающихся с карбонат-тальк-хлоритовыми и карбонат-хлоритовыми породами.

Западный и средний пласты подсечены скв. 31-Б, где они представлены выветрелыми биотит-магнетит-кварц-сидеритовыми джесперами мощностью до 7 м.

На разведочной линии 38 восточный пласт вскрыт скважиной 31-Б и сложен биотит-магнетит-кварц-сидеритовым джеспером с порфиробластами магнетита. Западный и средний пласты сложены полосчатыми джесперами аналогичного состава.

На разведочной линии 37 восточный пласт, подсеченный скв. 38-Б, сложен толщей тонко- и серднеполосчатых биотит-магнетит-кварц-сидеритовых джесперов с порфиробластами магнетита. Содержания $Fe_{магн}$ и $Fe_{сид}$ соответственно составляют 5 и 17 %. В периферических частях пласта (около 20—30 м) содержание $Fe_{магн}$ уменьшается до 1—2%, а в центральных —

резко возрастает до 8%. Чем меньше $Fe_{магн}$, тем меньше порфиробластического магнетита и тем соответственно больше $Fe_{сид}$. Западный пласт характеризуется понижением содержания $Fe_{магн}$ к подошве пласта с 20 до 10%.

На разведочной линии 36 восточный пласт у подошвы представлен куммингтонит-биотит-магнетит-сидеритовыми джесперами с порфиробластами магнетита и куммингтонита и прослоями кварц-куммингтонит-биотитовых сланцев. Содержание $Fe_{магн}$ 16,5, $Fe_{сид}$ 9%. Выше по разрезу пласта (около 50 м) увеличивается содержание магнетита и порода приобретает куммингтонит-биотит-сидерит-магнетитовый состав с содержанием $Fe_{магн}$ 17,5, $Fe_{сид}$ 4%. Еще выше (около 20 м) содержание $Fe_{магн}$ и $Fe_{сид}$ выравнивается и составляет около 10% каждое. Дальше содержание $Fe_{магн}$ возрастает до 13%, а $Fe_{сид}$ составляет 11%; исчезает куммингтонит, появляющийся лишь в 100—120 м от кровли пласта. Порфиробласты магнетита на всем протяжении независимо от наличия порфиробластов куммингтонита сохраняются. Вблизи от кровли в породе появляется хлорит, содержание $Fe_{магн}$ уменьшается до 6%, а количество $Fe_{сид}$ увеличивается до 14%. Джесперы здесь имеют куммингтонит-хлорит-биотит-магнетит-кварц-сидеритовый состав. Западный пласт разделяется на две толщи: нижняя представлена куммингтонит-хлорит-магнетит-кварц-сидеритовым джеспером с содержанием $Fe_{магн}$ 15,5, $Fe_{сид}$ 11,5%; верхняя представлена куммингтонит-хлорит-сидерит-магнетитовым джеспером с содержанием $Fe_{магн}$ 20, $Fe_{сид}$ 4,5%.

Разведочная линия 34 проходит через наиболее мощную часть железорудной толщи. Здесь восточный пласт разделяется на три пачки. Нижняя сложена биотит-магнетит-сидерит-кварцевыми джесперами с куммингтонитом. Содержание $Fe_{магн}$ от подошвы к кровле нижней толщи возрастает от 10,5 до 23% при почти одинаковом содержании $Fe_{сид}$ — 3—4,5%. Средняя пачка более однородна. Представлена она тонкослоистыми биотит-магнетит-сидерит-кварцевыми джесперами с содержанием $Fe_{магн}$ 13 и $Fe_{сид}$ 5%. Верхняя пачка сложена микрослоистыми джесперами (средняя и нижняя — средне- и тонкослоистыми разновидностями) биотит-магнетит-кварц-сидеритового состава. Вблизи кровли появляется хлорит. Содержание $Fe_{магн}$ 14, $Fe_{сид}$ 6,5%.

Западный пласт у подошвы сложен магнетит-биотит-сидерит-кварцевыми и биотит-магнетит-кварц-сидеритовыми джесперами. Верхняя часть пласта сложена биотит-магнетит-кварц-сидеритовыми джесперами с порфиробластами магнетита. Общее содержание $Fe_{магн}$ 12, $Fe_{сид}$ 16%.

Разведочная линия 32. Здесь восточный пласт подсечен скв. 34-Б, 36-Б. Ближе к висячему блоку залежи прослеживаются биотит-магнетит-сидерит-кварцевые джесперы, среди которых встречена толща куммингтонит-биотит-сидерит-магнетит-кварцевых джесперов с содержанием $Fe_{магн}$ 18, $Fe_{сид}$ 2,5%. Содержание куммингтонита иногда достигает 20, тюрингита 5—10%. В отдельных случаях встречаются порфиробласты магнетита.

Западный пласт состоит из двух пачек железистых пород. Обе пачки представлены биотит-магнетит-кварц-сидеритовыми джесперами, но в нижней $Fe_{магн}$ составляет 14,9, $Fe_{сид}$ 14%, а в верхней 8 и 18,5% соответственно.

Разведочная линия 30. Здесь восточный пласт разветвляется на три части. Нижняя представлена хлорит-куммингтонит-сидерит-магнетит-биотит-кварцевыми джесперами с содержанием $Fe_{магн}$ 20, $Fe_{сид}$ 5%, средняя — хлорит-куммингтонит-магнетит-сидерит-биотит-кварцевым и верхняя — хлорит-магнетит-сидерит-кварцевым джесперами ($Fe_{магн}$ 17, $Fe_{сид}$ 2,5%). Западный пласт подсечен скв. 22001, 22005, 26-Б. Он представлен хлорит-магнетит-сидерит-кварцевыми и куммингтонит-хлорит-сидерит-магнетит-кварцевыми джесперами с содержанием $Fe_{магн}$ 11,5—19% (повышается содержание от кровли к подошве). Соответственно падает содержание $Fe_{сид}$ от 18 до 13%.

Разведочная линия 29 состоит из одной скв 32-Б, которая подсекла нижнее и верхнее ответвления восточного пласта. Нижнее сложено кум-

мингтонит-биотит-сидерит-магнетит-кварцевым джеспером. Содержание $Fe_{магн}$ 18, $Fe_{сид}$ 8,5%. Верхнее ответвление слагают куммингтонит-биотит-сидерит-магнетит-кварцевый и куммингтонит-биотит-магнетит-сидерит-кварцевый джесперы. Содержание $Fe_{магн}$ к подошве пласта понижается с 22 до 10%.

На разведочных линиях южнее линии 29 железистые породы представлены главным образом куммингтонит-биотит-сидерит-магнетит-кварцевыми джесперами, иногда с хлоритом и гранатом. Содержание магнетита высокое — 25—30%.

Из приведенного анализа месторождения видно, что железорудная толща имеет мощность 500 м. Собственно железистые породы образуют три пласта, максимальная мощность которых составляет 300 м для восточного (нижнего), 22 — для среднего и 85 м для западного (верхнего) пластов. Наибольшая мощность пластов железистых пород наблюдается между разведочными линиями 37 и 29 на протяжении около 2000 м и является наиболее перспективной для разработки частью месторождения.

ОБОГАТИМОСТЬ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД ЧЕРТОМЛЫКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

Железистые породы Чертомлыкского железорудного участка относятся к бедным железным рудам со средним содержанием $Fe_{общ}$ 30%, из них в магнетите связано 14,6%, в карбонатах 6,9%, в силикатах 5,5%*. Около 3% железа теряется при магнитном обогащении. Учитывая данные анализов технологических проб, можно предположить, что эти потери связаны в основном с магнетитом и в меньшей степени с карбонатами.

Железные руды Чертомлыкского месторождения неоднократно с 1958 г. подвергались технологическим испытаниям с целью их обогащения в Криворожском институте Механобрчермет.

В 1958 г. проводилось обогащение методом магнитной сепарации. Характеристика руды приведена в табл. 69, результаты трехстадийного магнитного обогащения с додрабливанием промпродукта второй стадии до 0,05 мм — в табл. 70. Измельчаемость чертомлыкских руд ниже новокриворожских и несколько выше руд Анновского месторождения. Немагнитная часть отходов представлена преимущественно кварцем, карбонатами и силикатами. Технологическое испытание показало слабое обогащение этих руд методом магнитной сепарации в связи с тем, что значительная часть железа связана в сидерите. Это заставило ввести в предложенную схему обогащения наряду с магнитным флотационный метод (табл. 71). При этом был получен хороший самоплавкий концентрат, не требовавший известняка при агломерации; он содержал на 6% больше Fe, чем агломерат, полученный ГОКами Криворожья, при той же основности концентрата (0,81). По подсчетам, проведенным в Механобрчермете, стоимость выплавки 1 т чугуна из полученного концентрата составляет 30 р. Однако окончательная схема обогащения еще не разработана.

По последним данным И. Н. Докучаевой, полученным по четырем пробам железистых пород, отобранных на профилях 28—30 и 32, выход магнетитового концентрата составляет 23,8—25,4% при содержании железа 66,7—68,1% и извлечении 53—55%. Выход флотационного концентрата колеблется в пределах 29,6—33,6%, содержание железа в нем 28—30%, извлечение 29—31,4%. Основность концентрата 0,7—0,8. В пробе из джесперов профиля 32 выход магнетитового концентрата уменьшается до 19%. Полная стоимость 1 т магнетитового концентрата для четырех проб колеблется от 7 р. 94 к. до 8 р. 07 к., т. е. ниже оптовых цен на 0,816—1,918 р. за 1 т.

---

* Эта часть раздела написана по материалам М. Л. Гендина (1966), Г. Ф. Гузенко, В. И. Ганоцкого, Р. А. Частия (1971 г.) и авторов.

Таблица 69

Характеристика чертомлыкских железных руд

Год испытания	Объемный вес	Плотность, г/см³	Пористость, %	Сопротивление сжатию, кгс/см²	Удельная магнитная восприимчивость при $H = 1000_э$, см³/г
1958	3,43	3,66	6,6	—	0,0112
1964	3,15	3,34	5,7	29,78	0,0112

Таблица 70

Результаты магнитного обогащения железных руд, проведенного в 1958 г.

Продукт	Выход, %	Содержание Fe, %	Извлечение Fe, %	Эффект обогащения, %
Концентрат	29,4	66,0	62,6	58,0
Отходы	70,6	16,4	37,4	—
Исходная руда	100,0	31,0	100,0	—

Таблица 71

Результаты магнитного и флотационного обогащения железных руд 1964 г.

Вид концентрата	Выход, %	Содержание Fe, %	Извлечение Fe, %	Основность
Магнитный	23,4	63,4	51,8	0,03
Флотационный	19,7	32,7	22,0	1,44
		48,7 (после прокаливания)		
Суммарный концентрат	43,1	58,1	73,8	0,81

Таблица 72

Сравнительные данные по агломерированию концентратов

Наименование предприятия	Рудная шихта		Агломерат	
	Fe, %	Основность концентрата	Fe, %	Основность концентрата
Южный горнообогатительный комбинат	67—58	0,03	51,8—52,5	0,78
Новокриворожский горнообогатительный комбинат	58—59	0,04	52,2—53,8	0,75
Чертомлыкское месторождение	58,1	0,81	Нет необходимости повышать основность	

В связи с высокой основностью концентрата при выплавке чугуна нет необходимости добавлять ценные для металлургического процесса основные шлакообразующие компоненты (табл. 72). Это может значительно снизить себестоимость чертомлыкского концентрата по сравнению с криворожским. Для получения промышленной основности в концентрате криворожских ГОКов на тонну руды добавляют 200 кг известняка и доломита. Стоимость 1 т известняка 3 р. 63 к. При прогнозных запасах руды 1 млрд. т и выходе концентрата 43,1 % экономический эффект от использования чертомлыкских руд только за счет экономии на известняке составит около 320 млн. р.

Таблица 73

Химический состав джесперов (в %) по данным технологических проб

Компонент	Проба 1, профиль 28	Проба 2, профиль 29	Проба 3, профиль 30	Проба 4, профиль 32	Проба 5, профиль 34	Средние значения
$Fe_{общ}$	30,50	30,80	30,60	30,50	28,40	30,15
$Fe_{раств}$	28,50	30,10	28,70	27,50	27,80	28,55
$FeO_{общ}$	20,50	22,40	22,10	22,10	23,50	22,12
$FeO_{раств}$	18,90	21,80	19,70	29,60	22,70	20,54
SiO_2	41,60	38,90	39,50	39,80	39,50	39,86
Al_2O_3	3,45	2,75	3,00	3,40	3,15	3,15
CaO	1,51	1,96	2,02	2,17	2,52	1,03
MgO	2,21	1,85	2,21	2,37	2,27	2,18
CO_2	5,70	9,01	6,61	7,27	10,33	7,78
P_2O_5	0,153	0,165	0,154	0,149	0,124	0,149
Na_2O	0,46	0,31	0,39	0,40	0,39	1,636
K_2O	1,20	1,08	1,14	1,44	1,37	
MnO	0,57	0,57	0,36	0,61	0,32	0,48
П. п. п.	6,93	10,33	9,48	8,80	12,00	9,51
Основность	0,08	0,09	0,10	0,10	0,11	0,096

Таблица 74

Минеральный состав джесперов

Минерал	Проба 1, профиль 28	Проба 2, профиль 29	Проба 3, профиль 30	Проба 4, профиль 32	Проба 5, профиль 34	Среднее значение
Магнетит	17,4 / 24,0	18,2 / 25,2	17,7 / 24,5	16,2 / 22,4	12,6 / 17,4	16,4 / 22,7
Железистые карбонаты	5,8 / 12,1	9,5 / 19,8	6,4 / 13,6	7,1 / 14,8	10,5 / 21,0	7,8 / 16,2
Железистые силикаты	7,2 / 30,5	3,0 / 19,3	6,4 / 28,7	7,2 / 30,8	5,3 / 26,3	5,8 / 25,1
Пирит	0,1 / 0,3	0,1 / 0,3	0,1 / 0,3	0,1 / 0,3	0,1 / 0,3	0,1 / 0,3
Нерудные карбонаты	2,8	3,6	3,5	4,0	4,5	3,7
Апатит	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3	0,36
Кварц	29,8	30,9	28,8	27,8	29,5	29,36

Примечание. В числителе — железо, связанное с данным минералом; в знаменателе — количество минерала в породе.

Необходимо добавить, что чертомлыкский агломерат имеет более высокое содержание железа. Экономия также увеличится за счет меньшего расхода кокса при выплавке чугуна из высокоосновных руд. Наиболее производительным доменным сырьем являются окатыши. На 1 т сухих окатышей (данные Криворожского ЦГОКа) для офлюсования добавляется 203 кг известняка. Поскольку чертомлыкский концентрат не требует офлюсования, это снизит также себестоимость и значительно упростит технологию окомкования (Гендин, 1966). Важно также, что железные руды Чертомлыкского месторождения малосернистые и малофосфористые. Они характеризуются довольно устойчивым химическим составом как по простиранию, так и по падению. Только в северной части месторождения (от профиля 34) с связи с тем, что в составе джесперов начинают преобладать железистые карбонаты и возрастает роль силикатов, ухудшается состав руд: возрастают содержание CO_2, Al_2O_3, MgO и CaO. По этим джесперам отсутствует технологическая схема обогащения. О составе руд между профилями 28 и 34 можно судить по результатам технологического опробования (табл. 73, 74).

Если подсчитать количество железной руды, включая и северную часть месторождения (от профиля 34 до профиля 37), то при средней мощности джесперов 300 м и протяжении 2 км (между профилями 29 и 37) при отработке карьера до глубины 500 м объем горной массы руды составит около 300 м³. При плотности джеспера около 3,5 запасы составят около 1 млрд. т железной руды.

Участок между разведочными линиями 29 и 14 имеет длину 4,2 км, среднюю мощность железных руд 65 м, что при отработке до глубины 500 м составит около 136,5 млн. м³ горной массы руды, или около 0,5 млрд т. Значительные запасы руды, небольшая вскрыша (20—40 м), расположение месторождения в экономически развитом районе — все эти факторы позволяют считать эксплуатацию Чертомлыкского месторождения выгодной.

В табл. 68 приведены усредненные содержания редких и рассеянных элементов в железисто-кремнистых породах месторождения. Содержание их колеблется в пределах (в%): Ni 0,002—0,003; Co — 0,001—0,003; Cr 0,005; Cu 0,01—0,008; Pb 0,001—0,013; Zn — 0,005—0,008. В некоторых разностях железистых пород встречаются повышенные содержания Ag, Mg, Sc, Yb.

При изучении джесперов и сланцев с повышенным содержанием магнетита мы обратили внимание на то, что в них постоянно присутствует германий. По спектральным анализам его количество в 5—10 раз превышает кларковое, достигая 0,001 %, что составляет 10 г/т железной руды. Химические анализы показали, что в ряде участков содержание германия поднимается до 26—32 г/т руды. Германий связан в породе с магнетитом, в сидерите и силикатах его практически нет. Таким образом, полученный при магнитной сепарации магнетитовый концентрат будет комплексным германиево-железным концентратом. Опыт обогащения германиево-железистых руд позволяет ожидать увеличения содержания германия в рудном концентрате в два-три раза. Обнаружение германия в железных рудах Чертомлыкской чешуи еще более расширяет перспективы этого нового железорудного района Украины.

ВЕРХОВЦЕВСКИЙ РАЙОН

Геологическое строение

Верховцевский район расположен в северо-западной части Базавлукской структурно-фациальной зоны и представляет собой обширный синклинорий субмеридионального простирания, аналогичный другим зонам развития осадочно-вулканогенных формаций Среднего Приднепровья.

Геологическое строение Верховцевского района приводится по материалам поискового, разведочного и главным образом профильного бурения.

Северная и центральная части Верховцевской структуры были изучены скважинами Самотканского и Грановского профилей (1962—1965 гг.), западная и южная — скважинами Алферовского и Кудашевского профилей (1968—1970 гг.). На последнем, пройденном преимущественно в породах гипербазитовой интрузии, бурение не закончено и для выяснения стратиграфии района дало мало. Скважинами Самотканского, Грановского и Алферовского структурных профилей (рис. 28) вскрыта мощная толща пород, являющая собой типичный образец украинского докембрия. Она представлена осадочно-вулканогенными отложениями, в разной степени метаморфизованными, сложнодислоцированными. В их разрезе Н. П. Семененко (Семененко, 1972) выделяет две серии: нижнюю — грановскую железисто-кремнисто-метабазитовую (НГ) мощностью 1800 м и верхнюю — тепловскую железисто-кремнисто-сланцево-вулканогенную (ВТ) мощностью 6170 м.

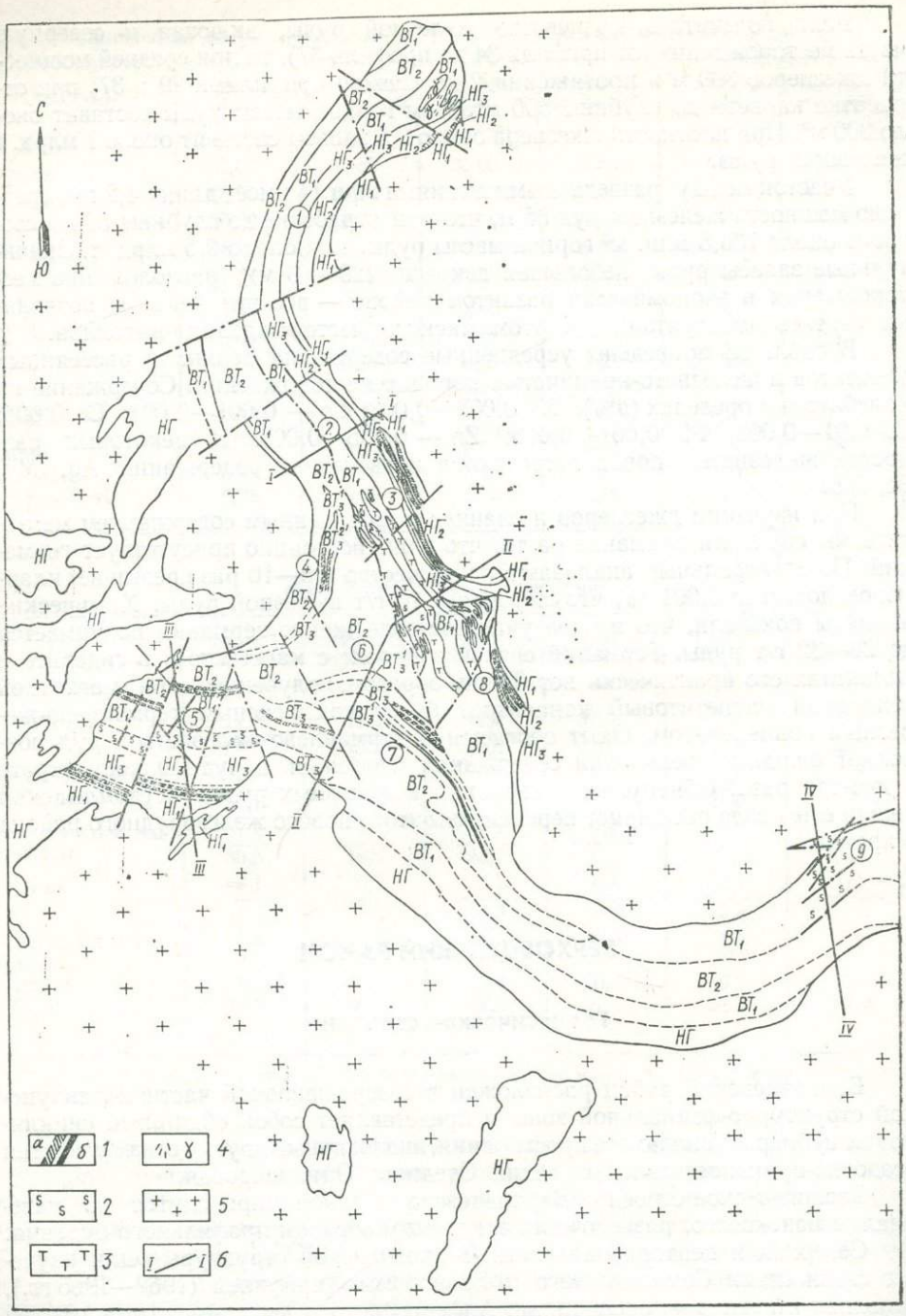


Рис. 28. Схематическая геологическая карта Верховцевского района:

— железисто-кремнистые породы, установленные геофизическими методами (*а*) и разведочными кважинами (*б*), *2* — серпентиниты нижней тепловской свиты, *3* — тальк-карбонатные породы нижней тепловской свиты; *4* — дайки гранит-аплитов и пегматитов, *5* — плагиоклазовые граниты и их мигматиты, *6* — линии геологических профилей (*I — I* — Самотканский, *II — II* — Грановский, *III — III* — Алферовский, *IV — IV* — Кудашевский).

$ВТ_3^2$ — верхняя подсвита верхней тепловской свиты, $ВТ_3^1$ — нижняя подсвита верхней тепловской свиты, $ВТ_3$ — верхняя тепловская железисто-кремнисто-сланцево-вулканогенная свита нерасчлененная, $ВТ_2$ — средняя тепловская песчано-сланцевая свита, $ВТ_1$ — нижняя тепловская кератофиро-песчано-сланцево-ультрабазитовая свита, $НГ_3$ — верхняя грановская метабазито-сланцевая свита, $НГ_2$ — средняя грановская железисто-кремнисто-метабазитовая свита, $НГ_1$ — нижняя грановская метабазитовая свита, НГ — нижняя грановская серия нерасчленения.

Цифры в кружках — *участки*: *1* — Домотканский, *2* — Самотканский, *3* — Восточно-Грановский, *4* — Западно-Грановский, *5* — Алферовский, *6* — Грановский, *7* — Тепловский, *8* — Малотепловский, *9* — Кудашевский.

Сводная стратиграфическая колонка докембрийских пород Верховцевского района суммарной мощностью около 8000 м приведена на рис. 29, а сопоставление стратиграфических разрезов участков района — на рис. 30.

В структурном отношении Верховцевский район является северной частью Базавлукского синклинория. Он представляет собой крупную брахисинклиналь резко неправильной формы и сложного внутреннего строения.

По данным геофизических методов, эта структура прослеживается в субмеридиональном направлении на 50 км, а наибольшая глубина ее погружения составляет 6 км. В широтном направлении размеры структуры резко переменны, направление простирания тоже непостоянно, хотя в целом оно северо-северо-западное (рис. 28). Падение крыльев Верховцевской брахисинклинали повсеместно крутое (70—90°), осложненное складчатостью высших порядков. Основные складчатые элементы ее — Домотканская моноклиналь, Самотканская синклиналь, Алферовская моноклиналь, Тепловско-Грановская брахисинклиналь, Кудашевская синклиналь.

Крылья складчатых структур района сложно дислоцированы дизъюнктивами субширотного и субмеридионального направлений на отдельные блоки с различными амплитудами относительного смещения и субвертикальным положением плоскостей сместителей. Наблюдаются случаи вертикальной складчатости, нередко — интенсивная микроскладчатость. Визуально тектонические нарушения отмечаются по зеркалам скольжения, дайкам, метасоматически переработанным зонам, окварцеванию, биотитизации, турмалинизации и сульфидной минерализации, приуроченным к открытым тектоническим трещинам. Наиболее крупные тектонические зоны фиксируются глубоко опускающейся корой выветривания.

Все деформации (как дизъюнктивные, так и пликативные) возникли в результате регионального сдавливания и свидетельствуют о мощных тектонических движениях, происходивших в Верховцевском районе на протяжении длительной истории его геологического развития.

Среди метаморфизованных осадочно-вулканогенных толщ Верховцевского района широко развиты интрузивные породы ультраосно́вного и осно́вного состава. Известно несколько аподунитовых массивов, крупнейшими из которых являются Варваровский и Сухохуторский. Большинство из них характеризуется линзовидной формой и приурочено к контакту нижней и верхней серий. На Алферовском участке установлена крупная межпластовая интрузия, представленная аподунитовыми серпентинитами и амфиболизированными (амфиболовыми?) габбро суммарной мощностью 940 м. Будучи доскладчатым образованием, она участвовала в региональной складчатости и залегает согласно с вмещающими породами. Среди аподунитовых серпентинитов отмечаются единичные дайки пироксенитов. На всех стратиграфических уровнях разреза встречены многочисленные дайки аподиабазов мощностью от 5 до 60 м.

Во внутреннем строении массивов наблюдается четкая зональность: центральные части сложены серпентинизированными дунитами, последовательно сменяющимися серпентинитами, оталькованными и карбонатизированными серпентинитами, карбонат-тальковыми сланцами, антофиллитовыми породами, тремолититами и актинолититами, хлорит-актинолитовыми, актинолит-хлоритовыми и прохлоритовыми сланцами. Между ними нет резких контактов, они постепенно сменяют друг друга. Наибольшим распространением пользуются серпентинизированные дуниты, серпентиниты и тальк-карбонатные породы.

Межпластовая интрузия имеет двухэтажную структуру: внизу дуниты (и, возможно, периодотиты), в верхней части — габбро. Такое четкое расслоение интрузии является, безусловно, результатом магматической дифференциации. Во внутреннем строении большинства аподиабазовых даек также наблюдаются элементы неоднородности. Очень часто в центральной

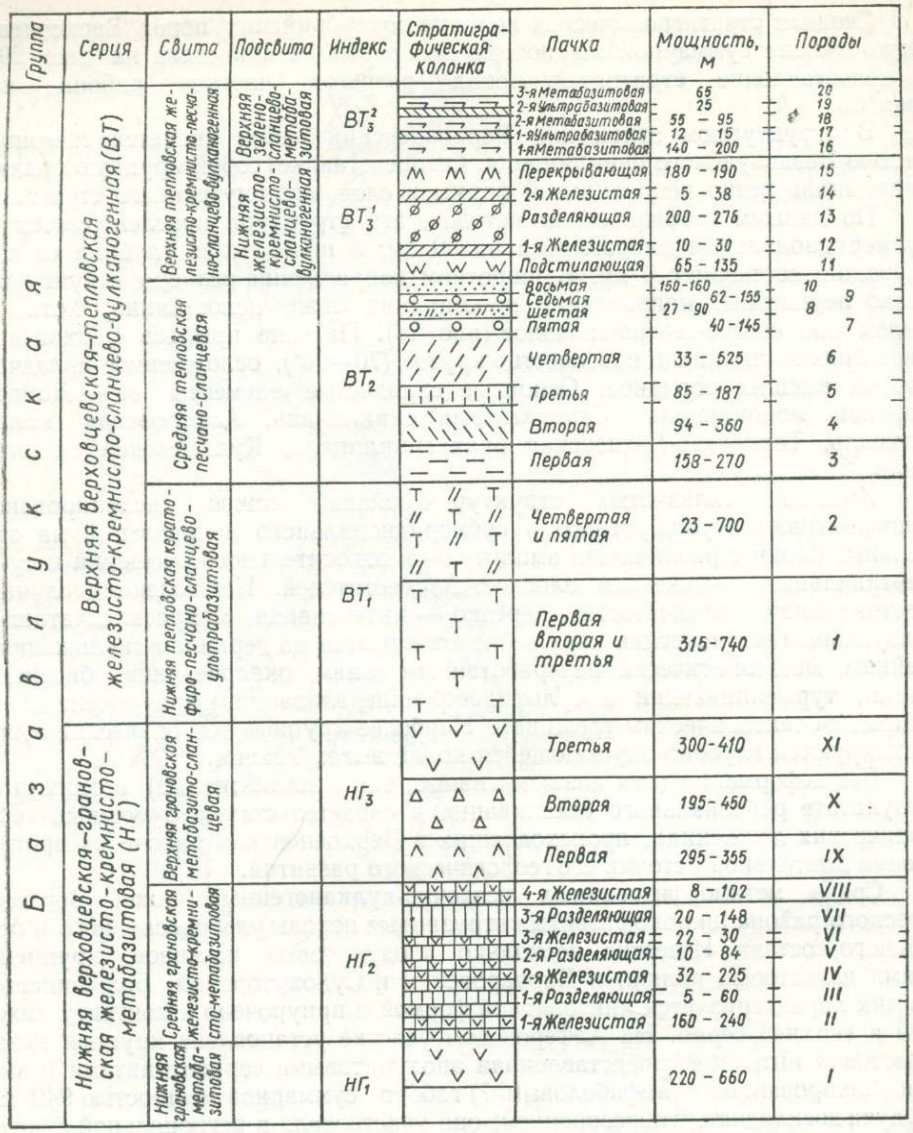


Рис. 29. Схема стратиграфического расчленения докембрийских пород Верховцевского района:

I — аподиабазы, апоспилиты и связанные с ними зеленые сланцы, *II* — апоспилиты, зеленые сланцы с прослоями магнетит-силикатных джеспероз; *III* — серпентиниты, тальк-карбонатные породы, хлорит-актинолитовые сланцы; *IV* — апоспилиты, зеленые сланцы с прослоями магнетит-силикатных джеспероз; *V* — карбонат-тальковые, хлорит-актинолитовые, карбонат-тальк-хлоритовые сланцы, апоспилиты; *VI* — магнетит-силикатные джеспероз; *VII* — амфиболиты, зеленые сланцы, альбититы; *VIII* — апоспилиты, магнетит-силикатные джеспероз; *IX* — апоспилиты, зеленые сланцы с прослоями андезитовых апопорфиритов, магнетит-силикатных джеспероз и альбититов; *X* — апоспилиты, зеленые сланцы с маломощными прослоями магнетит-силикатных джеспероз; *XI* — апоспилиты, зеленые сланцы, туфы основного состава с прослоями карбонат-тальковых и хлорит-актинолитовых сланцев.

1 — на Грановском профиле — тальк-карбонатные породы с прослоями сланцев актинолитовых, прохлоритовых, кварц-альбит-карбонат-хлоритовых, эпидот-кварц-хлоритовых, апоспилитов, стильпномелан-хлорит-кварц-биотит-альбитовых пород, филлитовидных сланцев; на Алферовском профиле — нефритоподобные тремолититы, алюмокварциты; на Самотканском профиле дифференцируется: первая пачка — кварцевые апокератофиры (108 м), вторая — карбонат-тальковые и хлорит-карбонатные сланцы (207 м), третья — альбит-кварц-хлоритовые сланцы (143 м); *2* — тальк-карбонатные породы с прослоями актинолититов, апоспилитов, кварц-карбонат-хлоритовых сланцев и хлорит-кварц-карбонатных пород, телами лиственитов, альбититов и стильпномелан-хлорит-кварц-биотит-альбитовых пород, линзами филлитовидных сланцев и метапесчаников; на Самотканском профиле дифференцируется: четвертая пачка — апоспилиты, апоспилитовые роговики (160 м), пятая — кварц-карбонат-хлоритовые и кварц-альбит-хлоритовые сланцы (75 м); *3* — на Грановском профиле — чередование филлитовидных сланцев и метапесчаников; на Алферовском — малорудные магнетит-силикатные джеспероз, актинолититы; на Самотканском профиле — зеленые сланцы с прослоями филлитовидных сланцев; *4* — сланцы кварц-хлоритовые, кварц-карбонат-хлоритовые, кварц-альбит-хлоритовые с прослоями метапесчаников; на Самотканском профиле — с прослоями апоспилитов, апоспилитовых роговиков, малорудных магнетит-силикатных джеспероз; *5* — сланцы

части наиболее мощных даек устанавливаются крупнозернистые аподиабазы, а в узких зонах, примыкающих к зальбандам,— мелкозернистые аподиабазы, иногда со следами рассланцевания вблизи зеркал скольжения.

Типы железисто-кремнистых формаций, их положение в разрезе и распространение

Анализ генетических ассоциаций железисто-кремнистых пород с другими породами исследуемого разреза позволил Н. П. Семененко (Семененко, 1972) выделить в докембрии Верховцевского района следующие типы железисто-кремнистых формаций: 1) железисто-кремнисто-метабазитовую; 2) железисто-кремнисто-сланцево-кератофировую (джеспилито-лептитовую); 3) железисто-кремнисто-ультрабазитовую.

Железисто-кремнисто-метабазитовая формация по объему и положению в стратиграфическом разрезе отвечает средней грановской железисто-кремнисто-метабазитовой свите ($НГ_2$). Она развита на восточном и западном крыльях верховцевской синклинали и, несмотря на значительные колебания мощности — от 380 до 860 м, характеризуется поразительной устойчивостью состава и основных признаков геологического строения. Так, на всех участках, вскрытых бурением, установлены семь пачек пород: четыре железистые и три разделяющие. Железистые пачки состоят из амфиболитов и зеленых сланцев с многочисленными прослоями малорудных магнетит-силикатных джесперов иногда с гранатом. Разделяющие пачки сложены амфиболитами и зелеными сланцами, серпентинитами, тальк-карбонатными породами, актинолититами и хлорит-актинолитовыми сланцами. Следует отметить, что ультраосно́вный состав разделяющихпачек зафиксирован преимущественно в районе Самотканского профиля.

Состав второй, третьей и четвертой железистых пачек на Алферовском участке отличается от установленных на других участках отсутствием прослоев амфиболитов и сланцев. Они представлены исключительно пластами малорудных магнетит-силикатных джесперов мощностью 0,25—30 м.

Количественно роль железисто-кремнистых пород в разрезе описываемой формации невелика (10—30%), однако значение их как маркирующих горизонтов трудно переоценить — это наиболее легко и однозначно стратифицируемая часть разреза. Кроме того, по развитию прослоев железисто-кремнистых отложений можно судить о ритмичности перерывов в вулканических процессах, выразившихся в излияниях осно́вных лав. Характер ритмичности в железисто-кремнисто-метабазитовой формации показан на рис. 30.

Железисто-кремнисто-сланцево-кератофировая (джеспилито-лептитовая) формация развита в ядре верховцевской структуры и образует нижнюю подсвиту верхней тепловской железисто-кремнисто-песчано-сланцево-вулканогенной свиты.

Породы этой формации образуют толщу, мощность которой колеблется от 460 до 680 м. Разрез ее слагается двумя железистыми и тремя лептитовы-

---

кварц-альбит-серицитовые и кварц-альбит-хлорит-серицитовые с прослоями метапесчаников; *6* — на Грановском профиле — чередование филлитовидных сланцев и метапесчаников; на Алферовском профиле — узловатые кварц-хлоритовые сланцы; на Самотканском — апоспилиты, апоспилитовые роговики и кварц-альбит-хлоритовые сланцы; *7* — чередование метапесчаников и филлитовидных сланцев; на Самотканском профиле — с прослоями кварц-альбит-хлоритовых роговиков; *8* — метапесчаники и филлитовидные сланцы, на Самотканском профиле — с пропластками апоспилитовых роговиков; *9* — чередование метапесчаников и филлитовидных сланцев; на Самотканском профиле — с прослоями апоспилитовых роговиков и порфироидов; *10* — метапесчаники и филлитовидные сланцы, на Самотканском профиле — содержат порфироиды, апокератофиры, апопорфириты и их туфы; *11* — очковые кварц-серицит-альбит-хлоритовые сланцы, метапесчаники, порфироиды; *12* — джесперы магнетит-карбонатные и магнетит-силикатные, метапесчаники, узловатые алюмосиликатные сланцы; *13* — филлитовидные сланцы и метапесчаники с прослоями малорудных магнетит-силикатных джесперов, узловатых сланцев, порфироидов; *14* — магнетит-силикатные джесперы, филлитовидные сланцы и метапесчаники; *15* — сланцы кварц-хлоритовые, филлитовидные, узловатые кварц-карбонат-биотит-хлоритовые, очковые, эпидот-кварц-альбит-хлоритовые; *16* — апоспилиты и сланцы кварц-альбит-карбонат-хлоритовые; *17* — сланцы карбонат-хлорит-тальковые; *18* —актинолититы и сланцы кварц-карбонат-эпидот-хлоритовые; *19* — актинолититы, сланцы карбонат-хлорит-тальковые и карбонат-тальковые; *20* — аподиабазы, апоспилиты, апоспилитовые роговики и зеленые сланцы.

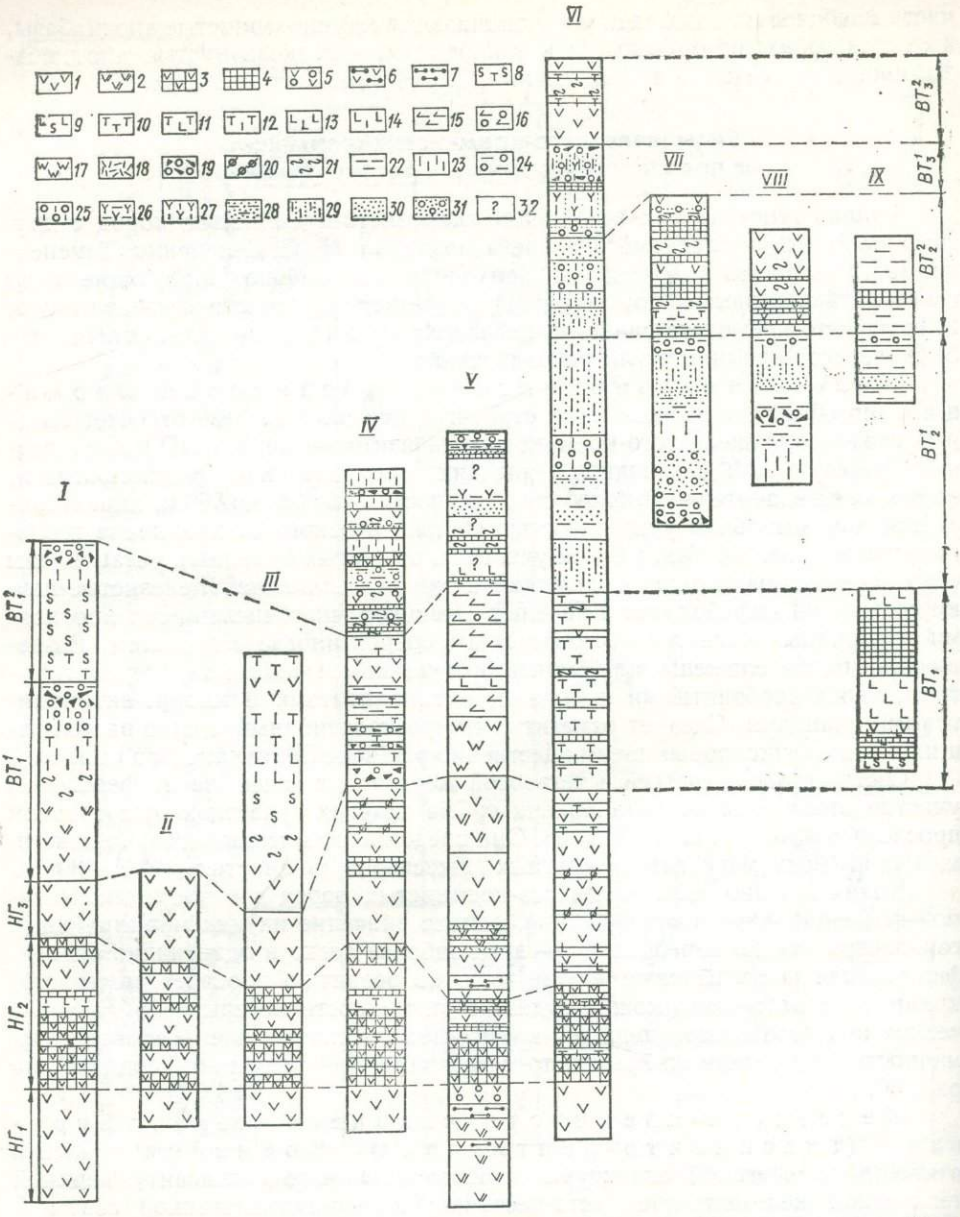


Рис. 30. Сопоставление стратиграфических разрезов участков Верховцевского района:

1 — амфиболиты и апоспилиты; *2* — кварц-плагиоклаз-амфиболовые сланцы; *3* — чередование амфиболитов с джесперами, *4* — джесперы; *5* — гранатсодержащие амфиболиты, *6* — чередование амфиболитов с двуслюдяными сланцами, *7* — биотит-плагиоклаз-кварцевые и двуслюдяные сланцы, *8* — оталькованные серпентиниты, *9* — хлорит-актинолит-серпентиновые породы, *10* — тальк-карбонатные породы, *11* — актинолитизированные тальк-карбонатные породы; *12* — хлоритизированные тальк-карбонатные породы, *13* — актинолититы, тремолититы, *14* — хлоритизированные актинолититы, *15* — нефритоподобные тремолититы, *16* — кварц-хлорит-тальковые сланцы с порфиробластами карбоната и тремолита, *17* — крупнозернистые роговообманково-плагиоклазовые породы, *18* — андезитовые апопорфириты, *19* — кварцевые апокератофиры, *20* — альбитофиры, порфироиды, *21* — кварц-плагиоклаз-хлоритовые сланцы биотитизированные и карбонатизированные, *22* — сланцы кварц-хлоритовые, *23* — кварц-серицитовые сланцы, *24* — сланцы кварц-хлоритовые очковые, *25* — сланцы кварц-серицитовые очковые, *26* — сланцы кварц-хлоритовые узловатые, *27* — сланцы кварц-серицитовые узловатые, *28* — чередование кварц-хлоритовых сланцев с метапесчаниками, *29* — чередование кварц-серицитовых сланцев с метапесчаниками, *30* — метапесчаники, *31* — туфопесчаники; *32* — части разреза, не вскрытые бурением.

Участки: I — Восточно-Грановский, *II* — Малотепловский, *III* — Домотканский, *IV* — Самотканский, *V* — Алферовский, *VI* — Грановский, *VII* — Тепловский, *VIII* — Западно-Грановский, *IX* — Кудашевский.

ми пачками. Последние состоят из очковых кварц-серицит-альбит-хлоритовых, кварц-альбит-хлоритовых, альбит-кварц-биотит-хлоритовых сланцев; узловатых биотит-альбит-кварц-хлорит-серицитовых, кварц-хлорит-биотит-серицитовых, кварц-альбит-биотит-актинолит-хлоритовых, кварц-биотит-хлоритовых, альбит-кварц-биотит-хлоритовых, биотит-серицит-кварцевых сланцев нередко с хлоритоидом; кварцевых апокератофиров (порфироидов) и их туфов; рассланцованных метапесчаников и редких маломощных прослоев безрудных джесперов. Таким образом, описываемая формация характеризуется тесной генетической ассоциацией железисто-кремнистых пород с туфосланцами и апокератофирами (порфироидами), филлитами и метапесчаниками.

Мощности прослоев отдельных типов пород колеблются в широких пределах. Наибольшие мощности имеют узловатые туфосланцы — до 78 м; большими мощностями характеризуются метапесчаники — до 50 м; кварцевые апокератофиры и их туфы обладают переменной мощностью — от 3 до 14 м; самые маломощные, всего несколько сантиметров — прослои безрудных джесперов.

В пределах этой формации скв. 10116 встречен замечательный образец ритмичной слоистости. Это 45-метровая толща, состоящая из 11 прослоев метапесчаников, чередующихся с 11 прослоями филлитовидных сланцев кварц-хлорит-серицитового состава. Мощности прослоев колеблются от нескольких сантиметров до 14 м. Метапесчаники слагают 52% общей мощности разреза, сланцы — 48%.

Железистые пачки отличаются переменной мощностью — от 11 до 35 м — и неоднородным строением. Преобладают силикатные и карбонатные разности малорудных джесперов, образующие пласты мощностью от 0,8 до 11 м. Среди них встречаются прослои кварц-хлорит-куммингтонит-роговообманковых сланцев (иногда с гранатом), рассланцованных метапесчаников и кварц-серицит-хлоритовых сланцев мощностью от 1,0 до 3,5 м, редко до 10,5 м.

Железисто-кремнисто-сланцево-кератофировая формация Верховцевского района отвечает времени развития кислого вулканизма в Среднем Приднепровье. Отложение железисто-кремнистых пород, метапесчаников и филлитов приурочено к периодам затухания вулканической деятельности.

Железисто-кремнисто-ультрабазитовая формация на территории Верховцевского района не получила широкого распространения и развита локально на Кудашевском участке. Она характеризуется парагенетической ассоциацией железисто-кремнистых отложений с породами ультраосно́вного состава. Последние представлены серпентинитами и актинолититами мощностью 7—85 м. Малорудные силикатно-железистые джесперы присутствуют в виде пластов мощностью 3—34 м. Толщи, образованные чередованием железисто-кремнистых и ультраосновных пород, отличаются сравнительно небольшими мощностями (до 280 м).

Парагенезис железисто-кремнистых пород с продуктами ультраосновного, основного и кислого вулканизма свидетельствует о наличии перерывов в вулканической деятельности и активизации во время этих перерывов подводных процессов гидротермального породообразования.

При проведении геологических исследований на территории Верховцевского района были выделены следующие участки: Домотканский, Самотканский, Восточно-Грановский, Западно-Грановский, Тепловский, Малотепловский, Алферовский, Кудашевский. Расположение участков схематически показано на рис. 28. Корреляция разрезов железисто-кремнисто-метабазитовой, железисто-кремнисто-сланцево-кератофировой и железисто-кремнисто-ультрабазитовой формаций, установленных на различных участках Верховцевского района, приведена на рис. 30.

Строение железисто-кремнистых формаций

Все железисто-кремнистые формации Верховцевского района представляют собой многопластовые толщи неодинаковой мощности (рис. 30). Они характеризуются сложным ритмичным строением, в котором можно различить ритмичность нескольких порядков: микро-, мезо- и макроритмы. Микроритмы выражаются в чередовании слоев различных пород в пачках, мезоритмы отразились в чередовании пачек пород разного состава и, наконец, наличие грубой ритмичности в строении описываемых разрезов — макроритмов — привело к последовательной смене нескольких различных типов формаций (Семененко и др., 1975).

Следует подчеркнуть, что для железисто-кремнистых формаций Верховцевского района, развитых повсеместно, отчетливо проявляются все признаки ритмичности разных масштабов. Наилучшим подтверждением этого служит железисто-кремнисто-метабазитовая формация. На всех участках, вскрытых бурением, она состоит из четырех железистых и трех разделяющих пачек, чередующихся между собой, изменяющихся по мощности, но устойчивых по составу слагающих их пород.

Рассмотрим внутреннее строение **железисто-кремнисто-метабазитовой формации** на примере строения железистых пачек средней грановской свиты ($НГ_2$), вскрытых буровыми скважинами на разных участках Верховцевского района.

Домотканский участок расположен на самом севере Верховцевского района. Породы участка простираются в северо-восточном направлении на 2,7 км при ширине полосы около 2 км. Мощность отложений железисто-кремнисто-метабазитовой формации колеблется от 250 до 500 м.

Породы первой железистой и первой разделяющей пачек на Домотканском участке бурением не вскрыты. В разрезе второй железистой пачки зафиксировано шесть пластов куммингтонит-роговообманко-магнетит-кварцевых джесперов мощностью от 0,3 до 5,4 м и столько же переслаивающихся с ними пластов амфиболитов мощностью от 2 до 22 м. Вторая разделяющая пачка представлена актинолититами с редкими и маломощными прослоями кварц-хлоритовых сланцев и роговообманко-магнетит-кварцевых джесперов, общая мощность 14 м. Третья железистая пачка мощностью 18 м состоит из переслаивающихся амфиболитов и куммингтонит-роговообманко-магнетит-кварцевых джесперов. Третья разделяющая пачка образована рассланцованными амфиболитами, мощность которых колеблется от 70 до 120 м. Разрез четвертой железистой пачки представлен амфиболитами и магнетит-хлорит-амфиболовыми сланцами с прослоями амфибол-магнетит-кварцевых и магнетит-кварцевых джесперов суммарной мощностью 110 м.

Всего на Домотканском участке встречено 22 пласта джесперов мощностью от 0,3 до 12 м с содержанием растворимого железа в них 31—42%.

Самотканский участок располагается юго-западнее Домотканского и примыкает с севера к Восточно-Грановскому участку. В разрезе железисто-кремнисто-метабазитовой формации здесь установлены те же четыре железистые и три разделяющие пачки общей мощностью 873 м.

В разрезе первой железистой пачки в районе Самотканского профиля установлено 12 прослоев джесперов мощностью от 0,25 до 18 м. Суммарная мощность прослоев составляет 20,2 м, или 9% мощности пачки, равной 240 м. Джесперы представлены малорудными разностями роговообманко-магнетит-кварцевого и актинолит-магнетит-кварцевого состава. Первая разделяющая пачка мощностью 30 м состоит из хлорит-актинолитовых и карбонат-тальковых сланцев и серпентинитов. Джесперы второй железистой пачки представлены роговообманко-магнетит-кварцевыми и куммингтонит-магнетит-кварцевыми разностями. Они чередуются с апоспилитами и зелеными сланцами. Мощность пачки 129 м. Сведений о количестве и мощностях отдельных прослоев нет. Вторая разделяющая пачка состоит из карбонат-тальковых,

хлорит-карбонат-тальковых и хлорит-актинолитовых сланцев и актинолититов с редкими прослоями апоспилитов и зеленых сланцев, общая мощность пачки 84 м. В разрезе третьей железистой пачки микроритмичность не установлена. Пачка представлена силикатно-железистыми джесперами мощностью 22 м. Третья разделяющая пачка сложена амфиболитами, иногда интенсивно эпидотизированными, и зелеными сланцами; суммарная мощность 140 м. В разрезе четвертой железистой пачки вскрыто четыре пласта куммингтонит-магнетит-кварцевых джесперов мощностью от 0,6 до 6 м, разделенных пластами амфиболитов и апоспилитов; суммарная мощность 102 м.

Восточно-Грановский участок является южным продолжением Самотканского. Простирание пород северо-северо-западное, длина полосы 15 км при ширине 3,5 км. Железисто-кремнисто-метабазитовая формация здесь характеризуется мощностью 700—800 м и, как и на других участках, расчленяется на четыре железистые и три разделяющие пачки. Первая железистая пачка образована тонким переслаиванием апоспилитов и зеленых сланцев с малорудными и безрудными роговообманко-магнетит-кварцевыми и хлорит-актинолит-магнетит-кварцевыми джесперами. В общей сложности в этой пачке встречено 12 прослоев джесперов мощностью от нескольких сантиметров до 6 м. Первая разделяющая пачка сложена серпентинитами мощностью 28 м. Вторая железистая пачка представлена чередованием апоспилитов и зеленых сланцев с роговообманко-магнетит-кварцевыми джесперами. Всего в этой пачке установлено шесть прослоев джесперов от 0,3 до 15 м. Мощность переслаивающихся с ними апоспилитов и сланцев изменяется от 6 до 37 м. Вторая разделяющая пачка образована карбонат-тальковыми и хлорит-актинолитовыми сланцами с единичными прослоями железистых джесперов, суммарная мощность 84 м. Третья железистая пачка представлена стильпномелан-куммингтонит-магнетит-кварцевыми, стильпномелан-родузит-магнетит-кварцевыми, актинолит-магнетит-кварцевыми и стильпномелан-магнетит-кварцевыми джесперами с прослоями зеленых сланцев. Здесь установлено 43 пласта джесперов мощностью от 0,3 до 22 м. Из них только один пласт имеет мощность 22 м и отличается однородностью состава. Мощность большинства пластов не превышает 2—5 м. Третья разделяющая пачка сложена амфиболитами с прослоями зеленых сланцев общей мощностью 148 м. Четвертая железистая пачка состоит из амфиболитов и зеленых сланцев, переслаивающихся с куммингтонит-магнетит-кварцевыми, куммингтонит-роговообманко-магнетит-кварцевыми и роговообманко-магнетит-кварцевыми джесперами. В этой пачке суммарной мощностью 102 м встречено три пласта джесперов мощностью 2,5—3 м. Мощность пластов амфиболитов и сланцев колеблется от 6 до 50 м.

Содержание растворимого железа в джесперах Восточно-Грановского участка изменяется от 16—18 до 33—40,6%, в большинстве случаев составляя 24—36%.

Полное представление о строении железисто-кремнисто-метабазитовой формации Восточно-Грановского участка дают материалы бурения на Грановском структурном профиле, скважины восточной части которого вскрывают описываемые породы.

Разрез первой железистой пачки в районе этого профиля представлен также амфиболитами и зелеными сланцами, чередующимися с прослоями силикатно-железистых джесперов. Мощность последних колеблется от 0,1 до 0,7 м и лишь в одном случае достигает 7 м. Суммарная мощность джесперов 9,5 м, что составляет 6% общей мощности пачки, равной на Грановском профиле 160 м. Первая разделяющая пачка представлена хлорит-тальковыми сланцами мощностью 5 м. В разрезе второй железистой пачки установлены апоспилиты и зеленые сланцы с прослоями силикатно-железистых джесперов. Скважинами Грановского профиля здесь встречено 23 прослоя джесперов мощностью от 0,15 до 5 м. Общая мощность всех прослоев джесперов составляет 21 м, т. е. 9,3% всей мощности пачки.

Вторая разделяющая пачка образована карбонат-тальковыми, хлорит-карбонат-тальковыми и хлорит-актинолитовыми сланцами мощностью 10 м. Третья железистая пачка состоит из силикатно-железистых джесперов, переслаивающихся с зелеными сланцами; общая мощность пачки 30 м. Третья разделяющая пачка сложена амфиболитами и зелеными сланцами мощностью 27 м. Четвертая железистая пачка образована куммингтонит-магнетитовыми джесперами с прослоями амфиболитов и апоспилитов, мощность ее 26 м.

Малотепловский участок расположен южнее Восточно-Грановского и представляет собой узкую полосу субмеридионального простирания, длина которой 4,5 км, а ширина в северной части 0,6, в южной — до 1 км. Породы железисто-кремнисто-метабазитовой формации образуют толщу мощностью 600 м в южной и 300 м в северной части участка. Здесь вскрыты три железистые пачки. Поскольку этот участок является южным продолжением Восточно-Грановского, то можно предполагать, что в разрезе описываемой формации принимают участие еще одна железистая и три разделяющие пачки, не вскрытые бурением.

Первая железистая пачка содержит два пласта роговообманко-магнетит-кварцевых джесперов мощностью 2,1 и 5,2 м, пласт эпидот-роговообманко-магнетитовых джесперов с прослоями магнетит-хлорит-биотитовых сланцев общей мощностью 12,4 м и пять пластов амфиболитов и зеленых сланцев мощностью от 1,2 до 5,5 м. Мощность пачки 79 м. Вторая железистая пачка состоит из переслаивания двух пластов амфиболитов и зеленых сланцев мощностью 4 и 32 м и двух пластов роговообманко-магнетит-кварцевых джесперов мощностью 1 и 3 м. Мощность описываемой пачки 40 м. Третья железистая пачка включает два пласта железистых джесперов мощностью 4 и 10 м, переслаивающихся с амфиболитами и зелеными сланцами, мощность которых колеблется от 3,5 до 14 м. Общая мощность пачки 84 м.

Таким образом, Малотепловский участок вскрыт единичными скважинами, которые дают представление лишь об отдельных частях разреза железисто-кремнисто-метабазитовой формации. Здесь зафиксировано семь пластов джесперов мощностью от 1 до 12 м, содержание растворимого железа в которых колеблется от 27 до 42%.

В зоне гипергенеза джесперы Малотепловского участка претерпевают значительные изменения. Магнетит в них окисляется и полностью замещается мартитом, силикатные прослои выщелачиваются. Содержание железа в джесперах, подвергшихся выветриванию, иногда достигает 50—60%. Зона обогащенных гипергенными процессами джесперов ограничена глубиной 20—30 м.

Алферовский участок расположен в западной части Верховцевского района. В отличие от других участков, породы, слагающие Алферовский участок, имеют субширотное простирание; протяженность их 7, а ширина 3 км. Железисто-кремнисто-метабазитовая формация расчленяется здесь на те же семь пачек пород: четыре железистые и три разделяющие суммарной мощностью 430 м.

Первая железистая пачка характеризуется значительной мощностью (228 м), состоит преимущественно из амфиболитов в низах толщи и апоамфиболитовых сланцев в верхней ее части. Прослои малорудных железистых джесперов приурочены к амфиболитам. Они повсеместно представлены малорудными гранатсодержащими магнетит-силикатными джесперами. Мощность их колеблется от 0,4 до 9,4 м.

Первая разделяющая пачка сложена тремолитовыми, тремолит-хлоритовыми, карбонат-тремолит-хлоритовыми, карбонат-тальковыми, тальк-карбонат-тремолитовыми и актинолитовыми сланцами; мощность пачки 60 м.

В разрезе второй железистой пачки установлены два пласта малорудных магнетит-силикатных джесперов, разделенные амфиболитами. Нижний

пласт представлен малорудными магнетит-силикатными джесперами с немногочисленными прослоями гранатсодержащих безрудных кварц-амфиболовых джесперов и кварц-плагиоклаз-амфиболовых сланцев. Характерным признаком джесперов этого пласта яляется их брекчиевая текстура. Мощность прослоев гранатсодержащих безрудных кварц-амфиболовых джесперов колеблется от 0,6 до 6 м. Прослои кварц-плагиоклаз-амфиболовых сланцев нередко актинолитизированы, хлоритизированы и биотитизированы, их мощность не превышает 2,5 м. Максимальная вскрытая мощность описываемого пласта составляет 10,5 м. По восстанию пласт выклинивается. Выше залегает пласт амфиболитов, по восстанию сменяющихся кварц-плагиоклаз-амфиболовыми сланцами. Мощность пласта, несмотря на некоторые изменения в составе и структуре слагающих его пород, довольно устойчива и равна 13 м. Разрез пачки заканчивается пластом гранатсодержащих малорудных магнетит-карбонат-силикатных джесперов. Мощность его колеблется от 8 до 5 м, уменьшаясь с глубиной. Джесперы этого пласта изобилуют микронарушениями пликативного и дизъюнктивного характера.

Вторая разделяющая пачка представлена амфиболитами с редкими прослоями турмалинсодержащих двуслюдяно-кварцевых сланцев хлоритизированных. Среди амфиболитов пачки иногда встречаются мелкие обломки малорудных магнетит-силикатных и гранатсодержащих магнетит-силикатных джесперов. Вероятно, это были маломощные прослои джесперов, раздробленные при бурении. Роль их в разрезе пачки не ясна, однако, разумеется, она невелика. Мощность отложений пачки исключительно выдержана по падению и составляет 66 м.

Третья железистая пачка сложена малорудными магнетит-силикатными джесперами, карбонатизированными и биотитизированными. В верхних горизонтах джесперы окислены, мартитизированы, гематитизированы и лимонитизированы; силикатные минералы представлены гидрослюдами. У контакта с третьей разделяющей пачкой джесперы становятся бессиликатными кварц-мартитовыми гематитизированными и лимонитизированными. В разрезе этой пачки встречен всего лишь один прослой кварц-гидрослюдистого сланца, выветренного, с порфиробластами выщелоченного, кавернозного и лимонитизированного карбоната мощностью 2 м. В целом отложения третьей железистой пачки фиксируют мощную зону дробления и выщелачивания, нарушившую нормальное залегание пород. Мощность джесперов этой пачки составляет 23 м.

Третья разделяющая пачка мощностью 20 м образована амфиболитами, в различной степени выветрелыми. У контактов с джесперами третьей и четвертой железистых пачек эти отложения очень обохрены и лимонитизированы вследствие близости джесперов.

Четвертая железистая пачка представлена малорудными гранатсодержащими магнетит-силикатными джесперами, слегка карбонатизированными. В верхних горизонтах они сменяются малорудными гематит-мартитовыми джесперами, выщелоченными, кавернозными и лимонитизированными вдоль трещин и по слоистости. Отмечаются тонкие прослои кварц-амфиболовых сланцев, иногда с гранатом. Мощность пород пачки 8 м, с глубиной она резко падает до 3 м.

Заканчивая характеристику разреза железисто-кремнисто-метабазитовой формации Верховцевского района, отметим, что количественная роль джесперов в нем невелика, однако значение их как маркирующих горизонтов трудно переоценить. Ритмичность в процессе накопления железисто-кремнисто-метабазитовой формации схематически показана на рис. 30 и в табл. 75.

Железисто-кремнисто-сланцево-кератофировая (джеспилито-лептитовая) формация тоже характеризуется ритмичным строением. Породы этой формации встречены на Тепловском и Западно-Грановском участках.

Железистая пачка	Район Самотканского профиля					Район Грановского профиля				
	Мощность пачки, м	Количество прослоев железистых джесперов	Мощность железистых джесперов, м	Суммарная мощность железистых джесперов, м	Доля железистых джесперов, %	Мощность пачки, м	Количество прослоев железистых джесперов	Мощность железистых джесперов, м	Суммарная мощность железистых джесперов, м	Доля железистых джесперов, %
4	102	4	0,6—6,0	Нет данных	Нет данных	26	Нет данных			
3	22	1	22	22	100	30	« »			
2	129	Нет данных				225	23	0,15—5,0	21	9,3
1	240	12	0,25—6,0	20,2	9	160	—	0,10—7,0	9,5	6

Тепловский участок развития железисто-кремнисто-сланцево-кератофировой (джеспилито-лептитовой) формации образует узкую синклиналь северо-западного простирания, протянувшуюся на 11 км при ширине до 1,5—2 км.

Разрез формации состоит из четырех пачек железисто-карбонатно-кремнистых джесперов и четырех разделяющих пачек амфиболитов и зеленых сланцев. Железистые пачки отличаются невыдержанной мощностью и нередко выклиниваются по простиранию. Исключение составляют джесперы второй железистой пачки, которые прослежены бурением на 7 км. Остальные три железистые пачки не имеют повсеместного распространения.

Пачки железисто-карбонатно-кремнистых джесперов на этом участке достигают 128 м мощности и залегают в основном среди алюмосиликатных сланцев, являющихся метаморфизованными пелитовыми осадками или вулканогенными продуктами кислого и среднего состава, преобразованными метаморфизмом в кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые и очковые альбит-кварц-хлорит-серицитовые сланцы.

Железистые пачки пород представлены малорудными и безрудными магнетит-карбонат-кварцевыми джесперами, среди которых выделяются следующие разновидности: тюрингит-магнетит-сидерит-кварцевые, биотит-тюрингит-магнетит-анкерит-кварцевые, грюнерит-тюрингит-магнетит-анкерит-кварцевые, магнетит-анкерит-сидерит-кварцевые.

Первая железистая пачка представлена магнетит-сидерит-кварцевыми и тюрингит-магнетит-сидеритовыми разностями; мощность пачки 7,5—10 м. Содержание растворимого железа колеблется от 15 до 32,4%, составляя в среднем 25,4%.

Первая разделяющая пачка сложена зелеными сланцами, иногда содержащими тонкие пропластки хлорит-тальковых сланцев. Мощность пачки изменяется от 89 до 164 м.

Вторая железистая пачка образована безрудными хлорит-магнетит-сидерит-кварцевыми, реже хлорит-сидерит-магнетитовыми джесперами. Мощность пачки на юге составляет 60—140 м, а в северной части участка возрастает до 200 м. Здесь, в наиболее мощной части пачки, встречены окисленные гётит-мартитовые джесперы мощностью около 35 м, залегающие непосредственно под осадочным чехлом. В джесперах этой пачки железо закисное значительно преобладает над окисным, 65—78% его связано в сидерите. Содержание железа растворимого колеблется от 23 до 33 %, в целом по участку составляя 30,7%. Фазовыми анализами, проведенными Днепропетровской группой отделов ИМРа, установлено следующее распределение железа в минералах из джесперов второй железистой пачки

Таблица 75

тых пачек железисто-кремнисто-метабазитовой формации

Восточно-Грановский участок (Макухина, 1959)					Малотепловский участок (Макухина, 1959)				
Мощность пачки, м	Количество прослоев железистых джеспе-ров	Мощность железис-тых джесперов, м	Суммарная мощность железистых джеспе-ров, м	Доля железистых джесперов, %	Мощность пачки, м	Количество прослоев железистых джеспе-ров	Мощность железис-тых джесперов, м	Суммарная мощность железистых джеспе-ров, м	Доля железистых джесперов, %
102	3	2,5—3,0	Нет данных		—	—	—	—	—
22	1	22	22	100	84	2	4—10	14	18
129	6	0,30—15	Нет данных		40	2	1,0—3,0	4	10
240	12	0,10—6,0	« »		79	2	2,1—5,2	7,3	9,2

(в %): в магнетите связано от 6 до 17,6; в сидерите —11—21; в силикатах — 1,34—2,95; в гематите 0,76—1,10.

Вторая разделяющая пачка сложена амфиболитами и зелеными сланцами. Мощность их изменяется от нескольких метров до 45 м, заметно увеличиваясь к северу.

Третья железистая пачка представлена тюрингит-магнетит-сидеритовыми джесперами мощностью 8—38 м, выклинивающимися к северу, со средним содержанием растворимого железа 29,6—31,9%.

Разрез третьей разделяющей пачки образован кварц-альбит-биотит-хлоритовыми и кварц-хлоритовыми сланцами мощностью от нескольких метров до 50 м.

Четвертая железистая пачка развита в северной части участка. Мощность ее колеблется от 50 до 180 м, постепенно увеличиваясь в северном направлении. Лежачий бок пачки представлен магнетит-анкерит-сидеритовыми джесперами. Вверх по разрезу они сменяются тюрингит-магнетит-сидеритовыми, биотит-тюрингит-магнетит-анкеритовыми, грюнерит-тюрингит-магнетит-анкерит-сидеритовыми разностями. Содержание растворимого железа в них составляет 28—31%. По данным фазовых анализов джесперов четвертой железистой пачки, выполненных Днепропетровской группой отделов ИМРа, установлены следующие содержания железа (в %): растворимого 29,7; магнетитового 13,4; карбонатного 13,4; силикатного 1,2; гематитового 1,4; мартитового 0,3.

Западно-Грановский участок является северным продолжением Тепловского и подобно последнему представляет собой синклиналь северо-северо-восточного простирания, протянувшуюся на 3 км при ширине 1 км. В разрезе железисто-кремнисто-сланцево-кератофировой (джеспилито-лептитовой формации здесь установлены три железистые и три разделяющие пачки.

Первая железистая пачка представлена малорудными стильпномелан-куммингтонит-магнетит-кварцевыми джесперами мощностью 4,5—8,5 м. Выше залегает пачка актинолититов и амфиболитов мощностью около 15 м. Вторая и третья железистые пачки сложены малорудными железисто-силикатно-кремнистыми джесперами мощностью соответственно 6 и 2 м, разделенными пачкой зеленых сланцев. Заканчивается разрез пачкой амфиболитов и зеленых сланцев с редкими прослойками безрудных железисто-силикатно-кремнистых джесперов; общая мощность пачки 320—370 м.

Содержание растворимого железа в джесперах Западно-Грановского участка колеблется от 20 до 32, чаще составляя 27,4%. Ритмичность в строении железисто-кремнисто-сланцево-кератофировой (джеспилито-лептитовой) формации показана на рис. 30.

Железисто-кремнисто-ультрабазитовая формация развита локально лишь на одном Кудашевском участке. В северной части Алферовского участка тоже встречены пласты джесперов среди актинолититов, но генезис указанных пород не выяснен, ассоциация эта единична и внимания не заслуживает.

Кудашевский участок расположен в юго-восточной части района. Отложения железисто-кремнисто-ультрабазитовой формации установлены в виде одного тектонического блока, зажатого между гранитами и интрузией ультрабазитов и ограниченного плоскостями сместителей. Разрез формации характеризуется парагенетической ассоциацией джесперов с серпентинитами и актинолититами. Мощность последних изменяется от 7 до 85 м, мощность железисто-кремнистых пород колеблется в пределах 3—34 м.

Силикатные джесперы, вскрытые скважинами Кудашевского профиля, представлены тремя разновидностями: безрудными, малорудными и полурудными. Они характеризуются кварц-амфиболовым и магнетит-кварц-амфиболовым составом. В верхних горизонтах джесперы мартитизированы, окислены, кварц маршализирован, силикаты хлоритизированы, наблюдаются микронарушения, зеркала скольжения.

Из-за недостатка сведений мощность отложений железисто-кремнисто-ультрабазитовой формации остается невыясненной, а стратиграфическое расчленение невозможно. Трудно говорить и об особенностях внутреннего строения, можно лишь констатировать наличие ритмичности (рис. 30).

Обобщая сказанное, можно утверждать, что микроритмичность в процессе накопления железисто-кремнисто-сланцево-кератофировой (джеспилито-лептитовой) и железисто-кремнисто-ультрабазитовой формаций выражена слабее и не повсеместно по сравнению с железисто-кремнисто-метабазитовой формацией.

Геологические запасы Домотканского, Самотканского, Восточно-Грановского, Малотепловского, Алферовского и Западно-Грановского участков до глубины 100 м составляют по приближенным подсчетам около 100 млн. т.

Химическая характеристика железисто-крем

Породы	Массовая доля	
	$Fe_{общ}$, %	SiO_2, %
Рудные		
Окисно-закисные железисто-силикатно-кремнистые		
Актинолит-магнетитовые джесперы, иногда с карбонатом и слюдой	32,6—37,4	41,29—50,26
	37,4	41,24
Хлорит-куммингтонит-магнетитовые джесперы	33,8—34,4	41,58—44,36
	36,9	43,24
Куммингтонит-роговообманко-магнетитовые джесперы	29,4—58,3	13,48—50,9
Родузит-магнетитовые джесперы		
Роговообманко-магнетитовые джесперы		
Малорудные		
Окисно-закисные железисто-силикатно-кремнистые		
Тюрингит-актинолит-магнетитовые джесперы	26,8	53,33
Стильпномелан-актинолит-магнетитовые джесперы	25,8	52,18
Стильпномелан-роговообманково-магнетитовые джесперы	21,8—27,8	49,1—58,5
Окисно-закисные железисто-карбонатно-кремнистые		
Тюрингит-магнетит-сидеритовые джесперы	28,4—30,0	37,14—39,22
Нерудные		
Закисные железисто-силикатно-кремнистые		
Магнетит-стильпномелан-грюнерит-кварцевые джесперы	20,7—23,7	47,81—55,26
Закисные железисто-карбонатно-кремнистые		
Тюрингит-магнетит-сидерит-кварцевые джесперы	25,9—29,7	32,6—41,2

Геологические запасы Тепловского участка до глубины 500 м исчисляются 4 млрд. т при мощности 400 м и длине 7 км.

Таким образом, Тепловский участок представляет собой довольно крупное месторождение бедных магнетит-карбонатных руд. В этих рудах среднее содержание железа 30%, причем $Fe_{магн}$ составляет 6—17, $Fe_{сид}$ 11—21, иногда возрастает до 27; $Fe_{сил}$ не превышает 1—2,5%.

Большая мощность осадочного чехла (в среднем 80—100 м), крутое падение пластов джесперов и отсутствие разработанных схем обогащения для выделения магнетитового и сидеритового концентратов позволяют считать тепловские руды резервом для будущего. Добыча этих руд и разработка технологии их обогащения дадут народному хозяйству страны 540 млн. т $Fe_{магн}$ и 720 млн. т $Fe_{сид}$. При этом карбонатные концентраты тепловских руд будут содержать флюсующие компоненты — кальциево-магниевые карбонаты.

ТИПЫ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ПОРОД И ИХ ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Железисто-кремнистые образования Верховцевского района представляют собой хемогенные и глинисто-хемогенные осадки, в разной степени метаморфизованные — от наиболее низкотемпературной ступени аспидных (зеленых) сланцев до высокотемпературной гнейсово-пироксеновой ступени.

В соответствии с химической классификацией Н. П. Семененко (Семененко, 1966), они относятся к собственно железисто-кремнистым, глиноземисто-железисто-кремнистым и глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистым отложениям. Собственно железисто-кремнистые породы состоят из кремнекислоты и окислов железа. Принадлежность описываемых пород к глиноземисто-железисто-кремнистому или к глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистому типам определяется химизмом содержащихся в них примесей.

Таблица 76

нистых пород по минеральным разновидностям

Молярная доля Fe_2O_3, %	Петрохимические коэффициенты (по Н. П. Семененко)					
	O	*F*	*A*	*M*	*C*	*FM*
10,2—16,7	0,53—1,04	84—88	0—0,8	5,8—7,0	5—9,1	91—94
17,31	0,95	88,8	2,25	6,7	2,25	95,5
13,0—15,1	0,59—0,84	82,6—86,6	3,5—4,3	6,3—6,4	3,5—6,8	88,9—93,0
18,7	1,30	86,5	—	6,5	7,0	93,0
9,94—31,4	0,59—0,91	77,2—95,3	0—3,7	1,8—11	1,6—14,5	84,5—97,1
8,5	0,49	80,4	5,4	6,0	8,2	86,4
8,0	0,49	70,86	4,6	16,56	7,98	87,4
5,44—8,53	0,34—0,52	72,0—73,6	2,0—2,2	8,6—10,1	14,1—17,35	80,6—83,7
5,12—6,53	0,25—0,33	77,6—78,4	4,7—5,4	7,8—8,4	8,4—9,3	86,0—86,2
2,5—4,2	0,15—0,25	67,8—71,3	5,18—5,35	7,85—9,72	15,5—17,3	77,52—79,15
1,5—3,6	0,07—0,2	74,0—84,9	2,84—7,5	8,1—10,35	1,9—11,7	83,9—93,6

Среди железисто-кремнистых пород Верховцевского района выделяются три группы: рудные — с коэффициентом окисления 0,53—1,3; малорудные — с коэффициентом окисления 0,25—0,52; нерудные — с коэффициентом окисления 0,07—0,25. Химическая характеристика их приведена в табл. 76.

Колебания в исходном составе осадков и различия условий метаморфизма привели к тому, что каждая группа железисто-кремнистых пород представлена несколькими минерально-петрографическими разновидностями. Для их характеристики широко использовались материалы А. А. Макухиной, много и плодотворно трудившейся над изучением железисто-кремнистых формаций Верховцевского района (Макухина, 1956).

Рудные железисто-кремнистые (окисно-закисные железисто-силикатно-кремнистые) породы

Эта группа пород характеризуется тем, что молярная доля закисного железа преобладает над долей окисного, в то время как массовая доля окисного железа в них примерно в два раза больше закисного. Значение коэффициента окисления (0,53—1,3) свидетельствует о том, что основная масса железа идет на образование магнетита и только незначительная часть его связывается в силикатных минералах.

Породы этой группы состоят в основном из магнетита и кварца. В небольшом количестве в них содержатся железисто-силикатные минералы — хлорит, актинолит, куммингтонит и роговая обманка.

Породы характеризуются высоким коэффициентом железистости и низкими значениями всех остальных коэффициентов (табл. 76). Общее содержание железа составляет в них 29,4—40,1, а в некоторых случаях достигает 58,3%.

Рудные железисто-кремнистые породы развиты на Восточно-Грановском, Малотепловском, Домотканском и частично Западно-Грановском участках.

Среди рудных железисто-кремнистых пород Верховцевского района выделяются следующие минеральные разновидности джесперов: карбонат-слюдисто-актинолит-магнетит-кварцевые, хлорит-актинолит-магнетит-кварцевые, актинолит-магнетит-кварцевые, хлорит-куммингтонит-магнетит-кварцевые, куммингтонит-роговообманко-магнетит-кварцевые, родузит-магнетит-кварцевые, роговообманко-магнетит-кварцевые.

Карбонат-слюдисто-актинолит-магнетит-кварцевые, хлорит-актинолит-магнетит-кварцевые и актинолит-магнетит-кварцевые джесперы по макроскопическим признакам, минеральному и химическому составу близки между собой. Пространственно и генетически они также весьма тесно связаны, поэтому приводим их общую характеристику.

Актинолит-магнетит-кварцевые джесперы наиболее распространены на Восточно-Грановском участке. В виде маломощных пластов они встречены на Домотканском, Западно-Грановском, Малотепловском и Кудашевском участках.

Макроскопически это яснополосчатые, иногда грубополосчатые породы, состоящие из чередования прослоев: темных — рудных, светло-серых — кварцевых и серо-зеленых — силикатных. Мощность рудных прослоев колеблется от 0,2 до 28, кварцевых — от 0,2 до 50 мм. Процентное содержание рудных и кварцевых прослоев приблизительно одинаково и в сумме составляет 85, силикатные прослои слагают не более 15%, а на некоторых интервалах совсем отсутствуют. Мощность их не превышает 2 мм. На отдельных участках наблюдаются прожилки кальцита, ориентированные по слоистости, прослойки зеленовато-черной гидрослюды, а также слойки хлорита мощностью 2—3 мм. Мощности карбонатизированных, гидратизированных и хлоритизированных зон изменяются от 0,5 до 2 м.

По минеральному составу среди актинолит-магнетит-кварцевых джесперов выделяются собственно актинолит-магнетит-кварцевые джесперы,

Таблица 77

Минеральный состав (в %) актинолит-магнетит-кварцевых джесперов

Прослои	Мощность прослоев, мм	Кварц	Магнетит	Актинолит	Хлорит	Гидрослюда	Кальцит
Магнетитовые	0,2—5	2—29	60—96	1—14	0—5	0—2	0—4
Кварц-магнетитовые	0,8—7	25—40	50—56	5—15	—	0—1	0—3
Кварцевые	0,2—8	70—95	2—15	0—15	0—1	0—5	0—5
Актинолит-кварц-магнетитовые	0,4—1,2	30—40	40—53	12—20	0—2	—	—
Карбонат-актинолит-магнетитовые	3—4	2—10	50—60	23—25	—	15—20	0—13
Актинолитовые	0,2—1	2—5	0—2	90—95	0—2	0—1	—
Хлоритовые	0,4—3	0—2	2—5	10—15	70—80	0—2	—
Гидрослюдистые	0,2—1,2	0—5	0—2	3—5	10—15	60—70	5—10
Кварц-карбонатные	0,2—2	20—40	1—3	—	0—5	2—5	50—60

пользующиеся наибольшим распространением, карбонатно-слюдисто-актинолит-магнетит-кварцевые и хлорит-актинолит-кварцевые джесперы. Все они чередуются между собой.

Мощность наблюдаемых под микроскопом прослоев и содержание минералов в них приведены в табл. 77.

Главные породообразующие минералы этих джесперов — магнетит, кварц и актинолит, второстепенные — хлорит, биотит, карбонат, пирит, халькопирит, апатит.

Магнетит в виде эвгедральных зерен размером 0,2—0,5 мм образует полиэдрические сростки, ориентированные по слоистости. В рудных прослоях наблюдаются параллельно-сростковая, диагонально-сростковая, перпендикулярно-сростковая и ленточная структуры. Интерстиции заполнены обычно кварцем, изредка зернышками карбоната и актинолита.

Границы между рудными и нерудными прослоями часто неровные, извилистые. Встречаются прослои сложнополосчатой текстуры.

Кварц образует зерна полигональной и неправильнозубчатой формы. В рудных прослоях часть зерен кварца удлиненной формы вытянута по слоистости. Размер кварцевых индивидов колеблется от 0,04 до 0,2 мм.

Актинолит образует шестоватые и игольчатые кристаллы, ориентированные по слоистости. Плеохроирует от слабо-зеленоватого по Ng до бесцветного по Np; $n_g = 1{,}654—1{,}658$; $n_p = 1{,}624—1{,}627$; $n_g - n_p = 0{,}028$; $cNg = 17—18°$; $(-)\,2V = 75—81°$. Длина отдельных кристаллов 0,04—0,3, а ширина 0,005—0,06 мм.

Хлорит встречается в виде отдельных чешуек, листочков и их агрегатных скоплений. Размер индивидов колеблется в пределах 0,05—0,5 мм.

Хлорит обладает отчетливым плеохроизмом от желтоватого по Ng до зеленого по Np. По составу он близок к рипидолиту с $n_m = 1{,}624—1{,}627$.

Гидрослюда находится в виде игольчатых кристаллов длиной 0,1—0,25 мм. Количество ее обычно ничтожно, но в слюдисто-актинолит-магнетит-кварцевых джесперах иногда достигает 15—20%.

Кальцит встречается в единичных зернах среди кварцевых прослоев, иногда образует кварц-карбонатные прослойки мощностью до 2 мм и содержанием кальцита до 50—60%.

Химический состав актинолит-магнетит-кварцевых джесперов приведен в табл. 78 (ан. 1, 2). Анализы показывают, что эти породы характеризуются высоким содержанием закисного и окисного железа, находящихся в равных молекулярных количествах или с незначительным преобладанием закисного железа. Содержание магнетита составляет 20,5—33,4%, поскольку

Таблица 78

Химический состав (в %) и петрохимические коэффициенты по Н. П. Семененко джесперов Верховцевского района

Компонент, петрохимический коэффициент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO_2	44,52	42,90	41,58	44,36	13,48	47,22	50,92	49,10	58,50	37,14	38,85	45,10	55,26	40,06	35,22	40,76
TiO_2	Не обн.	0,12	0,20	0,08	0,08	0,04	0,22	0,13	0,06	0,18	0,15	0,10	0,18	0,14	0,14	0,18
Al_2O_3	0,23	0,64	3,30	2,57	1,48	0,71	2,57	1,45	1,11	3,84	2,23	2,16	2,93	4,40	3,06	2,93
Fe_2O_3	34,71	32,29	26,57	30,19	53,85	23,04	25,02	20,23	12,71	16,96	13,20	17,41	6,98	4,68	7,07	10,73
FeO	15,02	17,94	20,35	16,34	26,48	17,59	15,36	17,57	16,40	23,21	26,58	20,83	20,45	30,03	28,94	23,62
MnO	0,17	0,11	Не обн.	Не обн.	0,05	0,06	0,08	0,11	0,22	0,26	0,57	0,47	0,23	0,42	0,40	0,24
MgO	1,90	1,87	1,88	1,79	0,79	2,00	2,96	2,78	1,81	2,09	2,02	1,81	1,65	1,86	2,64	2,47
CaO	2,45	2,05	2,85	1,40	1,00	5,60	1,96	5,40	5,20	3,20	2,09	2,66	4,55	0,60	2,90	4,10
Na_2O							0,34	0,53	0,32	0,23	0,11	0,12	0,45	0,18	Следы	0,23
K_2O	0,71	0,10	0,35	0,21	0,39	0,75	0,57				0,11		0,56			
P_2O_5	0,31	0,29	0,23	0,25	0,36	0,30	0,20	0,36	0,30	0,09	0,23	0,18	0,25	0,05	0,10	0,08
SO_3	0,15	0,21	0,21	0,23	0,25	0,34	0,10	0,68	0,49	1,65	0,25	0,23	0,67	0,62	0,41	0,73
CO_2	0,40	0,68	Не обн.	Не обн.	0,40	1,77	0,12	0,60	1,40	Не обн.	13,52	8,52	Не обн.	8,12	7,34	6,16
H_2O^+	0,41	0,83	» »	» »	1,30	1,09	0,53	1,56	1,20	3,96	Не обн.	Не обн.	6,22	9,12	11,78	8,52
H_2O	Не обн.	0,27	2,48	2,58	0,12	0,08	0,02	0,16	0,02	7,88	0,59	0,67	0,22	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Сумма	100,98	100,30	100,00	100,00	100,03	100,59	100,97	100,66	99,74	100,69	100,50	100,26	100,60	100,28	100,00	100,75
$Fe_{общ}$	36,00	36,60	34,40	33,80	58,30	29,80	29,40	27,80	21,80	29,97	29,97	28,40	20,70	26,68	27,55	25,90
O	1,04	0,81	0,59	0,84	0,91	0,59	0,73	0,52	0,34	0,33	0,22	0,37	0,15	0,07	0,11	0,20
F	87,30	87,80	82,60	86,60	95,30	77,20	80,00	73,60	72,00	78,40	83,00	81,80	71,30	82,50	76,80	74,00
A	0,20	0,80	4,30	3,50	1,30	1,00	3,70	2,20	2,05	5,40	3,40	3,40	5,35	7,50	4,70	4,40
M	6,53	6,40	6,30	6,40	1,80	7,30	11,00	10,10	8,60	7,80	7,70	7,20	7,85	8,10	10,35	9,90
C	5,97	5,00	6,80	3,50	1,60	14,50	5,30	14,10	17,35	8,40	5,90	7,60	15,50	1,90	8,15	11,70
FM	93,83	94,20	88,90	93,00	97,10	84,50	91,00	83,70	80,60	86,20	90,70	89,00	79,15	90,60	87,15	83,90

Примечание. Анализы: 1 — слюдисто-актинолит-магнетит-кварцевый джеспер (обр. 164 — анализ Украинского геолуправления); 2 — актинолит-магнетит-кварцевый джеспер (обр. 166 — анализ УГУ); 3, 4 — куммингтонит-роговообманко-магнетит-кварцевые джесперы (обр. 172, 173 — анализы УГУ); 5—7 — роговообманко-магнетит-кварцевые джесперы (обр. 176, 178 — анализы УГУ; обр. 179 — анализ ИГН АН УССР); 8—9— малорудные стильпномелан-магнетит-роговообманко-кварцевые джесперы (обр. 184, 185 — анализы УГУ); 10 — тюрингит-магнетит-сидерит-кварцевый джеспер (обр. 186 — анализ УГУ); 11 — тюрингит-анкерит-магнетит-кварцевый джеспер (обр. 188 — анализ ИГН АН УССР); 12 — тюрингит-анкерит-сидерит-магнетит-кварцевый джеспер (обр. 189 — анализ ИГН АН УССР); 13 — магнетит-стильпномелан-тюрингит-актинолит-кварцевый джеспер (обр. 190 — анализ ИГН АН УССР); 14—16 — малорудные тюрингит-магнетит-сидерит-кварцевые джесперы (обр. 192, 194, 198 — анализы ИГН АН УССР).

Таблица 79

Минеральный состав (в %) хлорит-куммингтонит-магнетит-кварцевых джеспероов

Прослои	Мощность прослоев, мм	Содержание прослоев, %	Магнетит	Кварц	Куммингтонит	Хлорит	Биотит
Магнетитовые	0,6—3,0	10	83	10	7	Ед. зерна	Ед. зерна
Кварц-магнетитовые	1,0—8,0	40	52—65	30—40	5—8	» »	—
Куммингтонитовые	0,3—0,8	5	0,5—1,2	5—24	70—95	—	—
Куммингтонит-кварцевые	0,6—2,0	30	1,0—3	29—85	12—70	Ед. зерна	Ед. зерна
Хлоритовые	0,8—4,0	5	1,0—1,5	2—10	Ед. зерна	80—90	3—8
Кварцевые	0,5—8,0	10	2,0—3,0	79—90	5—8	Ед. зерна	—

количество Fe_2O_3 колеблется в пределах 10,23—16,68%. Двухвалентное железо, связанное с железистыми силикатами, составляет 0,15—9,13%; глинозем 0,23—0,64, а щелочи 0,71—0,84%, что объясняется наличием в них гидрослюды типа ферростильпномелана.

По степени метаморфической переработки эти породы отвечают филлитовой ступени метаморфических сланцев.

Хлорит-куммингтонит-магнетит-кварцевые джесперы распространены локально на Домотканском, Восточно-Грановском и Малотепловском участках. Макроскопически представляют собой породы полосчатой текстуры, обусловленной чередованием магнетитовых, кварцевых и серо-зеленых силикатных полос. Главные породообразующие минералы — магнетит, кварц, куммингтонит и хлорит — образуют самостоятельные, но не мономинеральные прослои, в которых, как правило, содержится примесь других минералов в переменных количествах. Минеральный состав прослоев, слагающих описываемые джесперы, приведен в табл. 79.

Магнетит в рудных прослоях образует полиэдрические сростки. Размеры отдельных зерен колеблются от 0,03 до 0,1 мм. В нерудных прослоях магнетит рассеян среди кварца в виде мелких идиоморфных кристалликов (0,005—0,04 мм в поперечнике).

Кварц находится в виде зерен неправильной формы с извилистыми очертаниями величиной 0,1—0,6 мм. В рудных прослоях они выполняют интерстиции между магнетитовыми зернами.

Куммингтонит наблюдается в виде столбчатых и игольчатых кристаллов и их лучистых агрегатов. Длина кристаллов колеблется от 0,1 до 1,2 мм. $n_g = 1{,}664$; $n_p = 1{,}640$; $n_g - n_p = 0{,}024$; $cNg = 18°$; $(-)\,2V = 70°$.

Химический состав куммингтонита (ан. 7, табл. 78): SiO_2 54,13; TiO_2 0,11; Al_2O_3 0,49; Fe_2O_3 0,49; FeO 19,75; MnO 1,44; MgO 18,90; CaO 2,40; $Na_2O + K_2O$ 0,22; п. п. п. 2,03; сумма 99,96.

Анализ выполнен в лаборатории ИГН АН УССР химиком Е. В. Романишиной.

Кристаллохимическая формула куммингтонита имеет вид

$$(Na + K_{0.05}Ca_{0,37})_{0,42}(Mg_{4.09}Fe^{2+}_{0,40}Mn_{0,17}Fe^{3+}_{0,01})_{6,67} \times$$

$$\times (OH_{1,96}O_{0.04})_2[Al_{0.09}Fe^{3+}_{0,94}Ti_{0.01}Si_{7,86}O_{22}].$$

Общая железистость куммингтонита 39,4, железистость без учета Fe_2O_3 38,6%.

Биотит в виде единичных чешуек размером до 0,2 мм, плеохроирующих в зеленых тонах, фиксируется в магнетитовых слойках.

Хлорит образует чешуйки, плеохроирующие от зеленого по Np до желтовато-зеленоватого по $Ng.n_m = 1{,}621—1{,}624$. По составу он соответствует рипидолиту. Количество его резко переменно.

Таблица 80

Минеральный состав (в %) куммингтонит-роговообманко-магнетит-кварцевых джеспероп

Прослои	Мощность прослоев, мм	Содержание прослоев, %	Магнетит	Кварц	Роговая обманка	Куммингтонит	Биотит
Рудные							
Амфибол-кварц-магнетитовые	0,2—3,2	15	40—52	22—43	22—25	—	—
Кварц-амфибол-магнетитовые	0,2—5	22	50—62	4—16	28—43	3—18	Ед. зерна
Полурудные							
Кварц-магнетит-амфиболовые	0,3—7,5	12	25—30	2—15	48—69	5—10	—
Роговообманко-магнетит-кварцевые	0,6—3,5	10	32—36	22—25	41—43	1—5	—
Малорудные							
Магнетит-кварц-амфиболовые	0,9—3	5	8—15	17—32	52—71	2—3	Ед. зерна
Магнетит-амфибол-кварцевые	0,3—1,5	4	10—12	45—52	35—40	Ед. зерна	—
Нерудные							
Магнетит-амфибол-кварцевые	0,3—8	10	1—5	52—65	33—35	1—10	Ед. зерна
Кварцевые	0,2—7	22	1—6	85—98	0—13	Ед. зерна	—

Химический состав куммингтонит-магнетит-кварцевых джеспероп (в %, обр. 170): SiO_2 33,4; TiO_2 0,12; Al_2O_3 0,00; Fe_2O_3 33,21; FeO 21,63; MnO 0,16; MgO 3,92; CaO 4,3; P_2O_5 0,28; SO_3 0,27; CO_2 1,7; п. п. п 1,42; сумма 100, 41; $Fe_{общ}$ = 40,1. Петрохимические коэффициенты: $O = 0,71$; $F = 80,70$; $A = 0,00$; $M = 10,75$; $C = 8,55$; $FM = 91,45$.

Джеспероп этого типа характеризуются высоким содержанием железа. Количество глинозема переменно (0—2%), что связано с непостоянством содержания хлорита. Повышение CaO объясняется интенсивной карбонатизацией (кальцит).

По степени метаморфической переработки эти породы относятся к низкотемпературной роговиковой ступени термоконтактного метаморфизма.

Куммингтонит-роговообманко-магнетит-кварцевые джеспероп наиболее распространены на Домотканском участке. В единичных прослоях они зафиксированы также на Восточно-Грановском и Малотепловском участках. Макроскопически это серые и зеленовато-серые породы неравномерно- и широкополосчатой текстуры. Полосчатость обусловлена чередованием следующих прослоев: светло-серых кварцевых мощностью от 0,5 до 8 и даже до 15—20 мм, темных рудных мощностью 0,4—15 мм и серо-зеленых силикатных мощностью 2—7 мм. При изучении под микроскопом выясняется, что строение наиболее мощных прослоев сложнополосчатое, поскольку состоят они из более тонких слойков, различающихся между собой количественным соотношением минералов.

Минеральный состав джеспероп: магнетит, кварц, куммингтонит, роговая обманка. Иногда в незначительном количестве встречаются биотит, эпидот, карбонаты, апатит, пирит, халькопирит. Изредка наблюдается гранат. Главные породообразующие минералы располагаются послойно, однако мономинеральные прослои встречаются редко. На основании подсчета минералов в шлифах выделяются чередующиеся между собой прослои (табл. 80).

Структура силикатных прослоев нематобластовая и гранонематобластовая; кварцевых — гранобластовая, зубчатая и роговиковая; рудных — сростковая, ориентированно-сростковая.

Магнетит в среднем составляет 31% объема породы. Он образует единичные зерна неправильной и эвгедральной формы, а также полиэдрические сростки. Размеры отдельных зерен не превышают 0,05 мм в поперечнике, размер сростков достигает 0,3 мм.

Содержание кварца колеблется от 20 до 68%. Он присутствует в виде изометричных зерен 0,3—1 мм в диаметре с неровными контурами, иногда запыленными магнетитом.

Куммингтонит слагает 5—10% объема пород. Образует призматические и шестоватые кристаллы без концевых граней. Длина кристаллов 0,3—0,6 мм. Ориентированы они согласно общей полосчатости. $n_g = 1{,}690$—$1{,}694$; $n_p = 1{,}662$; $n_g - n_p = 0{,}030$—$0{,}032$; (—) $2V = 80°$. По трещинкам спайности и плоскостям срастания двойников наблюдается замещение куммингтонита роговой обманкой.

Роговая обманка слагает 24%. Призматические, таблитчатые и неправильной формы кристаллы ориентированы субпараллельно. Плеохроируют от зеленого по Ng до желтовато-зеленого по Np, $n_g = 1{,}678$; $n_p = 1{,}658$; $n_g - n_p = 0{,}020$; $cNg = 20°$.

Химический состав куммингтонит-роговообманко-магнетит-кварцевых джесперов приведен в табл. 80 (ан. 3, 4).

Описываемые джесперы от хлорит-куммингтонит-магнетит-кварцевых джесперов отличаются повышенным содержанием глинозема и извести, что объясняется наличием в них роговой обманки. Наблюдается также некоторое увеличение содержания щелочей, достигающее 0,21—0,35%.

Куммингтонит-роговообманко-магнетит-кварцевые джесперы образовались при щелочном метасоматозе куммингтонит-магнетит-кварцевых джесперов. При этом наряду с привносом натрия происходило обогащение пород Al_2O_3 и CaO.

Родузит-магнетит-кварцевые джесперы развиты на Восточно-Грановском участке вблизи контакта с альбититами. Они представляют собой куммингтонит-магнетит-кварцевые джесперы, в которых куммингтонит замещен щелочным амфиболом. В них содержится и биотит, появление которого обусловлено привносом калия.

Визуально эти породы не отличаются от джесперов предыдущего типа. При изучении под микроскопом устанавливается чередование таких прослоев: 1) рудных мощностью 0,4—4 мм, состоящих (в %) из магнетита (65—80), амфибола (3—15), биотита (2—10) и кварца (8—17); 2) полурудных мощностью 0,2—1,3 мм, образованных (в %): магнетитом (20—50), амфиболом (10—15), кварцем (12—20), биотитом и карбонатами (до 15); 3) нерудных мощностью 0,2—4 мм существенно кварцевого (65—90%) состава с незначительным содержанием амфиболов, биотита, магнетита и кальцита.

Минеральный состав породы по данным химического анализа следующий (в %): кварц 41,9; амфиболы 27,6; магнетит 28,8; кальцит 1,1; апатит 0,60; сумма 99,46.

Магнетит присутствует в виде полиэдрических сростков размером 0,1—0,4 мм.

Кварц образует зерна изометричной, полигональной и реже неправильной формы, иногда содержит включения мельчайших зернышек магнетита и тончайших иголочек амфибола. Размер кварцевых зерен не превышает 0,1 мм в диаметре.

Амфибол представлен двумя разновидностями — куммингтонитом и родузитом.

Куммингтонит присутствует в виде редких реликтов среди родузита. Он бесцветен или слегка зеленоват. $n_g = 1{,}672$; $n_p = 1{,}644$; $n_g - n_p = 0{,}028$.

Родузит развивается по куммингтониту. Образует призматические кристаллы величиной от 0,01 × 0,04 до 0,1 × 0,3 мм. Для него характерен плеохроизм: по Ng — светло-желтый, по Nm — фиолетовый, по Np — зеленовато-голубой. $n_g = 1{,}666$; $n_p = 1{,}652$; $n_g - n_p = 0{,}014$; угол $N_p : 001 =$ $= 6$—$12°$; удлинение отрицательное.

Таблица 81

Минеральный состав (в %) роговообманко-магнетит-кварцевых джесперов

Прослои	Мощность, мм	Магнетит	Кварц	Амфибол	Хлорит, биотит и др.
Магнетитовые	0,06—3	70—97	3—25	0—5	—
Кварц-амфибол-магнетитовые	1,2—6	32—50	7—35	33—43	0—2
Магнетит-кварц-амфиболовые	0,5—2,5	9—15	9—10	75—80	0—1
Кварц-амфиболовые	0,5—1,5	0—7	20—40	50—70	0—3
Амфиболовые	0,2—0,8	2—3	3—6	90—95	—
Кварцевые	0,2—4	3—6	80—95	2—11	1—5

Биотит в виде чешуек длиной 0,2—0,3 мм отличается непостоянством состава, о чем свидетельствует его окраска — в одних случаях коричневая, в других — коричневато-зеленая.

Кальцит образует прослоеобразные скопления, располагающиеся обычно на контакте рудных и кварцевых слойков. Реже равномерно рассеян в породе в виде зерен неправильной формы 0,02—0,3 мм в поперечнике. $n_0 = 1{,}670—1{,}673$.

Апатит встречается в единичных мелких (0,02—0,04 мм) зернышках округлой формы.

Химический состав описываемых джесперов (обр. 174, в %); SiO_2 43,24; TiO_2 0,08; Al_2O_3 следы; Fe_2O_3 38,15; FeO 13,19; MgO 2,03; CaO 3,0; Na_2O + + K_2O 0,55; P_2O_5 0,3; CO_2 0,3; $H_2O_{гигр}$ 0,4; сумма 100,93; $Fe_{общ}$ 36,9%; O = = 1,3; $F = 86{,}5$; $A = 0$; $M = 6{,}5$; $C = 7$; $FM = 93$.

Приведенный анализ показывает, что родузит-магнетит-кварцевые джесперы характеризуются высоким содержанием железа, причем, в отличие от описанных ранее разновидностей, в них заметно преобладает окисное железо над закисным. Вероятно, окисное железо в амфиболах изоморфно замещает Al_2O_3, следы которого обнаружены в анализируемой породе. Примечательным является наличие щелочей до 0,55% и почти равное содержание таких компонентов, как CaO и MgO.

Родузит-магнетит-кварцевые джесперы образовались в результате натриевого метасоматоза куммингтонит-магнетит-кварцевых джесперов и отличаются от последних высоким значением коэффициента O и повышенным содержанием окиси железа, кремнекислоты и CaO.

По степени метаморфической переработки родузит-магнетит-кварцевые джесперы относятся к продуктам миграционно-контактного метаморфизма— подгруппе щелочных сланцев.

Роговообманко-магнетит-кварцевые джесперы распространены в Восточно-Грановском и Малотепловском участках. Макроскопически они характеризуются серо-зеленой окраской, ясной тонкой полосчатостью и нередко отчетливой сланцеватостью. Мощность отдельных прослоев колеблется от 0,2 до 6 мм, чаще составляя 1—2 мм.

Главными породообразующими минералами являются роговая обманка, магнетит и кварц, второстепенными — куммингтонит, хлорит, биотит, кальцит; акцессорными — пирит и апатит. Главные минералы располагаются послойно, обусловливая полосчатую текстуру джесперов. Под микроскопом устанавливаются прослои различного состава. Мощности и минеральный состав их приведены в табл. 81.

Магнетит слагает плотносростковые прослои, а также наблюдается в виде отдельных зерен и их полиэдрических срастаний. Размер зерен колеблется от 0,02 до 0,5 мм, увеличиваясь к рудным прослоям. Интерстиции заполнены обычно кварцем.

Кварц образует зерна полигональной и изометричной формы 0,02—

0,1 мм в диаметре. В качестве включений фиксируются мелкие зернышки магнетита и иголочки амфибола.

Амфибол представлен зеленой роговой обманкой и куммингтонитом.

Роговая обманка имеет вид призматических кристаллов, плеохроирующих от зеленого по *Ng* до зеленовато-желтого по *Np*. Размеры индивидов колеблются от 0,02 × 0,1 до 0,1 × 0,8 мм. $n_g = 1{,}670 - 1{,}678$; $n_p = 1{,}642—1{,}654$; $n_g - n_p = 0{,}024—0{,}028$; $(-)\,2V = 75—80°$; $cNg = 17—20°$. Ее химический состав (в %): SiO_2 40,96; Al_2O_3 13,25; Fe_2O_3 5,39; FeO 16,88; MnO 0,33; MgO 8,00; CaO 11,50; Na_2O 0,96; K_2O 0,35; $H_2O_{гигр}$ 0,20; п. п. п. 1,73; сумма 99,55.

Кристаллохимическая формула роговой обманки

$$(Na_{0,29}K_{0,05}Ca_{1,88})_{2,22}\,(Mg_{1,82}Fe^{2+}_{2,16}Mn_{0,04}Fe^{3+}_{0,62}Al_{0,64})_{5,28} \times$$

$$\times\,(OH_{1,76}O_{0,24})_2\,[Al_{1,73}Si_{6,27}O_{22}].$$

Общая железистость 60,8%. Железистость без учета Fe_2O_3 54,7%. Куммингтонит встречается редко в виде полисинтетически сдвойникованных кристалликов желтоватого цвета. По химическому составу он аналогичен куммингтониту из родузит-магнетит-кварцевых джесперов.

В табл. 80 (ан. 5, 6, 7) приведены химические анализы роговообманко-магнетит-кварцевых джесперов. Количественный минеральный состав этих пород, рассчитанный по химическому составу, следующий (в %): кварц 55,3; магнетит 22,4; роговая обманка и хлорит 15,7; биотит 5,6; кальцит 0,42; апатит 0,28; пирит 0,30.

Роговообманко-магнетит-кварцевые джесперы от уже описанных разностей отличаются более широкими пределами колебаний в содержании металлического железа, кремнекислоты, окиси железа и значений петрохимических коэффициентов. Отличительной особенностью их является повышенное содержание Al_2O_3 и CaO. Коэффициент глиноземистости изменяется от 1 до 3,7, в то время как в актинолит-магнетит-кварцевых джесперах он составляет 0—0,8.

По степени метаморфической переработки эти породы относятся к высокотемпературной роговиковой ступени термоконтактного метаморфизма, к подгруппе роговиков и микрогнейсов.

Малорудные железисто-кремнистые породы

Малорудные железисто-кремнистые породы объединяют большую группу пород и характеризуются заметным преобладанием закисного железа (15,6—24%) над окисным (5,4—8,5%). Содержание магнетита в джесперах этой химической группы колеблется от 10 до 17%. От 50 до 78% закисного железа в них идет на образование железистых силикатов и карбонатов. Эта группа пород отличается весьма высоким коэффициентом железистости ($F = 71—83$), но значительно большим, чем в рудных железисто-кремнистых породах, содержанием Al_2O_3, MgO и CaO, которые связываются в железистых силикатах и карбонатах.

В зависимости от того, на построение железистых силикатов или карбонатов используется закись железа, в группе малорудных железисто-кремнистых пород выделяются две подгруппы: малорудные окисно-закисные железисто-силикатно-кремнистые породы и малорудные окисно-закисные железисто-карбонатно-кремнистые породы.

Малорудные окисно-закисные железисто-силикатно-кремнистые породы

Подгруппа малорудных окисно-закисных железисто-силикатно-кремнистых пород характеризуется меньшим содержанием валового железа (22—28%) и редким преобладанием закисного железа (15,6—17,3%) над

Таблица 82

Минеральный состав (в %) тюрингит-актинолит-магнетит-кварцевых джесперов

Прослои	Мощность, мм	Магнетит	Кварц	Тюрингит	Актинолит	Слюда	Карбонаты
Магнетитовые	0,5—5	80—85	2—20	1—5	0—1	0—15	Ед. зерна
Кварц-магнетит-тюрингитовые	2—6	12—15	2—10	70—80	1—2	0—1	—
Карбонат-магнетит-кварцевые	8—12	10—12	84—85	Ед. зерна	1—3	Ед. зерна	3—5
Слюдистые	0,08—0,12	—	0—2	2—3	0—4	85—95	—
Слюдисто-кварцевые	0,4—0,8	3—15	60—80	Ед. зерна	—	5—10	—
Кварцевые	0,2—7	2—8	84—90	» »	0—2	Ед. зерна	0,5—4

окисным (5,4—8,5%). Содержание магнетита колеблется в пределах 10,8—17,0%. Подавляющее количество закиси железа (50—65%) связано с железистыми силикатами — актинолитом, куммингтонитом, грюнеритом, роговой обманкой, биотитом и гидрослюдой.

По минеральному составу и степени метаморфического преобразования первичных железисто-кремнистых осадков среди джесперов описываемой подгруппы можно выделить следующие разновидности: тюрингит-актинолит-магнетит-кварцевые; стильпномелан-актинолит-магнетит-кварцевые; стильпномелан-куммингтонит-магнетит-кварцевые; куммингтонит-магнетит-кварцевые; стильпномелан-роговообманко-магнетит-кварцевые; а среди итаберитов — роговообманко-пироксен-магнетитовые, пироксен-магнетитовые, гранат-пироксен-магнетитовые и эпидот-роговообманко-магнетитовые.

Тюрингит-актинолит-магнетит-кварцевые джесперы развиты лишь на Западно-Грановском участке.

Макроскопически это средне- и грубополосчатые породы серого цвета. В шлифах наблюдаются сложнополосчатые текстуры. Характер чередующихся прослоев, их мощности и минеральный состав показаны в табл. 82.

Главные породообразующие минералы (в %): кварц 35—63, магнетит 30—35 и тюрингит 24; второстепенные — актинолит, гидрослюда, сидерит, пирит; из акцессорных минералов встречается апатит.

Кварц образует изометричные и полигональные зерна, обычно содержащие магнетитовую пыль. Размер зерен не превышает 0,12 мм.

Магнетит присутствует в виде эвгедральных кристаллов и их сростков до 0,8 мм в поперечнике.

Тюрингит встречается в виде удлиненных чешуек 0,12 × 0,08 мм, ориентированных субпараллельно слоистости. $n_m^- = 1{,}650—1{,}654$.

Представление о химическом составе тюрингит-актинолит-магнетит-кварцевых джесперов дает анализ обр. 180, выполненный лабораторией Украинского геологического управления: SiO_2 53,33; TiO_2 следы; Al_2O_3 3,27; Fe_2O_3 19,04; FeO 17,34; MgO 1,43; CaO 2,75; $Na_2O + K_2O = 0{,}1$; $P_2O_5 = 0{,}22$; SO_3 0,34; п. п. п.— 0,95; сумма 98,77; $Fe_{раств} = 24$; $Fe_{общ} = 26{,}8\%$; $O = 0{,}49$; $F = 80{,}4$; $A = 5{,}4$; $M = 6$; $C = 8{,}2$; $FM = 86{,}4$.

По степени метаморфического преобразования эти породы относятся к филлитовой ступени группы метаморфических сланцев.

Стильпномелан-актинолит-магнетит-кварцевые джесперы встречаются на Западно-Грановском и Восточно-Грановском участках. Макроскопически это грубополосчатые породы серой окраски. Под микроскопом в породе наблюдается чередование таких прослоев: 1) магнетитовых, мощность которых колеблется от 0,5 до 6 мм, состоящих (в %) из: магнетита (90—99) и актинолита (1—10), структура сростковая; 2) стильпномелан-магнетитовых мощностью от 2 до 10 мм, образованных (в %): магнетитом (45—65), стильпномеланом (15—20), актинолитом (10—15) и кварцем (1—2). В этих прослоях

наблюдаются тонкие слойки мощностью 0,06 мм, обогащенные то магнетитом, то стильпномеланом с актинолитом, сростковой и нематолепидогранобластовой структуры соответственно; 3) стильпномелановых мощностью 0,2—8 мм, состоящих (в %) из: стильпномелана (70—90), актинолита (2—18) и магнетита (3—10); лепидобластовой и нематолепидобластовой структуры; 4) актинолитовых мощностью 1,0—1,5 мм, в составе которых преобладает актинолит (до 95%), а кварц и магнетит наблюдаются в незначительном количестве; структура нематобластовая; 5) кварцевых мощностью 2—3 мм, существенно кварцевого состава (до 97%) с примесью магнетита, актинолита, стильпномелана. Структура таких прослоев гранобластовая роговиковая.

Главными породообразующими минералами являются магнетит, кварц, актинолит и стильпномелан. В незначительном количестве встречаются биотит, хлорит, кальцит, пирит и апатит.

Магнетит составляет 40—50% объема породы. Образует изолированные идиоморфные кристаллы и неправильной формы сростки. Размер магнетитовых кристаллов изменяется от 0,01 до 0,12 мм. Наиболее мелкие из них приурочены к кварцевым прослоям. Кварц встречается в виде зерен полигональной формы 0,02—0,15 мм в диаметре. В качестве включений в кварце устанавливаются мельчайшие зернышки магнетита, иголочки актинолита и зернышки апатита.

Актинолит находится в тонкоигольчатых кристаллах и их лучистых агрегатах. Плеохроирует от зеленоватого по Ng до бесцветного по Np. $n_g = 1{,}662$—$1{,}674$; $n_p = 1{,}637$—$1{,}650$; $n_g - n_p = 0{,}022$—$0{,}024$; $cNg = 14$—$16°$; (—) $2V = 82°$. Установлено, что актинолит Восточно-Грановского участка является менее железистым, чем актинолит Западно-Грановского участка. Длина кристаллов составляет 0,6 мм.

Стильпномелан присутствует постоянно и образует то рассеянные по всей породе мелкие и тонкие чешуйки, то их спутанно-волокнистые и чешуйчатые агрегаты. Размер отдельных чешуек колеблется от 0,06 × 0,005 до 0,4 × 0,03 мм. Плеохроизм от бледного буровато-зеленого по Ng до бесцветного по Np; $n_g = 1{,}594$ —$1{,}597$; $n_p = 1{,}555$ —$1{,}558$; $n_g - n_p = 0{,}040$.

Химический состав (в %) стильпномелана (анализ выполнен в лаборатории ИГН АН УССР, химик П. П. Маховка): SiO_2 44,31; TiO_2 0,27; Al_2O_3 6,38; Fe_2O_3 7,56; FeO 27,82; MnO 0,31; MgO 3,42; CaO 0,14; Na_2O 0,10; K_2O 1,48; $H_2O_{крист}$ 6,89; $H_2O_{гигр}$ 1,31; сумма 99,99.

Кристаллохимическая формула стильпномелана

$$(K_{0,16}Na_{0,02}Ca_{0,02})_{0,2}\,(Fe^{2+}_{2,01}Mg_{0,44}Mn_{0,02})_{2,47}\,(Fe^{3+}_{0,49}Al_{0,50})_{0,99} \times$$
$$\times\,(OH)_4\,[Al_{0,15}Ti_{0,02}Si_{3,83}O_{10}] \cdot 0{,}36H_2O.$$

На кривой нагревания стильпномелана наблюдаются типичные для него два эндотермических (130 и 600—690° С) и два экзотермических (500—600 и 800—830° С) эффекта.

Химический состав стильпномелан-актинолит-магнетит-кварцевых джесперов, по данным лаборатории УГУ, следующий (обр. № 182, в %): SiO_2 52,18; TiO_2 следы; Al_2O_3 3,08; Fe_2O_3 18,30; FeO 16,68; MgO 4,36; CaO 2,90; $Na_2O + K_2O$ 0,58; P_2O_5 0,28; SO_3 0,32; п. п. п. 0,94; сумма 99,62; $Fe_{раств} = 11{,}62$, $Fe_{общ} = 25{,}8$; $O = 0{,}49$; $F = 70{,}86$; $A = 4{,}6$; $M = 16{,}56$; $C = 7{,}98$; $FM = 87{,}42$.

Таким образом, по содержанию валового железа, кремнекислоты, процентному содержанию Fe_2O_3 и коэффициенту окисления эти джесперы тождественны предыдущему типу. Отличительной особенностью описываемых джесперов является несколько повышенное содержание окиси магния и щелочей.

По степени метаморфического преобразования эти породы относятся к филлитовой ступени метаморфических сланцев.

Стильпномелан-куммингтонит-магнетит-кварцевые джесперы установлены на Западно-Грановском участке. Макроскопически они представляют

собой ясно-, но неравномернополосчатые породы. Состав и мощности породообразующих прослоев показаны в табл. 83. Главные породообразующие минералы — кварц, магнетит, куммингтонит и стильпномелан. В подчиненном количестве находятся тюрингит и кальцит, встречаются единичные зерна пирита и апатита. Структура джесперов гранобластовая, гранолепидобластовая; в силикатных прослоях нематолепидобластовая и лепидобластовая.

Кварц образует изометричные и полигональные зерна 0,04—0,2 мм в диаметре, иногда с включениями мелких точечных зерен магнетита, кальцита и апатита.

Магнетит наблюдается в виде изолированных эвгедральных зерен 0,2 мм в поперечнике, а также в виде полиэдрических сростков удлиненной формы, ориентированных в направлении полосчатости.

Куммингтонит распределен в породе неравномерно и приурочен преимущественно к кварцевым и карбонат-кварцевым прослоям. Образует шестоватые кристаллы и радиально-лучистые агрегаты. Размер индивидов колеблется от 0,02 × 0,2 до 0,05 × 1,5 мм. Ориентируются они субпараллельно в направлении полосчатости. Большинство кристаллов обладает полисинтетически двойниковым строением. Куммингтонит бесцветен или слегка буроват. $n_g = 1{,}690$; $n_p = 1{,}660$; $n_g - n_p = 0{,}030$; $cNg = 17—20°$; $(-)\ 2V = 85°$.

Химический состав куммингтонита по данным анализа, выполненного в лаборатории ИГН АН УССР химиком Е. В. Романишиной (обр. 183, в %): SiO_2 52,68; TiO_2 0,10; Al_2O_3 0,37; Fe_2O_3 1,84; FeO 28,09; MnO 1,65; MgO 11,16; CaO 1,61; $Na_2O + K_2O$ 0,24; $H_2O_{гигр}$ 0,06; п. п. п. 2,62; сумма 100,42.

Кристаллохимическая формула куммингтонита

$$(Na_{0,05}Ca_{0,26})_{0,31}\,(Mg_{2,48}Al_{0,07}Fe^{2+}_{3,51}Fe^{3+}_{0,17}Mn_{0,21})_{6,44} \times$$

$$\times\,(OH)_2\,[Al_{0,07}Ti_{0,01}Fe^{3+}_{0,03}Si_{7,89}O_{21,4}\,(OH)_{0,6}].$$

Общая железистость 61,23%, железистость без учета Fe_2O_3 — 60%.

По степени метаморфического преобразования эти породы можно отнести к филлитовой ступени метаморфических сланцев.

Куммингтонит-магнетит-кварцевые джесперы широко распространены на Восточно-Грановском, Западно-Грановском, Малотепловском, Алферовском и Кудашевском участках. Макроскопически это породы неравномернополосчатой текстуры. Характер полосчатости иллюстрируется табл. 84. Главные породообразующие минералы — магнетит, кварц и куммингтонит, второстепенные — биотит, хлорит, кальцит и стильпномелан. Структура

Таблица 83

Минеральный состав (в %) стильпномелан-куммингтонит-магнетит-кварцевых джесперов по прослоям

Прослои	Мощность, мм	Кварц	Магнетит	Куммингтонит	Стильпномелан	Хлорит	Карбонаты
Магнетитовые	0,2—7	1—20	70—96	—	0—2	—	0—8
Магнетит-карбонатные	0,5—1,5	0—2	45—50	0—1	2—5	—	35—45
Магнетит-стильпномелановые	1—7	0—1	3—27	—	72—90	0—7	0—2
Хлорит-стильпномелановые	2—8	—	0—3	—	60—70	30—37	—
Стильпномелан-магнетит-кварцевые	0,3—1	50—60	30—35	1—2	3—5	—	—
Кварц-куммингтонитовые	0,4—0,8	50—58	10—17	20—25	—	—	—
Куммингтонит-карбонат-кварцевые	0,8—2	20—50	0—2	10—20	—	—	20—40
Кварцевые	2—4	80—95	5—10	—	3—5	—	—

Таблица 84

Минеральный состав (в %) куммингтонит-магнетит-кварцевых джесперов

Прослои	Мощность, мм	Магнетит	Кварц	Куммингтонит	Стильпномелан	Хлорит
Магнетитовые	0,2—3	80—98	2—15	2—5	Ед. зерна — 0,5	—
Кварц-магнетитовые	0,2—4	60—69	23—40	0—8	Ед. зерна	—
Куммингтонитовые	0,1—0,3	2—3	5—10	90—93	—	Ед. зерна
Кварц-куммингтонитовые	0,2—0,8	0—2	35—55	45—65	0—1	» »
Куммингтонит-кварцевые	1—6	8—9	60—71	20—32	—	» »
Куммингтонит-магнетит-кварцевые	2—6	30—40	44—55	5—25	—	0—1
Кварцевые	0,4—6	2—5	85—96	1—7	0—1	0—5

нерудных прослоев гранобластовая и нематогранобластовая, структура рудных прослоев сростковая. Чаще встречаются прослои смешанного состава: кварц-магнетитовые и куммингтонит-магнетит-кварцевые.

Магнетит наблюдается в виде отдельных кристаллов и их полиэдрических сростков. Составляет от 30 до 62% объема джесперов. Размер зерен не превышает 0,1 мм в поперечнике.

Кварц слагает 25—50% объема джесперов. Образует зерна изометричной и неправильной формы, часто запыленные магнетитом.

Куммингтонит присутствует в переменных количествах (5—25%). Шестоватые кристаллы величиной до 0,2 × 1 мм ориентированы в направлении полосчатости. Нередко образуют радиально-лучистые агрегаты. Плеохроирует от бледно-желтоватого по Ng до бесцветного по Np. $n_g = 1{,}673$—$1{,}682$; $n_p = 1{,}651$—$1{,}655$; $n_g - n_p = 0{,}030$; $cNg = 16°$. Встречается куммингтонит с $n_g = 1{,}693$—$1{,}697$; $n_p = 1{,}662$—$1{,}666$; $n_g - n_p = 0{,}031$.

По степени метаморфического преобразования эти джесперы должны быть отнесены к низкотемпературной роговиковой ступени термоконтактного метаморфизма.

Стильпномелан-роговообманко-магнетит-кварцевые джесперы широко распространены на Восточно-Грановском и Малотепловском участках. Макроскопически это породы полосчатого строения, что обусловлено чередованием серо-зеленых амфиболовых, черных рудных и светло-серых кварцевых прослоев. Результаты изучения полосчатости в шлифах приведены в табл. 85.

Главные породообразующие минералы — магнетит, кварц, роговая обманка и стильпномелан. В подчиненных количествах присутствуют куммингтонит, биотит, рипидолит и кальцит, встречаются единичные зерна пирита и апатита. В зависимости от минерального состава прослоев наблюдаются различные структуры: нематобластовая, гранобластовая, лепидогранобластовая. Наиболее часто встречаются рудные, магнетитовые и амфибол-магнетитовые прослои. Последние в свою очередь состоят из тонкого чередования магнетитовых и амфиболовых слойков.

Магнетит слагает от 15 до 45% объема джесперов. Образует отдельные кристаллы, размер которых колеблется от пылевидных до 0,2 мм в поперечнике, а также полиэдрические сростки с интерстициями, заполненными кварцем, реже биотитом и стильпномеланом.

Кварц составляет в среднем 15% объема пород, но в некоторых прослоях его количество возрастает до 50%. Прослои исключительно кварцевого состава встречаются редко. Форма зерен различная: изометричная, вытянутая, полигональная, контуры часто зубчатые. Размеры их в диаметре колеблются от 0,03 до 0,3 мм.

В качестве включений в кварце наблюдаются зернышки магнетита, кальцита, стильпномелана, роговой обманки.

Таблица 85

Минеральный состав (в %) стильпномелан-роговообманко-магнетит-кварцевых джесперов

Прослои	Мощность, мм	Магнетит	Кварц	Роговая обманка	Куммингтонит	Стильпномелан	Хлорит	Карбонаты
Магнетитовые	0,2—4	85—98	0—10	0—10	0—1	0—5	—	Ед. зерна
Амфиболовые	0,4—6	2—5	1—10	80—85	0—3	4—10	0—1	0—3
Амфибол-магнетитовые	0,3—4	45—60	—	40—50	—	2—5	1—3	Ед. зерна
Стильпномелан-амфибол-кварцевые	0,5—0,8	1—2	40—52	40—50	Ед. зерна	5—10	Ед. зерна	3—5
Кварц-магнетитовые	0,2—2	35—50	40—58	0—2	—	—	—	0—12
Стильпномелан-хлоритовые	0,2—0,5	0—1	2—7	—	—	50—60	20—30	—
Карбонат-магнетитовые	0,1—0,5	40—60	5—15	Ед. зерна	—	—	—	20—35
Кварцевые	0,5—4	2—5	80—95	5—10	—	0—2	—	0—5

Роговая обманка отмечается в переменных количествах (20—60%). Зерна неправильной формы, короткопризматические и шестоватые кристаллы слагают обособленные прослои с субпараллельной ориентировкой большинства кристаллов. Размер индивидов 0,15 × 0,05 до 0,3 × 0,1 мм. Минерал обладает резким плеохроизмом в зеленых тонах. $n_g = 1{,}670—1{,}680$; $n_p = 1{,}652—1{,}656$; $n_g - n_p = 0{,}023—0{,}028$; $cNg = 15—20°$; $(-)2V = 65—70°$.

Иногда наблюдается замещение роговой обманки куммингтонитом с $n_g = 1{,}693$; $n_p = 1{,}660$; $n_g - n_p = 0{,}033$.

Стильпномелан не превышает 20% объема пород. Чешуйчатые и игольчатые кристаллики длиной до 0,6 мм ориентированы в разных направлениях и приурочены чаще к контактам магнетитовых и амфиболовых слойков.

Химический состав описываемых джесперов приведен в табл. 78 (ан. 8, 9).

Породы характеризуются высоким содержанием железа и преобладанием его закисной формы над окисной. От рудных роговообманко-магнетит-кварцевых джесперов они отличаются меньшим содержанием валового железа, значительно меньшим коэффициентом окисления и вдвое меньшим содержанием магнетита. Однако им присущи значительно большие содержания MgO и CaO, что обусловлено заметными количествами роговой обманки и куммингтонита.

Роговообманко-пироксен-магнетитовые, пироксен-магнетитовые, гранат-пироксен-магнетитовые и эпидот-роговообманко-магнетитовые итабириты развиваются у контактов метаморфических пород с гранитами и аплитами. Роговообманко-пироксен-магнетитовые, пироксен-магнетитовые и гранат-пироксен-магнетитовые итабириты установлены на Домотканском участке, эпидот-роговообманко-магнетитовые итабириты — на Малотепловском участке.

Макроскопически все эти разновидности похожи между собой. Это серые и зеленовато-серые неравномерно- и грубополосчатые породы, состоящие из чередующихся светло-серых кварцевых, черных магнетитовых и зеленоватых силикатных прослоев. Кварцевые и магнетитовые прослои содержатся в равных количествах. Мощность магнетитовых прослоев колеблется от 0,2 до 5 мм, кварцевых — от 2 до 10 мм, но иногда достигает и 5—

10 см. Мощность силикатных прослоев изменяется от нескольких миллиметров до 10 см. К силикатным прослоям приурочены выделения граната и сульфидов.

Наиболее распространены магнетит-пироксеновые итабириты, в которых чередуются прослои: 1) магнетитовые мощностью 1—2,5 мм, состоящие из магнетита (60—98), пироксена (1—20) и кварца (2—37%); 2) магнетит-пироксеновые мощностью 2,5—4 мм, состоящие из пироксена (50—70), магнетита (20—40) и кварца (2—37%); 3) магнетит-пироксен-кварцевые мощностью 2,5—5 мм, состоящие на 70—85% из кварца и незначительного количества магнетита и пироксена.

Роговообманко-пироксен-магнетитовые итабириты образованы чередованием следующих прослоев: 1) магнетитовых мощностью 0,2—1,5 мм, состоящих (в %) из: магнетита (60—70), кварца (25—30%) и незначительного количества граната и кальцита; 2) пироксен-роговообманковых мощностью 0,4—6 мм, состоящих (в %) из: роговой обманки (35—40), пироксена (20—40), магнетита (15—25) и кварца (2—15%).

Гранат-пироксен-магнетитовые итабириты отличаются от пироксен-магнетитовых итабиритов наличием в них пироксен-гранатовых слойков с содержанием граната до 50—78%.

Главными породообразующими минералами являются кварц, магнетит, пироксен, роговая обманка, нередко гранат. В качестве новообразований встречаются эпидот, кальцит, пирит. Структура гранобластовая.

Кварц образует зерна неправильной формы с неровными контурами, а также изометричные 0,14—0,8 мм в диаметре с включениями магнетита, кальцита, пироксена, апатита.

Магнетит содержится в виде неправильных и идиоморфных кристаллов 0,01—0,2 мм в поперечнике, а также в виде полиэдрических сростков.

Пироксен образует изометричные, таблитчатые и неправильной формы зерна размером 0,05—0,4 мм, без видимой ориентировки. Окрашен в зеленый цвет, не плеохроирует. $n_g = 1{,}735$; $cNg = 47—50°$, $2V = 58°$. Содержит обильные включения мелких магнетитовых зернышек. Наблюдается замещение пироксена роговой обманкой.

Роговая обманка в породах находится в переменных количествах. На Домотканском участке она образует слойки с содержанием 40%, на Малотепловском участке устанавливались итабириты, содержащие прослои существенно роговообманкового состава. Это неправильной и столбчатой формы кристаллы длиной 0,05—0,4 мм, плеохроирующие от сине-зеленого по Ng до зеленовато-желтого по Np, $cNg = 18—21°$.

Гранат в виде розовых зерен неправильной и изометричной формы 0,05—0,4 мм в поперечнике распределен в породах неравномерно. В гранат-пироксеновых итабиритах его количество достигает 44%, в других разновидностях итабиритов устанавливаются лишь единичные зерна граната. Он ассоциирует с пироксеном, содержит включения магнетита и кварца.

По степени метаморфического преобразования роговообманко-пироксен-магнетитовые и гранат-пироксен-магнетитовые итабириты отвечают гнейсовой ступени метаморфизма. Они образовались при внедрении гранитных и аплитовых жил при температуре, близкой к образованию магматических пород.

Малорудные окисно-закисные железисто-карбонатно-кремнистые породы

Подгруппа малорудных окисно-закисных железисто-карбонатно-кремнистых пород, как и предыдущая, характеризуется высоким коэффициентом железистости ($F = 78—83$) и значительным преобладанием закисного железа над окисным. Содержание закисного железа в них составляет 19,3—23,9, окисного — 5,12—7,3%, следовательно, содержание магнетита в породах этой подгруппы колеблется в пределах 10—14,6%.

Таблица 86

Минеральный состав (в %) тюрингит-магнетит-сидерит-кварцевых джесперов

Прослои	Мощность, мм	Магнетит	Кварц	Карбонат	Хлорит	Биотит
Магнетитовые	0,5—5	80—95	0—10	10—20	0—1	—
Карбонат-магнетитовые	2—5	60—70	3—10	30—40	Ед. зерна	Ед. зерна
Магнетит-карбонатные	3—10	25—30	5—10	60—70	Ед. зерна —3	» »
Хлорит-магнетит-кварцевые	2—4	10—20	40—55	2—4	15—25	» »
Хлоритовые	1,5—2	3—5	5—10	—	80—90	Ед. зерна
Биотит-карбонатные	0,5—1	—	—	50—60	1—2	30—38
Карбонатные	2—6	0—1	4—6	80—95	0—1	Ед. зерна
Кварцевые	2—8	0—2	70—90	10—20	0—1	» »

От малорудных железисто-силикатно-кремнистых пород они отличаются повышенным содержанием валового железа, пониженным содержанием кремнекислоты, меньшим значением коэффициента окисления $O = 0{,}22—0{,}37$, при близких значениях коэффициентов A, M, C и FM. Главное же отличие этих пород заключается в том, что здесь 65—78% всего закисного железа связано в сидерите и анкерите и лишь сравнительно небольшая часть — в силикатах (тюрингите и грюнерите).

Эта подгруппа пород представлена следующими минеральными разновидностями джесперов: тюрингит-магнетит-сидерит-кварцевой, кальцит-хлорит-магнетит-кварцевой, сидерит-магнетит-кварцевой.

По степени метаморфической переработки эти породы относятся к наиболее низкотемпературной аспидной ступени метаморфических сланцев.

Тюрингит-магнетит-сидерит-кварцевые джесперы развиты только на Тепловском и Алферовском участках, где они чередуются с нерудными джесперами аналогичного минерального состава. Макроскопически это плотные грубополосчатые породы серого и темно-серого цвета. Полосчатость обусловлена чередованием светло-серых яшмовых прослоев кварцевого и карбонат-кварцевого состава мощностью 0,2—5 см, темных магнетитовых мощностью от нескольких миллиметров до 1 см и зеленых хлоритовых мощностью 0,15—2 см и более.

Яшмовые прослои составляют 41% породы, рудные — 30, на долю силикатных прослоев приходится 29%.

При изучении под микроскопом наблюдается чередование прослоев разного состава (табл. 86).

Минеральный состав джесперов приведен в табл. 87.

Главные породообразующие минералы — магнетит, кварц, карбонат и хлорит, второстепенные — биотит, грюнерит, пирит. Структура джесперов в большинстве случаев роговиковая, структура силикатных прослоев — гранолепидобласовая и лепидобластовая.

Таблица 87

Минеральный состав (в %) тюрингит-магнетит-сидерит-кварцевых джесперов

Количество шлифов	Кварц	Магнетит	Карбонаты	Хлорит	Биотит	Грюнерит
2	18	32	47	3	—	—
3	38	30	29	2	0,5	0,5
4	38	31	28	3	—	—
2	29	35	35	—	1	—
5	20	37	28	4	11	—
4	10	40	23	10	17	—
Среднее	26	34	31	4	5	—

Кварц наблюдается в виде зерен изометричной и полигональной формы, размер которых колеблется от 0,04 до 0,6 мм в диаметре. В качестве включений в кварце содержатся магнетит, карбонат, хлорит.

Магнетит образует полиэдрические сростки, интер-

стиции заполнены кварцем, реже карбонатами. Размер отдельных кристаллов 0,4—1 мм в поперечнике.

Карбонаты представлены несколькими разновидностями. Наиболее распространен сидерит с $n_e = 1{,}621$—$1{,}630$, образующий зерна изометричной и неправильной формы 0,02—0,2 мм в диаметре. Реже встречается анкерит с $n_o = 1{,}736$; $n_e = 1{,}534$; $n_o - n_e = 0{,}202$. Мелкие изометричные зернышки анкерита часто слагают самостоятельные прослойки мощностью до 0,5 мм. Кальцит встречается редко как эпигенетический минерал, выполняющий трещины.

Тюрингит присутствует постоянно, но в переменных количествах. Он образует удлиненные чешуйки, равномерно рассеянные в породе, а иногда дающие прослоеобразные скопления. Длина чешуек 0,1—0,2 мм, плеохроизм от зеленого по *Ng* до бледно-желтого, почти бесцветного по *Np*. $n_g = 1{,}668$; $n_p = 1{,}660$; $n_g - n_p = 0{,}008$.

Химический состав тюрингит-магнетит-сидерит-кварцевых джесперов приведен в табл. 80 (ан. 10, 11, 12). Сопоставление их химических анализов с результатами химических анализов малорудных железисто-силикатно-кремнистых пород показывает их большую железистость. Коэффициент $F = 77{,}6$—$78{,}4$; содержание $Fe_{общ}$ в них колеблется от 28,4 до 30%, но коэффициент окисления, содержание в них Fe_2O_3 и, следовательно, количество магнетита здесь значительно меньше. Бóльшая часть закисного железа в этих джесперах связана в железистых карбонатах, что подтверждается заметными количествами CO_2 и потерь при прокаливании. Для пород, обогащенных тюрингитом, характерно повышенное содержание H_2O (3,7—3,9%).

Кальцит-хлорит-магнетит-кварцевые джесперы установлены на Западно-Грановском участке, где они образуют один прослой мощностью 0,6 м. Макроскопически это неравномернополосчатые породы, в которых чередуются светло-серые кварцевые прослои мощностью 2—12 мм, черные магнетитовые мощностью 1—10 и зеленые силикатные мощностью до 5 мм. Кварцевые прослои составляют половину всего объема джесперов, магнетитовые и силикатные — соответственно 35 и 15%.

При изучении в шлифах наблюдается чередование прослоев следующего состава: 1) карбонат-кварцевых мощностью 1—3 мм, состоящих (в %) из: кварца (65—75), кальцита (15—25) и единичных зерен хлорита, актинолита, магнетита. Структура роговиковая. Размеры зерен отдельных минералов от 0,04 до 0,3 мм; зернышки магнетита не превышают 0,03 мм в диаметре; 2) карбонат-магнетит-кварцевых мощностью 0,5—3 мм, сложенных главным образом полигональными и округлыми зернами кварца 0,04—0,1 мм в диаметре (составляющими 70—90% объема прослоев), магнетитом, не превышающим 5—15% объема прослоев и представленным мельчайшими зернышками размером 0,01—0,02 мм, равномерно распыленными среди кварцевых зерен и изредка образующими тонкие цепочечные скопления. Кальцит слагает 1—5% прослоев, зерна его округлые 0,04—0,15 мм в диаметре, равномерно распределены в кварцевой массе. Структура гранобластовая; 3) магнетитовых мощностью 0,5—2 мм существенно магнетитового состава с мелкими участками хлорит-кварцевого состава линзовидной и неправильной формы и 4) силикатных мощностью до 5 мм, состоящих (в %) из: хлорита (45—60), кварца (20—30), актинолита (5—15) и магнетита (до 5). Структура прослоев гранолепидобластовая, гранонематолепидобластовая.

Главные породообразующие минералы кальцит-хлорит-магнетит-кварцевых джесперов — кварц, магнетит, хлорит и кальцит. В качестве примесей встречаются актинолит и пирит. Средний минеральный состав (в %): кварц — 53, магнетит — 25, хлорит — 12, карбонат 10, актинолит и пирит — $< 1\%$.

Кварц содержится в виде полигональных и округлых зерен 0,04—0,3 мм в диаметре.

Магнетит встречается в виде мельчайших пылевидных зернышек, включенных в кварц, идиоморфных кристаллов до 0,2 мм в поперечнике,

Таблица 88

Минеральный состав (в %) сидерит-магнетит-кварцевых джесперов

Номер образца	Кварц	Магнетит	Карбонат	Роговая обманка	Эпидот	Хлорит	Пирит
1	62	12	5	7	8	4	2
2	22	68	9	1	—	—	—
3	63	10	19	2	1	<1	6
4	9	52	38	0,5	—	0,5	—
5	37	43	18	2	—	—	—
6	42	34	14	—	—	<1	—

вкрапленных в силикатные прослои, а также в виде магнетитовых сростков плотносростковой структуры.

Хлорит имеет форму чешуек до 0,5 мм длиной, ориентированных в направлении общей слоистости пород. Плеохроизм резкий от бледно-желтого по *Ng* до зеленого по *Np*. Представлен рипидолитом с $n_m = 1{,}626$.

Кальцит образует зерна неправильной формы 0,04—0,2 мм в диаметре, $n_0 = 1{,}672$. Вместе с кварцем слагает карбонатно-кварцевые прослои.

Химические анализы этих пород не проводились.

По степени метаморфического преобразования породы относятся к продуктам ступени аспидных метаморфических сланцев.

Сидерит-магнетит-кварцевые джесперы встречены на Домотканском и Западно-Грановском участках в виде пластов мощностью 0,3—1,5 м, залегающих среди амфиболитов и амфибол-хлоритовых сланцев. Макроскопически это тонкополосчатые, редко среднеполосчатые породы. Облик их определяется чередованием темных рудных, светло-серых кварцевых, желтовато-серых кварцевых, желтовато-серых карбонатных и редких зеленоватых силикатных прослоев. Преобладают кварцевые и магнетитовые прослои, встречающиеся в равных количествах. Мощности прослоев колеблются от 0,5 до 4—6, иногда до 8—10 мм, а кварцевых — иногда достигают 20 мм. Многочисленные трещинки залечены сульфидами, кальцитом и эпидотом.

Под микроскопом порода имеет тонкополосчатую текстуру. Отмечается чередование следующих прослоев: 1) кварцевых мощностью 0,4—6 мм, состоящих (в %) из: кварца (80—90), магнетита (5—12), карбоната (2—8%); 2) магнетитовых мощностью 0,2—1,6 мм, магнетит слагает 98—99%; 3) кварц-карбонат-магнетитовых мощностью 0,5—7 мм, образованных (в %) магнетитом (70—90), карбонатами (6—15) и кварцем (5—15); 4) карбонатных мощностью 0,2—2 мм, сложенных (в %) карбонатами (90—95) и магнетитом (5—10); 5) карбонат-кварцевых мощностью 2,5—4 мм, в составе которых карбонатов 70, а кварца 30%; 6) карбонат-роговообманко-магнетит-кварцевых мощностью 2—5 мм, состоящих (в %) из: кварца (60), магнетита (25), роговой обманки (до 10) и карбонатов (до 5%). Главными породообразующими минералами являются кварц, магнетит и карбонаты; в подчиненных количествах находятся роговая обманка, хлорит, эпидот, пирит.

Структура породы в нерудных прослоях гранобластовая, в рудных — сростковая. Количественный минеральный состав показан в табл. 88.

Кварц образует изометричные и неправильной формы зерна 0,07—0,5 мм в диаметре, иногда содержащие магнетитовую пыль.

Магнетит наблюдается в полиэдрических сростках до 0,25 мм в поперечнике.

Карбонаты представлены округлыми зернышками сидерита с $n_e = 1{,}630$, размер которых колеблется от 0,02 до 0,3 мм в диаметре. Иногда карбонаты представлены доломитом с $n_o = 1{,}678$—$1{,}682$.

Роговая обманка находится в породах в виде мелких призматических кристаллов с резким плеохроизмом в зеленых тонах. Хлорит по составу отвечает тюрингиту с $n_m = 1{,}640$.

Нерудные железисто-кремнистые породы

Эта группа железисто-кремнистых пород характеризуется тем, что 80—93% всего железа здесь является закисным и образует в одних случаях железистые силикаты, в других — железистые карбонаты.

Содержание магнетита колеблется от 3 до 9,4%. Коэффициент окисления составляет 0,07—0,25.

Подобно малорудным железисто-кремнистым породам они разделяются на две подгруппы: нерудные закисные железисто-силикатно-кремнистые и нерудные закисные железисто-карбонатно-кремнистые породы.

Нерудные закисные железисто-силикатно-кремнистые породы

Характерной особенностью этих пород является наличие в них закисного железа, составляющего 80—86% всего железа, причем 75—85% его связано в силикатах — хлорите, актинолите, стильпномелане, грюнерите; лишь 15—25% железа находится в магнетите, который слагает 5—9% общего объема пород. Коэффициент O = 0,15—0,25. Содержание валового железа составляет 20,7—23,7%.

От малорудных железисто-силикатно-кремнистых пород описываемые джесперы отличаются более высокими значениями коэффициентов: A = = 5,2—5,3; M = 7,8—9,7; C = 15,5—17,3.

Нерудные закисные железисто-силикатно-кремнистые породы представлены тремя минеральными разновидностями: тюрингит-кварцевыми, магнетит-стильпномелан-тюрингит-актинолит-кварцевыми и магнетит-стильпномелан-грюнерит-кварцевыми джесперами.

Тюрингит-кварцевые джесперы встречаются на Тепловском участке среди нерудных железисто-карбонат-кремнистых джесперов в виде пластов мощностью 1—2 м.

Макроскопически они представляют собой грубополосчатые породы, образованные чередованием светло-серых кварцевых и зеленых тюрингитовых прослоев, мощность которых колеблется от нескольких миллиметров до 10 см.

Главными породообразующими минералами являются кварц и тюрингит. В незначительных количествах содержатся магнетит, пирит, биотит, стильпномелан, карбонаты.

Структура кварцевых прослоев гранобластовая роговиковая, тюрингитовых — лепидобластовая.

Кварц присутствует в виде изометричных зерен 0,02—0,35 мм в диаметре.

Тюрингит образует чешуйки, рассеянные в кварцевой массе и дающие прослоеобразные скопления. Обладает резким плеохроизмом от зеленого по Ng до светло-желтоватого по Np.

Магнетит-стильпномелан-тюрингит-актинолит-кварцевые и магнетит-стильпномелан-грюнерит-кварцевые джесперы распространены на Восточно-Грановском и Западно-Грановском участках. Они встречаются совместно и переслаиваются с амфиболитами или с малорудными стильпномелан-актинолит-магнетит-кварцевыми и куммингтонит-магнетит-кварцевыми джесперами. Мощность пластов составляет 0,30—0,90 м.

Визуально эти породы почти не различаются и представляют собой грубополосчатые образования, состоящие из чередующихся темных стильпномелановых и магнетитовых, серых кварцевых и зеленоватых силикатных прослоев. Мощности отдельных слойков изменяются в широких пределах — от 0,5 мм до 10 см. Наиболее мощными являются стильпномелановые, хлоритовые и кварцевые прослои, мощность которых достигает 20—30 мм и 10 см. Мощность магнетитовых прослоев 0,5—3 мм, изредка достигает 6—8 мм.

Минеральный состав прослоев, наблюдаемых в шлифах, приведен в табл. 89. Главные породообразующие минералы — кварц, магнетит,

Минеральный состав магнетит-стильпномелан-тюрингит-актинолит-кварцевых

Участок	Прослои	Мощность прослоев, мм	Содер	
			Кварц	Магнетит
Западно-Грановский	Магнетитовые	0,4—2	5—18	80—95
	Кварц-магнетитовые	1—1,2	20—25	70
	Магнетит-кварцевые	0,5—2	80—81	10—11
	Амфибол-кварцевые	1—2,5	62—85	Ед. зерна — 2
	Кварцевые	0,6—5	90—96	3
	Стильпномелановые	0,4—8	0 — ед. зерна	О-ед. зерна
Восточно-Грановский	Магнетитовые	2—3	3—5	90—95
	Грюнерит-магнетитовые	1—1,2	0—2	50—55
	Магнетит-грюнеритовые	0,6—10	1—30	8—25
	Грюнерит-стильпномелановые	0,6—4	15—30	3—10
	Грюнерит-хлоритовые	2—4	6—10	16—25
	Стильпномелан-кварц-хлоритовые	2—6	20—25	5—6
	Хлоритовые	2—4	0—6	1—2

железистый актинолит, грюнерит, стильпномелан и тюрингит; второстепенные — роговая обманка и кальцит

Структура кварцевых прослоев гранобластовая роговиковая, рудных — сростковая, слюдистых — лепидобластовая, силикатных смешанного состава — нематогранобластовая и нематолепидобластовая.

Кварц, как и в других типах джесперов, образует полигональные неправильные и округлые зерна 0,02—0,15 мм в диаметре. Содержит редкие включения мелких зерен магнетита, карбонатов и амфиболов.

Магнетит встречается в идиоморфных кристаллах, рассеянных в кварцевых и силикатных прослоях. Средний размер их 0,04—0,06 мм. В рудных прослоях магнетит образует срастания полиэдрической формы, интерстиции выполнены кварцем.

Грюнерит содержится в виде призматических и шестоватых кристаллов, длина которых 0,2—0 ,6 мм. Окрашен в бледно-желтый цвет по Ng и почти бесцветен по Np. $n_g = 1{,}704—1{,}708$; $n_p = 1{,}670—1{,}672$; $n_g - n_p = 0{,}034—0{,}036$; $cNg = 14—16°$, $(-)2V = 84—86°$. Большинство кристаллов полисинтетически сдвойниковано. Грюнерит находится в тесной ассоциации с магнетитом и стильпномеланом.

Актинолит в виде шестоватых кристаллов длиной 0,06—0,4 мм приурочен чаще к кварцевым прослоям. По оптическим свойствам и составу он аналогичен актинолиту из малорудных стильпномелан-актинолит-магнетит-кварцевых джесперов $cNg = 1{,}672$; $n_p = 1{,}648$ и представлен железистой разновидностью, в которой ферроактинолитовая составляющая слагает 68%.

Стильпномелан встречается в виде мелких чешуек и их агрегатов. Размер индивидов редко достигает 0,2—0,3 мм, чаще составляет 0,01—0,05 мм. Окрашен в зеленоватый цвет, слабо плеохроирует от бледно-зеленого по Ng до бесцветного по Np. $n_g = 1{,}596$; $n_p = 1{,}556$; $n_g - n_p = 0{,}040$.

Тюрингит присутствует в виде мелких чешуек, отчетливо плеохроирующих от зеленого по Ng до бледно-желтоватого по Np. $n_g = 1{,}660$; $n_q = 1{,}652$; $n_g - n_p = 0{,}008$.

Химический состав магнетит-стильпномелан-тюрингит-актинолит-кварцевых джесперов приведен в табл. 80 (ан. 13). Эта разновидность нерудных джесперов характеризуется высоким содержанием закисного железа, которое на 75—85% связано в силикатах — преимущественно в стильпномелане, актинолите и грюнерите. Обращает на себя внимание повышенное содержа-

Таблица 89

и магнетит-стильпномелан-грюнерит-кварцевых джесперов

жание, %

Слюда	Грюнерит и актинолит	Грюнерит	Роговая обманка	Хлорит	Карбонаты
Ед. зерна — 4	Ед. зерна	—	—	—	0—6
—	—	—	—	—	0—3
Ед. зерна	—	—	—	—	0—1
» »	15—31	—	—	—	—
Ед. зерна — 0,5	Ед. зерна — 1	—	—	0,5—1	Ед. зерна — 1
90—99	0—ед. зерна	—	—	0—10	Ед. зерна
2—3	—	—	—	3—7	—
0 — ед. зерна	—	40—50	—	0—5	—
1—10	—	55—74	—	Ед. зерна — 15	0—5
20—50	—	30—40	—	Ед. зерна — 2	Ед. зерна
5—8	—	20—25	—	40—45	—
10—15	—	1—2	—	50—55	Ед. зерна
0—2	—	—	1—7	90—98	—

ние щелочей (до 1%) и большое количество потерь при прокаливании (до 6%), что также объясняется наличием в породе стильпномелана и тюрингита.

По степени метаморфического преобразования породы относятся к филлитовой ступени метаморфических сланцев.

Нерудные закисные железисто-карбонатно-кремнистые породы

Эта подгруппа пород развита на Тепловском и Алферовском участках. Она представлена следующими разновидностями: тюрингит-магнетит-сидерит-кварцевыми, магнетит-сидерит-кварцевыми, биотит-тюрингит-анкерит-сидерит-кварцевыми, биотит-магнетит-анкерит-сидерит-кварцевыми, грюнерит-тюрингит-магнетит-анкерит-сидерит-кварцевыми джесперами. Между ними нет четких границ, они часто переслаиваются. Чаще всего встречаются тюрингит-магнетит-сидерит-кварцевые и магнетит-сидерит-кварцевые джесперы, развитые повсеместно. Биотит-тюрингит-анкерит-сидерит-кварцевые и биотит-магнетит-анкерит-сидерит-кварцевые джесперы образуют пласты мощностью 1—3 м. Они приурочены к тюрингит-магнетит-сидерит-кварцевым джесперам и фиксируют собой зоны калиевого метасоматоза. Грюнерит-тюрингит-магнетит-анкерит-кварцевые джесперы встречаются еще реже в виде пластов, не превышающих по мощности 0,5 м.

По внешнему облику все эти разновидности мало отличаются между собой и от малорудных железисто-карбонатно-кварцевых джесперов. Они характеризуются грубой полосчатостью, обусловленной чередованием темных магнетитовых, темно-зеленых силикатных и светло-серых кварцевых и карбонат-кварцевых прослоев. Мощность прослоев непостоянна и изменяется от нескольких миллиметров до 5 и даже 10 см. Роль прослоев разного состава в образовании джесперов также различна, но отмечается повсеместное преобладание карбонат-кварцевых и силикатных прослоев над рудными. Подсчет прослоев одного пласта дал такие результаты (в %): карбонат-кварцевые прослои 31, рудные 24, силикатные 45, карбонатные прожилки 0,23, сульфидные выделения 0,07. Минеральный состав джесперов по прослоям приведен в табл. 90. Общий минеральный состав — в табл. 91.

Главными породообразующими минералами всех разновидностей джесперов описываемой подгруппы являются кварц, карбонаты, магнетит, тюрингит, в переменных количествах содержатся биотит, грюнерит, стильпно-

Таблица 90

Минеральный состав (в %) нерудных закисных железисто-карбонатно-кремнистых пород

Прослои	Мощность прослоев, мм	Кварц	Карбонаты	Магнетит	Тюрингит	Стильпномелан	Грюнерит	Галлуазит
Магнетитовые	0,1—3	1—10	10—30	70—92	0—1	1—5	0—3	—
Карбонат-магнетитовые	2—3	5—15	30—45	30—65	0—3	0—2	0—1	—
Магнетит-карбонатные	2—5	2—10	70—80	10—30	0—5	0—1	—	—
Карбонатные	0,5—5	3—15	85—90	0—2	0—1	—	—	—
Кварц-карбонатные	0,6—4	30—40	60—70	—	0—1	0—2	0—1	0—2
Карбонат-кварцевые	2—3	60—85	15—40	0—2	3—10	—	—	0—2
Кварцевые	2—5	85—95	5—15	0—3	0—2	0—1	0—2	0—1
Магнетит-карбонат-тюрингитовые	1—4	1—3	10—20	20—30	50—55	1—2	<1	<1
Биотит-тюрингитовые	3—6	1—5	—	1—3	50—60	35—40	—	—
Биотитовые	0,2—0,9	—	0—1	1—3	10—30	70—85	—	—
Тюрингитовые	1,5—3	5—10	—	1—5	80—90	0—2	<1	—
Биотит-тюрингит-грюнеритовые	0,6—2	—	—	0—8	10—15	5—10	60—80	—

Таблица 91

Общий минеральный состав (в %) тюрингит-магнетит-карбонат-кварцевых джесперов

Количество шлифов	Кварц	Рудный минерал	Карбонаты	Хлорит	Биотит и стильпномелан	Грюнерит	Галлуазит
15	41	15	42	1	—	—	1
12	43	12	41	2	1	—	1
28	33	17	45	4	0,5	0,5	—
7	41	18	36	3	—	1,6	0,4
13	42	15	38	5	—	—	—
9	36	13	28	20	1	2	—
2	59	15	26	—	—	—	—
2	45	12	33	10	—	—	—
Среднее	42	15	36	6	0,4	0,3	0,3

мелан и глинистые минералы типа галлуазита; акцессорные минералы представлены редкими зернами апатита, циркона и турмалина; эпигенетические — пиритом и карбонатом.

Структура кварцевых, карбонатных и карбонатно-кварцевых прослоев гранобластовая, силикатных — гранолепидобластовая и лепидобластовая, рудных — сростковая.

Кварц образует зерна изометричной, неправильной, реже полигональной формы 0,02—0,06 мм в диаметре. Содержит включения магнетитовой пыли и зернышек карбоната, количество которых непостоянно и обычно уменьшается с увеличением крупности зерен кварца.

Карбонаты представлены сидеритом с $n_o \gg 1{,}786$ и $n_e \approx 1{,}625$, а также анкеритом с $n_o = 1{,}736$, $n_e = 1{,}530$, $n_o - n_e = 0{,}206$. Они в виде изометричных и неправильных зерен 0,02—0,15 мм в диаметре рассеяны среди кварцевых прослоев или образуют самостоятельные карбонатные слойки.

Магнетит обычно находится в полиэдрических сростках 0,2—0,4 мм в поперечнике. Среди хлорита силикатных прослоев встречаются идиоморфные кристаллы магнетита 0,4—1,0 мм в поперечнике.

Тюрингит представлен железистой разновидностью с $n_m = 1{,}666—1{,}670$. По оптическим свойствам и составу он аналогичен тюрингиту из малорудных железисто-карбонатно-кремнистых джесперов.

Биотит приурочен к силикатным прослоям, где замещает тюрингит. Образует чешуйки 0,04—0,3 мм по длинной стороне, окрашен в темно-бурый цвет, обладает резким плеохроизмом — от темно-бурого по *Ng* до желтоватого по *Np*. Реже встречается темно-зеленый биотит, который фиксирует промежуточную стадию при замещении тюрингита темно-бурым биотитом.

Стильпномелан наблюдается в виде тонкоигольчатых кристаллов длиной 0,1—0,4 мм; $n_m = 1{,}596—1{,}606$, плеохроизм от буровато-зеленого по *Ng* до бесцветного по *Np*.

Грюнерит в виде бесцветных призматических кристалликов 1,5—4 мм длиной образует радиально-лучистые агрегаты. $n_g = 1{,}709$; $n_p = 1{,}672$; $n_g - n_p = 0{,}037$. Часто отмечаются полисинтетические двойниковые сростания грюнерита.

Химический состав нерудных тюрингит-магнетит-сидерит-кварцевых джесперов приведен в табл. 78 (ан. 14,16). Из этих данных видно, что нерудные железисто-карбонатно-кремнистые породы отличаются от нерудных железисто-силикатно-кремнистых пород повышенным содержанием валового железа, увеличением значений коэффициента железистости и общего ферромагнезиального коэффициента. В то же время они характеризуются еще более низким значением коэффициента окисления (0,07—0,20), меньшим содержанием Fe_2O_3 (1,5—3,6%), а следовательно, и меньшим содержанием магнетита. Отличительной особенностью нерудных железисто-карбонатно-кремнистых джесперов является то, что в них 80—93% закисного железа связано в карбонатах — сидерите и анкерите и незначительное количество в силикатах — тюрингите и грюнерите. Этим породам присуще повышенное содержание H_2O (8,5—11,96%) и большие потери при прокаливании (5,33—9,95%). По степени метаморфического преобразования они относятся к наиболее низкотемпературной аспидной ступени метаморфических сланцев.

РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ПОРОД

По наличию рудных минералов железисто-кремнистые породы Верховцевской синклинали характеризуются несложным составом. Эти породы встречаются как в нижней базавлукской железисто-кремнисто-метабазитовой, так и верхней базавлукской железисто-кремнисто-кератофиро-сланцевой сериях. В нижней серии железисто-кремнистые джесперы, переслаивающиеся со слоями щелочноземельных, малоглиноземистых и реже магнезиальных пород, развиты в основном в средней свите и представляют собой продукты метаморфизма вулканогенно-туфовых продуктов основного и ультраосновного состава. В верхней серии железисто-карбонатно-кремнистые и железисто-силикатно-кремнистые джесперы переслаиваются с алюмосиликатными и магнезиально-алюмосиликатными сланцами, представляющими собой метаморфизованные пелитовые или туфогенно-вулканогенные продукты средних и кислых лав.

В толще железорудной формации района железисто-кремнистые породы составляют незначительную часть. Рудные в них представлены в основном магнетитом, реже мартитом, ильменитом, гётитом. Из сульфидов встречаются пирротин, пирит, халькопирит, пентландит, марказит (Рябоконь, 1961).

Магнетит — главный рудный минерал железисто-кремнистых пород, количественно преобладающий над другими рудными минералами в джесперах различного состава, тогда как в апокератофирах, амфиболитах, серпентинитах и их измененных разностях он встречается редко.

Магнетитовые джесперы в составе железорудной формации широко распространены. В зависимости от того, чем представлены силикатные прослои, различают магнетит-амфибол-кварцевые, магнетит-куммингтонитовые,

магнетит-карбонат-кварцевые, хлорит-магнетит-биотит-кварцевые, роговообманко-пироксен-магнетитовые и др. Все они характеризуются отчетливой полосчатой текстурой с чередованием рудных, полурудных и безрудных (силикатных) прослоев.

Мощность рудных прослоев небольшая и колеблется от десятых долей миллиметра до 3—6 мм, в редких случаях достигает 1,5 см.

Содержание магнетита в рудных прослоях составляет в среднем 70—90%, тогда как в кварц-магнетитовых, силикатно-магнетитовых и других понижается соответственно до 50—70, 35—50% и ниже. Магнетит в рудных прослоях встречается в виде отдельных зерен размером 0,01—0,1 мм, скопления которых образуют сростки размером 0,1—0,5 мм, редко с очень мелкими включениями кварца. Скопления сростков его иногда вытянуты в одном направлении в виде тонких прослоев среди нерудных минералов, придавая джесперам ленточную текстуру. В кварце рудных и кварц-магнетитовых прослоев часто наблюдаются очень мелкие (менее 0,01 мм) включения магнетита, придающие ему темно-серую окраску. Более крупные зерна кварца лишены таких включений и имеют водянопрозрачный цвет. Поэтому в кварц-магнетитовых джесперах наблюдается полосчатость, обусловленная перемежаемостью мелкозернистых кварц-магнетитовых и относительно крупнозернистых кварцевых и магнетитовых полос. Образование подобных чередований прослоев различного состава в джеспилитах связано с условиями накопления коллоидно-хемогенных железисто-кремнистых осадков (Мельник, Сироштан, 1972). Тонкая полосчатость в них яв-

Таблица 92

Среднее содержание элементов-примесей (в %) в магнетитах

Породы, из которых выделены магнетиты	Количество анализов	Mn	Ni	Co	Ti	V	Cr	Cu	Pb	Zn	Sn
Магнетитовые джесперы Кварц-биотитовые, кварц-биотит-хлоритовые, кварц-амфибол-хлоритовые сланцы	6	0,01	0,001	<0,0001	0,02	0,03	0,0003	0,0003	—	—	—
	26	0,02	0,04	0,011	0,09	0,02	0,06	0,003	—	0,01	—
	5	—	0,0028	0,006	0,058	0,051	0,004	—		—	
Хлоритовые сланцы	3	0,02	0,008	0,0005	0,003	0,002	0,015	0,002	0,002	0,003	—
Амфиболиты	4	0,008	0,007	0,002	0,21	0,012	0,026	0,002	—	—	—
	28	—	0,022	0,006	0,8	0,018	0,04	—			
Тальк-карбонатные породы	27	0,027	0,26	0,019	0,026	0,014	1,6	0,0002	—	0,001	—
	3	—	0,06	0,008	0,17	0,001	0,007	—		—	
Серпентиниты	69	0,13	0,28	0,017	0,02	0,004	0,53	0,007	<0,0001	0,004	0,0006

Примечание. В знаменателе указано количество анализов пород, вмещающих магнетиты, и содержание элементов — примесей в этих породах.

Таблица 93

Среднее содержание никеля, кобальта, титана и хрома (в %) в пиритах из различного состава пород Верховцевской синклинали

Породы, из которых выделены пириты	Количество анализов	Ni	Co	Ti	Cr
Магнетитовые джесперы	6	0,009	0,039	0,002	0,0008
Кварц-сульфидные жилки	4	0,049	0,08	0,005	0,001
Амфиболиты	6	0,026	0,076	0,0006	0,0005

ляется результатом ритмичности осадконакопления железистых и кремнеземистых продуктов. Полосчатость начала образовываться при кристаллизации, но рельефнее и резко проявилась в начальную стадию метаморфизма. В условиях более высокотемпературного метаморфизма происходило укрупнение зерен магнетита и кварца. Последний, укрупняясь, очищался от мелких включений магнетита и в породах присутствует в виде более чистого водяно-прозрачного минерала. Укрупненные зерна магнетита в джесперах в Верховцевском районе встречаются на Домотканском участке и в других местах.

Полурудные прослои в джесперах сложены кварцем с пылевидными включениями магнетита. Магнетит в них содержится в виде отдельных идиоморфных и неправильных форм зерен размером до 0,05—0,1 и в сростках до 0,5—1,0 мм. Часто эти прослои имеют силикатно-кварц-магнетитовый состав и характеризуются более резким идиоморфизмом зерен магнетита, достигающих размеров 0,1—0,2, а в сростках — 0,5—1,0 мм. В полированных шлифах он имеет контуры квадратов, ромбов и т. д. Выделяющийся в ассоциации с ним кварц водяно-прозрачный. Кроме кварца и магнетита в рудных прослоях содержатся куммингтонит или актинолит, хлорит или другие минералы. Этими же минералами обычно сложены и безрудные прослои в джесперах, по составу которых и выделяют различные силикатные джесперы. Магнетит в силикатных прослоях встречается редко, обычно в виде мельчайших идиоморфных кристалликов. Структура магнетит-силикатных джесперов приближается к гранобластовой.

На Домотканском участке встречены магнетит-карбонат-силикатные джесперы, представленные магнетит-сидерит-силикатными разностями. По структурно-текстурным особенностям они напоминают описанные выше джесперы с чередованием рудных, карбонатных и кварцевых или силикатных, рудных, карбонатных и кварцевых прослоев мощностью не более 1 см каждый. Нужно признать, что контакты между магнетитовыми и сидеритовыми прослоями резкие. Характерно, что магнетит-силикатные прослои обычно выдержаны по простиранию, тогда как сидеритовые часто выклиниваются. По форме выделений сидерит в магнетит-силикатных джесперах производит впечатление эпигенетического минерала. Подобные выделения карбонатов в джесперах известны в Криворожско-Кременчугской зоне (Юрк, Шнюков, 1961).

В меньшем количестве магнетит встречается в серпентинитах, тальк-карбонатных породах, хлоритовых сланцах, амфиболитах и других породах синклинали. Обычно он находится в виде отдельных зерен размером 0,5—1,0 мм. Мелкие включения его наблюдаются в актинолите серпентине, тальке. Кроме магнетита в названных породах выявлены ильменит, пирротин, пирит.

В отраженном свете магнетит изотропный светло-серого цвета с голубоватым оттенком. Твердость его колеблется в пределах 645—756 кГ/мм² и только в магнетитах из джесперов, относящихся к высокой ступени метаморфизма (Домотканский участок), она понижается до 530—575 кГ/мм².

Магнетит из джесперов от магнетитов из других пород отличается разным набором элементов-примесей (табл.92). Так, в магнетите из дже-

сперов содержание никеля, кобальта, хрома и других элементов составляет тысячные доли процента. Повышенное содержание никеля, кобальта, титана, ванадия и хрома отмечается в серпентинитах, тальк-карбонатных породах и амфиболитах.

Мартит в джесперах мало распространен и встречается в пределах зоны окисления. Мартитизация магнетита наблюдается локально, причем она развивается по краям магнетита и затухает к центру зерен.

Пирротин в железисто-кремнистых породах, в частности рудных, малорудных и нерудных силикат-магнетит-кварцевых джесперах, встречается редко. Зерна его таблитчатой формы наблюдались в магнетитовых и сланцевых прослоях джесперов Домотканского, Алферовского и других участков. Контакты пиротина с магнетитом резкие. Кое-где пирротин встречается в виде включений в магнетите. В ассоциации с пирротином часто находятся пирит и халькопирит. Следует отметить, что сульфидные минералы в джесперах чаще всего выполняют промежутки между магнетитом и нерудными минералами.

В большом количестве пирротин встречается в амфиболитах, серпентинитах, тальк-карбонатных и других породах, в которых отдельные зерна его достигают размера 1—1,5 мм.

Пирит в магнетит-кварцевых, силикат-магнетит-кварцевых джесперах иногда находится в виде идиоморфных или неправильной формы зерен размером 0,05—0,2, реже до 2—3 мм. Скопления его ориентированы согласно полосчатости в рудных прослоях. Пирит в этом случае имеет ясно выраженный идиоморфизм. Местами пирит составляет основную массу рудных минералов, полосчатость в джесперах сглаживается и породы приобретают массивную текстуру.

Некоторые образцы пиритов изучались с целью определения в них элементов-примесей. По наличию последних пириты из магнетитовых джесперов резко отличаются от пиритов из других пород (табл. 93). Содержание никеля, титана, хрома в пиритах составляет тысячные доли процента и только кобальта — сотые доли. Повышенное содержание никеля и кобальта отмечается в пиритах из амфиболитов, серпентинитов, тальк-карбонатных пород, кварц-карбонатных жилок и др. Повышенное содержание никеля в пиритах названных пород объясняется тонким срастанием его с пирротином и пентландитом. Несомненно, часть никеля и кобальта изоморфно замещает железо. Об этом свидетельствует близость ионных радиусов и эков железа (соответственно 0,83 и 2,12), никеля (0,78 и 2,18) и кобальта (0,82 и 2,15).

Спектральными анализами, кроме указанных элементов, в пиритах из амфиболитов, серпентинитов и других пород выявлены следы ванадия, серебра, очень редко иттрия, мышьяка, свинца и др.

Халькопирит в джесперах обычно встречается в ассоциации с пирротином, в срастании с которым образует мелкие неправильной формы зерна размером в сотые и тысячные, реже десятые доли миллиметра. По отношению к другим сульфидным минералам и магнетиту он является наиболее поздним образованием. Это подтверждается тем, что халькопирит выполняет тонкие трещинки в минералах и промежутки между ними. Редко наблюдаются замещения магнетита халькопиритом.

Марказит встречается только в выветрелых участках джесперов в местах выщелачивания и развития ноздреватости. В пустотках безрудных джесперов обычно он образует почковидные и натечные формы размером 0,05—0,1 мм, в срастаниях — до 0,5—0,8 мм.

Кроме отмеченных рудных минералов из джесперов, в породах различного состава, слагающих Верховцевскую синклиналь, встречены самородные элементы, простые и сложные сульфиды, окислы и другие минералы (Рябоконь, Гаева, 1968, 1969, 1973; и др.).

ПРОВИНЦИИ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

В западной части Украинского щита в пределах Белоцерковско-Володарской и Завальевско-Ташлыкской провинций широко развиты железистые породы — итабириты, магнетитсодержащие кальцифиры и др., обусловливающие интенсивные магнитные аномалии, которые объединяются в Володарскую, Белоцерковскую, Побужскую, Ананьевскую и Воронково-Косницкую (на территории Молдавии) группы; помимо этого есть многочисленные одиночные аномалии. Размеры отдельных аномалий невелики: протяженность их обычно измеряется несколькими километрами или сотнями метров, мощность возмущающего пласта — первыми десятками, реже — сотнями метров (в единичных случаях до 400 м).

Характерная особенность провинции — развитие здесь наряду с железисто-кремнисто-вулканогенной формацией своеобразной карбонатно-железисто-кремнисто-метабазитовой формации, в которой железистые породы ассоциируют с первично-осадочными карбонатными образованиями.

В тектоническом отношении описываемая территория относится к Белоцерковскому протогеосинклинальному блоку (Каляев, 1975), располагающемуся между Подольским и Кировоградским протоплатформенными блоками и отделенному от них Восточно-Житомирским и Бугско-Мироновским глубинными разломами.

Геологические метаморфизованные формации второго структурного яруса, развитые в пределах выделяемых здесь Росинско-Володарской, Завальевской и Ташлыкской синклинальных зон, в третьем докембрийском цикле были интенсивно переработаны гранитоидными интрузиями и обычно сохраняются в виде сравнительно небольших реликтов среди гранитов и мигматитов.

Стратиграфическое положение железистых пород западной части щита не всегда достаточно ясно. В большинстве случаев их можно отнести к образованиям второго докембрийского мегацикла возрастом 2700—2300 млн. лет — к володарской и белоцерковской свитам росинской серии в северной части блока и к молдово-тарноватскому горизонту средней (кошаро-александровской) свиты бугской серии в Ташлыкском синклинории.

БЕЛОЦЕРКОВСКО-ВОЛОДАРСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Северная часть Белоцерковско-Одесской зоны расположена на территории Киевской, Житомирской, Винницкой областей; ширина ее здесь составляет 60—80 км.

Таблица 94

Краткие сведения о проявлениях итабиритов (железистых кварцитов) Белоцерковско-Володарской провинции

Проявления итабиритов, привязка	Железистые породы	Магнитные аномалии		Содержание $Fe_{раств}$, %	Количество пластов	Размеры тел, м		Простирание/падение	Угол падения, градус	Вмещающие породы
		Интенсивность, гамм	Протяженность, км			Мощность	Протяженность			
Володарский участок (Володарский и Тетиевский р-ны, Киевская обл.)										
Володарские										
Западная полоса	Амфибол-магнетитовые и амфибол-пироксен-магнетитовые итабириты	10 000		22—35	3	5—13	1300	СЗ/СВ	70	Амфиболиты, биотит-амфиболовые гнейсы и сланцы
Центральная полоса		60 000	6,5	20—64	1	40—65	1800	СЗ/СВ	70	
Восточная полоса		2500		18—32	3	2—5	500	СЗ/СВ	70	
Северо-Березнянское	То же	до 22 750	3,5	30—48	1	5—25	До 4500	СЗ/СВ	70	Биотит-амфиболовые гнейсы, амфиболиты
Южно-Березнянское	» »	4700		25—40	2	3—15	До 1500	СЗ/СВ	70	Амфибол-биотитовые гнейсы, розовато-серые граниты
Завадовское	Амфибол-магнетитовые итабириты	3400		32	1	2	200	СЗ/СВ	70	Розовато-серый гранит
Рудосельское	Амфибол-пироксен-магнетитовые итабириты	2500	0,3	—	4	1	200	СЗ/ЮЗ	70	Биотит-амфиболовые гнейсы, граниты
Надросовское	Амфибол-магнетитовые итабириты	7000	2,0	30—40	1	10	500	СЗ/СВ	70	Амфибол-биотитовые гнейсы, граниты
Рогознянское	Амфибол-пироксен-магнетитовые итабириты	7200	2,5	30—40	1	2—9	1500	СВ/ЮВ	70	Амфибол-биотитовые гнейсы, кальцитовые с диопсидом мраморы
Кашперовское	Амфибол-магнетитовые итабириты	3000	3,0	21—32	1	3	300	СВ/ЮВ	70	Амфибол-биотитовые гнейсы, амфиболиты
Белоцерковский участок										
(Белоцерковский р-н, Киевская обл.)	Амфибол-магнетитовые итабириты	до 6500	1,0	9—58	8	2—18	250—1000	От субширотного до субмеридионального	65—80	Амфибол-биотитовые гнейсы, амфибол-диопсидовые и другие скарны, гранитоды
Великолисовецкий участок (Попельнянский р-н, Житомирская обл.)	Пироксен-амфибол-магнетитовые итабириты	11 000—1600	0,6	30	2	100—150	600	СЗ/СВ	75—80	Амфибол-биотитовые гнейсы
Одиночные проявления										
Бабинецкое (Погребищенский р-н, Винницкая обл.)	Амфибол-магнетитовые итабириты	500	0,5	53	1	2	До 20	СЗ/СВ	65	Биотитовые мигматиты
Великоерчиковское (Сквирский р-н, Киевская обл.)	Амфибол-пироксен-магнетитовые итабириты	400	0,7	Нет данных	1	2	До 10	СЗ/СВ	45	Амфиболиты
Каменногребельское (Сквирский р-н, Киевская обл.)	Амфибол-пироксен-магнетитовые итабириты	200	0,4	» »	1	10	До 10	СЗ/СВ	—	Аплито-пегматоидные граниты
Бухнянское (Погребищенский р-н, Винницкая обл.)	Амфибол-пироксен-магнетитовые итабириты	1500	0,7	» »	1	7	До 50	СВ/ЮВ	—	Амфибол-биотитовые гнейсы
Скакунское (Липовецкий р-н, Винницкая обл.)	Гиперстен-магнетитовые итабириты	700	0,3	» »	1	2	100—150	Субширотное	90	Пироксеновый кристаллосланец
Цыбулевское (Монастырищенский р-н, Черкасская обл.)	Куммингтонит-магнетитовые итабириты	2200	0,7	» »	2	2—10	До 10	СЗ/ЮЗ	—	Аплит-пегматоидные мигматиты

Проявления итабиритов, привязка	Железистые породы	Магнитные аномалии		Содержание $Fe_{раств}$, %
		Интенсивность, гамм	Протяженность, км	
Липовецкое (Липовецкий р-н, Винницкая обл.)	Гиперстен-магнетитовые итабириты иногда с гранатом	1500	0,8	11—39
Зозовское (Липовецкий р-н, Винницкая обл.)	То же	5580	0,6	Нет данных
Медовское (Липовецкий р-н, Винницкая обл.)	Гиперстен-магнетитовые итабириты с гранатом	1500	0,6	» »
Россошское (Липовецкий р-н, Винницкая обл.)	Лимонитизированные магнетитовые итабириты	600	0,8	» »

В геологическом строении ее принимают участие докембрийские кристаллические породы и осадочные породы мезо-кайнозойского возраста. Мощность последних колеблется от первых метров до 60—70 м.

Вопросы стратиграфического расчленения метаморфических толщ этого района в известной мере дискуссионны. Согласно стратиграфической схеме УРМСК (Бабков, Булаевский, Зайцев и др., 1970), наиболее древними являются породы росинско-тикичской серии, в которой выделяются володарская свита, сложенная итабиритами, аподиабазовыми амфиболитами и амфиболо-биотитовыми гнейсами, а также белоцерковская свита — аподиабазовые амфиболиты, ортогнейсы, кальцифиры и итабириты. Они синхронны с породами бугской серии, развитой в южной части зоны. С площадью развития росинско-тикичской серии связаны звенигородские плагиограниты и диориты и породы подольского комплекса — чудново-бердичевские граниты и их мигматиты, чарнокиты, собиты.

Стратиграфически выше залегают породы тетеревской серии, включающей станишевскую (биотитовые, силлиманито-биотитовые, графит-биотитовые и другие гнейсы с прослоями амфиболитов; в основании иногда конгломераты) и кочеровскую (кальцитовые и доломитовые мраморы, кальцифиры, подчиненные прослои биотитовых гнейсов и сланцев свиты.) С породами тетеревской серии связаны гранитоиды кировоградско- житомирского комплекса.

В западной части зоны преобладают чудново-бердичевские граниты и чарнокиты, на востоке и в центре — гранодиориты, плагиомигматиты и розовые аплито-пегматоидные граниты кировоградско-житомирского комплекса, в северной части — метаморфические породы тетеревской серии.

Докембрийские породы сложно дислоцированы. Наиболее крупными складчатыми структурами являются Кочеровский синклинорий и Белоцерковский антиклинорий. Из дизъюнктивных нарушений следует отметить субмеридиональную Звиздаль-Залесскую и широтную Андрушевско-Фастовскую зоны разломов, Ружинский, Центральный, Тальновский и другие разломы.

Впервые железистые породы в районе пгт Володарки были выявлены в 1959 г. Они изучались П. М. Рудницким (1961), А. К. Пруссом, А. И. Стрыгиным, М. А. Ярощук (Прусс и Ярощук, 1964, Стрыгин, Ярощук, 1964; Ярощук, 1965, 1971) и Э. В. Мельничуком (1965, 1967). Характеристика Володарской группы магнитных аномалий приведена по материалам Я. М. Грицкова, проводившего здесь поисково-разведочные работы.

В 1968 г. рудной партией Правобережной экспедиции (Слынько П. И.) были вскрыты итабириты в районе г. Белой Церкви. В 1965—1970 гг. геологосъемочной партией (Безверхний Г. С.) вскрыты итабириты в районе с. Зозова и городов Попельни и Сквиры.

Продолжение табл. 94

Количество пластов	Размеры тел, м		Простирание/падение	Угол падения, градус	Вмещающие породы
	Мощность	Протяженность			
1	Нет данных	300	СЗ/ЮЗ	85—90	Нет данных
До 25	» »	До 100	СЗ/СВ	50—70	» »
1	10, с корой 54	150—200	СЗ/СВ	75—80	Не вскрыты
1	0,2	До 150	Субширотное	70	Биотитовый гранит

Перечень всех проявлений железистых пород приведен в табл. 94.

Итабириты приурочены к бугской серии, володарской и белоцерковской свитам росинско-тикичской серии. Итабириты бугской серии встречены у сел Зозова, Липовца, Скакунки, Россошки. Володарская группа магнитных аномалий и одиночные аномалии в районе сел Великих Лисовцов, Великих Ерчиков, Кашперовки обусловлены итабиритами володарской свиты. Итабириты белоцерковской свиты вскрыты в 8 км севернее г. Белая Церковь.

Можно отметить следующие общие черты всех проявлений итабиритов: 1) незначительные размеры тел; мощность их составляет от нескольких метров до первых десятков метров, протяженность — от нескольких сотен метров до первых километров; 2) тела железистых пород обусловливают положительные магнитные аномалии интенсивностью от нескольких сотен до 60 000 гамм; 3) сравнительно однородный минеральный состав пород — кварц, магнетит, пироксены, амфиболы; 4) четко выраженный пониженный фон содержаний малых элементов; 5) проявление процессов скарнообразования (гранат-пироксен-магнетитовые скарны); 6) железистые породы интенсивно дислоцированы, метаморфизованы и гранитизированы; 7) итабириты приурочены к толщам амфибол-биотитовых гнейсов, сланцев и амфиболитов; 8) элементы залегания итабиритов аналогичны таковым вмещающих пород.

Отличительные особенности отдельных проявлений выражены слабо. Так, наибольшее содержание сульфидов, представленных пиритом и пирротином, наблюдается на Зозовской аномалии, несколько меньшее — на Володарских и наименьшее — на Белоцерковских аномалиях; на Рогознянском и Белоцерковском проявлениях наблюдается ассоциация итабиритов с карбонатными породами; в белоцерковских итабиритах известны находки родохрозита и кобальтпирита.

ВОЛОДАРСКИЙ УЧАСТОК

К Володарскому участку относятся проявления итабиритов, встреченные в окрестностях пгт Володарка и находящиеся в сходных геологических условиях: Володарское, Северо-Березнянское, Южно-Березнянское, Завадовское, Рудосельское, Надросовское, Рогознянское, Кашперовское.

Володарское проявление расположено на северо-западной окраине пгт Володарка. Володарская магнитная аномалия состоит здесь из ряда различных по интенсивности (до 60 000 гамм) максимумов, образующих аномальную полосу северо-западного простирания шириной до 800 м и протяженностью до 6,5 км.

В указанной полосе выделяются три аномалии — западная, центральная и восточная (рис. 31, 32), обусловленные тремя рудными телами, располо-

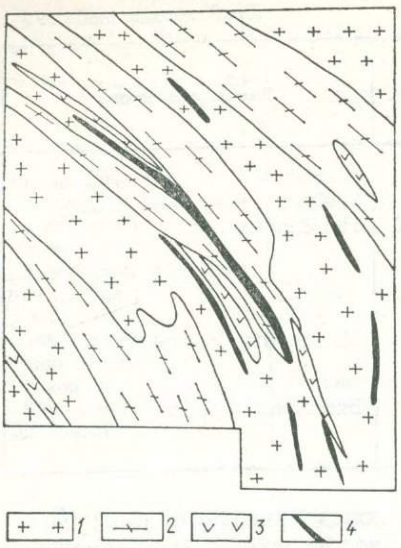


Рис. 31. Схематическая геологическая карта Володарского участка (по Я. М. Грицкову):

1 — граниты и мигматиты розовые, *2* — граниты и мигматиты серые, *3* — амфиболиты, биотит-амфиболовые гнейсы и сланцы, *4* — итабириты.

женными друг от друга на расстоянии 150 и 480 м и разобщенными гранитами, мигматитами, амфиболитами, гнейсами и сланцами; рудные тела падают на северо-восток под углом 70°.

Западная железорудная толща представлена тремя пластами итабиритов максимальной мощностью 5, 17 и 13 м и протяженностью до 450 м. Содержание растворимого железа в них 22—35%.

Центральная железорудная толща — наиболее мощная. Протяженность пласта итабиритов достигает 2 км, мощность — 72 м. В толще их вскрыто четыре пропластка богатых магнетитовых руд мощностью от 2,5 до 4 м при содержании растворимого железа 54—64%.

Восточная железорудная толща прослежена в северо-западном направлении более чем на 4 км. Железистые породы слагают пласты мощностью 1,5—5 м, содержание растворимого железа 18—32%.

Общие запасы итабиритов Володарского проявления до глубины 200 м составляют 17 млн. т.

Итабириты (амфибол-магнетитовые и амфибол-пироксен-магнетитовые) представлены полосчатыми и массивными разностями. Это серые (до темно-серых) породы, крепкие, сильно магнитные, средне- и мелкозернистые. Плотность их колеблется в пределах 3,40—3,55 г/см^3; магнитная восприимчивость — $(500 — 5000) \cdot 10^{-6}$ СГС.

Полосчатость итабиритов обусловлена чередованием прослоев мощностью 1—5 мм, обогащенных магнетитом, амфиболами и пироксенами или сложенных в основном кварцем. Часто они не имеют четких границ и полос-

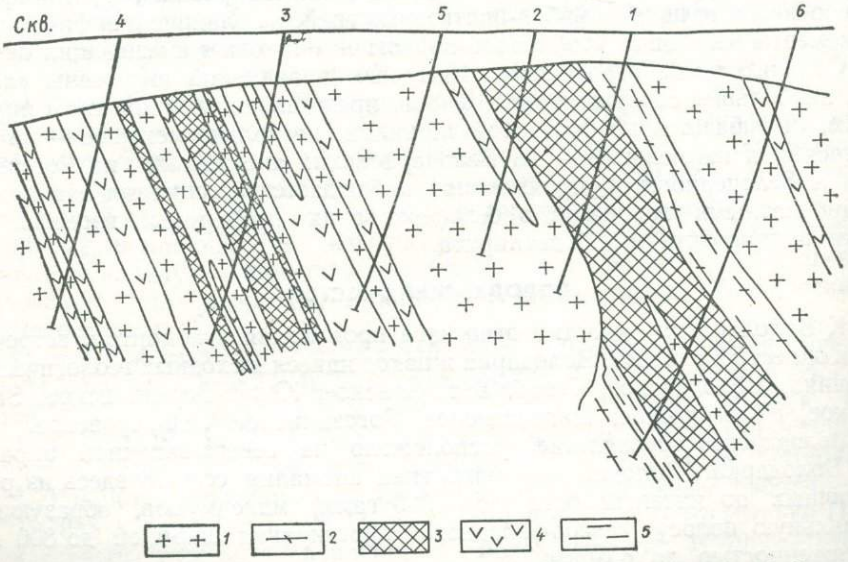


Рис. 32. Геологический разрез Володарской магнитной аномалии (по Я. М. Грицкову):

1 — граниты, *2* — мигматиты, *3* — амфиболовые и пироксеновые итабириты, *4* — амфиболиты, *5* — биотит-хлоритовый сланец.

чатая текстура выражена очень слабо. Иногда наблюдается перекристаллизация итабиритов с увеличением размеров зерен и потерей первичной полосчатости. Структура — гранобластовая, гетеробластовая.

Главные породообразующие минералы—магнетит, кварц, амфиболы и пироксены. Реже встречаются биотит, эпидот, пирит, пирротин, апатит.

Кварц (30—70%) представлен зернами неправильной формы размером 0,2—1 мм с нормальным или слабым волнистым погасанием. Часто содержит включения магнетита, апатита. Почти всегда наблюдается кварц двух генераций. Первый — метаморфогенный мелкозернистый, со слабым волнистым погасанием; он кристаллизовался одновременно с остальными минералами и тесно связан с магнетитом. Кварц второй генерации — наложенный, представлен зернами с зазубренными неровными краями (размер зерен 0,2—10 мм) и характеризуется резким волнистым погасанием.

Магнетит (20—30%) встречается в виде зерен неправильной формы, иногда с извилистыми и изъеденными кварцем краями, размер зерен 0,5—0,8, сростков до 2—3 мм. Обычно он заполняет промежутки между нерудными минералами, нередко образует включения в пироксенах.

Пироксены (5—20%) представлены ферросалитом и феррогиперстеном, которые встречаются в породе совместно или порознь. Ферросалит образует широкопризматические зерна с неровными, изъеденными кварцем или магнетитом краями, часто содержит включения последнего. Хорошо выражены тонкие густые трещинки спайности; наблюдается слабый плеохроизм; $n_g = 1{,}737$. Иногда замещается куммингтонитом или зеленой роговой обманкой. Феррогиперстен представлен призматическими зернами размером 0,4—2 мм; плеохроизм от желтовато-розового по *Ng* до светло-зеленого по *Np*.

К минералам группы амфибола относятся куммингтонит и роговая обманка; количество их составляет 1—7%. Куммингтонит образует длиннопризматические зерна размером 0,8—1,2 мм, бесцветные; часто содержит пойкилитовые вростки магнетита. Зеленая роговая обманка — вторичный минерал, развивающийся по краям зерен пироксена, особенно интенсивно на контакте пироксена с магнетитом; иногда замещается тремолитом.

Богатые руды встречаются среди итабиритов в виде пропластков мощностью до 4 м и протяженностью в первые сотни метров. Они характеризуются средне-равномернозернистой структурой, очень плотные, массивные, темно-серого цвета.

Главный породообразующий минерал — магнетит (65—95%) в виде зерен размерами 0,5—2 мм образует почти сплошную массу. Промежутки между зернами заполнены куммингтонитом. Встречаются также пирит, пирротин, халькопирит. Плотность магнетитовых руд достигает 5 г/см^3, магнитная восприимчивость до $500\,000 \cdot 10^{-6}$ СГС. Образование их связано с метасоматическим перераспределением железа.

Запасы богатых железных руд по двум участкам (Володарскому и Северо-Березнянскому) составляют 3 млн. т.

Породы скарнового типа встречаются на контактах итабиритов с вмещающими породами, реже — в толще итабиритов. Макроскопически это зеленовато-серые породы средне- и крупнозернистой структуры, слабополосчатой или массивной текстуры. Качественный минеральный состав их сравнительно постоянный, однако характерна резкая смена количественных соотношений породообразующих минералов.

Среди последних преобладают пироксены (50—80%), представленные моноклинной и ромбической разностями, и амфиболы (10—30%)— тремолит, реже роговая обманка, куммингтонит; встречаются биотит, кальцит, полевые шпаты, гранат, кварц, магнетит, пирит, эпидот, сфен.

Примеры химических анализов итабиритов и магнетитовых руд приведены в табл. 95.

По данным спектральных анализов итабириты обеднены малыми элементами. Лишь в отдельных интервалах отмечается повышенное содержание

Таблица 95

Химический состав (в %) и петрохимические коэффициенты по Н. П. Семененко железистых пород и магнетитовых руд Володарского проявления

Компонент, коэффициент	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	44,20	47,41	45,64	9,30	10,82	11,28	6,84
TiO_2	0,39	0,05	0,04	Не обн.	0,05	0,14	0,02
Al_2O_3	2,40	0,20	1,45	2,22	0,27	0,16	2,33
Fe_2O_3	26,17	31,53	27,81	49,56	53,54	51,69	35,73
FeO	20,61	17,39	18,75	32,04	30,44	27,04	45,90
MnO	0,28	0,07	0,01	Не обн.	0,09	0,04	1,07
MgO	2,57	1,36	2,55	» »	3,42	7,20	2,01
CaO	2,56	0,56	1,12	» »	0,42	0,40	0,49
Na_2O	0,30	0,31	0,66	» »	0,43	0,26	0,04
K_2O	0,50	0,10	0,03	» »	0,06	0,06	0,02
P_2O_5	0,06	0,29	0,06	0,08	0,06	0,11	Не обн.
SO_3	Не обн.	Не обн.	0,12	Не обн.	0,10	Не обн.	» »
S	0,30	0,61	Не обн.	0,27	Не обн.	1,01	8,31
CO_2	Не обн.	0,35	1,44	Не обн.	0,77	0,70	Не обн.
$H_2O_{гигр}$	» »	0,06	0,09	» »	0,06	0,05	0,10
П. п. п.	1,33	0,48	0,70	» »	0,42	0,68	1,56
Сумма	101,67	100,77	100,47	99,47	100,95	100,82	104,42
	—0,15	—0,31	—	—	—	—0,51	—4,16
	101,52	100,46				100,31	100,26
O	0,56	0,81	0,67	0,70	0,79	0,86	0,35
F	82,5	93,3	86,3	—	92,0	84,4	93,1
A	3,2	0,2	2,1	—	0,2	0,2	1,9
M	8,3	5,0	8,8	—	7,1	14,8	4,2
C	6,0	1,5	2,8	—	0,7	0,6	0,8
FM	90,8	98,3	95,1	—	99,1	99,2	97,3

Примечания: 1. *Анализы:* 1 — амфибол-магнетитовый итабирит скв. 3, гл. 85 м; 2 — итабирит, обр. 1388/2; 3 — то же, обр. 1388/2а; 4 — магнетитовая руда (сокращенный анализ), скв. 12, гл. 117 м; 5 — то же, обр. 1388/1; 6 — магнетитовая руда с сульфидами, обр. 20/20; 7 — сульфидно-магнетитовая руда, обр. 6/17.

2. Анализы 1 и 4 выполнены в лаборатории треста «Киевгеология»; анализы 2, 3, 5—7 — А. К. Прусса и М. А. Ярощук (1964).

(в %): иттербия (0,01), в магнетитовых рудах с сульфидами — меди (0,1) и никеля (0,02); в скарновых породах — вольфрама (0,01—0,05) и молибдена (0,01).

Северо-Березнянское проявление итабиритов расположено на северной окраине с. Березны. Здесь зафиксировано четыре магнитные аномалии интенсивностью 2000—22 750 гамм; наиболее крупная — центральная аномалия, она прослежена в северо-западном направлении на 3,5 км (рис. 33, 34). В структурном отношении ее западная часть представляет собой синклинальную складку, опрокинутую на юго-запад. Докембрийские образования представлены итабиритами, биотит-амфиболовыми гнейсами, амфиболитами и породами скарнового типа; все они наблюдаются в виде останцов среди гранитов и мигматитов. Пласт итабиритов мощностью 10—20 м прослежен почти на 4,5 км; запасы их составляют 11 млн. т.

Итабириты (амфибол-магнетитовые и пироксен-амфибол-магнетитовые) темно-серого до черного цвета с зеленоватым оттенком, от полосчатых до массивных, от мелко- до среднезернистых. Полосчатость обусловлена чередованием прослоев, обогащенных кварцем или темноцветными минералами и магнетитом. Состав пород следующий (в %): кварц 25—35; феррогиперстен до 10; куммингтонит 10—25; в виде примесей встречаются биотит и гранат, из акцессорных — апатит и пирит.

Магнетит представлен неправильными, угловато-овальными, реже прямоугольными зернами; местами они сливаются и образуют вытянутые в одном направлении и часто выклинивающиеся по простиранию неплотные сростки, к которым приурочена основная масса силикатов.

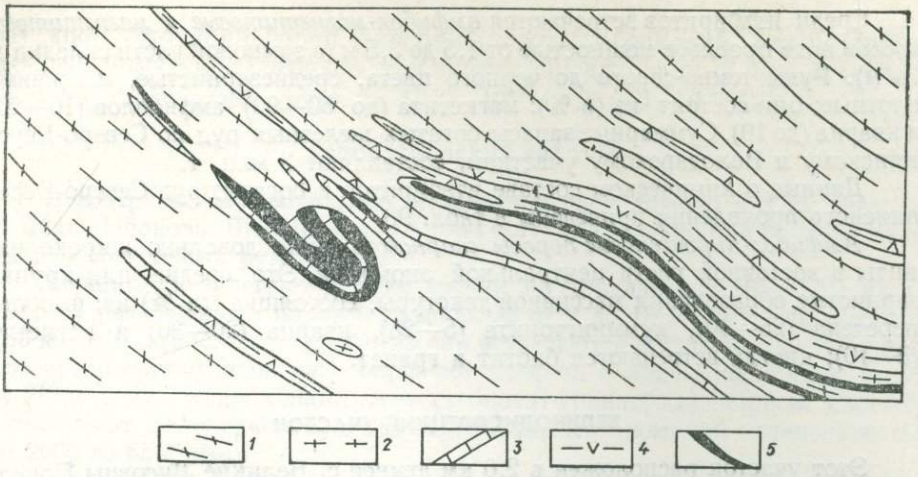


Рис. 33. Схематическая геологическая карта Северо-Березнянского участка: (по П. М. Рудницкому):

1 — граниты и мигматиты розовые, *2* — граниты и мигматиты серые, *3* — скарновые породы амфибол-пироксенового состава, *4* — биотит-амфиболовые и амфиболовые гнейсы, *5* — итабириты.

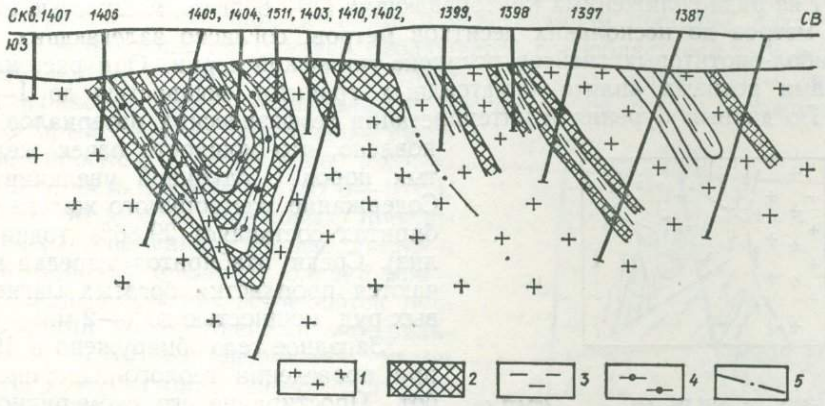


Рис. 34. Геологический разрез Северо-Березнянской магнитной аномалии (по П. М. Рудницкому):

1 — биотитовые граниты и мигматиты, *2* — амфибол-магнетитовые и пироксен-магнетитовые итабириты, *3* — биотит-хлоритовые сланцы, *4* — гранат-амфиболовые сланцы, *5* — тектонические нарушения.

Таблица 96

Сокращенные химические анализы итабиритов и магнетитовых руд Северо-Березнянского проявления (в %)

Номер скважины, глубина, порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	$Fe_{раств}$	SO_3
Скв. 1404, гл. 76,6—76,7 м; кварцит амфибол-магнетитовый (итабирит)	42,26	0,12	0,57	30,59	21,62	37,52	Следы
Скв. 1404, гл. 76—76,1 м; руда амфибол-магнетитовая	11,66	0,14	0,34	59,97	25,36	60,42	»
Скв. 1405, гл. 54,2—54,3 м; руда амфибол-магнетитовая	2,84	0,15	1,17	46,64	37,2	60,4	»
Скв. 1406, гл. 53,2—53,6 м; руда магнетитовая	5,54	0,15	0,64	43,13	37,79	59,08	»

Среди итабиритов встречаются *амфибол-магнетитовые и магнетитовые руды* в виде прослоев мощностью от 1,5 до 3,5 м (в замковой части складки до 15 м). Руды темно-серого до черного цвета, среднезернистые, массивные, плотные; они состоят из (в %): магнетита (до 50—90), амфиболов (10—20) и кварца (до 10). Суммарные запасы богатых железных руд по Северо-Березнянскому и Володарскому участкам, составляют 3 млн. т.

Данные о химическом составе итабиритов и богатых руд Северо-Березнянского проявления приведены в табл. 96.

Амфибол-пироксеновые породы скарнового типа довольно широко развиты в восточной части центральной аномалии. Это средне- или крупнозернистые образования массивной текстуры, состоящие (в %) из: феррогиперстена (25—40), куммингтонита (5—25), кварца (20—30) и магнетита (5—10); иногда встречаются биотит и гранат.

ВЕЛИКОЛИСОВЕЦКИЙ УЧАСТОК

Этот участок расположен в 2,0 км южнее с. Великие Лисовцы Попельнянского района Житомирской области и представлен двумя телами итабиритов (рис. 35).

Восточное тело выявлено в 1961 г. на глубине 75—80 м при разбуривании магнитной аномалии. Предполагаемые размеры тела, по геофизическим данным, составляют (500—600) × (100—150) м². Возмущающий пласт состоит из ряда сближенных крутопадающих (70—80°) тел мощностью от первых метров до нескольких десятков метров, согласно залегающих среди амфибол-биотитовых гнейсов росинско-тикичской серии. Они рассекаются жилами розовых аплито-пегматоидных гранитов мощностью до 1—5 м.

По данным бурения и интерпретации геофизических материалов установлено, что мощность пачек железистых пород с глубиной увеличивается. Содержание растворимого железа в итабиритах составляет 29,86% (один анализ). Среди итабиритов изредка встречаются пропластки богатых магнетитовых руд мощностью до 1—2 м.

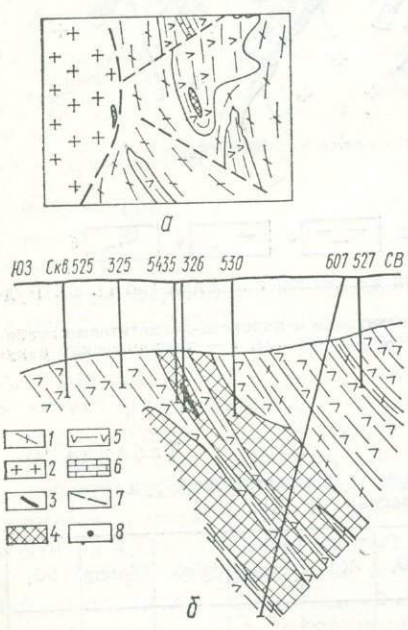


Рис. 35. Схематическая геологическая карта (*а*) и разрез (*б*) Великолисовецкого участка (Восточное тело кварцитов):

1 — розовые граниты и мигматиты, *2* — чудново-бердичевские граниты, *3* — руда магнетитовая, *4* — амфибол-магнетитовые и пироксен-амфибол-магнетитовые итабириты, *5* — амфибол-биотитовые гнейсы и амфиболиты, *6* — силикатно-карбонатные породы, *7* — тектонические нарушения, *8* — скважины.

Западное тело обнаружено в 1965 г. при проведении геолого-съемочных работ. Простирание его субмеридиональное, падение — восточное под углом 70°; протяженность, по геофизическим данным, до 200, ширина 150 м.

Пироксен - амфибол - магнетитовые итабириты представляют собой темно-серые до черных мелко-среднезернистые породы полосчатой текстуры. Структура гранобластовая, участками пойкилобластовая. Минеральный состав (в %): ромбический (эвлит-феррогиперстен) и моноклинный (салит) пироксены (40—50), роговая обманка (10—30), магнетит (10—20), кварц (10—35). В единичных зернах содержатся апатит (до 1 кг/м³), гранат (до 0,1 кг/м³), а также сульфиды, сфен, карбонаты, гидрослюды и др.

Итабириты отличаются от других пород района низким содержанием акцессорных минералов и элементов. В них полностью отсутствуют (в пределах чувствительности спектрального анали-

за) хром, стронций, барий, цирконий, лантан, бериллий, олово, свинец, скандий и фосфор. Плотность итабиритов изменяется от 3,0 до 3,4 г/см³, магнитная восприимчивость от $5000 \cdot 10^{-6}$ до $20\,000 \cdot 10^{-6}$ СГС.

БЕЛОЦЕРКОВСКИЙ УЧАСТОК

Белоцерковское проявление итабиритов расположено в 8 км севернее г. Белая Церковь. Выявлено оно в 1968 г. П. И. Слынько при поисках силикатных никелевых руд.

Итабириты залегают в виде восьми крутопадающих (65—80°) на юг и запад разобщенных пластов мощностью от 2 до 18 и протяженностью от 250 до 1000 м (рис. 36, 37). Иногда они встречаются в виде небольших останцов среди гранитоидов либо образуют прослои и линзы мощностью от 0,1 до 2,0 м среди амфибол-диопсидовых и биотит-гранатовых скарнов. Они обусловливают Белоцерковскую группу магнитных аномалий интенсивностью от 2000 до 6500 гамм.

Железистые породы представлены магнетит-куммингтонитовыми, куммингтонит-магнетитовыми и биотит-магнетит-куммингтонитовыми итабиритами серого или темно-серого цвета с зеленоватым оттенком; полосчатая и неясно-полосчатая текстуры обусловлены чередованием существенно кварцевых, куммингтонит-магнетитовых и редко — магнетитовых прослоев мощностью от 0,2 до 10 мм. Итабириты отличаются мелко-среднезернистой структурой, неоднородной в связи с чередованием прослоев различного состава; в большинстве случаев наблюдается грано-бластовая или нематогранобластовая структура, а в биотитсодержащих разностях — лепидонематогранобластовая. Минеральный состав пород также неоднороден. В некоторых участках преобладают кварцевые прослои, содержащие мелкую вкрапленность магнетита (до 5—10%). В магнетит-куммингтонитовых прослоях содержание минералов изменяется в очень широких пределах, однако мономинеральные прослои встречаются редко. Средний количественный минеральный состав (в %) следующий: кварц 35—75, куммингтонит 20—55, магнетит 5—40; в биотитсодержащих разностях биотита 5—7; встречаются единичные зерна роговой обманки и акцессорные апатит, пирит и пирротин.

Основная масса магнетита находится в магнетит-куммингтонитовых прослоях в виде неплотных вытянутых сростков и мелких неправильных включений в куммингтоните; в кварцевых прослоях магнетит представлен мелкой идиоморфной вкрапленностью. Встречаются также микропрожилки магнетита. Размер зерен магнетита 0,01—0,7 мм. Магнетит замещается пиритом и пирротином.

Куммингтонит образует удлиненно-призматические кристаллы размерами 0,1—0,7 мм, почти всегда ориентированные параллельно слоистости, а также тонкие игольчатые включения в зернах кварца, кварцевых прослоев. Бесцветен; характерно развитие полисинтетических двойников; $n_g = 1{,}662$; $n_p = 1{,}632$, n_g—

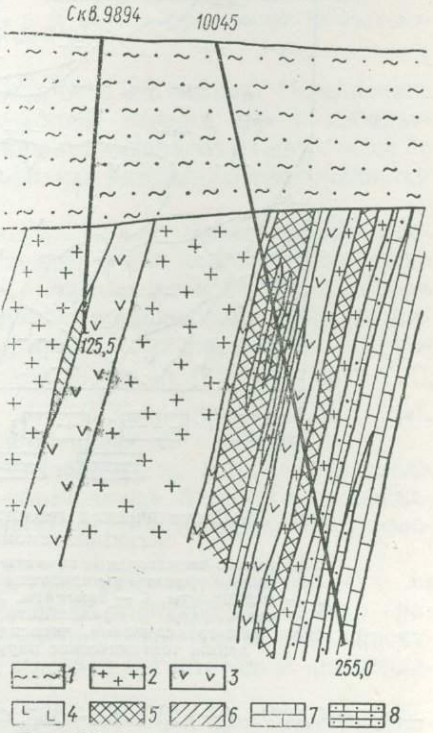


Рис. 36. Геологический разрез Белоцерковского рудопроявления по профилю скважин 9894—10045:

1 — кайнозойские и мезозойские отложения, *2* — граниты, *3* — амфиболиты, *4* — пегматиты, *5* — куммингтонит-магнетитовые итабириты, *6* — такониты, *7* — кальцифиры, *8* — скарны.

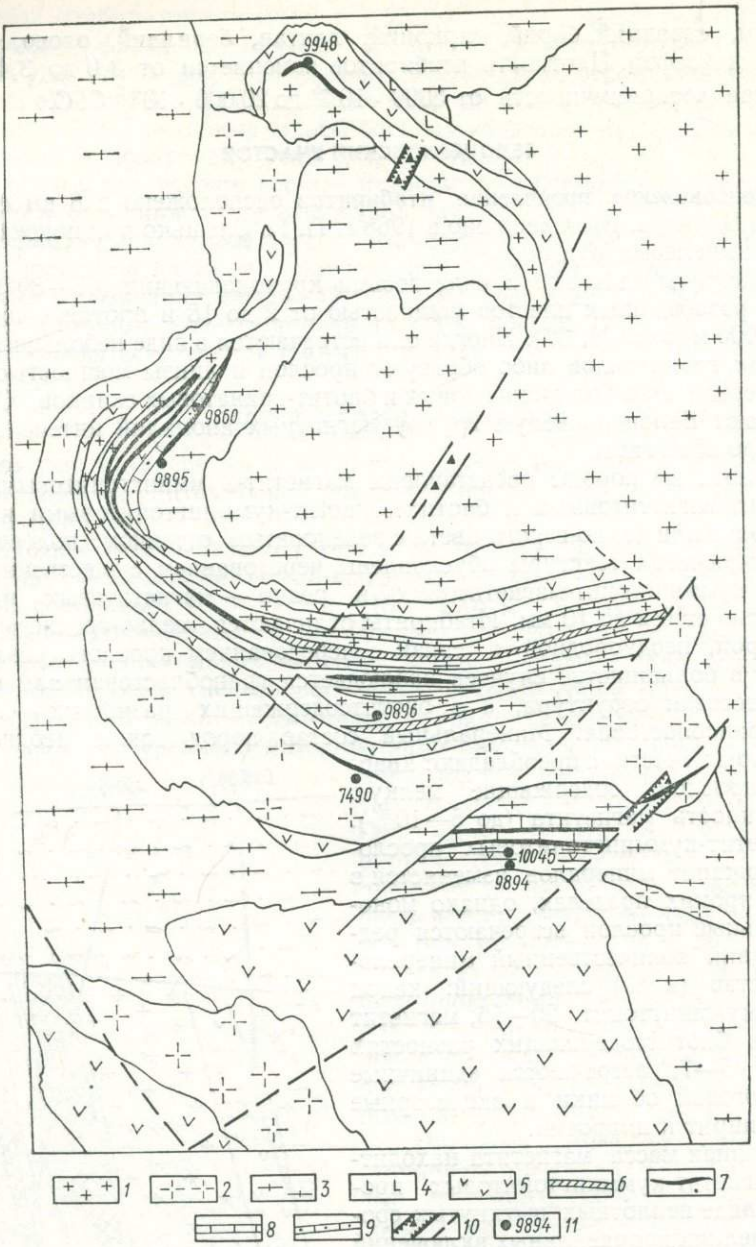


Рис. 37. Схематическая геологическая карта Белоцерковской группы магнитных аномалий (по В. И. Шунько):

1 — аплито-пегматоидные граниты и мигматиты, *2* — плагиограниты, *3* — порфировидные граниты и мигматиты (кировоградские), *4* — габбро-амфиболиты, *5* — амфиболиты, *6* — такониты, *7* — куммингтонит-магнетитовые итабириты, *8* — кальцифиры и офикальциты, *9* — скарны диопсидовые, диопсид-амфибол-гранат-тремолитовые, диопсид-оливин-гранатовые и др., *10* — зоны дробления, тектонические нарушения, *11* — скважина и ее номер.

$-n_p = 0{,}030$; (+) $2V = 82—83°$; $cNg = 12—17°$, плотность 3,3 г/см³; иногда замещается сине-зеленой роговой обманкой.

Из сульфидов встречаются пирротин и пирит. Первый образует мелкую вкрапленность зерен неправильной формы размером 0,08—0,3 мм; часто замещает магнетит. Пирит образует идиоморфные зерна размерами 0,05—0,3 мм, корочки, пленки по трещинам, а также псевдоморфозы по магне-

Таблица 97

Химический состав (в %) и петрохимические коэффициенты по Н. П. Семененко магнетит-куммингтонитовых итабиритов Белоцерковского участка

Компонент и петрохимический коэффициент	Скв. 9891, гл. 70,8 м	Скв. 9891, гл. 76,8 м	Скв. 9896, гл. 297,7 м	Скв. 10045, гл. 178,0 м	Скв. 10045, гл. 182 м
SiO_2	48,91	48,01	48,24	38,99	38,65
TiO_2	0,27	0,07	0,22	0,10	0,03
Al_2O_3	2,73	0,28	5,85	0,54	0,16
Fe_2O_3	20,66	15,98	23,96	36,37	35,93
FeO	18,62	24,40	14,91	18,39	19,54
MnO	0,28	0,56	0,02	0,16	0,11
MgO	4,67	7,0	2,26	3,16	3,57
CaO	0,60	0,85	1,32	1,13	1,13
Na_2O	0,29	0,15	0,12	0,15	0,15
K_2O	1,15	0,17	1,41	0,23	Не опр.
H_2O	0,03	0,03	0,26	0,11	0,05
P_2O_5	0,05	0,11	0,08	0,12	0,05
SO_3	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,06	0,05
П. п. п.	2,07	2,71	2,07	0,22	0,19
Сумма	100,33	100,32	100,72	99,73	99,61
O	0,50	0,29	0,72	0,89	0,46
A	3,9	0,4	8,9	0,7	0,2
C	1,6	2,1	3,6	9,6	2,4
F	77,1	73,7	78,7	87,2	86,7
M	17,4	23,8	8,8	2,5	10,7
FM	94,5	97,5	87,5	89,7	97,4

Примечание. Первые три анализа—материалы В. И. Шунько; образцы из скв. 10045 анализировались в лаборатории ИГФМ АН УССР, аналитик А. А. Стрыгина.

титу и пирротину, реликты которых находятся в его зернах. Повышенное содержание кобальта в пирите иногда позволяет отнести его к кобальтпириту. Сульфиды образовались позже остальных минералов и генетически не связаны с итабиритами. Аналогичная сульфидная минерализация отмечается и во вмещающих породах.

Химические анализы магнетит-куммингтонитовых итабиритов приведены в табл. 97. Содержание растворимого железа в них колеблется от 8,8 до 57,8%, чаще всего составляет 12,0—40%. Содержание кобальта в породе достигает 0,028%. Итабириты характеризуются повышенными содержаниями свинца, олова, молибдена, меди, цинка, хрома, ванадия, никеля, циркония. Магнитная восприимчивость итабиритов достигает 157000×10^{-6} СГС, остаточная намагниченность до $38\,600 \times 10^{-6}$ СГС, плотность 3,36 г/см^3. Суммарные прогнозные запасы итабиритов оцениваются в 28 млн. т.

Одиночные аномалии, обусловленные итабиритами, встречаются среди различных по составу суперкрустальных образований бугской и росинско-тикичской серий, среди гранитоидов подольского, звенигородского и кировоградско-житомирского комплексов.

Итабириты образуют крутопадающие тела мощностью от 0,5—1,0 до первых десятков метров. Тела, залегающие среди гранитоидов, сильно гранитизированы и являются останцами более крупных тел. Итабириты относятся к пироксен-амфибол-магнетитовым или амфибол-магнетитовым разновидностям.

По минеральному составу, структурно-текстурным признакам и геохимическим особенностям итабириты сходны с железистыми породами Володарских и Великолисовецких магнитных аномалий и, по-видимому, являются их аналогами.

Ввиду незначительной мощности тел итабиритов интенсивность обусловленных ими магнитных аномалий обычно невелика — порядка 200—

2000 гамм. В связи с этим, а также учитывая факт, что многие подобные аномалии не проверены бурением и что ежегодно выявляются новые тела итабиритов, можно сделать вывод о более широком их распространении в северной части Белоцерковско-Одесской зоны.

ЗАВАЛЬЕВСКО-ТАШЛЫКСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

В пределах Среднего Побужья, от г. Первомайска на востоке до г. Гайворона на западе, зарегистрировано около 150 магнитных аномалий интенсивностью от 5000 гамм и выше. Большинство из них были обнаружены в 1930—1932 гг. при проведении магнитометрической съемки под руководством И. П. Бухиника, Д. В. Бабиенко и др.

Железистые породы, вначале определявшиеся как магнетитсодержащие скарны, впервые были встречены в 1952 г. И. С. Романовым при проведении геологосъемочных работ на территории Грушковской магнитной аномалии, а затем и на других аномалиях при поисках силикатных никелевых руд и проведении интерпретационного бурения (И. И. Шевчишин, О. Б. Гинтов, А. Я. Каневский, Г. Г. Виноградов и др.). Краткие сведения о железистых породах этого района приводятся в публикациях А. К. Прусса и М. А. Ярощук (1964), А. И. Стрыгина (1964, 1966), А. Я. Древина (1967) и некоторых других. В 1968 г. на Молдовской магнитной аномалии была встречена новая для Украинского щита разновидность железорудного сырья — оруденелые кальцифиры (Каневский, Гинтов, 1972).

В 1968—1971 гг. сотрудниками треста «Киевгеология» и Киевской геофизической экспедиции под руководством М. Н. Доброхотова было проведено обобщение результатов геолого-геофизических исследований на территории Среднего Побужья с целью выделения перспективных на железо участков. Естественным продолжением этих исследований явилось минералого-петрографическое изучение железорудных месторождений района, выполненное А. Н. Зайцевой и В. П. Яровым.

В последние годы трестом «Киевгеология» проведены геолого-поисковые работы на ряде наиболее перспективных магнитных аномалий — Молдовской, Савранской, Секретарской, Грушковской, Новоселицкой, Емиловской, Шамраевской и Слюсаревской (рис. 38), для которых прогнозные запасы железорудного сырья составляют свыше 1,5 млрд. т. Помимо этого на Молдовском, Грушковском, Секретарском и Слюсаревском участках развиты магнетитсодержащие (рудные) кальцифиры, пригодные для использования в металлургическом процессе без предварительного обогащения; прогнозные запасы их составляют около 150 млн. т.

В геоструктурном отношении Побужские магнитные аномалии располагаются в южной части Белоцерковского блока. Общий структурный план этого района отличается большой сложностью. Согласно А. Я. Древину (1967), к структурам первого порядка относятся Ташлыкский (Первомайско-Голованевский) и Хащевато-Завальевский синклинории, а также разделяющий их Синицовский антиклинорий.

В центральной части Первомайско-Голованевского синклинория развиты линейные складки второго и более высоких порядков, простирающиеся в северо-западном направлении. В поперечном сечении они могут быть как симметричными, так и асимметричными; в зонах тектонических нарушений наблюдаются опрокинутые изоклинальные складки. Среди структур второго порядка выделяются Молдово-Тарноватско-Кумаровская на западе, в центре — Деренюхинско-Маржуркская и на востоке — Голованевско-Свирнево-Липняговская синклинали; между ними располагаются Красногорско-Бродская и Свирнево-Александровская антиклинали. В структурах второго порядка широко развиты явления ундуляции шарниров и складки третьего порядка — Кумаровская, Тарноватская, Молдовская, Новоселицкая, Раздольская, Шамраевская, Грушковская и др. Во внешней (восточной) части

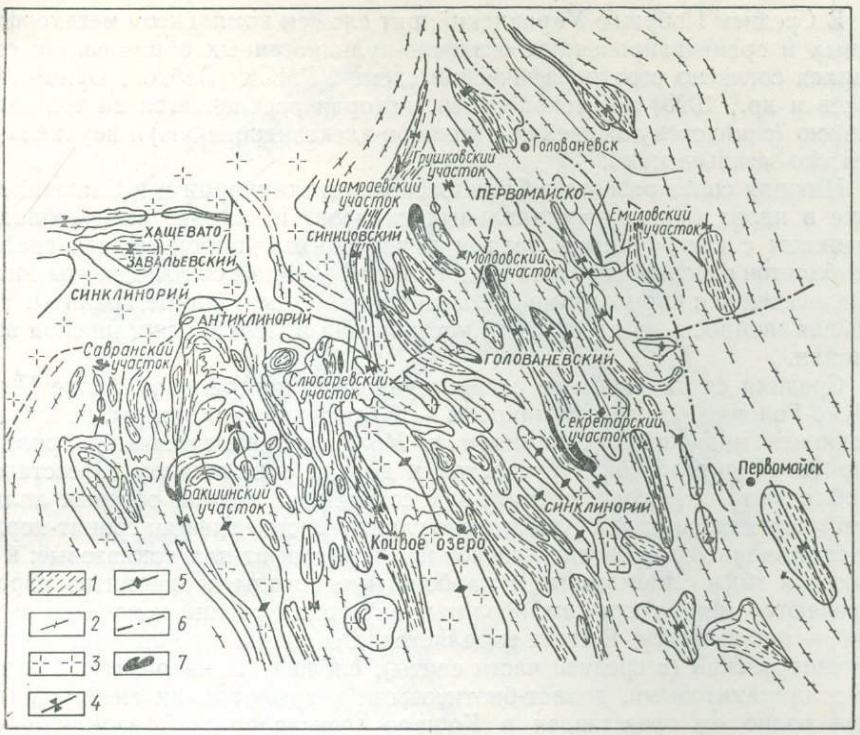


Рис. 38. Схематическая геолого-структурная карта докембрия Среднего Побужья (составил А. Я. Древин):

Свиты: 1 — верхняя, *2* — средняя, *3* — нижняя, *4* — оси синклиналей, *6* — тектонические нарушения, *7* — магнитные аномалии.

Первомайско-Голованевского синклинория (Синюхинский блок) развиты брахискладчатые или куполовидные структуры: Ташлыкская, Емиловская, Новоголованевская, Лащевская, Пушковская, Маринопольская и др.

Между Хащеватско-Завальевским и Первомайско-Голованевским синклинориями располагается Синицовский антиклинорий, сложенный биотитовыми гнейсами и мигматитами. С юго-запада к нему примыкает Слюсаревский синклинорий второго порядка.

Для Хащеватско-Завальевского синклинория характерно развитие структур субширотного простирания (Хащеватская и Бондуровская синклинали, Соломиевская антиклиналь). Южная часть синклинория изучена слабо; здесь выделяется Савранская синклиналь второго порядка, меняющая свое направление с северо-западного на северо-восточное, и Бакшинская синклиналь субширотного простирания.

Среди разрывных нарушений намечается две системы разломов: северо-западного и северо-восточного простирания. Во внутренней части Первомайско-Голованевского синклинория выделяются Побужская зона глубинного разлома северо-западного простирания, прослеживающаяся в направлении Кодыма — Голованевск — Умань. В нее входят Тарноватская и Капитановская зоны нарушений. К поперечным (субширотным) структурам относятся Пушковская и Александровская тектонические зоны.

В северной части Хащеватско-Завальевского синклинория преобладают нарушения субширотного простирания (разломы севернее с. Хащеватого и между селами Хащеватым и Бондурово). На большом протяжении прослежен разлом, проходящий через Савранский и Завальевский участки; на юге имеет субмеридиональное простирание, между селами Савранским и Завальем — северо-восточное, к северу от с. Завалье — снова субмеридиональное.

В Среднем Побужье Украинский щит сложен комплексом метаморфизованных и гранитизированных осадочно-вулканогенных образований, относящихся согласно стратиграфической схеме УРМСК (Бабков, Булаевский, Зайцев и др., 1970) к бугской серии, которая расчленяется на три свиты: нижнюю (синицовскую), среднюю (кошаро-александровскую) и верхнюю (хащеватско-завальевскую).

Нижняя свита развита в Синицовском антиклинории и в Синюхинском блоке в ядрах брахиантиклинальных складок. В составе ее преобладают чарнокиты с маломощными телами пироксенитов, пироксеновых гнейсов, амфиболитов и амфиболизированных норитов. В толще свиты развиты согласно залегающие с чарнокитами розовые аплито-пегматоидные граниты. Наибольшая мощность свиты (2800 м) установлена в Великомечетнинской антиклинали.

Средняя свита наиболее распространена в центральном блоке Первомайско-Голованевского синклинория — в Бродской синклинали, на крыльях Великомечетнинской антиклинали и Молдово-Тарноватско-Кумаровской, Свирнево-Липняговской, Чаусовской и других синклиналей. В составе ее преобладают биотитовые мигматиты с согласными телами розовых аплито-пегматоидных гранитов и существенно глиноземистые гнейсы: гранат-кордиерит-силлиманитовые, биотит-плагиоклазовые, графит-плагиоклазовые; к ней относятся также железистые и карбонатные породы и кварциты; изредка встречаются метабазиты (амфиболиты, амфиболизированные нориты) и еще реже — пироксениты. В свите выделяется два опорных горизонта: кошаро-александровский (в средней части свиты), сложенный кварцитами, кордиерит-силлиманитовыми, гранат-биотитовыми и графитовыми гнейсами (наиболее полно он представлен в Кошаро-Александровской изоклинальной складке, где мощность его достигает 500 м), и молдово-тарноватский (верхи средней свиты), сложенный молочно-белыми кварцитами, мраморами, кальцифирами, итабиритами, кристаллическими сланцами, силлиманитовыми и графитовыми гнейсами; мощность его составляет от 20 до 350 м. Он развит в Молдово-Тарноватской, Чаусовской, Грушковской и других синклинальных структурах. С этим горизонтом связаны все железорудные месторождения Среднего Побужья. Суммарная мощность свиты составляет 100—3000 м.

Верхняя свита широко развита в центральном блоке Первомайско-Голованевского синклинория и в Хащеватско-Завальевском синклинории. Нижняя граница ее проводится по кровле молдово-тарноватского горизонта. Она сложена карбонатными породами, биотитовыми и графит-биотитовыми гнейсами; широко развиты основные и ультраосновные породы, образующие межпластовые интрузивные залежи. Вскрытая мощность свиты составляет 250—1400 м.

К интрузивным образованиям ранней эпохи второго докембрийского мегацикла относятся основные и ультраосновные породы начального этапа развития геосинклинального бассейна. Время внедрения и кристаллизации основных пород и пироксенитов — 2400—2660 млн. лет *.

Основные и ультраосновные породы, образующие согласные пластообразные или линзовидные тела среди метаморфизованных осадочно-вулканогенных толщ, сами подверглись метаморфизму и гранитизации. Возраст этих процессов (по амфиболам) составляет 1900—2620 млн. лет.

С поздней эпохой второго докембрийского мегацикла связан метаморфизм осадочно-вулканогенных пород и региональная гранитизация; к этой же эпохе относятся диафторез и наложенная гранитизация в породах древнего основания.

В результате региональной гранитизации образовались массивные и трахитоидные порфировидные граниты, грубополосчатые мигматиты, теневые граниты, пегматоидные граниты и пегматиты, образующие в большинстве

* Здесь и ниже датировка геологических процессов приведена по данным Э. А. Ярощука, А. Б. Фомина и А. Я. Каневского (1975).

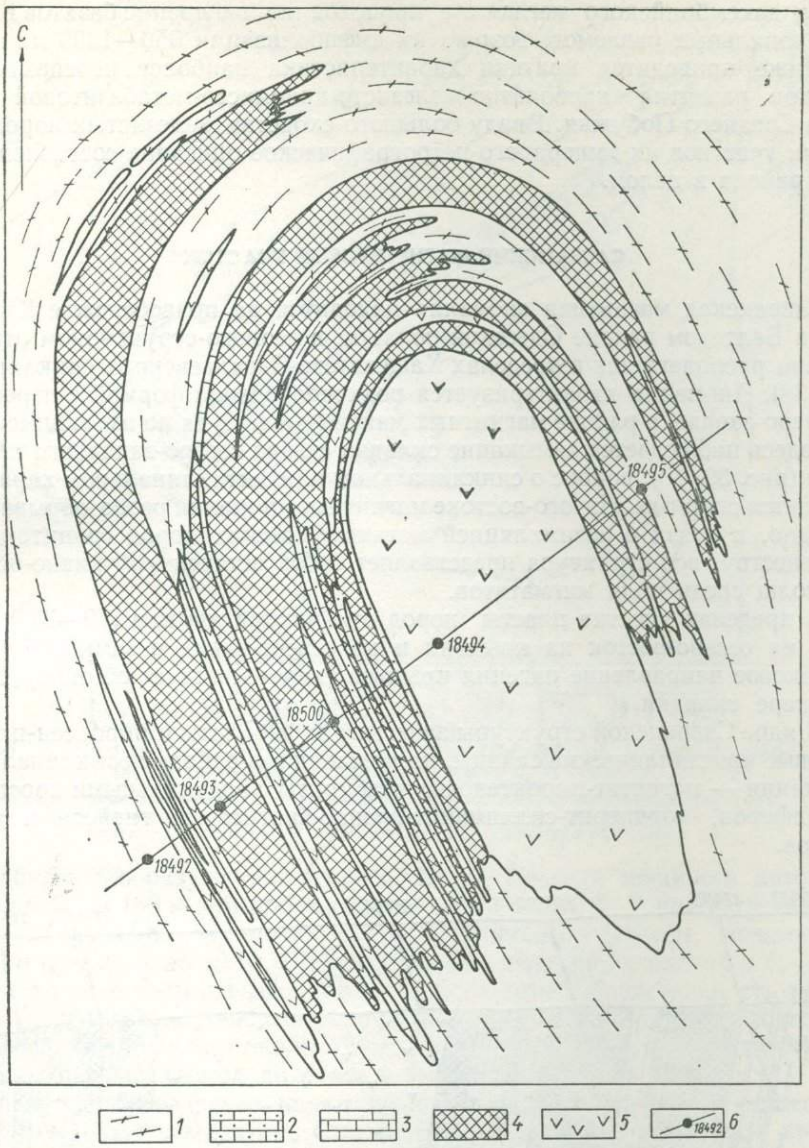


Рис. 39. Схематическая геологическая карта Савранской магнитной аномалии (составил В. Ф. Богатырев):

1 — биотитовые мигматиты, *2* — безрудные пироксеновые и гранат-пироксеновые скарны, *3* — безрудные кальцифиры с оливином, шпинелью, клиногумитом, *4* — эпидиориты феррогиперстеновые и двупироксеновые с гранатом, *5* — амфиболиты, *6* — линия разреза, скважина и ее номер.

случаев согласные тела, связанные постепенными переходами с вмещающими осадочно-вулканогенными породами. Формирование их происходило в интервале 1900—2250 млн. лет.

Наложение диафтореза (1900—2160 млн. лет) проявилось в амфиболизации, биотитизации и гранитизации пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев и гнейсов.

С более поздними геологическими процессами третьего-четвертого докембрийских мегациклов связана активизация древних и заложение новых разломов. Помимо катаклаза и милонитизации наблюдается образование метасоматических и реоморфических жильных гранитоидов, наложение микроклинизации, окварцевания и акцессорной минерализации. В раннюю эпоху

пятого докембрийского мегацикла происходило внедрение базитов в зоны меридиональных разломов; возраст их амфиболизации 950—1200 млн. лет.

Ниже приводится краткая характеристика наиболее перспективных участков развития карбонатно-железисто-кремнисто-метабазитовой формации Среднего Побужья. Ввиду большого сходства железистых пород различных участков их минералого-петрографическое описание составлено для всего района в целом.

САВРАНСКИЙ МАГНЕТИТОВЫЙ УЧАСТОК

Савранская магнитная аномалия находится на правобережье Южного Буга в Балтском районе Одесской области; в геолого-структурном отношении она располагается в пределах Хащеватско-Завальевского синклинория (рис. 38). Аномалия характеризуется подковообразной формой с перегибом на северо-западе, в районе магнитных максимумов. Судя по имеющимся данным, здесь наблюдается замыкание складки северо-северо-западного простирания (рис. 39, 40); вопрос о синклинальном или антиклинальном характере ее остается спорным. На юго-востоке магнитные аномалии резко обрываются, очевидно, в связи с ассимиляцией метаморфических пород гранитоидами. По существу вся структура представляет собой останец эффузивно-осадочных толщ среди поля мигматитов.

В пределах участка пласты пород отличаются крутым (70—77°) падением: на северо-восток на крыльях и на северо-запад в замковой части. Одинаковое направление падения крыльев свидетельствует об опрокинутом характере складки.

В ядре Савранской структуры залегают амфиболиты и пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, на крыльях и в районе периклинального замыкания — магнетит-пироксеновые итабириты с подчиненными прослоями кальцифиров, кордиерит-силлиманит-гранат-биотитовых гнейсов и амфиболитов.

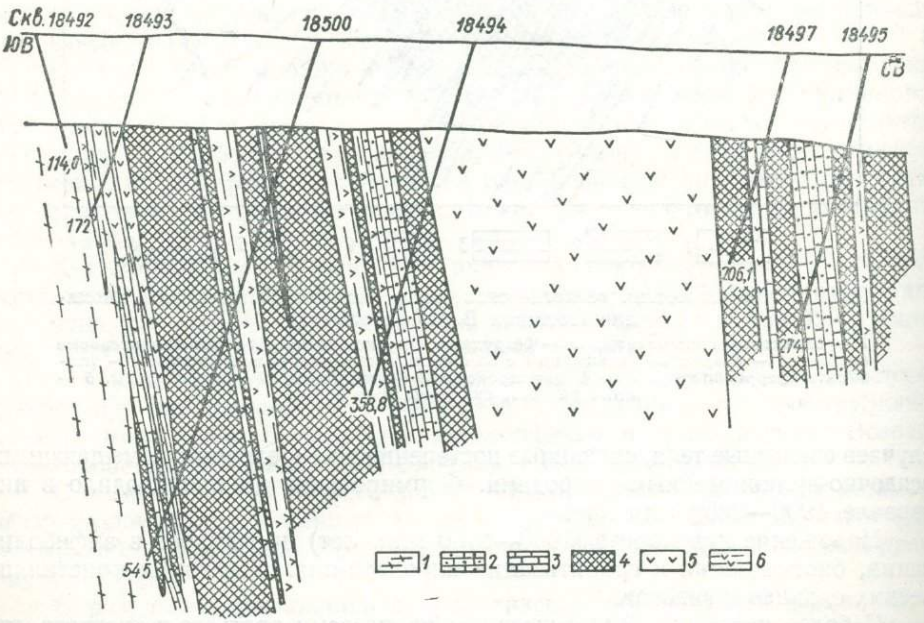


Рис. 40. Геологический разрез Савранской магнитной аномалии (составил В. Ф. Богатырев):

1 — мигматиты, *2* — безрудные пироксеновые и гранат-пироксеновые скарны, *3* — безрудные кальфициры с оливином, шпинелью, клиногумитом, *4* — феррогиперстеновые и двупироксеновые итабириты, *5* — амфиболиты, *6* — двупироксен-плагиоклазовые и гранат-двупироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, переходящие в амфиболиты.

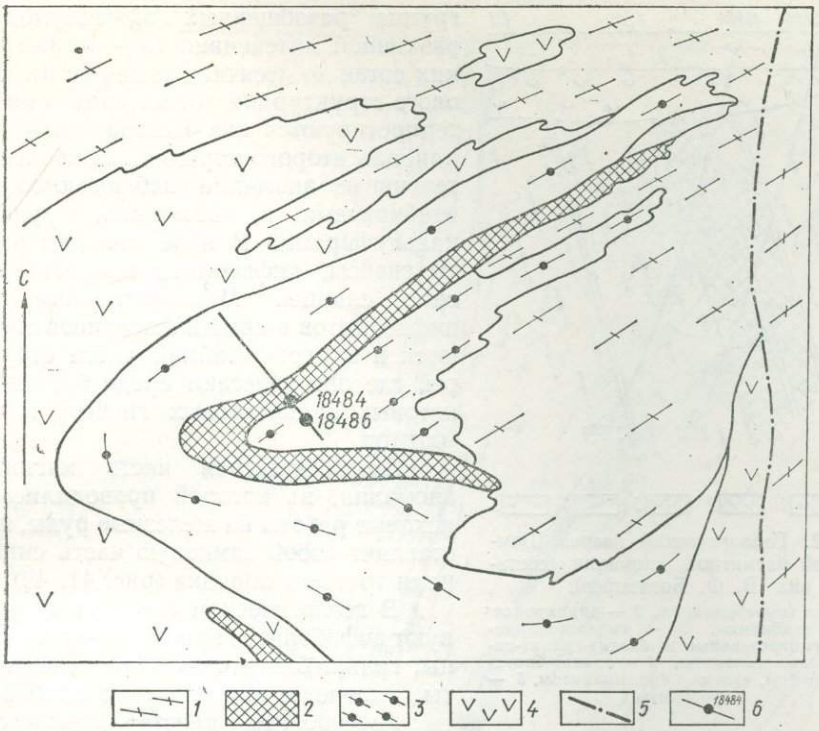


Рис. 41. Схематическая геологическая карта Шамраевской магнитной аномалии (составили В. Ф. Богатырев, Г. И. Ионис):

1 — биотитовые мигматиты, *2* — феррогиперстеновые и двупироксеновые итабириты, *3* — гранат-биотитовые гнейсы, иногда с силлиманитом, *4* — амфиболиты, *5* — тектонические нарушения, *6* — линия разреза, скважина и ее номер.

Итабириты образуют две рудные пачки, средняя мощность которых составляет 60 и 180 м при протяженности 1300 и 1800 м. В них встречаются участки магнетит-пироксеновых скарнов, иногда с гранатом, мощностью 10—20 см (редко — до 10 м). Широко развиты явления катаклаза и брекчирования, а также зоны повышенной трещиноватости. Общая мощность амфиболитов с прослоями пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев в ядре складки составляет около 250 м; в замковой части и в крыльях структуры они образуют несколько пластов мощностью от 2 до 10 м.

Ограниченное развитие имеют гранат-биотитовые гнейсы и сланцы с кордиеритом и силлиманитом. Они встречаются только в висячем крыле складки, в виде нескольких пластов мощностью от 3 до 28 м.

Кальцифиры, представленные в основном оливино-пироксеновыми и реже клиногумитовыми разностями, образуют маломощные (2—4 м) пласты в замковой части и в висячем крыле структуры. В них встречаются участки гранат-роговообманко-салитовых скарнов мощностью до 15 см. Прогнозные запасы Савранского участка до глубины 500 м составляют 194 млн. т со средним содержанием $Fe_{общ}$ 29,08 и $Fe_{магн}$ 19,05%.

Исследования обогатимости итабиритов показали, что выход концентрата с содержанием $Fe_{раств}$ 69,0% в среднем по месторождению составляет 29,2; извлечение железа — 70,60%.

ШАМРАЕВСКИЙ МАГНЕТИТОВЫЙ УЧАСТОК

Шамраевский участок находится на левобережье р. Синицы между селами Шамраевкой и Новоселица Ульяновского района Кировоградской области. Он тяготеет к Первомайско-Голованевскому синклинорию, располагаясь у границы его с Синицовским антиклинорием. Здесь наблюдается

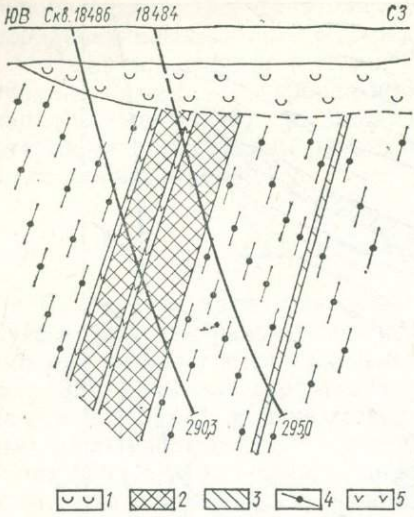


Рис. 42. Геологический разрез Шамраевской магнитной аномалии (составил В. Ф. Богатырев):

1 — кора выветривания, *2* — двупироксеновые итабириты, *3* — гиперстеновые, гранат-гиперстеновые и биотит-гранат-гиперстеновые таконити, *4* — гранат-биотитовые гнейсы, иногда с силлиманитом, *5* — амфиболиты.

группа разобщенных максимумов Z_a различной интенсивности — от нескольких сотен до десятков тысяч гамм. В геолого-структурном отношении они интерпретируются как Шамраевская синклиналь второго порядка. Наиболее интенсивные аномалии наблюдаются над итабиритами и, возможно, рудными кальцифирами. В ядре складки развиты гнейсы, амфиболиты и кристаллические сланцы. Многочисленные тела амфиболитов и кристаллосланцев отмечаются и в периферийной части структуры, где они залегают среди биотит-гранатовых и биотитовых гнейсов и мигматитов.

Северо-западная часть магнитной аномалии, на которой проводились поисковые работы на железные руды, представляет собой замковую часть синклинали третьего порядка (рис. 41, 42).

В геологическом строении ее участвуют амфиболиты, кристаллические сланцы, гранат-биотитовые гнейсы, мигматиты, магнетит-пироксеновые итабириты. Амфиболиты и кристаллические сланцы образуют пластообразные тела мощностью 1—2,5 м среди гнейсов и мигматитов. Итабириты залегают согласно с вмещающими породами и прослеживаются в виде узкой полосы мощностью 50—70 м и протяженностью 2—2,2 км. Простирание пласта северо-восточное, падение — юго-восточное под углом 75°. Среди итабиритов встречаются маломощные (до 30—50 см) прослои амфиболитов и кальцифиров. На контакте с амфиболитами обычно развиты крупнозернистые гранат-биотитовые сланцы, а на контакте с кальцифирами — гранат-салитовая порода.

На Шамраевском участке широко развиты гнейсы: биотитовые, гранат-биотитовые с силлиманитом и кордиеритом, а также другие, образующие пласты мощностью 10—15 м. Для всех разновидностей гнейсов характерно наличие многочисленных послойных кварцевых и кварц-полевошпатовых жилок мощностью до 4 см, расположенных в основном субпараллельно слоистости. Встречаются и более крупные (до 2 м) согласные жильные тела кварц-полевошпатового состава, содержащие вкрапленность граната и пироксена.

Прогнозные запасы итабиритов Шамраевского участка до глубины 300 м составляют 70 млн. т со средним содержанием $Fe_{общ}$ 29,00 и $Fe_{магн}$ 16,53%. Показатели обогатимости невысокие: выход концентрата с содержанием $Fe_{раств}$ 58,23% в среднем по месторождению составляет 29,4%, извлечение железа — 60,45%.

ГРУШКОВСКИЙ МАГНЕТИТОВЫЙ УЧАСТОК

Грушковская магнитная аномалия протягивается между селами Грушка и Станиславчик Ульяновского района Кировоградской области. Она расположена в северо-западной части Первомайско-Голованевского синклинория на территории Грушковской синклинали третьего порядка (рис. 43).

Общее простирание Грушковской синклинальной структуры — северо-восточное, она опрокинута на северо-запад, что выражается в крутом юго-восточном падении пород на обоих крыльях (рис. 43 и 44).

В строении Грушковской синклинали принимают участие метаморфизо-

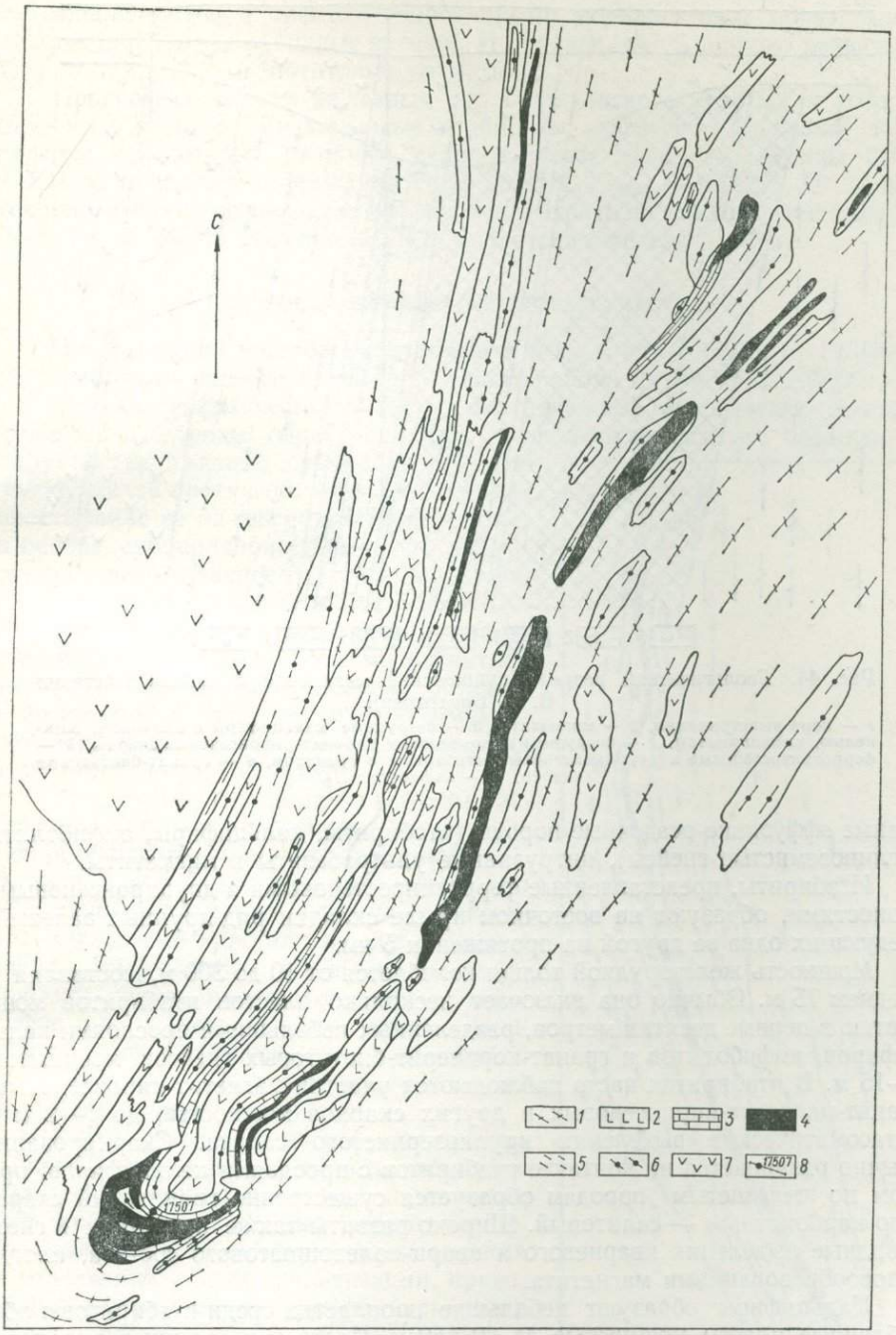


Рис. 43. Схематическая геологическая карта Грушковской магнитной аномалии (составил В. Ф. Богатырев):

1 — биотитовые мигматиты, *2* — ультраосно́вные породы (серпентиниты и серпинтинизированные перидотиты), *3* — безрудные кальцифиры с оливином, шпинелью, клиногумитом, *4* — феррогиперстеновые и двупироксеновые итабириты с гранатом, *5* — биотитовые гнейсы с силлиманитом и кордиеритом, *6* — гранат-биотитовые гнейсы, иногда с силлиманитом, *7* — амфиболиты, *8* — линии разреза, скважина и ее номер.

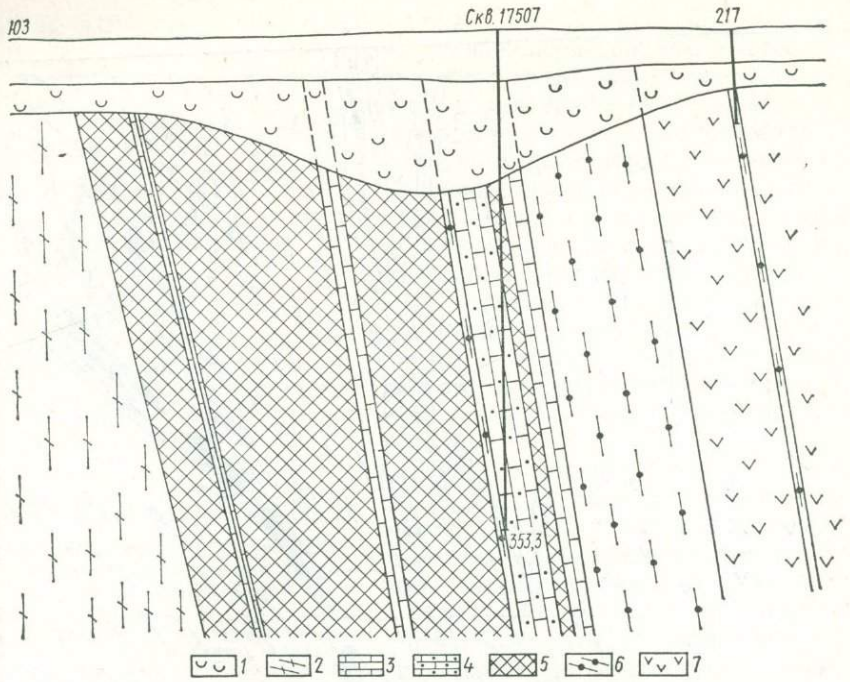


Рис. 44. Геологический разрез Грушковской магнитной аномалии (составил В. Ф. Богатырев):

1 — кора выветривания, *2* — мигматиты, *3* — безрудные кальцифиры с оливином, шпинелью, клиногумитом, *4* — безрудные пироксеновые и гранат-пироксеновые скарны, *5* — феррогиперстеновые и двупироксеновые итабириты с гранатом, *6* — гранат-биотитовые гнейсы, *7* — амфиболиты.

ванные эффузивно-осадочные породы (итабириты, кальцифиры, амфиболиты и глиноземистые гнейсы), интрузивные ультрабазиты и мигматиты.

Итабириты, представленные феррогипрестеновыми и двупироксеновыми разностями, образуют на восточном крыле складки ряд крупных залежей, следующих одна за другой на протяжении 5 км.

Мощность железорудной толщи колеблется от 10 до 300 м, составляя в среднем 75 м. Обычно она включает несколько пластов итабиритов мощностью в первые десятки метров, разделенных небольшими прослоями кальцифиров, амфиболитов и гранат-кордиерит-биотитовых гнейсов мощностью 2—15 м. В итабиритах часто наблюдаются участки магнетит-пироксеновых, гранат-магнетит-пироксеновых и других скарнов мощностью до 1—2 м и метасоматические выделения крупнозернистого салита. Скарнирование обычно развивается на контакте итабиритов с прослоями кальцифиров, при этом по железистым породам образуется существенно гранатовый скарн, а по карбонатным — салитовый. Широко развиты также прожилки и гнездовидные выделения кварцевого и кварц-полевошпатового состава, иногда с новообразованиями магнетита.

Кальцифиры образуют небольшие пропластки среди итабиритов и обособленные пласты мощностью до 30—50 м. Часто они содержат вкрапленность магнетита и тогда представляют собой богатые железные руды. В кальцифирах широко развиты процессы скарнирования, проявляющиеся в образовании участков магнетит-салитовых, гранат-салитовых, гранат-двупироксеновых и других скарнов мощностью до 10 м.

Амфиболиты в пределах железорудной толщи развиты сравнительно нешироко. Они сохраняются в виде небольших прослоев среди мигматитов; маломощные (2—14 м) пропластки амфиболитов встречаются и в пачках итабиритов. В небольших количествах в виде прослоев в итабиритах или неполностью ассимилированных участков в мигматитах встречаются гранат-

кордиерит-биотитовые гнейсы. Ультраосно́вные породы представлены серпентинизированными и тремолитизированными перидотитами, образующими пластообразные интрузивные залежи. И наконец, очень широко развиты на территории участка биотитовые мигматиты.

Прогнозные запасы железных руд Грушковского участка, к которым относятся магнетит-пироксеновые итабириты, магнетитсодержащие кальцифиры и некоторые разности скарнов, составляют до глубины 600 м 475 млн. т; среднее содержание $Fe_{общ}$ 28,83%, $Fe_{магн}$ — 17,21%. По данным технологических исследований выход концентрата по итабиритам с содержанием $Fe_{раств}$ 66,8% составляет 29,7, извлечение железа — 70%.

НОВОСЕЛИЦКИЙ МАГНЕТИТОВЫЙ УЧАСТОК

Новоселицкий участок расположен в 6 км к юго-востоку от Грушковского, вблизи с. Новоселицы Ульяновского района Кировоградской области.

Судя по геофизическим и весьма ограниченным геологическим данным, железистые породы образуют здесь несколько изогнутую, обращенную выпуклостью на запад, субмеридиональную полосу общей протяженностью около 4 км; простирание ее на севере северо-восточное, в центре субмеридиональное и на юге — северо-северо-западное (рис. 45, 46). Породы круто падают на восток под углом 80—85°; средняя мощность железистого пласта составляет около 40 м. Помимо магнитной аномалии над главной залежью установлено несколько более мелких максимумов, обусловленных, по-видимому, пластами итабиритов среди мигматитов.

Железистые породы представлены магнетит-пироксеновыми итабиритами (феррогиперстеновыми или двупироксеновыми). В виде подчиненных прослоев мощностью от 1 до 10 м среди них развиты пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы и гнейсы, амфиболиты, амфибол-плагиоклазовые и гранат-биотитовые гнейсы, кальцифиры и магнезиальные скарны. Пачки амфиболитов и гнейсов, преимущественно глиноземистого состава, встречаются за пределами рудной толщи.

В итабиритах широко развиты процессы метасоматической перекристаллизации с выделением крупнозернистых скарноподобных участков, сложенных феррогиперстеном, салитом и гранатом, а также явления окварцевания и полевошпатизации, приводящие к образованию гранат-кварцевых и кварц-полевошпатовых метасоматитов и кварц-полевошпатовых прожилков.

Запасы итабиритов Новоселицкого участка до глубины 300 м составляют 127 млн. т при содержании $Fe_{общ}$ 28,0 и $Fe_{магн}$ 18,0%. Выход концентрата с содержанием $Fe_{раств}$ от 54 до 66% (в среднем — 60,62) колеблется от 25 до 41% (в среднем — 33,76%); извлечение железа составляет 65,27%.

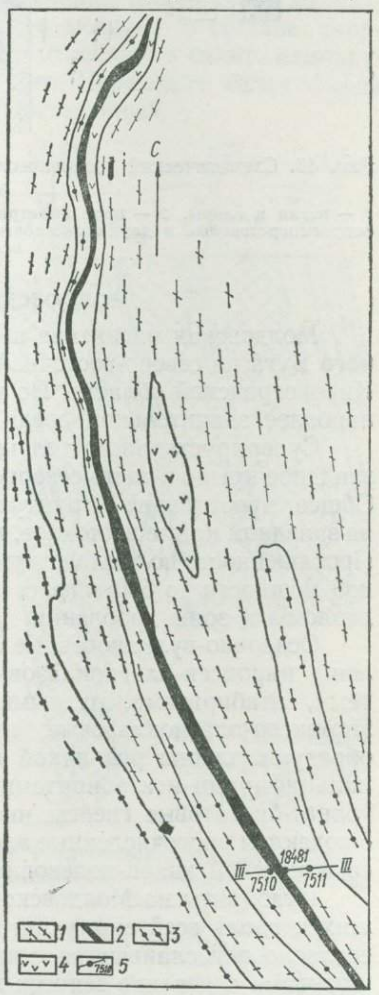


Рис. 45. Схематическая геологическая карта Новоселицкой магнитной аномалии (составил В. Л. Яровой):

1 — биотитовые мигматиты, *2* — феррогиперстеновые и двупироксеновые итабириты с гранатом, *3* — гранат-биотитовые гнейсы, *4* — амфиболиты, *5* — линия разреза и скважины.

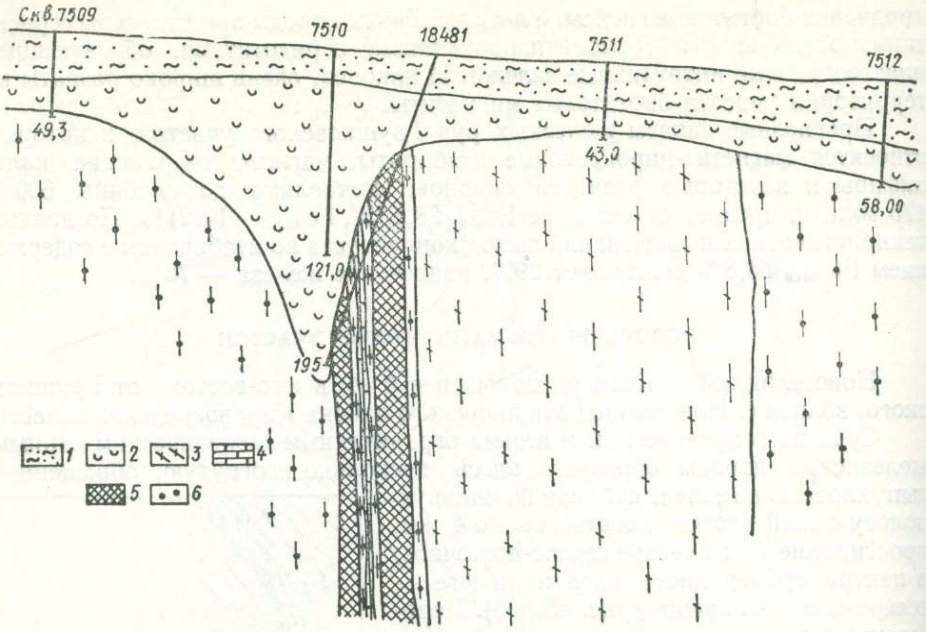


Рис. 46. Схематический геологический разрез Новоселицкой магнитной аномалии (составил В. Л. Яровой):

1 — пески и глины, *2* — кора выветривания, *3* — биотитовые мигматиты, *4* — кальцифиры, *5* — феррогиперстеновые и двупироксеновые итабириты с гранатом, *6* — гранат-биотитовые гнейсы, иногда с силлиманитом.

МОЛДОВСКИЙ МАГНЕТИТОВЫЙ УЧАСТОК

Молдовская магнитная аномалия расположена на левом берегу р. Южного Буга на северо-восточной окраине с. Молдовки Голованевского района Кировоградской области. По интенсивности (до 55 тыс. гамм) она является наиболее значительной среди магнитных аномалий Побужья.

Суперкрустальные толщи Молдовского участка слагают останец — западное крыло и часть северного замка Молдово-Тарноватской синклинали. Общее простирание структуры — северо-северо-западное, падение пород на западном крыле восточное, в районе замка — западное под углом 78—82°. Протяженность полосы метаморфических пород около 2000 м при максимальной мощности до 500 м (рис. 47 и 48). Широко развиты в пределах участка разломы и зоны дробления.

Осадочно-вулканогенные образования на Молдовском участке представлены пироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами, амфиболитами, итабиритами, рудными и безрудными кальцифирами и гнейсами. Пироксен-плагиоклазовые, иногда с гранатом, кристаллические сланцы образуют пласты различной мощности (от 1 до 100 м), переслаивающиеся с кальцифирами и итабиритами. Несколько меньшим развитием пользуются гранат-биотитовые гнейсы, иногда с силлиманитом и кордиеритом. В них наблюдаются многочисленные жилковатые или гнездовидные выделения метасоматической кварц-полевошпатовой породы мощностью от 1 до 80 см.

Итабириты на Молдовском участке образуют два пласта, протягивающихся вдоль всей аномалии; мощность их колеблется от 30 до 150 м. Они согласно переслаиваются с кристаллическими сланцами, гнейсами и кальцифирами и нередко секутся жилами кварц-полевошпатовых метасоматитов мощностью до 2 м. Наиболее распространены феррогиперстеновые и двупироксеновые разности. Реже встречаются гранат- и биотит-гранат-пироксеновые итабириты. Весьма широко проявляется в них метасоматическая перекристаллизация, приводящая к развитию крупнозернистых (иногда гигантозернистых) участков, сложенных в основном феррогиперстеном. Здесь же

наблюдаются многочисленные послойные или гнездовидные скопления кварца, салита, граната, реже амфибола и магнетита. Последний иногда выделяется в значительных количествах, образуя участки богатых магнетитовых руд. На Молдовском участке широко развит пирротин.

С итабиритами пространственно тесно связаны магнетитсодержащие (рудные) кальцифиры, которые в западной толще итабиритов образуют крупную согласную залежь мощностью до 90 м. Отдельные интервалы в них представлены магнетитовой рудой с содержанием $Fe_{магн}$ более 60%. Среди рудных кальцифиров наблюдаются магнетит-салитовые, часто с гранатом, скаполит-магнетит-амфибол-салитовые, роговообманко-магнетит-пироксеновые со шпинелью и другие скарны.

В пределах восточной толщи итабиритов вскрыты безрудные кальцифиры мощностью более 50 м с прослоями кристаллических сланцев и гнейсов. На контакте их с метасоматической кварц-полевошпатовой породой часто образуются магнетит-оливин-гранатпироксеновые скарны мощностью до первых десятков метров. В составе скарнов нередко отмечаются салит, клиногумит, флогопит. Переход от кальцифиров к скарнам постепенный.

Рис. 47. Схематическая геологическая карта Молдовской магнитной аномалии (составили В. Ф. Богатырев, Г. И. Ионис):

1 — биотитовые мигматиты, *2* — рудные кальцифиры и магнетит-пироксеновые и магнетит-гранат-пироксеновые скарны, *3* — безрудные кальцифиры с оливином, шпинелью и клиногумитом, *4* — феррогиперстеновые и двупироксеновые итабириты с гранатом, *5* — гранат-биотитовые гнейсы, иногда с силлиманитом, *6* — двупироксен-плагиоклазовые и гранат-двупироксен-плагиоклазовые гнейсы, переходящие в амфиболиты, *7* — зоны дробления и брекчирования, *8* — линия разреза, скважина и ее номер.

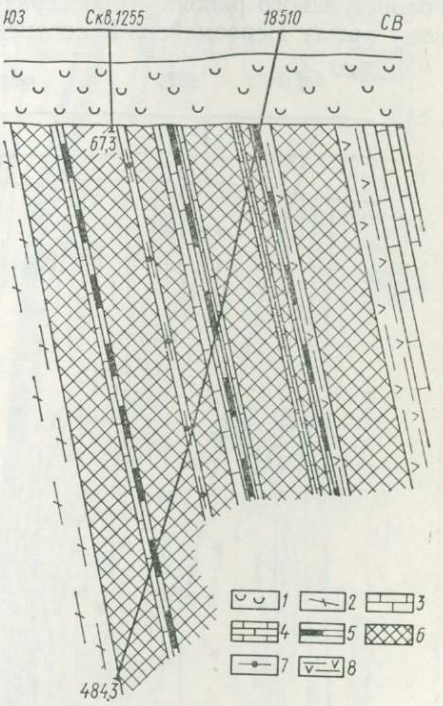


Рис. 48. Геологический разрез Молдовской магнитной аномалии (составил В. Ф. Богатырев):

1 — кора выветривания кристаллических пород, *2* — биотитовые мигматиты, *3* — безрудные пироксеновые и гранат-пироксеновые скарны, *4* — безрудные кальцифиры с оливином, шпинелью, клиногумитом, *5* — рудные кальцифиры с магнетитом, диопсидом, оливином, шпинелью и клиногумитом, *6* — феррогиперстеновые и двупироксеновые итабириты с гранатом, *7* — гранат-биотитовые гнейсы, *8* — двупироксен-плагиоклазовые и гранат-двупироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, переходящие в амфиболиты.

Прогнозные запасы итабиритов Молдовского участка до глубины 600 м составляют 299 млн. т, среднее содержание $Fe_{общ}$ 27,11 и $Fe_{магн}$ 17,08%. Запасы рудных кальцифиров составляют 69 млн. т с содержанием $Fe_{общ}$ и $Fe_{магн}$ 38,28 и 29,41% соответственно.

По результатам технологических исследований итабиритов выход концентрата с содержанием $Fe_{раств}$ 69,1% составляет 19,3, извлечение железа — 51,4%. По рудным кальцифирам выход концентрата с содержанием $Fe_{раств}$ 68,9% составляет 40,5, извлечение железа 90,3%.

Для железистых пород Молдовского участка характерны несколько повышенные содержания скандия, цинка и никеля и пониженные — германия, меди и кобальта. Итабириты, расположенные вблизи зоны разлома, содержат повышенные количества кобальта и меди и пониженные — бериллия, цинка и германия. Итабириты центральной части, переслаивающиеся с богатыми карбонат-магнетитовыми рудами, отличаются резко повышенным содержанием цинка и скандия при пониженном содержании никеля и кобальта.

ЕМИЛОВСКИЙ МАГНЕТИТОВЫЙ УЧАСТОК

Емиловская магнитная аномалия расположена в междуречье Юж. Буга и Синюхи и протягивается с севера на юг от с. Емиловки до с. Маринополя Голованевского района Кировоградской области. Она приурочена к восточному крылу Первомайско-Голованевского синклинория и находится в пре-

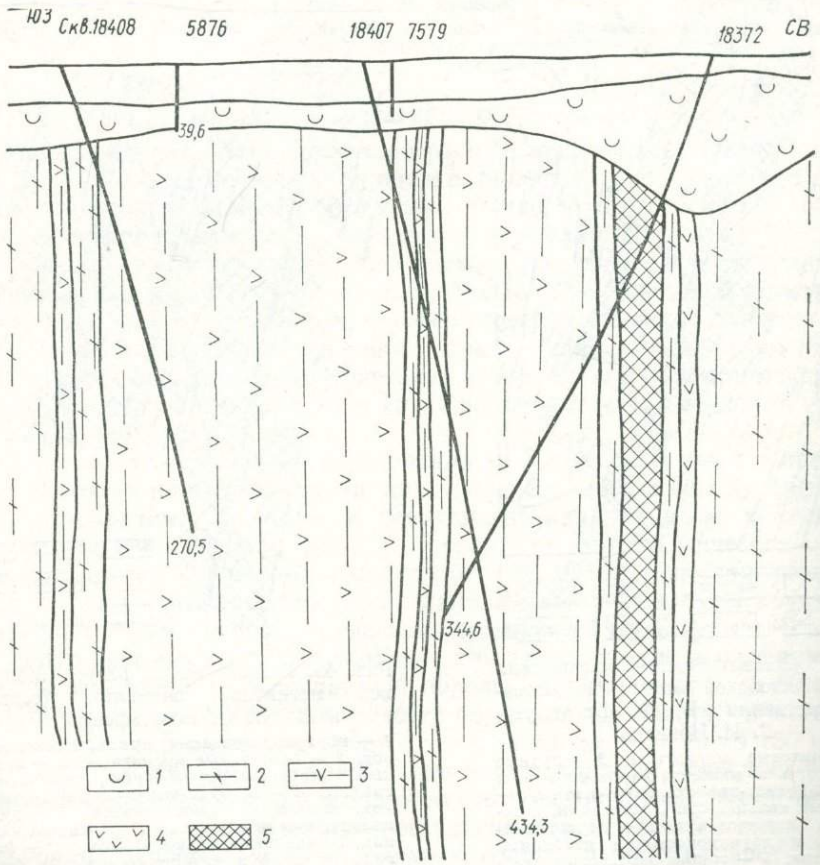


Рис. 50. Геологический разрез Емиловской магнитной аномалии (составил В. Ф. Богатырев):

1 — кора выветривания, *2* — биотитовые мигматиты, *3* — двупироксен-плагиоклазовые и гранат-двупироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, переходящие в амфиболиты, *4* — амфиболиты, *5* — гиперстеновые и двупироксеновые итабириты.

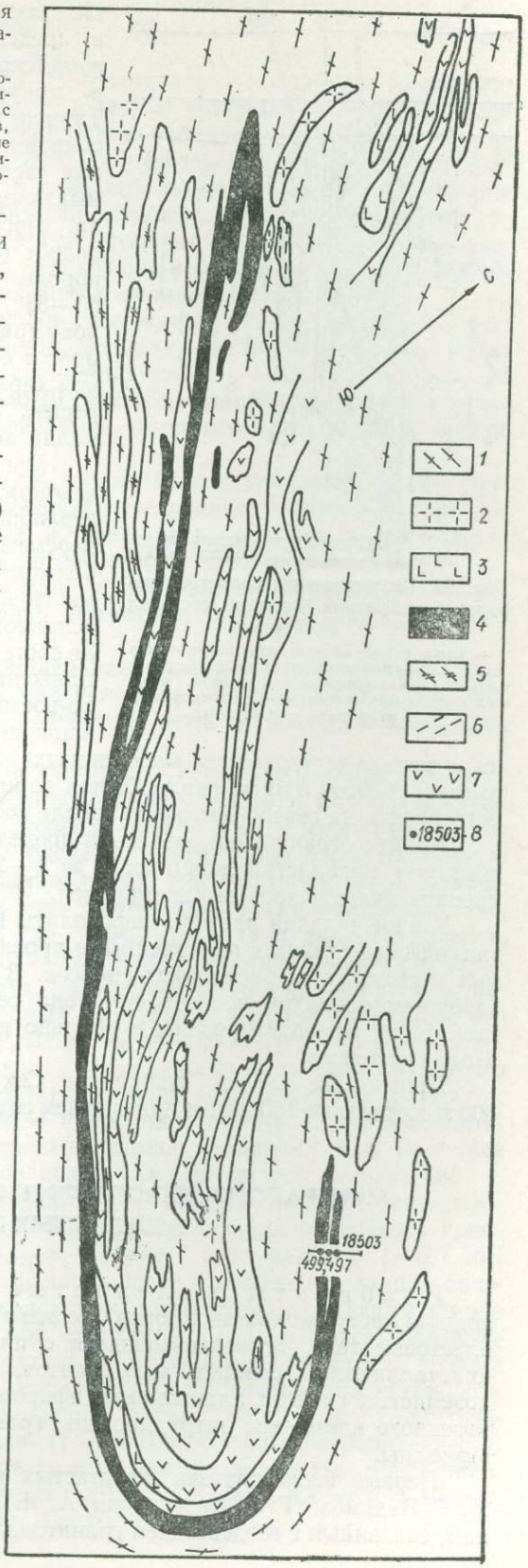


Рис. 51. Схематическая геологическая карта Секретарской магнитной аномалии (составил В. Ф. Богатырев):

1 — биотитовые мигматиты, *2* — гранитоиды чарнокитовой серии, *3* — серпентиниты, *4* — двупироксеновые итабириты с подчиненными прослоями амфиболитов, гнейсов и кальцифиров, *5* — пироксеновые и амфибол-пироксеновые гнейсы, *6* — биотитовые гнейсы, *7* — амфиболиты, амфиболовые гнейсы, *8* — скважина и ее номер.

делах Емиловской синклинали второго порядка. По-видимому, здесь сохранилось лишь восточное крыло крутой изоклинальной синклинали, западное крыло которой было полностью мигматизировано и ассимилировано гранитоидами.

Емиловская структура прослежена в северо-северо-западном направлении (азимут 340°) на протяжении 6 км, а на севере довольно круто поворачивает на запад-северо-запад (азимут 290—300°). Породы падают почти вертикально (рис. 49, вклейка, и 50). На восточном фланге магнитные аномалии вызваны магнетит-пироксеновыми итабиритами, образующими протяженный пласт средней мощностью 20—25 м. В западной части магнитные аномалии связаны с кристаллическими сланцами, амфиболитами и гнейсами, содержащими рассеянную вкрапленность или мелкие гнезда магнетита и сульфидов (пирротина, пирита и очень редко халькопирита).

Прогнозные запасы итабиритов до глубины 400 м составляют 109 млн. т при среднем содержании $Fe_{общ}$ 35,47% и $Fe_{магн}$ 20,34%

Для итабиритов Емиловского участка характерны повышенные содержания меди и кобальта, очевидно связанные с наложением сульфидной минерализации.

СЕКРЕТАРСКИЙ МАГНЕТИТОВЫЙ УЧАСТОК

Секретарская магнитная аномалия расположена на правом берегу Юж. Буга между селами Великая Мечетня и Секретарка Кривоозерского района

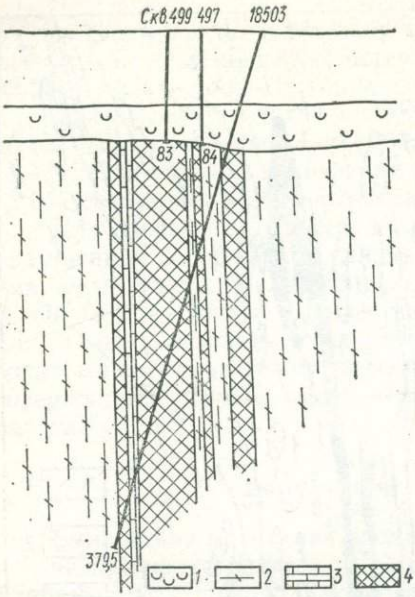


Рис. 52. Геологический разрез Секретарской магнитной аномалии (составил В. Ф. Богатырев):

1 — кора выветривания кристаллических пород, *2* — биотитовые мигматиты, *3* — безрудные кальцифиры с оливином, шпинелью, клиногумитом, *4* — двупироксеновые итабириты с гранатом.

Николаевской области. Она находится в пределах центрального блока Первомайско-Голованевского синклинория и приурочена к южному замыканию Тарноватской синклинали, у которой сохранились юго-западное крыло, южная часть замка и непосредственно примыкающая к нему часть восточного крыла. Простирание структуры северо-западное (320—330°). На западном крыле породы падают на юго-запад под углом 80—88°, на восточном поставлены на голову (рис. 51, 52). Вследствие этого вопрос о синклинальном или антиклинальном характере структуры до сих пор не решен. Протяженность магнитной аномалии около 12 км.

Магнитные породы представлены итабиритами, залегающими в виде выдержанных по простиранию пластов, перемежающихся с мигматитами, амфиболитами, гранат-биотитовыми и другими гнейсами. Горизонтальная мощность основного пласта на юго-западном крыле составляет 60—80 м. Уменьшение напряженности магнитного поля на северо-восточном крыле и в районе южного замыкания структуры связано, очевидно, с частым чередованием маломощных пластов железистых пород и безрудных гнейсов и мигматитов. Общая горизонтальная мощность железорудного пласта на северо-восточном крыле составляет 30—40 м.

Крайне ограниченно развиты в пределах структуры кальцифиры. Они образуют пропластки мощностью до 1—2 м среди итабиритов; к северу прослои кальцифиров выклиниваются.

В ядре складки развиты амфиболиты и пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы с подчиненными прослоями биотитовых гранат-биотитовых и силлиманит-биотитовых гнейсов. В северной части структуры среди габбро-амфиболитов установлены тела серпентинитов. Эффузивно-осадочные толщи мигматизированы и обильно интрудированы аплито-пегматоидными гранитами.

Прогнозные запасы итабиритов Секретарского участка до глубины 300 м составляют 150 млн. т при среднем содержании $Fe_{общ}$ 25,5, $Fe_{магн}$ 15,73%.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЖЕЛЕЗИСТЫХ ПОРОД

Итабириты (железистые кварциты) составляют основную массу железистых пород Среднего Побужья. Они образуют крупные пластовые тела, переслаивающиеся с пластами пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев, амфиболитов, гранат-биотитовых и других глиноземистых гнейсов, а также кальцифиров. Все эти породы осадочно-вулканогенного комплекса интрудированы гранитоидами и интенсивно мигматизированы.

Первые исследователи железистых пород Побужья (И. С. Романов, Н. Г. Вадимов, Г. Г. Виноградов, А. Я. Древин и др.) относили их к скарнам, связанным с воздействием гранитоидов на карбонатные породы. В даль-

нейшем распространились представления об осадочно-вулканогенном происхождении итабиритов, наиболее полно обоснованные М. Н. Доброхотовым.

Для итабиритов Среднего Побужья характерна ассоциация высокотемпературных минералов гранулитовой и верхов амфиболитовой фаций. Наиболее распространены феррогиперстеновые итабириты, в подчиненных по отношению к ним количествах развиты двупироксеновые и гранат-пироксеновые разности. Реже, обычно в виде небольших прослоев, встречаются куммингтонитовые, куммингтонит-пироксеновые, роговообманко-феррогиперстеновые и биотит-гранат-феррогиперстеновые итабириты. Все они связаны между собой постепенными переходами и основные различия заключаются в количественных соотношениях силикатных минералов.

Из породообразующих минералов содержатся (в %): кварц 25—50, магнетит 12—25, феррогиперстен 10—40, моноклинный пироксен до 20, гранат 20; реже куммингтонит до 10, в единичных случаях — до 40, сине-зеленая роговая обманка до 10 и биотит до 10; акцессорные представлены апатитом, редко цирконом, а также сульфидами — пирротином, пиритом и иногда халькопиритом.

Итабириты представляют собой темные зеленовато-серые породы грубополосчатой текстуры, обусловленной чередованием нечетко ограниченных рудных магнетит-силикатных и существенно кварцевых (но тоже с примесью силикатов и магнетита) прослоев мощностью от первых миллиметров до 2—3 см и более. Полосчатость подчеркивается широким развитием послойных линзовидных скоплений магнетита, силикатов и вторичного кварца.

Обычно наблюдается субпараллельная линейная ориентировка удлиненных зерен породообразующих минералов, проявляющаяся и в довольно распространенных неполосчатых разностях; реже встречаются массивные текстуры.

Структура основной массы итабиритов — средне-неравномернозернистая гранобластовая, местами пойкилобластовая; часто в них содержатся порфиробласты феррогиперстена размерами до 2—5 см с многочисленными включениями кварца и магнетита, расположение которых отражает тонкую реликтовую полосчатость железистых пород. Весьма характерной особенностью является развитие в них метасоматически перекристаллизованных участков, сложенных крупными (до 5 см) индивидами феррогиперстена, салита, граната, иногда роговой обманки. В этих участках происходит переотложение и укрупнение магнетита, выделяющегося в виде прожилков, неправильных скоплений или сплошных масс между зернами силикатов, что создает сидеронитовую структуру. Здесь же обычно наблюдаются многочисленные послойные прожилки, линзы и гнездовидные выделения вторичного кварца, содержащие включения силикатов (чаще всего граната), магнетита, иногда вкрапленность сульфидов — пирротина, пирита и халькопирита. Широко развиты также кварц-полевошпатовые прожилки или сплошное пропитывание отдельных участков кварц-полевошпатовым материалом.

Кварц представлен двумя генерациями. К первой относится метаморфогенный кварц, образовавшийся при перекристаллизации первичного кремнистого материала исходных осадков. Он имеет вид мелких (0,1—0,7 мм) изометричных или несколько удлиненных зерен с неровными заливообразными ограничениями и слабым волнистым погасанием, слагающих тонкие (0,2—2 мм) прослои гранобластовой структуры. Наблюдаются многочисленные точечные включения магнетита, реже — феррогиперстена; в более крупных кристаллах последнего содержатся реликтовые зерна метаморфогенного кварца. Кварц второй генерации связан с наложением гранитизации. Он представлен более крупными (1—5 мм) неправильно ограниченными, обычно удлиненными зернами с резко выраженным волнистым погасанием, часто образующими послойные жилковатые скопления. Содержит мелкие включения апатита, микроклина и олигоклаза.

Магнетит также представлен двумя генерациями. Ранний метаморфогенный магнетит, развитый в рудных и магнетит-силикатных прослоях, образует вытянутые параллельно общей полосчатости сростки и отдельные полигональные изометричные или удлиненные зерна размерами до 0,5 мм; часто содержится в виде реликтовых включений в порфиробластах феррогиперстена; точечные включения магнетита наблюдаются в кварцевых прослоях. Для более позднего метасоматического магнетита характерно весьма неравномерное распределение с образованием жилковатых или гнездовидных скоплений, сложенных более крупными (0,3—5 мм) зернами неправильной формы. Часто он выполняет промежутки между другими породообразующими минералами (сидеронитовая структура). В отраженном свете магнетит серый с коричневым или голубовато-зеленым оттенком. Плотность 4,99—5,20 г/см^3. Довольно часто наблюдаются структуры распада твердых растворов, представленные тонкими линзовидными включениями ильменита и, возможно, шпинели, ориентированными в одном или двух взаимно перпендикулярных направлениях. Результаты химических и спектральных анализов магнетитов показали увеличение содержания титана, алюминия, марганца, магния, а также никеля, ванадия и хрома при переходе от амфиболсодержащих к пироксеновым и гранат-пироксеновым разновидностям железистых пород. Показатель степени окисления (R_2O_3 : RO) для магнетитов из гранат-пироксеновых итабиритов равен 0,91—0,97, из пироксеновых — 0,97—1,01. Иногда магнетит замещается пирротином, пиритом, марказитом и гематитом.

Ромбический пироксен в большинстве случаев представлен феррогиперстеном (F = 54—64), реже — гиперстеном (F = 34—45). В магнетит-силикатных прослоях он образует удлиненные зерна идиоморфного призматического габитуса размерами 0,2—2,5 мм, часто встречаются порфиробласты (до 2—5 см), содержащие многочисленные включения магнетита и кварца. Наблюдается плеохроизм по *Ng* светло-зеленый, по *Np* светло-розовый; показатели преломления: n_g = 1,710—1,745; n_p = 1,704—1,729; погасание в большинстве случаев прямое, но иногда достигает 10°. Во многих зернах развиты полисинтетические двойники и пластинчатые вростки моноклинного пироксена. Иногда по феррогиперстену развиваются роговая обманка, куммингтонит и крупнозернистый карбонат.

Моноклинный пироксен, представленный салитом и реже ферросалитом, образует короткопризматические или неправильные зерна размерами 0,5—1,0 мм, окрашенные в светло-зеленый цвет, почти без плеохроизма. Судя по показателям преломления (n_g = 1,710—1,740), содержание геденбергитового компонента колеблется от 24 до 70%, однако преобладают собственно салиты с железистостью 24—35. Моноклинный пироксен замещается сине-зеленой роговой обманкой, куммингтонитом и биотитом.

Гранат пироп-альмандинового состава развивается в первично обогащенных глиноземом прослоях, а также в метасоматически измененных (окварцованных) участках итабиритов. В первом случае он представлен мелкими (0,3—2 мм) зернами неправильной формы, относительно равномерно распределенными в породе. В перекристаллизованных участках зерна граната увеличиваются до 1—2 см и образуют гнездовидные скопления. Обычно гранат окрашен в светло-розовый цвет, оптических аномалий не наблюдается. Характерно большое количество пойкилитовых вростков кварца, магнетита и пироксенов в гранате. Показатель преломления 1,795—1,799, что соответствует железистости 70—74%.

Роговая обманка встречается в основном в феррогиперстеновых итабиритах как вторичный минерал, замещающий пироксен. Она образует длиннопризматические или неправильной формы зерна длиной до 2 мм, часто срастающиеся с зернами пироксена; содержит включения кварца и магнетита. Плеохроизм по *Ng* сине-зеленый, по *Np* светлый желтовато-зеленый; n_g = 1,680—1,708; n_p = 1,662—1,690; *cNg* = 9—12°; (—) $2V$ = 72—88°. Железистость минерала, судя по оптическим константам, изменяется от 45

до 80%. Наблюдается замещение роговой обманки бесцветным амфиболом (актинолитом) и биотитом.

Куммингтонит обычно развивается по пироксенам, реже образует самостоятельные призматические кристаллики длиной до 0,5 мм; $n_g = 1{,}678—1{,}690$; $n_p = 1{,}650—1{,}660$; $(+)2V = 80—82°$; $cNg = 20°$; $F = 52—63\%$. Развиты полисинтетические двойники.

Биотит сравнительно редко выступает в качестве породообразующего минерала; чаще он в количестве 1—2% содержится среди продуктов изменения пироксенов и роговой обманки. В итабиритах Секретарского участка он образует листочки длиною до 1 мм, иногда слагающие тонкие прослойки. Плеохроирует от буровато-зеленого по *Ng* до бледно-зеленого по *Np*. $n_g = n_m$ колеблется от 1,633 до 1,658; общая железистость составляет 35—57%.

Акцессорный *апатит* представлен мелкими овальными или призматическими кристалликами, чаще всего заключенными в кварце. Рудные акцессорные минераллы — *пирротин, пирит* и *халькопирит* — образуют мелкие зерна и сростки, выполняющие промежутки между другими минералами; иногда наблюдается их развитие по магнетиту. В небольших количествах в зонах окварцевания встречаются полевые шпаты — *микроклин* и *олигоклаз*.

Таблица 98

Средний химический состав железистых пород Среднего Побужья (%)

Компонент	Итабириты	Рудные кальфициры	Магнетитсодержащие скарны
SiO_2	48,80	14,09	21,55
TiO_2	0,11	0,35	0,23
Al_2O_3	2,44	1,14	1,17
Fe_2O_3	21,27	37,17	38,69
FeO	19,16	23,16	25,87
MgO	5,85	8,29	9,07
CaO	1,15	7,92	2,39
Na_2O	0,13	0,09	0,09
K_2O	0,19	0,03	0,05
P_2O_5	0,056	0,068	0,042
S	0,07	0,41	Не опр.
SO_3	Не опр.	1,15	0,12
П. п. п.	0,60	7,41	0,89
H_2O	0,16	Не опр.	0,38
Сумма	99,79	100,28	100,48
$Fe_{общ}$	27,62	37,14	39,03
$Fe_{магн}$	17,66	29,16	28,20

Данные о химическом составе итабиритов Среднего Побужья приведены в табл. 98.

Из элементов, определяемых спектральным анализом, в итабиритах постоянно содержатся (в %): Mn 0,1—1,0 (в отдельных пробах 2—3), Cu 0,001—0,005 (иногда 0,01—0,05), V и Ga 0,001—0,006; Cr 0,001—0,004; Ni 0,0005—0,005; Sc 0,003—0,0005 и Ge 0,0001—0,003; реже встречаются Zn 0,001—0,004; Co и Mo 0,001—0,006, Pb 0,001—0,005, Sn 0,0001—0,005; Ag $<$ 0,0001; в единичных пробах установлены: Ba 0,03; Li 0,01—0,02; Bi 0,0001 и Be 0,0003 (последние три в биотитсодержащих разностях).

Статистическая обработка результатов большого числа спектральных анализов показала, что распределение малых элементов в итабиритах подчинено логнормальному закону. Сопоставление результатов, полученных для различных участков, дает в общем однообразную картину; небольшие различия наблюдаются только для содержаний скандия, германия, цинка, меди, никеля и кобальта. Так, Молдовский участок по сравнению с другими отличается несколько повышенным содержанием скандия, цинка и никеля, при пониженном содержании германия, меди и кобальта. Для Емиловского участка характерна повышенная концентрация меди и кобальта.

Близкие концентрации малых и редких элементов свидетельствуют о геологической и геохимической стабильности условий, в которых происходило образование итабиритов. Отмеченные различия связаны, по-видимому, с наложением метасоматических и гидротермальных процессов, особенно активно проявившихся на Емиловском участке.

Магнетитсодержащие кальцифиры широко развиты на Молдовском и Слюсаревском и реже встречаются на Савранском, Секретарском и Грушковском участках. Они образуют пласты мощностью от 0,5

до 90 м, переслаивающиеся с итабиритами, пироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами и амфиболитами; кальцифиры, залегающие среди итабиритов, обычно интенсивно скарнированы.

Магнетитсодержащие кальцифиры представляют собой серые и темно-серые грубополосчатые за счет послойных выделений магнетита или массивные (при равномерной рассеянной вкрапленности магнетита) породы. Они характеризуются средне-неравномернозернистой гранобластовой или пойкилобластовой структурой; развитие магнетита, заполняющего промежутки между зернами других минералов, создает участки сидеронитовой структуры.

Породообразующие минералы представлены (в %): карбонатами 30—70, магнетитом 30—45, оливином 5—15, клиногумитом до 10, реже встречаются флогопит, моноклинный и ромбический пироксены, актинолит, гранат и брусит; в небольших количествах содержатся шпинель, сульфиды, графит, вторичные серпентин и иддингсит.

Среди карбонатов ведущую роль играет *доломит*, образующий крупные (до 3—5 мм), идиоморфные по отношению к кальциту зерна с хорошо развитыми полисинтетическими двойниками; $n_o = 1{,}682$; $n_e = 1{,}502$. Зерна *кальцита* отличаются несколько меньшими размерами (1—3 мм), обычно мутные; часто встречаются микропрожилки кальцита в силикатах.

Магнетит образует ксеноморфные зерна, то равномерно рассеянные в породе, то группирующиеся в жилковидные или послойные линзовидные скопления мощностью до 10—15 мм и более; часто заполняет промежутки между другими минералами или выделяется в них по трещинам. Форма зерен и характер их распределения явно свидетельствуют о вторичном метасоматическом генезисе магнетита, связанного с привносом железа. Магнетит отличается светло-серой окраской со слабым зеленоватым оттенком, обусловленным, по-видимому, примесью марганца. Плотность 5,0—5,11 г/см^3. Наблюдаются структуры распада твердых растворов, представленные миндалевидными или неправильной формы микровключениями шпинели и, возможно, пирофанита. Постоянными примесями в магнетите являются такие окислы: Al_2O_3, MgO, TiO_2, MnO, а также Ni, Cr и Cu. Особенно характерно повышенное содержание марганца, достигающее в отдельных образцах 1—3%. Показатель степени окисления (R_2O_3 : RO) составляет 1,0—1,04.

Оливин представлен двумя разновидностями: хризолитом ($F = 19$—20) и более железистым гиалосидеритом ($F = 37$—50). Хризолит образует изометричные округлые зерна размерами 0,2—3,0 мм, иногда группирующиеся в небольшие скопления. $n_g = 1{,}708$—$1{,}714$; $n_p = 1{,}674$—$1{,}686$. Нередко замещается серпентином. Гиалосидерит ($n_g = 1{,}730$—$1{,}757$; $n_p = 1{,}698$—$1{,}722$), очевидно, относится к метасоматическим образованиям, связанным с привносом железа в процессе скарнирования.

Клиногумит образует неправильные или таблитчатого габитуса зерна размерами до 1 мм; бесцветен или окрашен в бледно-зеленый цвет. Иногда наблюдаются двойники. $n_g = 1{,}684$; $n_p = 1{,}649$.

Изредка встречается *флогопит* в виде таблитчатых кристаллов длиной до 0,5—1,0 мм; отличается светлой буровато-желтой окраской с заметным плеохроизмом.

Пироксены (*салит*, реже *гиперстен*) относятся к метасоматическим новообразованиям. Они представлены короткопризматическими или неправильными зернами размерами до 0,5—1,0 мм; в скарнированных участках наблюдаются более крупные (до 3 мм) зерна или небольшие гнездовидные скопления, а также каемки вокруг зерен оливина.

Шпинель (плеонаст) образует изометричные или неправильные трещиноватые зерна зеленого цвета размерами от 0,1 до 1,0 мм; часто находится в сростках с магнетитом.

Актинолит является вторичным минералом, замещающим моноклинный пироксен или оливин; представлен призматическими кристалликами длиной до 1 мм.

Гранат в виде зерен неправильной формы размерами 0,4—1,0 мм встречается в кальцифирах сравнительно редко и обычно приурочен к скарнированным участкам.

К редким минералам относится также *графит*.

Сульфиды, представленные *пиритом* и *пирротином*, ассоциируют с магнетитом; они образуют неправильные аллотриоморфные зерна, жилковидные выделения между зернами нерудных минералов и реже псевдоморфозы по магнетиту.

Данные о среднем химическом составе рудных кальцифиров приведены в табл. 98.

Спектральными анализами в рудных кальцифирах установлена (в %): постоянная примесь Mn 0,1—1,0 (до 3,0); в большинстве проб Cr 0,0006—0,006 (до 0,03); Cu 0,0005—0,001 (до 0,003); Ni и V 0,0001—0,001; реже встречаются Pb до 0,003; Ga и Ge до 0,001; Be, Sc и Y 0,0003—0,0006 и Mo 0,0001—0,0003; в единичных случаях обнаружены Zr 0,01—0,02; Li, Ba и Nb 0,001; Sn до 0,0003 и Ag $\leqslant$ 0,0001.

От безрудных кальцифиров они отличаются повышенным содержанием почти всех малых элементов, в частности галия, свинца, меди, никеля, ниобия и др., что указывает на интенсивное перераспределение вещества при формировании рудных кальцифиров и обогащение их рудными элементами, в том числе и железом.

Магнетитсодержащие скарны обычно развиваются среди рудных кальцифиров и часто приурочены к их контактам с итабиритами. По минеральному составу выделяются следующие разновидности: 1) магнетит-салитовые, нередко с гранатом, 2) скаполит-магнетит-амфибол-салитовые, 3) роговообманко-магнетит-пироксеновые со шпинелью и нередко с гранатом, 4) клиногумит-магнетит-оливиновые.

Магнетит-салитовые скарны представляют собой темные зеленовато-серые разнозернистые породы массивного сложения. Структура гетерогранобластовая, пойкилобластовая или близкая к сидеронитовой; текстура массивная. Они состоят (в %) из: салита 40—65 и магнетита 20—30, иногда с примесью амфиболов до 25, представленных светло-зеленым актинолитом или бесцветным тремолитом; в небольших количествах встречаются шпинель, оливин, карбонаты, пирротин и апатит. Скаполит-магнетит-амфибол-салитовые скарны отличаются от описанных выше лишь содержанием скаполита до 20 и большим содержанием амфиболов (до 30%).

Роговообманко-магнетит-пироксеновые скарны со шпинелью и нередко гранатом состоят (в %) из: пироксенов 20—60, роговой обманки 5—65, магнетита и титаномагнетита 10—35, шпинели до 20; спорадически встречаются гранат 5—7, оливин до 15, плагиоклаз до 45, карбонат и акцессорный апатит. Клиногумит-магнетит-оливиновые скарны состоят (в %) из: магнетита 20—35 до 60, клиногумита до 10, оливина 25—60 и обычно содержат примесь шпинели.

Последние две разновидности скарнов внешне очень схожи между собой; они характеризуются зеленовато-темно-серой, почти черной окраской, массивной текстурой, содержат мелкие (до 1 см) ветвящиеся сростки магнетита. Иногда в них наблюдаются прожилки белого кальцита мощностью до 1,5 см.

Данные о среднем содержании в скарнах породообразующих компонентов приведены в табл. 98. Спектральными анализами в скарнах установлены (в %): Mn 0,3—1,0; Cr 0,001—0,005 (до 0,01); V и Cu 0,0003—0,001 (до 0,004); Ni и Y до 0,0006; Be до 0,0003; редко встречаются Li и Ga до 0,003; Ge и Sc до 0,0006; в единичных случаях — Ba 0,1; Pb и Zr до 0,02; Zn 0,01; Co, Nb 0,001; Mo, Sn и Yb 0,0001; Ag $<$ 0,0001.

* * *

Железорудные месторождения Среднего Побужья, представленные пластообразными телами итабиритов и рудных кальцифиров, приурочены к молдово-тарноватскому горизонту средней свиты бугской серии второго докембрийского мегацикла. Породы этого горизонта развиты на крыльях синклинальных складок второго и третьего порядков — Молдово-Тарноватской, Раздольской, Новоселицкой, Шамраевской, Грушковской, Емиловской, Секретарской, Савранской и др., где установлены наиболее крупные магнитные аномалии.

Железисто-кремнистые породы переслаиваются с амфиболитами, пироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами, кальцифирами и глиноземистыми гнейсами. Этот комплекс пород может быть отнесен к своеобразной, ранее неизвестной на Украинском щите, карбонатно-железисто-кремнисто-метабазитовой формации.

Эффузивно-осадочные толщи метаморфизованы в условиях верхов амфиболитовой — низов гранулитовой фации, интенсивно гранитизированы и обычно сохраняются в виде небольших останцев среди полей мигматитов.

Итабириты образуют пласты средней мощности от 20 до 140 м, прослеженные по простиранию на 1—5 (до 10) км и на глубину до 300—600 м.

Таблица 99

Основные геологические параметры рудных залежей и прогнозные запасы железорудных месторождений Среднего Побужья

Участок	Тип руды	Средняя протяженность рудной залежи, м	Средняя мощность, м	Прогнозные запасы, млн. т	Среднее содержание $Fe_{общ}$, %	Среднее содержание $Fe_{магн}$, %	Подсчет произведен до глубины, м
Молдовский	Итабириты	2000	87	299	27,11	17,08	600
	Кальцифиры	700	57	69	38,28	29,41	600
	Бурые железняки	2000	60	15	40,60	—	120
Савранский	Итабириты	1000	140	194	29,06	19,05	500
Грушковский	Итабириты и кальцифиры	4000	75	475	28,83	17,21	600
Секретарский	То же	10 800	20	150	25,15	15,73	300
Новоселицкий	Итабириты	4000	40	127	28,00	18,00	300
Шамраевский	»	1700	50	70	29,00	16,53	300
Емиловский	»	5000	20	109	35,47	20,34	400
Слюсаревский	Кальцифиры	3500	15	77	34,27	26,75	500
В том числе: собственно Слюсаревский	»	1000	29,5	42	34,34	25,82	500
Вильшанский	»	2500	9	35	33,89	29,81	500
Всего магнетитовых руд		—	—	1570	29,90	19,42	—
Среднее содержание в итабиритах		—	—	—	28,64	17,85	—

Таблица 100

Результаты технологических исследований железных руд Среднего Побужья

Участок	Тип руды	Выход концентрата, %	Содержание железа растворимого, %	Извлечение железа, %
Молдовский	Итабириты	19,3	69,1	51,4
	Рудные кальцифиры	40,5	68,9	90,3
Савранский	Итабириты	29,2	69,0	70,6
Новоселицкий	»	33,76	60,62	65,27
Грушковский	»	29,7	66,8	70,0
Шамраевский	»	29,47	58,23	60,45

В состав итабиритов, кроме преобладающих кварца и магнетита, входят железистые силикаты: ромбический и моноклинный пироксены, несколько реже гранат, куммингтонит, роговая обманка и биотит. Среднее содержание $Fe_{общ}$ в них составляет 25—29, $Fe_{магн}$ 16—20%. На Побужье, по сравнению с другими районами развития железисто-кремнистых формаций, мало распространены нерудные и малорудные железисто-силикатные породы типа таконитов.

Магнетитсодержащие (рудные) кальцифиры, развитые на Молдовском, Слюсаревском, а также Савранском, Секретарском и Грушковском участках, образуют пласты мощностью от 0,5 до 90 м. Породообразующими минералами кальцифиров являются карбонаты (доломит и кальцит), оливин (хризолит), клиногумит, реже флогопит, шпинель и актинолит. К метасоматическим новообразованиям относятся магнетит, гиалосидерит, салит, гиперстен и гранат. Среднее содержание $Fe_{общ}$ в рудных кальцифирах составляет 36—40, $Fe_{магн}$ 29—32%.

В железисто-кремнистых и карбонатных породах широко проявились метасоматические преобразования. С ними, в частности, связано обогащение кальцифиров магнетитом и железистыми силикатами, развитие магнетитсодержащих скарнов, обычно приуроченных к контактам кальцифиров с итабиритами, выделение в последних крупнозернистых участков, сложенных феррогиперстеном, салитом, амфиболом или магнетитом, зон окварцевания и гранитизации.

В ряде случаев (Емиловский, Бакшинский и другие участки) наблюдается сульфидная минерализация вплоть до образования гнезд колчеданных руд, сложенных пирротином, пиритом и реже халькопиритом.

Суммарные прогнозные запасы железорудного сырья для восьми наиболее крупных магнитных аномалий составляют 1570 млн. т (табл. 99), в том числе 140—150 млн. т магнетитсодержащих кальцифиров. Наибольшую ценность представляют рудные кальцифиры, которые могут быть использованы в металлургическом процессе без предварительного обогащения; добавление их при агломерации значительно облегчает и удешевляет процесс спекания (окускования) магнетитового концентрата на Криворожских ГОКах. По данным технико-экономического обоснования, разработка даже мелких месторождений рудных кальцифиров рентабельна.

Добыча итабиритов (железистых кварцитов), представляющих собой бедные руды, легко поддающиеся обогащению методом магнитной сепарации, экономически менее выгодна, но ввиду их совместного залегания с рудными кальцифирами и возможности одновременной разработки они также представляют несомненный практический интерес.

По результатам технологических исследований железных руд выход концентрата с содержанием $Fe_{раств}$ от 58,23 до 69,1% составляет 19,3—40,5% (табл. 100), извлечение железа — от 51,4 до 90,3%. Самые высокие проценты выхода концентрата и извлечения железа характерны для рудных кальцифиров.

Подсчитанные запасы железных руд уже в настоящее время могут обеспечить работу крупного горнодобывающего предприятия, что позволяет

ставить вопрос о создании на базе Побужских железорудных месторождений горнообогатительного комбината.

Возможности дальнейшего расширения железорудной базы Среднего Побужья весьма значительны. Большинство выявленных здесь магнитных аномалий практически совершенно не изучено. Необходимо продолжать поисково-разведочные работы с целью приращения запасов известных и открытия новых месторождений итабиритов и рудных кальцифиров. Наиболее перспективной, кроме тех участков, для которых подсчитаны прогнозные запасы, следует считать Бакшинскую магнитную аномалию. На магнитных аномалиях района с. Лесничье, Павловской полосы, Бандуровской, Голованевской, Лащевской, Щепиловской и др. следует предварительно провести комплексные геофизические исследования.

Самого пристального внимания заслуживают ассоциирующие с рудными кальцифирами магнетитсодержащие скарны, не только как дополнительный источник железорудного сырья, а и с точки зрения возможного проявления борной (людвигитовой) минерализации, известной в докембрийских железисто-кремнистых формациях (месторождение Таежное на Дальнем Востоке). Несомненный интерес представляет также детальное изучение зон сульфидной минерализации (Емиловский, Бакшинский и другие участки).

Непосредственным продолжением Побужских магнитных аномалий являются аномалии Ананьевской зоны, расположенные на южном склоне Украинского щита, где толща осадочных пород возрастает до 100—500 м. Здесь на Гвоздавской аномалии единичными скважинами вскрыты амфибол-пироксеновые итабириты с содержанием $Fe_{вал}$ до 35 и $Fe_{раств}$ 19—25% (иногда до 32%). По предварительным данным мощность железистого пласта составляет около 110 м. По минеральному составу, структурно-текстурным особенностям, условиям залегания и ассоциации с кальцифирами железистые породы Гвоздавской аномалии аналогичны итабиритам Побужья.

Для оценки промышленного значения магнитных аномалий Ананьевской группы (Байтальской, Ананьевской, Балтской и др.) на этой территории необходимо продолжить геофизические и поисково-разведочные работы.

ОРЕХОВО-ПАВЛОГРАДСКАЯ ЖЕЛЕЗОРУДНАЯ ПРОВИНЦИЯ

Орехово-Павлоградская железорудная провинция в структурном отношении представляет собой грабен-синклинорий со сложноскладчатым внутренним строением. Эта структура развилась на западной окраине Приазовского блока в зоне мощного глубинного разлома субдолготного простирания, который, по данным ГСЗ (Сологуб, Трипольская, 1969), в вертикальном направлении пересекает «гранитный» и «базальтовый» слои земной коры. Заложился он, возможно, еще в архее, однако оформление Орехово-Павлоградского региона в качестве грабена в современных его границах произошло, по-видимому, в нижнем протерозое. В геологической литературе под названием собственно Орехово-Павлоградского разлома обычно фигурирует главный сместитель, являющийся западной границей описываемой структуры. Восточнее, примерно параллельно ему, протягивается второй региональный разлом, имеющий название Азово-Павлоградского. Он отделяет Орехово-Павлоградскую приразломную структуру с востока от остальной части Приазовского блока. На севере у г. Павлограда породы Орехово-Павлоградского синклинория перекрыты палеозойскими образованиями Днепровско-Донецкой впадины, в южном направлении они постепенно погружаются в Причерноморскую впадину.

Породы докембрия в пределах Орехово-Павлоградского синклинория почти повсеместно перекрыты кайнозойскими, а на юге — мезозойскими отложениями. Поверхность кристаллического фундамента на севере, в пределах Волчанского выступа, имеет отметки + 80, + 100 м; у г. Орехова отметки кристаллического ложа составляют уже —40, — 50 м. Еще южнее интенсивность погружения склона щита значительно увеличивается, и у г. Мелитополя докембрийский фундамент встречен скважинами на отметках —350, —375 м.

Впервые Орехово-Павлоградский регион, в виде полосы магнитных аномалий, был выделен на основании исследований Ленинградского института прикладной геофизики в 1927—1928 гг., которые были продолжены сотрудниками Украинского геологического треста А. Г. Линьковым и Б. В. Мартыненко до 1932 г. При разбуривании наиболее крупных магнитных максимумов в долине р. Жеребца вблизи с. Новопавловки вскрытые пласты итабиритов и ультраосно́вные породы были изучены С. П. Родионовым. Более детально до Великой Отечественной войны Орехово-Павлоградская полоса магнитных аномалий не изучалась. Систематические исследования этой территории начались только в конце 40-х годов. В 1948—1954 гг. почти вся территория провинции была покрыта комплексной магнитной, гравиметровой и геологической съемками. При этом установлено его сложное строение, пестрый состав слагающих метаморфических образований и широкое рас-

пространение в них итабиритов. Однако поиски богатых железных руд криворожского типа, проводившиеся в те же годы (1953—1955) под руководством А. А. Настенко, положительных результатов не дали. Выяснилось, что на итабиритах кора выветривания имеет совершенно незначительную мощность и поэтому рассчитывать на сколько-нибудь значительные запасы окисленных богатых руд в пределах Орехово-Павлоградского синклинория не приходится. Итабириты же как рудное сырье в то время еще промышленность не интересовали и должной оценки не получили.

Результаты поисково-разведочных работ 50-х годов послужили материалом для первых схем стратиграфического и формационного расчленения Орехово-Павлоградского метаморфического комплекса (Жуков, 1958, 1959а; Жуков, Настенко, 1960).

Начиная с 1954 г. почти на всей площади зоны проводились детальные геофизические и геологические съемки, картировочное и поисковое бурение. Эти работы (особенно геологические съемки О. Д. Тимошенко, Ю. Д. Шковыры, В. Ф. Киктенко и А. И. Андреева) дали много нового ценного материала.

С 1971 г. в Орехово-Павлоградском синклинории начались поиски легкообогатимых железных руд —магнетитовых итабиритов—под руководством Е. Н. Качанова, И. И. Могилевца и др. Результаты этих исследований используются в настоящей работе.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

По имеющимся в настоящее время данным в пределах Орехово-Павлоградского синклинория выделяется ряд складчатых структур, главными из которых являются (рис. 53): антиклинали — Новопавловская на западной окраине грабена и Токмакская на юге; синклинали — Ореховская между Новопавловской и Токмакской антиклиналями, Васиновско-Терсянская в центральной части и Васильковская, занимающая всю северную часть грабена. Складки осложнены крупными разломами широтного, субдолготного и северо-западного простирания, обрывающими их крылья, а местами и замковые части. Это, конечно, очень затрудняет расшифровку общей структуры синклинория, однако не делает ее совершенно безнадежной. На основе новых структурных представлений становится возможным и уточнение стратиграфии.

Стратиграфия. В метаморфическом комплексе Орехово-Павлоградского синклинория выделяются две формации (Жуков, 1959а): нижняя — осадочно-вулканогенная железисто-кремнисто-метабазитовая формация, особенностью которой, помимо наличия итабиритов, является значительное содержание метабазитов (главным образом, амфиболитов), и верхняя — железисто-кремни́сто-сланцевая хемогенно-терригенная. Последняя — пестрая ритмично-слоистая толща, в ее составе участвуют различные гнейсы, безрудные кварциты, итабириты, известняки и кальцифиры, а также вулканогенные породы (амфиболиты и кристаллические сланцы осно́вного состава), но в подчиненном количестве. В обеих формациях встречаются межпластовые интрузивные тела пироксенитов, реже габбро.

На вопрос о стратиграфическом положении метаморфического комплекса Орехово-Павлоградского синклинория радиогеохронологические методы не дают определенного ответа. Результаты всех определений по амфиболам разных пород укладываются в интервал 2100—2300 млн. лет и отражают время метаморфизма и гранитизации. О взаимоотношении комплекса и толщ соседних регионов судить трудно вследствие изолированного его положения в грабене. Таким образом, главными критериями для стратиграфических аналогий остаются состав и строение комплекса. Разные исследователи придают различное значение этим признакам, и поэтому на его стратиграфическое положение существуют неодинаковые взгляды. Не вда-

ваясь в подробности этого дискуссионного вопроса, скажем только, что нижняя осадочно-вулканогенная формация, по нашему мнению, имеет, вероятно, архейский возраст и должна параллелизоваться с западноприазовской серией. Что же касается верхней ритмично-слоистой существенно терригенной формации, то она имеет определенные черты сходства с бердянской свитой (Жуков, 1970) центральноприазовской серии и является нижнепротерозойской.

В составе нижней, западноприазовской серии выделяются две свиты (сверху вниз): новопавловская и токмакская.

Опорным разрезом для выделения новопавловской свиты послужила толща, сложенная основными, ультраосновными и железисто-кремнистыми породами, вскрытая скважинами к западу от г. Орехова на Новопавловском (иногда его называют Новоандреевским) участке и описанная в свое время как наиболее древняя в Орехово-Павлоградском синклинории железисто-кремнисто-метабазитовая формация (Жуков, 1959а). Распространение этой толщи с запада ограничено Орехово-Павлоградским разломом, вдоль которого она тянется на 10—12 км в виде сравнительно узкой (до 1,5—2 км) полосы. Складчатое строение полосы в достаточной мере не выяснено, поэтому оценить даже видимую мощность толщи трудно. Условно мощность ее принята равной 1,0—1,5 км, но, возможно, что цифра завышена.

Новые данные позволяют предполагать, что в Орехово-Павлоградском синклинории имеется более древняя крупная толща, подстилающая метабазитовую, сложенная главным образом биотитовыми гнейсами. Она и выделяется под названием токмакской свиты.

Токмакская свита слагает ядро Токмакской антиклинали. Вскрыта она небольшим числом скважин. По имеющимся данным, свита сложена в основном биотитовыми гнейсами и невыдержанными по простиранию пачками амфиболитов мощностью, возможно, до 100—150 м. Основание свиты не известно. Учитывая максимальную ширину выхода толщи (10 км) и характерный для Орехово-Павлоградского синклинория угол наклона пород: от 75 до 45° на крыльях и

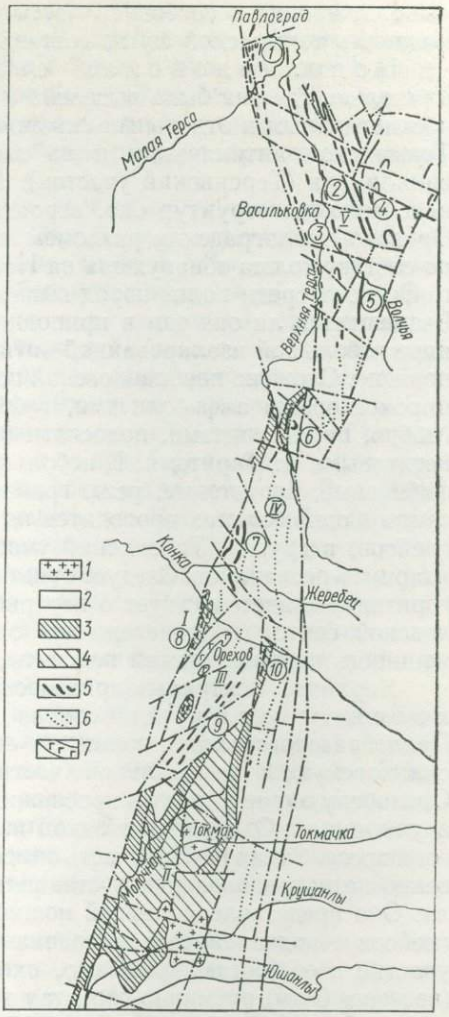


Рис. 53. Схема геологического строения Орехово-Павлоградской железорудной провинции по геолого-геофизическим данным:

1 — гранитоидная плагиоклаз-микроклиновая формация, *2* — ритмично-слоистая вулканогенно-осадочная формация с подчиненной ей железисто-кремнисто-сланцевой рудной формацией (ореховская свита), *осадочно-вулканогенная формация с подчиненной ей железисто-кремнисто-метабазитовой рудной формацией; 3* — новопавловская свита; *4* — токмакская свита, *5* — железорудные пачки (линзы пироксеновых и амфибол-пироксеновых итабиритов), *6* — магнитоактивные горизонты (пачки амфиболитов, иногда с маломощными телами ультраосновных пород и прослоями итабиритов), *7* — габброидная формация.

Римские цифры — *антиклинали: I* — Новопавловская, *II* — Токмакская; *синклинали*: *III* — Ореховская, *IV* — Васиновско-Терсянская, *V* — Васильковская.

Цифры в кружках — *участки распространения железорудных формаций*: *1* — Елизавето-Троицкий, *2* — Преображенский, *3* — Павловский, *4* — Васильковский, *5* — Дебальцевский, *6* — Терсянский, *7* — Васиновский, *8* — Новопавловский, *9* — Западный Новоданиловский, *10* — Восточный Новоданиловский.

выполаживание в свободной части складки, можно ожидать, что видимая мощность токмакской свиты составляет 2,0—2,5 км.

Новопавловская свита, наряду с Новопавловской антиклиналью, где она была выделена и наиболее хорошо изучена, по геофизическим данным и отдельным скважинам устанавливается на обоих крыльях Токмакской антиклинали и на западном крыле Васиновско-Терсянской синклинали (Терсянский участок). Кроме того, в виде фрагмента каких-то неясных пока структур она, вероятно, присутствует местами на границе с Орехово-Павлоградским разломом южнее широты г. Орехова. Аналогичная по составу толща обнаружена на Новоданиловской аномалии юго-восточнее г. Орехова среди поля пород вышележащей орехово-павлоградской серии. Размещается ли она там в приподнятом по разломам блоке или выходит в ядре небольшой изолированной антиклинали — в настоящее время не установлено. Сложена новопавловская подсвита главным образом амфиболитами, пироксеновыми амфиболитами, габбро-амфиболитами, роговообманковыми габбро, пироксенитами, полосчатыми и массивными (типа скарноидов) магнетитовыми итабиритами. В небольшом количестве в ней наблюдаются амфиболовые, биотитовые, реже гранат-биотитовые гнейсы. Верхняя граница свиты в одних местах проводится по подошве пачки биотит-силлиманитовых гнейсов, в других (Терсянский участок) — по подошве небольшого пласта кварцито-песчаников. Следует отметить, что явно обломочный характер этого горизонта свидетельствует о перерыве в осадконакоплении между новопавловской свитой и вышележащей орехово-павлоградской серией. Видимая мощность новопавловской подсвиты, вероятно, не более 0,75—1,0 км.

Верхняя, центральноприазовская, серия представлена одной ореховской свитой, которая развита на всем протяжении Орехово-Павлоградского синклинория. В северной части она целиком слагает Васильковскую, в центральной части — Васиновско-Терсянскую, южнее — Ореховскую синклинали и прослеживается на восточном крыле Темрюкской антиклинали. Однако ни в одной из этих структур не обнаружено ее полного разреза. Самая нижняя часть описываемой свиты, налегающая непосредственно на новопавловскую, устанавливается только в Ореховской синклинали. Она представлена толщей мощностью до 0,5 км силлиманит-биотитовых гнейсов с подчиненными им пачками биотитовых гнейсов. На Терсянском участке в ее состав, возможно, входят кварциты. Выше залегает мощная (не менее 3 км) ритмично-слоистая толща. В ее строении участвуют различные гнейсы (биотитовые, амфибол-биотитовые, силлиманит-биотитовые, гранат-биотитовые и графит-биотитовые), кристаллические известняки, итабириты и безрудные кварциты, возможно, вулканогенные кристаллические сланцы основного состава, а также небольшие тела (силлы) ультраосновных пород. Наиболее полно эта толща представлена в Васильковской синклинали. Таким образом, по изменению характера толщи в ореховской свите можно выделить две подсвиты: нижне- и верхнеореховскую.

Нижнеореховская подсвита, сложенная в основном силлиманит-биотитовыми гнейсами, имеет сравнительно однородный существенно гнейсовый состав и мощность около 0,5 км.

Состав и строение верхнеореховской свиты удается установить в результате анализа магнитного поля и буровых работ разных организаций на отдельных участках, в частности на Васильковском структурном профиле, разбуренном Днепропетровской геологической партией в 1971—1972 гг. В настоящее время установлено, что с пластами итабиритов связаны узкие линейные аномалии интенсивностью до 150—200 тыс. гамм. Цепочки аномалий достаточно отчетливо прослеживаются на значительные (до 50—70 км) расстояния. Это свидетельствует о том, что пласты и линзы железистых пород хотя и имеют прерывистое распространение, но группируются в пачки, которые занимают определенное стратиграфическое положение. Указанное обстоятельство дает возможность использовать «железорудные» пачки в качестве маркирующих горизонтов. С итабиритами обычно ассоциируют

железисто-силикатные сланцы, кварциты и глиноземистые гранатсодержащие гнейсы. Эти породы, переслаиваясь, образуют пачки пестрого состава мощностью от 25—50 до 300 м. Итабириты в таких пачках находятся в подчиненном количестве. Мощность их пластов редко достигает 25—30 м, однако именно они определяют характер магнитного поля всей толщи. На этом основании мы будем именовать такие пачки железорудными при определенной условности такого названия.

Всего в верхнеореховской подсвите (в Васильковской синклинали) насчитывается до семи железорудных пачек. Они разделены значительно более мощными (от 500—600 до 1500 м) гнейсовыми пачками. Последние сложены гранат-биотитовыми, силлиманит-гранат-биотитовыми (иногда с кордиеритом) и биотитовыми гнейсами. Кроме того, в их состав входят небольшие тела ультрабазитов и пласты кристаллических сланцев основного состава мощностью до 20 м. Количество этих пород несколько увеличивается вверх по разрезу в каждой пачке. Вследствие гранитизации гнейсовые пачки иногда имеют существенно мигматитовый состав; однако многочисленные реликты гнейсов и сланцев не оставляют сомнения в характере замещенной толщи.

В южном направлении состав подсвиты постепенно меняется. В железорудных пачках начинают преобладать кварциты, и в Васиновско-Терсянской и Ореховской синклиналях отчетливо выделяются уже только две нижние железорудные пачки, а в остальных железистые породы, по-видимому, замещаются кварцитами, которые к югу постепенно также выклиниваются. В южной части синклинория в ореховской свите уменьшается и количество тел основных и ультраосновных пород, хотя местами (Ореховская синклиналь) они и достигают крупных размеров.

Тектоника. Орехово-Павлоградский грабен образован двумя древними субдолготными разломами: Орехово-Павлоградским на западе и Азово-Павлоградским на востоке. Кроме этих двух главных нарушений грабен осложнен многочисленными разломами разных возраста и направления. Характеристика их не входит в задачу настоящей работы. Поэтому мы остановимся только на самых главных нарушениях, имеющих принципиальное значение для понимания границ описываемого региона, его общей структуры и распределения формаций.

По данным бурения, а также в магнитном и гравитационном полях Орехово-Павлоградский разлом отчетливо прослеживается с севера, от Днепровско-Донецкой впадины, на юг до широты г. Орехова. Южнее определить его положение трудно, так как оба крыла Орехово-Павлоградского разлома сложены там метабазитовой и железисто-кремнистой метабазитовой формациями. С большей долей вероятности позволяют определить положение Орехово-Павлоградского разлома на южном склоне щита гравиметрические наблюдения. В поле силы тяжести там выделяется цепочка локальных минимумов, которые, по-видимому, создаются этим нарушением.

В отличие от Орехово-Павлоградского разлома, субпараллельный ему Азово-Павлоградский разлом наиболее хорошо проявлен на юге. Впервые М. Ф. Носовский (1957) установил, что Приазовский массив в западном направлении быстро погружается, причем уступ кристаллического фундамента, достигающий местами 120—150 м, прослеживается в долготном направлении далеко на север. До самого последнего времени считалось (Жуков, 1972), что именно это нарушение является восточной границей Орехово-Павлоградского грабена. Высказывалось предположение, что разлом заложился в нижнем протерозое, а в мезо-кайнозойское время происходило его подновление, в результате которого оказались сброшенными меловые, палеогеновые и частично неогеновые отложения. Однако сейчас появились новые материалы, позволяющие уточнить это представление. Магнитные карты фиксируют древний не выраженный в современном рельефе фундамента региональный разлом в 1—1,5 км восточнее упомянутого, который и следует считать восточной границей Орехово-Павлоградского грабена, понимая под ним структуру докембрийского возраста. Разлом отделяет

область распространения западноприазовской серии на Приазовском массиве от области распространения ореховской свиты в Орехово-Павлоградском грабене. Что же касается параллельного ему уступа кристаллического ложа, то он связан с более молодыми, мезо-кайнозойскими нарушениями.

Севернее описанного района Азово-Павлоградский разлом прослеживается менее уверенно, однако о существовании его свидетельствует несовпадение структурных планов Орехово-Павлоградского грабена и Конкско-Ялынской впадины. Оси складчатых структур указанных регионов образуют почти прямой угол. По этому же структурному признаку восточная граница Орехово-Павлоградского грабена проводится и на Волчанском выступе. В магнитном поле там отчетливо видна смена линейных аномалий северо-западного и северо-восточного направлений Орехово-Павлоградской зоны на поле мозаичного характера в центральной части Волчанского выступа.

В южной части, в долине р. Молочной, ширина Орехово-Павлоградского грабена достигает 25 км. В северном направлении образующие его субдолготные разломы постепенно сближаются, и в верховьях р. Верхней Терсы расстояние между ними не превышает 5—7 км. Еще далее на север грабен снова расширяется до 30—35 км. Однако северная его часть не является непосредственным продолжением южной. Они расположены кулисообразно по отношению друг к другу и сопрягаются по сложному флексурному изгибу, осложненному широтными разломами. Таким образом, в Орехово-Павлоградской структурной зоне выделяются два относительно самостоятельных грабена — северный и южный.

Система верхнетерсянских широтных нарушений имеет, по-видимому, региональный характер. К западу от Орехово-Павлоградского грабена с Верхнетерсянской системой разломов, очевидно, связано широтное направление левых и правых притоков р. Верхней Терсы, а к востоку — образование северного склона Конкско-Ялынской впадины. Логично предположить, что указанные широтные разломы не менее древние, чем долготные, т. е. во всяком случае являются нижнепротерозойскими, и что с ними связаны те фациальные изменения верхней терригенно-хемогенной железисто-кремнистой формации, которые наблюдаются по ее простиранию при переходе из северного грабена в южный.

Структурное несогласие между формациями в Орехово-Павлоградском синклинории не устанавливается. Возможно, это связано с отмеченными уже трудностями наблюдения в закрытом районе, а может быть это несогласие здесь вообще проявлено не так четко, как в центральной части Приазовского блока. Во всяком случае оси складок, сложенные разновозрастными формациями, имеют одно и то же субдолготное направление. При этом в южной части синклинория они несколько отклоняются к востоку (СВ 10—20°), а в северной части, наоборот,— к западу (СЗ 330—340°), что также свидетельствует о некоторой самостоятельности развития этих районов.

Всю северную часть Орехово-Павлоградского грабена занимает Васильковская синклиналь, которая прослеживается по простиранию более чем на 90 км. Вследствие антиклинальных перегибов и многочисленных разломов складка имеет очень сложное строение. Раскрывается она в северном направлении. Замок ее устанавливается в 2—3 км к востоку от с. Васильковки, где линейные аномалии, свойственные ореховской свите, расходятся в двух направлениях: на северо-запад и на северо-восток. Наиболее полно сохранилось западное крыло синклинали, которое собственно и дает возможность судить о строении и составе ритмично-слоистой железисто-сланцевой формации. Однако далеко не во всех случаях можно уверенно судить о том, происходит ли с запада на восток наращивание разреза ореховской свиты или наблюдается повторение одних и тех же горизонтов вследствие складчатых и разломных нарушений. Восточное крыло складки почти полностью срезано Азово-Павлоградским разломом.

Васильковско-Терсянская синклиналь представлена только фрагментами своего западного крыла и по существу является моноклиналью. По

простиранию она ограничена широтным (на севере) и северо-западным (на юге) разломами и, таким образом, замыкание ее не сохранилось. Видимое протяжение складки около 25 км.

Ось Ореховской синклинали ориентирована в направлении северо-восток 20°. Складка прослеживается на расстояние почти 45 км при максимальной широте 12 км. Наиболее полно она сохранилась в районе г. Орехова, где в ее ядре залегает самое крупное во всем синклинории интрузивное тело гебброидного состава. Южнее складка постепенно срезается Орехово-Павлоградским разломом. Однако вследствие того, что ось ее в этом направлении несколько изгибается, восточное крыло, несмотря на осложняющие мелкие разломы, вполне отчетливо прослеживается на всем протяжении вплоть до замыкания у г. Токмака.

Структура Новопавловской антиклинали, хотя здесь и пробурено большое число скважин, в достаточной мере не изучена. По рисунку магнитного поля можно предположить, что эта складка представлена только восточным своим крылом, осложненным по крайней мере одним синклинальным перегибом. Западное крыло Новопавловской антиклинали срезано Орехово-Павлоградским разломом. От соседней к востоку Ореховской синклинали Новопавловская структура также отделена разломом.

Токмакская антиклиналь является наиболее крупной положительной структурой Орехово-Павлоградского синклинория. Выделяется она главным образом по геофизическим данным. С ядром этой складки связан обширный гравитационный минимум, по крыльям прослеживаются линейные магнитные аномалии, вызванные в основном амфиболитами, по-видимому, той же вулканогенной формации архейского возраста, которая слагает и Новопавловскую антиклиналь. Северное замыкание описываемой складки оборвано широтными разломами, а южное проходит по водоразделу рек Крульман и Юшанлы. Общая протяженность складки не менее 50 км при максимальной широте около 15 км. В ядре складки бурением вскрыты небольшие массивы микроклин-плагиоклазовых гранитов.

УЧАСТКИ РАЗВИТИЯ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ

В Орехово-Павлоградской провинции выделяются следующие районы развития железисто-кремнистых формаций (с севера на юг): 1) Павлоградский (участки Павлоградский, Елизавето-Троицкий, Александровский, Преображенский); 2) Терсянский (участки Павловский, Дебальцевский, Терсянский и Васильковский); 3) Ореховский (участки Новоандреевский, Западный и Восточный Новоданиловский и Васиновский); 4) Таврический (рис. 53).

Районирование в значительной мере условно в том отношении, что рудные районы не во всех случаях совпадают с границами выделенных структурных подразделений. Объясняется это тем, что тектоника Орехово-Павлоградского синклинория все еще недостаточно изучена и многие детали структуры такого сложного региона нуждаются в уточнении.

Павлоградский и вся северная часть Терсянского района (за исключением Терсянского участка) в структурном отношении находятся в Васильковской синклинали. Ореховский район занимает почти всю южную часть провинции — Ореховскую и Васиновско-Терсянскую синклинали, Новоандреевскую и Новоданиловскую антиклинали. Что же касается Таврического района, то нет полной уверенности, что в структурном отношении он вообще принадлежит к Орехово-Павлоградскому синклинорию, так как западная граница последнего на юге не ясна. Возможно, его следует рассматривать в составе Конкско-Белозерской провинции.

Наиболее хорошо изучены Ореховский район и южная часть Терсянского района, где сосредоточены все перспективные в промышленном отношении участки. Они описываются наиболее полно. По всем остальным участкам даются только краткие сведения.

ЗАПАДНЫЙ НОВОДАНИЛОВСКИЙ УЧАСТОК

Участок расположен в южной части Орехово-Павлоградской зоны в Ореховской синклинали. Его рудные тела принадлежат к двум нижним железорудным пачкам (горизонтам) ореховской свиты (верхней подсвиты), которые образуют, по-видимому, западное крыло указанной структуры. В плане горизонты располагаются друг от друга на расстоянии от 0,5 до 1,5 км. Падают они круто на восток под углом 80—85°. По простиранию горизонты протягиваются с севера, от западной окраины с. Новоданиловки (в 8 км к югу от г. Орехова), на юго-юго-восток почти на 25 км. На всем этом протяжении горизонты, хотя и прослеживаются с перерывами, но сохраняют свою самостоятельность и нигде не обнаруживают тенденции к замыканию.

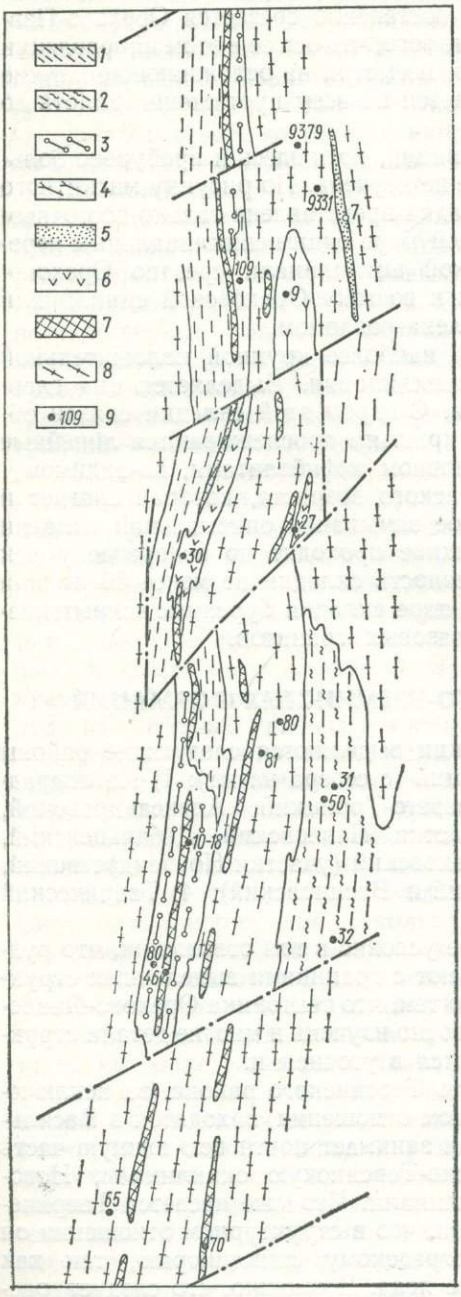


Рис. 54. Схематическая геологическая карта Западного Новоданиловского участка:

1 — гнейсы биотитовые, *2* — гнейсы силлиманит-биотитовые, *3* — гнейсы гранат-биотитовые, *4* — гнейсы биотит-амфиболовые, *5* — кварциты полевошпатовые, *6* — амфиболиты, *7* — итабириты, *8* — мигматиты, *9* — скважина и ее номер.

Участок в общем изучен недостаточно. Детали его строения и промышленные перспективы определяются главным образом по геофизическим данным и тем единичным разведочным скважинам в северной части участка, по которым был опробован западный (первый) горизонт, представляющий, по-видимому, главную ценность. Второй (восточный) горизонт остался пока в этом отношении не изученным (рис. 54).

Породы ореховской свиты перекрыты на участке чехлом мезо-кайнозойских отложений мощностью на севере около 120 м и до 160—170 м на юге. Мощность коры выветривания колеблется от 3 до 30 м.

Ореховская свита в пределах участка сложена биотитовыми, биотит-силлиманитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами. Менее распространены биотит-амфиболовые и амфиболовые гнейсы. В виде небольших прослоев встречаются также амфиболиты. Железисто-кремнистые образования представлены амфибол-магнетитовыми и пироксен-амфибол-магнетитовыми итабиритами и магнетит-гранат-биотитовыми таконитами.

Итабириты представлены в основном куммингтонит-магнетитовыми разностями, иногда содержат биотит, гранат, пироксен и роговую обманку. В большинстве — это тонкополосчатая, местами линзовидно-полосчатая порода с гранобластовой структурой. Полосчатость пород обусловлена чередованием прослоев магнетит-кварцевых мощностью от 1 до 5 мм и амфибол-

магнетитовых мощностью 2—4 мм. Последние нередко прерывистые. Магнетит присутствует в виде сростков полигональной формы величиной до 1—3 мм, часто наблюдается в срастании с амфиболом. Реже встречаются сростки магнетита ветвистой формы, вытянутые в направлении слоистости. Промежутки между зернами магнетита в рудных прослоях выполнены мелкими ксеноморфными зернами роговой обманки, кварца, реже пироксена. В существенно кварцевых породах магнетит встречается в виде отдельных ксеноморфных и идиоморфных зерен размером от 0,005 до 0,2 мм. Мартитизация проявлена слабо. Участками зерна магнетита по периферии и по трещинкам замещаются пиритом.

Амфиболы представлены главным образом куммингтонитом и в значительно меньшей мере роговой обманкой. Куммингтонит образует удлиненно-призматические формы размером 0,8—2 мм по длинной оси. Роговая обманка — обычная для железисто-кремнистых пород — синевато-зеленая, местами с реликтами моноклинного пироксена. Кварц образует зерна неправильной формы с зазубренными ограничениями размером 0,7—1,5 мм. Иногда он содержит включения мелких эвгидральных зерен магнетита и очень редко — пластинок гематита. Количественные соотношения минералов в амфибол-магнетитовых итабиритах следующие (в %): магнетит 28—32, амфибол 10—20, кварц 36—62, биотит 0,5—10,0. В пироксенсодержащих разностях количество моноклинного пироксена (салит) достигает 5—7%. Химический состав итабиритов см. табл. 101.

*Магнетит-гранат-биотитовые таконит*ы представляют собой средне- и крупнозернистые, неравномернозернистые темно-серые с буроватым оттенком гнейсовидные породы порфиробластовой структуры. Порфиробласты представлены зернами граната размером до 3—5 мм, реже табличками плагиоклаза величиной до 5 мм. Основная ткань лепидогранобластовая, состоит из зерен и чешуек (0,1—0,8 мм) кварца, биотита, граната, магнетита. На долю основной массы приходится до 60—65% объема породы.

Биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы на участке распространены весьма широко. Они сложены (в %): плагиоклазом (олигоклаз — андезин) 28—60%, кварцем 25—40, биотитом 10—40, микроклином 0—25 и гранатом 0—20. В качестве акцессорных минералов в них присутствуют магнетит, сфен, циркон, апатит.

Амфиболиты встречаются среди гнейсов в виде маломощных пластов. Они сложены (в %): обыкновенной роговой обманкой 40—60, плагиоклазом 20—50, в подчиненном количестве содержатся кварц 2—10 и биотит 0—15.

Породы вулканогенно-осадочного комплекса широко замещены мигматитами, которые развивались, по-видимому, не только по глиноземистым породам, а и по железисто-кремнистым образованиям. В большинстве, однако, мигматиты состоят из чередующихся прослоев гнейсового субстрата кварц-плагиоклаз-биотитового состава и метатектита, имеющего плагиогранитный состав.

Первый железистый горизонт разбурен только в местах магнитных максимумов.

Таблица 101

Химический состав (в %) и петрохимические коэффициенты по Н. П. Семененко итабиритов первого (западного) горизонта Западного Новоданиловского участка

Компонент, коэффициент	1	2
SiO_2	51,95	46,86
TiO_2	0,23	0,15
Al_2O_3	9,37	4,80
Fe_2O_3	13,97	21,73
FeO	14,14	16,69
MnO	Следы	Следы
CaO	0,99	1,60
MgO	3,00	3,40
Na_2O	0,54	0,40
K_2O	1,73	1,10
P_2O_5	0,12	0,17
SO_3	0,58	0,50
H_2O^-	0,10	0,11
H_2O^+	1,70	1,10
CO_2	1,58	1,39
Сумма	100,00	100,00
$Fe_{общ}$	20,8	28,20
$Fe_{раств}$	20,0	26,03
$Fe_{магн}$	13,25	22,44
O	0,44	0,60
F	66,5	79,3
A	17,5	7,3
M	13,2	13,2
C	3,3	0,2

Примечание. *Анализы*: 1 — итабирит амфиболо-магнетитовый; 2 — итабирит пироксен-амфибол-магнетитовый.

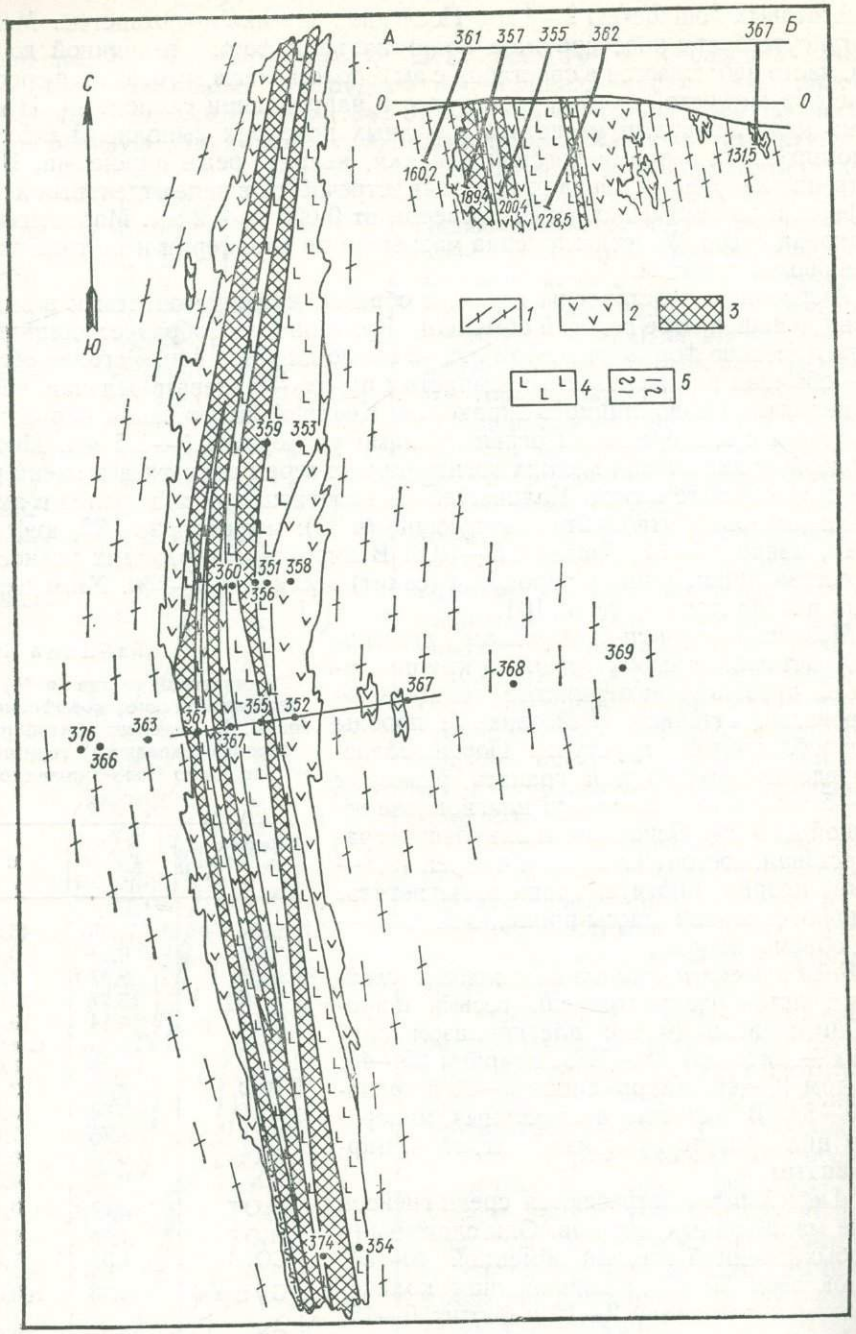


Рис. 55. Схематическая геологическая карта Восточного Новоданиловского участка:

1 — мигматиты, *2* — амфиболиты, *3* — итабириты, *4* — метаультрабазиты, *5* — гнейсы биотитовые, силлиманит-биотитовые.

Мощность его изменяется от 50 до 80 м. По характеру магнитного поля можно предположить, что железистые породы по простиранию образуют цепочку линз длиной 1,5—2,0 км. По коэффициенту окисления и содержанию $Fe_{магн}$ итабириты относятся к малорудным и к средним окисно-закисным магнетит-силикатным породам. При технологических испытаниях в лаборатории ИМРа Министерства геологии УССР при измельчении 96% породы до класса 0,071 мм были получены кондиционные железистые кон-

центраты с содержанием железа 68,2% в пробе 1 и 69,8% в пробе 2, при извлечении железа 68,2 и 82,7% и выходе концентрата 19,0% и 32,3% соответственно. Извлечение $Fe_{магн}$ составляет 94,2—97,6%.

Запасы руды северной части Западного Новоданиловского участка по первому горизонту на протяжении 6,4 км до глубины 500 м геологи Белозерской экспедиции оценивают в 382,5 млн. т. Принимая во внимание, что кроме первого (западного) горизонта существует и второй (восточный) и что оба они продолжаются на юг еще на 12—14 км, можно ожидать, в целом по участку на всем его протяжении запасы не менее миллиарда тонн.

ВОСТОЧНЫЙ НОВОДАНИЛОВСКИЙ УЧАСТОК

Участок находится в 4—5 км к юго-востоку от г. Орехова, у восточной окраины с. Новоданиловки. На территории его развиты породы нижней метабазитовой формации (новопавловская свита). Общая протяженность участка, вытянутого в долготном направлении, 4,5 км при ширине около 1,5 км. Кристаллические породы на участке перекрыты чехлом кайнозойских и четвертичных отложений мощностью 60—80 м. На поверхности фундамента развита небольшая (5—15 м) площадная кора выветривания. В структурном отношении участок находится на продолжении периклинального окончания Токмакской антиклинали и, возможно, является повторением этой складки. Однако со всех сторон он ограничен разломами и сложен в основном мигматитами, среди которых породы новопавловской свиты сохранились только в виде останцов. В связи с этим можно предположить также, что он представляет тектоническую чешую. Наиболее крупный останец в южной части разведывался в 1953—1955 гг. Конкской геологической партией. По данным этих работ (Жуков, Настенко, 1960), он имеет вид полосы, вытянутой в долготном направлении, длиной около 2 км и шириной 200—250 м (рис. 55). Полоса сложена амфиболитами, пироксенитами, перидотитами, серпентинитами и железисто-кремнистыми породами. Встречаются там и глиноземистые породы — биотитовые и силлиманит-биотитовые гнейсы. Однако мощность их прослоев редко превышает 1—2 м. Вся толща падает на восток под углом 75—85°.

Железистые породы образуют две пачки: восточную и западную, разделенные телом ультрабазитов мощностью до 50—60 м. Мощность железорудных пачек колеблется от 3—5 до 40—45 м, при этом по простиранию они то прослеживаются в виде монолитных прослоев амфибол-пироксеновых итабиритов, то распадаются на мелкие прослойки, выклинивающиеся среди амфиболитов и пироксенитов. Среднее содержание железа в итабиритах не превышает 30%. Запасы железистых пород до глубины 200 м от поверхности определены в 26,3 млн. т. До глубины 500 м они, вероятно, составят около 75 млн. т. Малая мощность пластов итабиритов, чередующихся с безрудными породами, не позволяет считать участок перспективным в отношении самостоятельного промышленного освоения.

НОВОАНДРЕЕВСКИЙ УЧАСТОК

Расположен участок в 4 км к западу от г. Орехова в пределах Новопавловской антиклинали, сложенной породами нижней метабазитовой формации (новопавловская свита). Кристаллические породы перекрыты осадочным чехлом мощностью от 17 до 112 м. На кристаллических породах развита площадная кора выветривания — 15—25 м. Участок вытянут вдоль Орехово-Павлоградского разлома, являющегося его западной границей, на расстояние 15—16 км при максимальной ширине 3,5 км. Северная часть его разбурена поисковыми скважинами Конкской геологической партии и других организаций, южная часть исследована только отдельными скважинами Белозерской экспедиции.

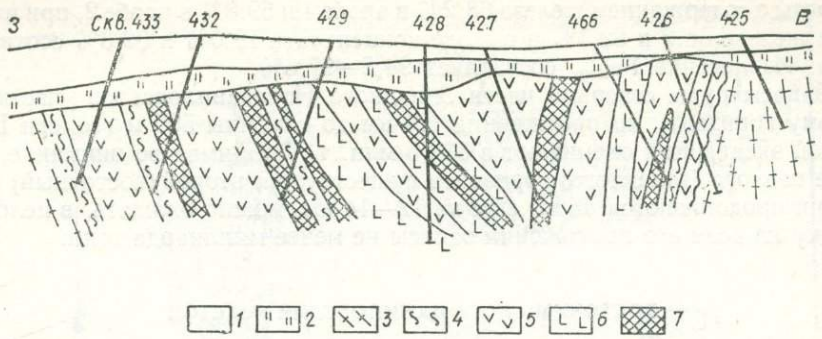


Рис. 56. Геологический разрез Новоандреевского участка (Новопавловского, (по Л. Р. Казакову, 1974, с некоторыми изменениями):

1 — осадочные образования, *2* — кора выветривания, *3* — мигматиты, *4* — гнейсы биотитовые и амфиболовые, *5* — амфиболиты, *6* — метаультрабазиты, *7* — итабириты пироксен-магнетитовые и гранат-пироксен-магнетитовые («скарноиды»).

Новопавловская свита в пределах участка представляет очень пестрый комплекс вулканогенных и осадочных пород. Она сложена часто переслаивающимися амфиболитами, измененными ультраосно́вными образованиями, биотитовыми, амфибол-биотитовыми, гранат-биотитовыми гнейсами и железисто-кремнистыми породами. Преобладают амфиболиты. Железистые породы образуют быстро выклинивающиеся по простиранию линзовидные пласты и в общем имеют в этом комплексе подчиненное значение. В северной части площади на разведочном профиле длиной 900 м было встречено 11 пластов железистых пород при средней мощности 6,5 и максимальной 12 м. По данным магнитной съемки, длина пластов составляет в среднем 1,0—1,2 км. В южной части площади встречаются пласты железистых пород мощностью до 34 м. Однако они, как правило, представляют не сплошное железорудное тело, а серию мелких (0,8— 1,5 м) прослоев, чередующихся с амфиболитами и другими ассоциирующими с ними породами (рис. 56).

На Новоандреевском участке распространены две разновидности железистых пород. Первая представляет собой двупироксеновые итабириты. Это темно-серые, тонкослоистые и неяснослоистые мелко- и среднезернистые породы. Главными минералами в них являются пироксены, магнетит и кварц. По данным А. Г. Шендеровой, среди пироксенов преобладает феррогиперстен (30—60%), в меньшем количестве (5—7%) наблюдается моноклинный пироксен геденбергитового ряда. Пироксены местами замещаются зеленой роговой обманкой и куммингтонитом. Магнетит содержится в переменном количестве — от 10 до 45, чаще всего 20—25%. Количество кварца сильно колеблется, но редко опускается ниже 20—25%. Из вторичных минералов развит сидерит. Структура существенно кварцевых прослоев гранобластовая, почти мостовидная, силикат-магнетитовых прослоев — линзовидная за счет удлиненных полиэдрических сростков магнетита.

Вторая разновидность железисто-кремнистой породы отличается от описанной значительным содержанием граната и часто крупнозернистой структурой. Текстура таких пород бывает и массивная, и отчетливо слоистая. Гранатсодержащие итабириты часто именуют скарноидами, подразумевая при этом, что они являются продуктом контактово-метасоматических изменений ультрабазитов. Однако, по нашим наблюдениям, имеются постепенные переходы этих пород, с одной стороны, в типичные кварц-пироксен-магнетитовые итабириты, а с другой,— в крупнозернистые кварц-гранатовые породы — гранатиты. Все члены этого ряда пород, по-видимому, первично-осадочные образования.

Химический состав (среднее из трех анализов) пироксен-магнетитовых итабиритов следующий (в %): SiO_2 45,12; TiO_2 0, 11; Al_2O_3 1,45; Fe_2O_3 27,32; FeO 18,15; CaO 1,58; MgO 1,61; P_2O_5 0,05; п. п. п. 3,36; сумма 98,72; $Fe_{магн}$

25,2. Петрохимические коэффициенты по Н. П. Семененко: $O = 0{,}68$; $F = 96{,}6$; $A = 2{,}4$; $M = 0{,}6$; $C = 0{,}4$. По этим данным итабириты относятся к средним окисно-закисным силикат-магнетитовым породам. Отработка мелких пластов, разделенных во много раз более мощными безрудными пластами, нерентабельна. В настоящее время участок считается неперспективным и прогнозные запасы по нему не подсчитывались.

ВАСИНОВСКИЙ УЧАСТОК

Расположен в 10 км к северо-западу от г. Орехова, в южной части Васиновско-Терсянской синклинали, на западном ее крыле. Участок разведывался в 1953—1955 гг. Конкской геологической партией, разбуривался при детальных геолого-съемочных работах в 1966—1971 и в 1969—1972 гг. Белозерской экспедицией. В 1970 г. Институтом минеральных ресурсов Министерства геологии УССР проводились технологические исследования железистых пород.

Участок сложен породами верхнеореховской подсвиты. На нем выделены два горизонта железистых пород (по-видимому, нижние — первый и второй). Кристаллические породы перекрыты осадочным чехлом мощностью в среднем около 25—30 м. Повсеместно на докембрийских образованиях развита площадная, а в зонах разломов и линейная кора выветривания. Мощность ее колеблется в широких пределах: от первых метров на железистых породах до 40—60 м на гнейсах и мигматитах. Железистые породы в зоне гипергенеза мартитизированы слабо.

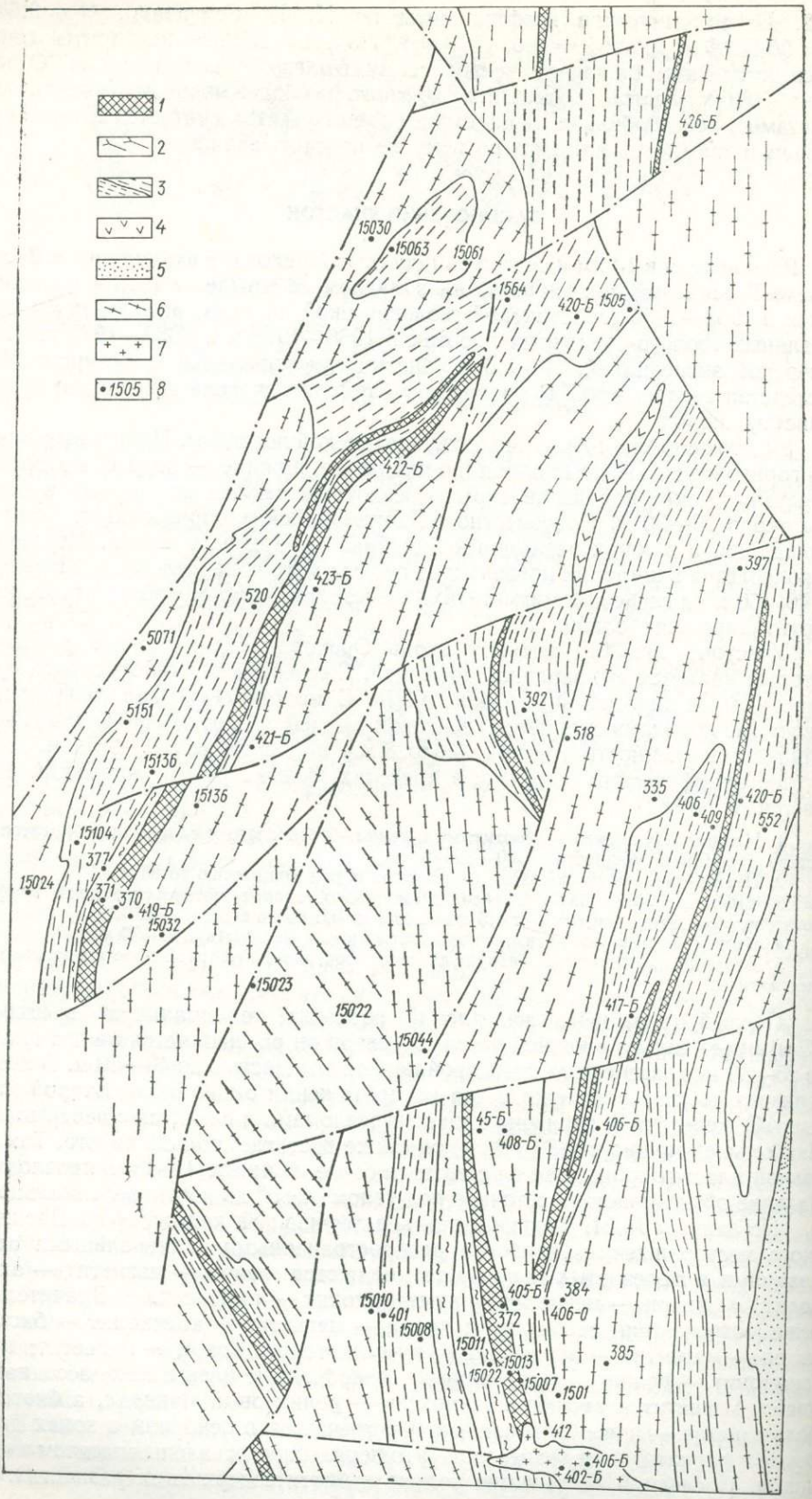
Участок (рис. 57) вытянут вдоль Орехово-Павлоградского разлома, который является его западной границей. С севера и юга он ограничен субширотными и диагональными разломами. С востока гнейсовая толща с железистыми породами сменяется гнейсовой толщей с безрудными кварцитами. Общая протяженность участка около 8 км при ширине 3,0—3,5 км.

Метаморфический комплекс в пределах участка имеет следующий разрез (снизу вверх).

1. Нижняя пачка гнейсов биотитового, гранат-биотитового и силлиманит-биотитового состава с видимой мощностью 300—350 м.
2. Первый (западный) горизонт железистых пород мощностью до 85 м.
3. Промежуточная пачка гнейсов биотитового, гранат-биотитового, реже графит-биотитового состава мощностью от 1,5 км на юге до 0,5 км на севере.
4. Второй (восточный) горизонт железистых пород мощностью 80—90 м.
5. Верхняя пачка гнейсов безрудных кварцитов, в значительной мере превращенных в мигматиты.

Первый (западный) железистый горизонт максимальную мощность (85 м) имеет только в южной части. К северу он расщепляется на два пласта по 25—30 м, разделенных гнейсовой пачкой мощностью до 40—50 м. В целом горизонт хорошо прослеживается на протяжении около 5 км. Второй (восточный) железистый горизонт нарушен разломами и следится с перерывами. Наибольшей мощности (80—90 м) он также достигает только на юге. Там основной пласт сопровождается с востока более мелкими (1—10 м) прослоями. Падение обоих пластов восточное под углом от 85° до почти вертикального.

По данным Л. Я. Ходюш, детально изучавшей петрографию Васиновского месторождения, наиболее распространенными минеральными ассоциациями в железистых породах там являются: кварц — магнетит — актинолит; кварц — магнетит — куммингтонит — пироксен. Значительно реже встречаются ассоциации: кварц — магнетит — актинолит — биотит; кварц — магнетит — актинолит — куммингтонит; кварц — магнетит; куммингтонит — гранат. Таким образом, непременные члены всех ассоциаций кварц, магнетит и амфибол. Пироксен — реликтовый минерал, а биотит в большинстве — новообразованный и встречается в основном в зонах дробления и мигматизации. Акцессорные минералы представлены апатитом и цирконом. Последний встречается только в биотитсодержащих разностях. Из


1
2
3
4
5
6
7
8 1505
426-Б
15030
15063
15061
1564
420-Б
1505
422-Б
423-Б
520
5071
5151
421-Б
15136
15136
15104
377
15024
371
370
419-Б
15032
15023
15022
15044
397
392
518
335
406
409
420-Б
552
417-Б
45-Б
408-Б
406-Б
15010
401
15008
405-Б
384
372
406-0
15011
15013
15022
15007
385
1501
412
406-Б
402-Б

вторичных низкотемпературных минералов в незначительных количествах наблюдаются анкерит, кальцит, хлорит, стильпномелан, иддингсит и тальк. Содержание кварца в железистых породах колеблется от 12 до 56%. Вследствие этого, согласно принятой в данной работе классификации и номенклатуре, железистые породы в одних случаях следует относить к итабиритам, в других — к таконитам (малокварцевые разновидности). В итабиритах с полосчатой текстурой кварц сосредоточен в нерудных кварцевых прослоях, в гнейсовидных структурах слагает субстрат, среди которого расположены линейно вытянутые сростки магнетита.

Магнетит находится главным образом в рудных прослоях, где образует сростки размером 0,8—2,0 мм, иногда больше. Кроме того, в виде мелких зерен он наблюдается в кварцевых и силикатных слойках. Из амфиболов преобладает актинолит, в значительно меньшем количестве присутствуют роговая обманка, куммингтонит и грюнерит. Удлиненные зерна амфиболов (0,4—1,2 мм) наследуют форму зерен пироксенов, по которым они развиваются. Актинолит замещает моноклинный пироксен (салит и ферросалит). Его реликты составляют обычно менее 5% породы.

Куммингтонит, по мнению Л. Я. Ходюш, развивается по ромбическому пироксену, замещая его полностью. Роговая обманка встречается в контактовых зонах в виде пятнистых выделений по куммингтониту.

Как видно из табл. 102, по химическому составу железистые породы участка относятся к силикат-магнетитовым окисно-закисным образованиям. Результаты технологического опробования горизонтов (табл. 103) показывают, что богатые итабириты развиты только в первом (западном) горизонте, а железистые породы второго горизонта являются малорудными.

Таблица 102

Химический состав (в %) и петрохимические коэффициенты по Н. П. Семененко итабиритов Васиновского участка

Компонент, коэффициет	Скв. 1507	Скв. 373
SiO_2	40,50	41,01
Al_2O_3	0,80	2,33
Fe_2O_3	31,56	33,73
FeO	20,85	17,74
TiO_2	0,06	0,13
CaO	0,66	1,05
MgO	1,09	1,93
MnO	0,04	Не обн.
P_2O_5	0,23	0,25
SO_3	0,25	Не обн.
H_2O	0,05	0,06
П. п. п.	4,42	1,63
Сумма	100,46	99,83
O	0,68	0,86
F	93,5	88,2
M	3,6	6,4
C	1,7	2,4
A	1,2	2,4

Таблица 103

Содержание железа (в %) в железистых горизонтах Васиновского участка, по данным технологического опробования

Компонент	Первый (западный) горизонт	Второй (восточный) горизонт
$Fe_{общ}$	38,9	25,4
$Fe_{раств}$	36,5	22,5
$Fe_{магн}$	29,8	16,9

Главные запасы Васиновского участка сосредоточены в первом пласте. До глубины 500 м они оцениваются в 534 млн. т. Запасы второго (восточного) пласта ориентировочно составляют 176 млн. т. Таким образом, суммарные запасы по участку — 710 млн. т.

Железистые породы участка легко обогащаются. Из них получен концентрат с содержанием железа 69%, при выходе 48,7 и извлечении $Fe_{магн}$ до 93%.

Рис. 57. Схематическая геологическая карта Васиновского участка:

1 — итабириты, *2* — гнейсы амфибол-биотитовые, *3* — гнейсы биотитовые и силлиманит-биотитовые, *4* — амфиболиты, *5* — кварциты полевошпатовые, *6* — мигматиты, *7* — граниты, *8* — скважина и ее номер.

ТЕРСЯНСКИЙ УЧАСТОК

Участок расположен в северной части Васиновско-Терсянской синклинали в районе сел Тарасовки, Новоукраинки и Новониколаевки. В нем выделяются две площади: южная и северная. По своему строению, составу пород и промышленной ценности они отличаются друг от друга и поэтому описываются отдельно.

Южнотерсянская площадь является непосредственным продолжением (к северу) Васиновского участка. Она также целиком сложена породами ореховской свиты, но в ее пределах прослеживается только один железистый горизонт. Вмещающие породы представлены биотитовыми, гранат-биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами и безрудными кварцитами. Кристаллические породы перекрыты осадочной толщей кайнозойских и четвертичных отложений мощностью от 25 до 70 м (рис. 58).

Железистые породы представлены амфибол-магнетитовыми и пироксен-магнетитовыми итабиритами и таконитами. Железистый горизонт состоит из нескольких прослоев итабиритов, разделенных гнейсовыми пачками. Мощность железистых пластов колеблется от 5 до 30 м. По простиранию пласты часто расщепляются на более мелкие прослойки. Химические анализы железистых пород не выполнялись. По данным фазового анализа наиболее мощного (30 м) пласта, содержание $Fe_{общ}$ составляет 29,8%, $Fe_{раств}$ —27,8 и $Fe_{магн}$ — 20,6%. В пределах полосы протяженностью около 4 км прогнозные запасы южнотерсянской площади до глубины 500 м оцениваются в 60 млн. т. Имеющиеся геолого-геофизические данные не дают основания рассчитывать на значительное их увеличение при дальнейших поисково-разведочных работах.

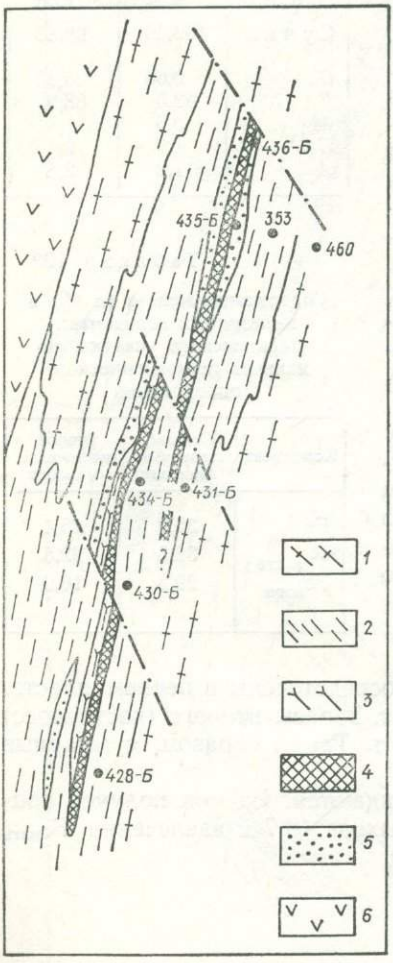


Рис. 58. Геологическая карта Южной площади Терсянского участка: *1* — мигматиты, *2* — гнейсы биотитовые и гранат-биотитовые, *3* — гнейсы биотит-амфиболовые, *4* — итабириты, *5* — кварциты слюдистые и сланцы слюдяно-кварцевые, *6* — амфиболиты и ультраосно́вные породы.

Северотерсянская площадь примыкает к зоне сочленения северной и южной частей Орехово-Павлоградского грабена. Она имеет сложное строение вследствие многочисленных разломов и мелкой складчатости. Породы ее претерпели, по-видимому, сильные диафторические изменения. В пределах северотерсянской площади выделяются два блока, сложенные разновозрастными толщами,— западный и восточный. Граница между блоками проходит по крупному нарушению, которое ответвляется от Орехово-Павлоградского глубинного разлома. Западный блок сложен породами нижней, существенно вулканогенной формации (новопавловская свита), в пределах восточного блока развита в основном верхняя вулканогенно-терригенная формация (ореховская свита) (рис. 59). Новопавловская свита представлена амфиболитами и в различной степени измененными ультраосно́вными породами, среди которых железисто-кремнистые образования слагают значительные по мощности и выдержанные по простиранию пласты, представленные хло-

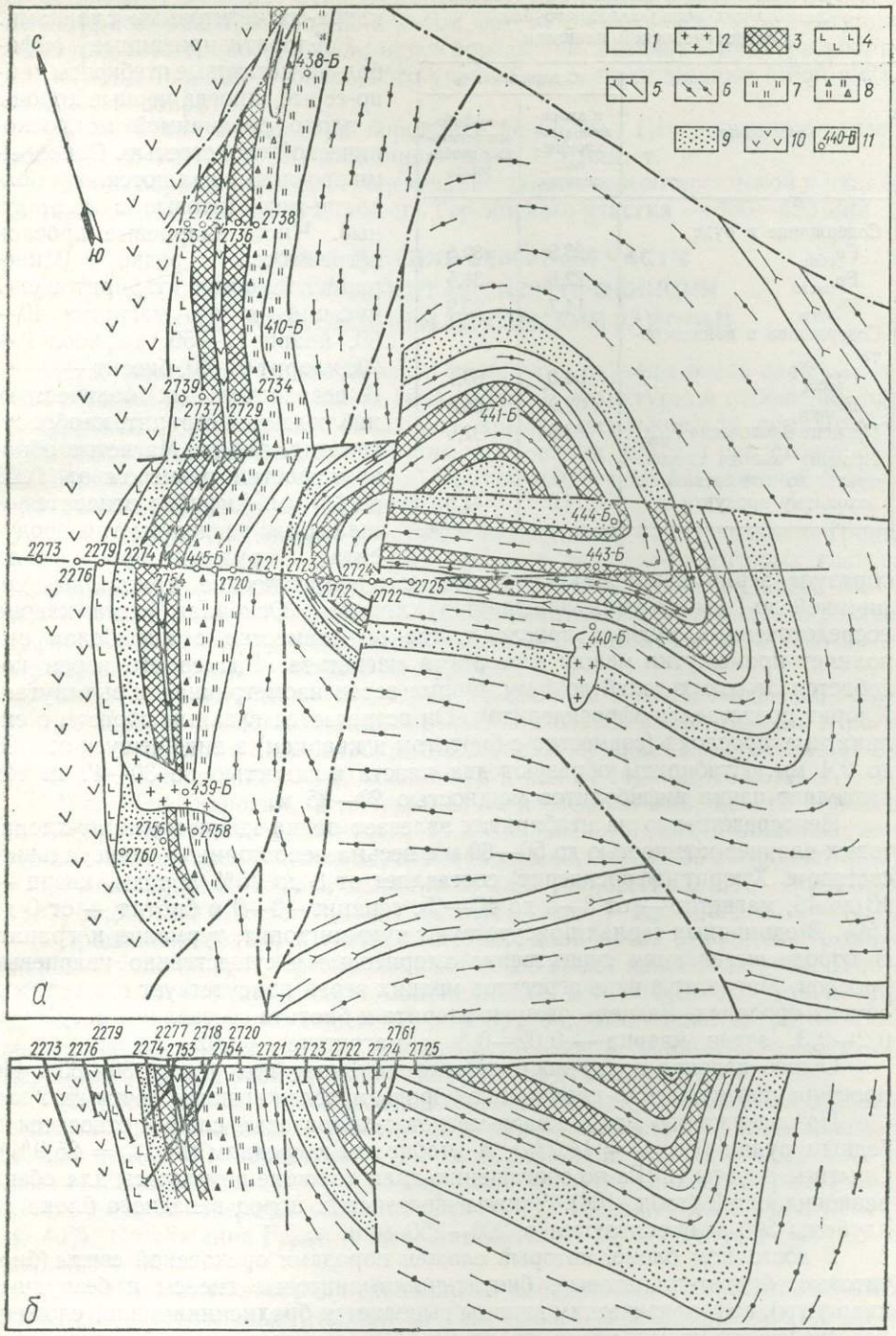


Рис. 59. Схематическая геологическая карта Северной площади Терсянского участка (*а*) и разрез по линии I—I (*б*):

1 — осадочные породы, *2* — граниты, *3* — итабириты, *4* — пироксениты, *5* — гнейсы биотит-амфиболовые, *6* — гнейсы биотитовые, гранат-биотитовые, амфибол-биотитовые, *7* — сланцы хлоритовые, *8* — сланцы магнетит-хлоритовые, *9* — кварциты слюдяные, *10* — нерасчлененные основные породы, главным образом амфиболиты, *11* — скважина и ее номер.

Таблица 104

Результаты технологического опробования железистых пород западного блока Северотерсянской площади

Компонент	Содержание, %	
	в кварц-магнетит-хлоритовых сланцах	в амфибол-магнетитовых итабиритах
Содержание в руде		
$Fe_{общ}$	23,9	32,6
$Fe_{раств}$	22,5	31,5
$Fe_{магн}$	14,7	25,9
Содержание в концентрате		
$Fe_{общ}$	64,3	66,1
$Fe_{магн}$	62,9	65,3
Процент извлечения $F_{магн}$	93,9	97,6
Процент выхода концентрата по отношению к исходному продукту	24,0	41,9

ритизированными амфибол-магнетитовыми итабиритами и кварц-магнетитовыми сланцами.

Хлоритизированные амфибол-магнетитовые итабириты темно-серые, иногда черные породы с плохо различимой макроскопической слоистостью. Основными прослоями являются амфибол-кварц-магнетитовые и силикатные. Чисто кварцевые прослои встречаются редко. Минеральный состав итабиритов следующий (в %): магнетит 40—60, кварц 17—50, амфибол 0—23, хлорит 0—40, биотит — 0—4. В незначительных количествах наблюдаются серицит, карбонат, гематит, пирит. Магнетит образует сростки размером от 0,03 до 1,5 мм. Амфибол относится к щелочным разностям типа родусита. В рудных прослоях он образует зерна неправильной формы и призматические кристаллы величиной до 1 мм, местами замещается хлоритом. Основная масса кварца сосредоточена в рудных прослоях, где он совместно с амфиболом выполняет промежутки между агрегатами магнетита. Размер его зерен колеблется от сотых долей до 1 мм. Форма зерен изометричная и вытянутая. Хлорит представлен афросидеритом. Он встречается главным образом в силикатных прослоях (совместно с биотитом и кварцем) в виде чешуек от 0,05 до 0,4 мм. Итабириты образуют два пласта мощностью по 30—40 м. Их разделяет пачка амфиболитов мощностью 20—25 м.

Непосредственно на итабиритах залегает пачка кварц-магнетит-хлоритовых сланцев мощностью до 50—60 м с весьма непостоянным минеральным составом. Хлорит (афросидерит) составляет от 8 до 75% породы, кварц — 13 до 45, магнетит — от 3—5 до 40—45, серицит—0—9 и биотит — от 0 до 15%. В единичных зернах присутствуют куммингтонит, турмалин и гранат. В породе выделяются существенно хлоритовые и существенно кварцевые прослои. Магнетит в виде агрегатов мелких зерен присутствует и в тех, и в других прослоях. Размеры чешуек хлорита и биотита составляют в среднем 0,2—0,3, зерен кварца — 0,02—0,8 и магнетита — 0,02—0,5 мм.

Общее падение пород восточно-юго-восточное под углом 80—85°. По простиранию железисто-кремнистые породы прослеживаются почти на 2 км.

По содержанию $Fe_{магн}$ кварц-магнетит-хлоритовые сланцы относятся к бедным рудам ($Fe_{магн}$ = 14,7%), а итабириты к средним ($Fe_{магн}$ = 25,9%). Опытные работы ИМРа по обогащению дали хорошие результаты для обеих разновидностей (табл. 104). Запасы железистых пород западного блока до глубины 500 м оцениваются в 200—250 млн. т.

В восточном блоке, который сложен породами ореховской свиты (биотитовые, биотит-гранатовые, биотит-силлиманитовые гнейсы и безрудные кварциты), по геофизическим данным выделяется брахисинклиналь, сложенная железисто-кремнистыми породами. Ось складки имеет близширотное направление. Западное замыкание ее срезано одной из ветвей долготного разлома. Бурением достаточно освещено строение только южного крыла складки. Там установлены три горизонта железистых пород, разделенных гнейсами и безрудными кварцитами. Общая мощность пачки около 250 м, мощность безрудных прослоев колеблется от 8 до 70 м. Падение пород близкое к вертикальному. Северное крыло складки изучено слабо. По геофизи-

ческим данным, оно, вероятно, приподнято над остальной частью складки по широтному разлому. Судя по характеру магнитного поля, падение пород на северном крыле южное под углом 50—60°. По составу и структурно-текстурным особенностям железистые породы описываемой структуры вполне аналогичны таковым Васиновского участка, т. е. представляют собой амфиболовые итабириты.

Химический состав этих пород еще не изучен. Перспективные запасы площади до глубины 500 м оцениваются в 175 млн. т.

Таким образом, общие перспективные запасы северотерсянской площади составляют 370—420 млн. т, а всего Терсянского участка — 430—480 млн. т.

РУДОПРОЯВЛЕНИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ОРЕХОВО-ПАВЛОГРАДСКОЙ ПРОВИНЦИИ (ПАВЛОГРАДСКИЙ И ТЕРСЯНСКИЙ РАЙОНЫ)

Рудопроявления северной части провинции изучены очень слабо, главным образом по картировочным скважинам. В структурном отношении они приурочены в основном к западному крылу Васильковской синклинали. К железорудным пачкам, залегающим в основании разреза ореховской свиты (первому и второму горизонтам), приурочены участки Елизавето-Троицкий, Александровский и Павловский.

На Елизавето-Троицком участке, в 3 км к западу от с. Елизавето-Троицкое, среди биотитовых, гранат-биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов было вскрыто несколько пластов итабиритов различного минерального состава: куммингтонит-магнетитовых, гранат-биотит-магнетитовых, пироксен-амфибол-магнетитовых. Мощность рудных тел колеблется от 0,7 до 20 м, а содержание $Fe_{раств}$ — от 23,8 до 41,9%.

У с. Павловки, по данным О. Д. Тимошенко и А. И. Андреева, железистые породы, представленные пироксен-актинолит-магнетитовыми и роговообманко-магнетитовыми итабиритами, образуют пласты мощностью от 6,5 до 45,0 м. Содержание $Fe_{раств}$ колеблется в них от 14,86 до 46,26%.

У с. Александровки, по данным тех же исследователей, одна из скважин (№ 5039) вскрыла пласт мощностью 13,5 м, сложенный гематитовыми железисто-карбонатно-кремнистыми породами (кварц 40, гематит 30 и карбонат 25%). Химический состав их следующий (в %): SiO_2 35,02; TiO_2 0,16; Al_2O_3 0,55; Fe_2O_3 53,39; FeO 4,79; CaO 0,50; MgO 0,18; $Na_2O + K_2O$ 0,57; п. п. п. 4,15.

Предположительно к третьей железорудной пачке относится Преображенский участок (у с. Преображенского). Во время поисковых работ 1950—1953 гг. (И. В. Черватюк, И. Н. Солонина) скв. 124 там были вскрыты пласты железистой породы (по-видимому, итабиритов), состоящие из роговой обманки, пироксена, магнетита и кварца. Мощность пластов 1,0—1,5 м, содержание $Fe_{раств}$ в разных пробах колеблется от 20,0 до 53,0%.

На восточном крыле Васильковской синклинали расположены Дебальцевский и Васильковский участки. В 3—5 км юго-восточнее с. Дебальцево, по данным И. В. Черватюка и И. Н. Солониной, 16 скважинами были вскрыты маломощные (1,0—1,5 м) прослои магнетит-гиперстен-гранат-кварцевых и кварц-гиперстен-магнетитовых пород с содержанием магнетита от 10 до 40%. Содержание $Fe_{раств}$ в них колеблется от 20 до 53% при среднем содержании 38%.

В районе г. Павлограда скважинами картировочного бурения вскрыты гиперстен-амфиболовые итабириты. Они образуют маломощные (1,5—5 м) пласты среди различного состава гнейсов и мигматитов. Принадлежность их к ореховской свите не вызывает сомнения, но указать более точно их стратиграфическое положение трудно.

В южной части Орехово-Павлоградского синклинория известен еще один район развития железисто-кремнистых формаций — Таврический. Он почти совсем не изучен. Судя по магнитному полю, участок приурочен к нижней метабазитовой формации.

КОРСАК-СТУЛЬНЕВСКАЯ ЖЕЛЕЗОРУДНАЯ ПРОВИНЦИЯ

Корсак-Стульневская железорудная провинция в плане имеет вид полосы, которая прослеживается вдоль Азово-Павлоградского разлома по западной окраине Приазовского тектонического блока. Она распространяется в Приазовском кристаллическом массиве и Конкско-Ялынской впадине.

В провинции выделяются три района (с юга на север): Корсакский, Стульневский и Гуляйпольский. Изучены они неравномерно. Больше всего данных по Корсакскому району, где расположены известные с давнего времени месторождения Корсак-Могила, Куксунгур и Каменная Могила (Новоукраинское) и два рудопроявления (Инзовское и Орловское), обнаруженные в самые последние годы в приморской части. В значительной мере изучен также Гуляйпольский район с его единственным Гуляйпольским месторождением. В Стульневском районе имеются только мелкие рудопроявления: Липовецкое (Тарасовское), Крушанлыкское и Кайнакулакское (Стульневское). Изучены они очень слабо.

Первые сведения о железистых породах Западного Приазовья принадлежат П. С. Палласу (1797), посетившему Корсак-Могилу в конце XVIII в. Более детальное изучение месторождений Корсак-Могилы, Куксунгура и Каменной Могилы началось со второй половины прошлого века. Оценке их промышленного значения, представлениям о геологическом строении посвящены работы Носова 1-го и 2-го (1877), Печаткина (1877), А. В. Гурова (1880), С. О. Конткевича (1881), Г. Я. Романовского (1882), Н. А. Соколова (1890) и П. П. Пятницкого (1896). После Октябрьской революции эти месторождения изучали Ю. Г. Дубяга (1925), Н. Г. Свитальский (1927), Б. С. Дуброва (1929), А. И. Милай (1933, 1937), С. П. Родионов (1946), Г. В. Жуков (1959). В 1953—1954 гг. впервые были поставлены разведочные работы на Гуляйпольском месторождении. Результаты их освещены в работе Г. В. Жукова и А. А. Настенко (1959). Начиная с 1960 г. в Западном Приазовье производятся детальные геологические съемки. Их возглавляли Г. Л. Кравченко, М. И. Лебедев, В. А. Цуканов, К. Е. Есипчук и в самое последнее время (1971—1974 гг.) Р. Н. Довгань. В той или иной мере все эти исследователи уделяли внимание изучению железных руд в пределах территории их деятельности.

Промышленных скоплений богатых железных руд в Западном Приазовье обнаружено не было, поэтому в прошлом разведочные работы на месторождениях на разных стадиях прекращались. В настоящее время в связи с изменением кондиций на бедные руды к ним снова возник интерес. С 1970 г. начата детальная разведка всех месторождений провинции. В настоящем разделе новые материалы, полученные в процессе этих исследований, по возможности учтены.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Территория провинции в структурном отношении представлена Корсакской синклиналью, вытянутой в субдолготном направлении, а севернее, в Конкско-Ялынской впадине,— Гуляйпольской синклиналью, ориентированной на северо-запад. Эти две сопряженные складки (рис. 60) образуют единую структуру — Корсак-Гуляйпольский синклинорий. Помимо названных главных складок синклинорий осложнен складками более высокого порядка и разломными нарушениями разных направлений.

Корсак-Гуляйпольский синклинорий сложен метаморфическим комплексом, в котором выделяются две толщи. В составе нижней толщи главное значение имеют биотитовые гнейсы и в меньшей мере амфиболиты. Кроме того, там наблюдаются небольшие пачки железистых пород, с которыми местами ассоциируют кристаллические известняки и графит-биотитовые гнейсы. Таким образом, по составу слагающих пород эта толща представляет существенно терригенную вулканогенно-осадочную формацию. Развита она очень широко и слагает почти весь синклинорий. Мощность ее составляет не менее 3,0—3,5 км. Распространение ее на запад ограничено Азово-Павлоградским разломом, на востоке она, по-видимому, имеет стратиграфический контакт с подстилающей ее толщей пироксеновых гнейсов, которая обнажается в Лозоватской антиклинали. Верхняя толща распространена на очень ограниченной территории — только в ядре Гуляйпольской синклинали. Она сложена кварц-слюдяными сланцами, железистыми джесперами и метапесчаниками. Вулканогенные породы в ней не обнаружены. Это типичная осадочная (хеногенно-терригенная) формация. Верхняя граница ее не известна, видимая мощность — около километра.

С железистыми породами нижней вулканогенно-осадочной формации связаны месторождения и рудопроявления Корсакского и Стульневского районов. С верхней терригенно-хемогенной формацией связано Гуляйпольское месторождение.

Относительно стратиграфического положения указанных толщ, как и всего приазовского комплекса, существуют разные представления. Г. Л. Кравченко (1970), И. С. Усенко (1971), О. Л. Эйнор, К. Е. Есипчук, В. А. Цуканов (1971) считают, что субстрат гнейсово-мигматитового комплекса Приазовья имеет повсеместно архейский возраст. Эти исследователи разделили приазовский комплекс на две свиты (в последних работах — серии): нижнюю — лозоватскую и верхнюю — корсак-шавкайскую. К корсак-шавкайской свите они относят вулканогенно-осадочную формацию, слагающую Корсакскую синклиналь.

Геологи Приазовской экспедиции треста Артемгеология Р. М. Полуновский, И. Л. Андрущенко, В. П. Кривонос и другие расчленяют приазовский комплекс на две серии: западноприазовскую (архей) и центральноприазовскую

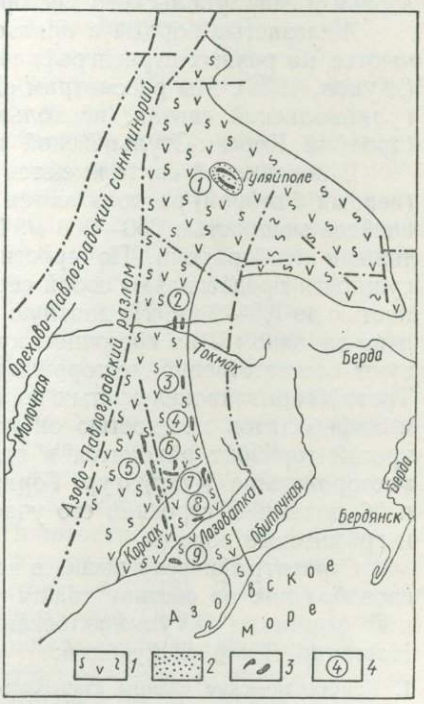


Рис. 60. Схематическая геологическая карта Корсак-Стульневской провинции:

1 — нижняя вулканогенно-осадочная формация (корсакская свита), *2* — верхняя хемогенно-терригенная формация (гуляйпольская свита), *3* — железисто-кремнистые породы, *4* — участки распространения железисто-кремнистых формаций. Цифры в кружках — *участки:* 1 — Гуляйпольский, *2* — Кайнакулакский (Стульневский), *3* — Крушанлыкский, *4* — Липовецкий (Тарасовский), *5* — Каменномогильский (Новоукраинский), *6* — Куксунгурский, *7* — Корсак-Могильский, *8* — Инзовский, *9* — Орловский.

(нижний протерозой). Согласно представлениям указанных исследователей, центральноприазовская серия развита не только в центральной части Приазовского массива, а и на западной его окраине, где участвует в строении Корсак-Гуляйпольского синклинория. Железистые породы Корсак-Могилы, Куксунгура и Каменной Могилы они относят к сачкинской свите упомянутой серии, считая, что рудные тела этих месторождений сложены одним и тем же железистым горизонтом, который является стратиграфическим аналогом толщи итабиритов Мариупольского месторождения.

Г. В. Жуков (1971—1973) также предлагает расчленять докембрий Приазовья на две серии: западноприазовскую — архейского и центральноприазовскую — нижнепротерозойского возраста. К западноприазовской серии он относит лозовскую и корсакскую (корсак-шавкайскую) свиты, стратотипы которых находятся соответственно в Лозоватской антиклинали и Корсакской синклинали, и, кроме того, гуляйпольскую свиту. В качестве последней рассматривается терригенно-хемогенная формация, слагающая Гуляйпольское месторождение. На корсакской свите она залегает, по-видимому, с перерывом, но без структурного несогласия.

Что же касается центральноприазовской серии, то область ее распространения ограничивается Центрально-Приазовской синклиналью. Эта серия характеризуется иным набором формаций и другим планом складчатости и залегает на западноприазовской серии с резким угловым несогласием. На основании всего этого нельзя считать железистые породы Западного Приазовья и Мариупольского месторождения стратиграфическими аналогами.

Железистые породы в приазовском метаморфическом комплексе встречаются на разных стратиграфических уровнях во всех свитах обеих серий (Жуков, 1973). Мы рассмотрим здесь их положение только в корсакской и гуляйпольской свитах, поскольку лишь эти подразделения участвуют в строении Корсак-Стульневской железорудной провинции.

В корсакской свите имеются три железорудных горизонта. Два из них (первый и второй) располагаются в основании свиты. Они разделены толщей гнейсов мощностью 350—500 м. Оба горизонта сложены пироксен-магнетитовыми итабиритами. По простиранию горизонты не выдерживаются и в сущности представляют собой серии линз мощностью до 200 м и протяженностью до 1,5—2 км. На дневную поверхность указанные горизонты выходят и на западном и на восточном крыльях Корсакской синклинали, где образуют соответственно месторождения Каменную Могилу и Корсак-Могилу. Третий горизонт железистых пород отделен от двух первых толщей гнейсов и амфиболитов мощностью около 2,0—2,5 км. В структурном отношении третий горизонт находится в ядре Корсакской синклинали, где образует месторождение Куксунгур. Горизонт сложен куммингтонит-магнетитовыми итабиритами. В строении его участвуют также кристаллические известняки и графитовые породы.

Стратиграфически выше, в ядре Гуляйпольской синклинали, находится своеобразная по составу толща упоминавшейся ранее хемогенно-терригенной формации — гуляйпольская свита. Разрез ее снизу вверх (Жуков, Настенко, 1959) следующий:

1. Кристаллические сланцы ставролит-биотит-андалузит-мусковитовые и метапесчаники кварц-полевошпатовые	100—150 м (возможно, больше)
2. Джесперы биотит-магнетитовые и биотит-амфибол-магнетитовые с прослоями биотитовых и амфибол-биотитовых сланцев	100—300 м
3. Сланцы гранат-биотит-серицит-кварцевые	300—350 м
4. Метапесчаники слюдяно-полевошпатовые, видимая мощность	200—250 м
Суммарная мощность	700—1000 м

Магматические породы в пределах Корсак-Гуляйпольского синклинория представлены образованиями разных состава и возраста. Из наиболее древних, помимо ортоамфиболитов, роль которых в составе метаморфического комплекса уже отмечалась, изредка встречаются небольшие тела (первые

метры) ультрабазитов. Впервые выходы пироксенитов и серпентинитов в долине р. Шавкай у с. Петровки в конце прошлого века были описаны Г. Я. Романовским (1882), а микроскопические определения, приведенные в его работе, сделаны И. В. Мушкетовым и П. В. Еремеевым. В наше время наличие пироксенитов установлено по скважинам в рудных полях месторождений Корсак-Могила и Куксунгур. Возникновение этих пород, по-видимому, связано с наиболее ранним этапом геологической истории района — со стадией образования вулканогенно-осадочной формации.

Магматические породы кислого состава представлены плагиоклазовыми и микроклин-плагиоклазовыми мигматитами, многочисленными, но в большинстве небольшими (0,2—1,0 м) жилами плагиоаплитов и более крупными (до 5—6 м) жилами микроклиновых гранитов. Аплиты образуют выделения, обычно согласные с вмещающими породами, микроклиновые граниты — почти всегда секущие, с хорошо выраженным активным контактом. Вероятно, они являются более поздними образованиями.

Главные складчатые структуры провинции — Корсакская и Гуляйпольская синклинали — имеют довольно простое строение. Ось Корсакской синклинали вытянута почти в меридиональном направлении (350°). Падение крыльев складки крутое (70—75°), в замке (на месторождении Куксунгур) более пологое (40—45°). Восточное крыло складки осложнено антиклинальным перегибом (между месторождениями Корсак-Могила и Куксунгур). Ядро и крылья складки нарушены крупными разломами субширотного, северо-западного и субмеридионального направлений.

Гуляйпольская синклиналь вытянута на северо-запад (305—310°), падение крыльев крутое (75—80°). Из-за отсутствия обнажений на большей части территории детали строения складки не изучены.

Разломы в пределах Корсак-Гуляйпольского синклинория возникали в разное время. С наиболее древними, очевидно, архейскими, связано появление в составе метаморфической толщи основных эффузивов (ортоамфиболитов) и, возможно, небольших тел ультрабазитов. Эти разломы отчетливо не фиксируются. К более поздним, вероятно нижнепротерозойским, относятся разломы, заполненные плагиоаплитами, микроклиновыми гранитами и пегматитами. С этими же разломами связаны проявления щелочного метасоматоза на Гуляйпольском месторождении и образование контактово-метасоматических руд на месторождении Корсак-Могила. В платформенный период развития щита, в среднем и верхнем (?) протерозое возникали крупные разломы, осложнившие крылья и ядра главных складчатых структур, создавшие в ряде случаев блоковое строение фундамента (на месторождении Куксунгур и западнее его). Палеозойские разломы в пределах провинции не установлены, но, возможно, они имеются. К востоку от Корсак-Гуляйпольского синклинория, в зонах сочленения Приазовского массива с Конкско-Ялынской и Причерноморской впадинами известны дайки основного состава девонского возраста (Довгань, Синица, Литовский, 1975). В мезо-кайнозойское время, в период окончательного оформления Приазовского блока и расчленения его на горсты и грабены подновлялся субмеридиональный Азово-Павлоградский разлом и возникли широтные разломы: Конкско-Зачатьевский и Бердянский (Жуков, 1972; Г. В. Жуков и М. М. Жуков, 1975).

УЧАСТОК КОРСАК-МОГИЛА

Участок Корсак-Могила расположен на левом берегу р. Корсак в 2 км к югу от с. Мануиловки Приморского района Запорожской области. В рельефе он выражен двумя параллельными грядами холмов, вытянутых почти в меридиональном направлении и разделенных между собой лощиной шириной около 600 м. По западной гряде насчитывается пять холмов. Восточная гряда представлена одной возвышенностью (шестой холм). Обе гряды сложены железисто-кремнистыми породами, залегающими среди биотитовых и биотит-амфиболовых мигматитов. На вершинах западных холмов имеются

обнажения в виде скалистого гребня. На шестом холме железистые породы вскрыты небольшим карьером. В работе С. П. Родионова (1946) упоминается еще и седьмой холм (к северу от шестого). В действительности никакой возвышенности там нет, а в качестве холма рассматривалась изолированная магнитная аномалия небольшой интенсивности. В 1952 г. на аномалии была пройдена одна скважина, встретившая мигматиты и амфиболиты.

Относительно общей структуры месторождения существуют разные мнения. Г. В. Жуков (1969, 1971) предполагает, что на западной и восточной грядах холмов обнажаются разные железистые горизонты. Геологи Приазовской экспедиции—И. Л. Андрущенко и В. П. Кривонос—считают, что месторождение представляет изолированную синклиналь и что железистые породы западной и восточной гряд холмов принадлежат к одному и тому же горизонту. Картина магнитного поля, действительно, допускает такую трактовку структуры месторождения. Подкупает и то, что в северной части западной гряды намечается как бы замок складки с центриклинальным падением железистых пород.

Главным доводом в пользу предположения о самостоятельности железистых горизонтов западной и восточной гряд холмов является различие в их составе, которое трудно допустить в пределах одного небольшого месторождения. В первом горизонте — это обычные хемогенные силикат-магнетитовые слоистые итабириты (в дальнейшем мы будем именовать их рудными), а во втором главное значение имеют бедные существенно кварцевые итабириты с линзовидным строением (их мы будем называть малорудными). Более подробное описание этих пород приводится ниже. Здесь же отметим, что они встречены только на западной гряде холмов Корсак-Могилы и нигде больше в Приазовье не наблюдаются. Противоречит синклинальной гипотезе также то обстоятельство, что субпараллельные парные выходы железистых пород с падением в одном направлении и примерно такой же по мощности разделяющей их безрудной толщей известны и севернее Корсак-Могилы на р. Кайнакулак и на западном крыле Корсакской синклинали — на месторождении Каменная Могила, где они прослеживаются на протяжении более 10 км. По-видимому, этот спорный вопрос может быть решен только на основе более детального изучения западноприазовских месторождений.

Судя по обнажениям и результатам горных и буровых работ разных лет, второй железистый горизонт (западной гряды холмов) представляет серию линзовидных тел. Размеры их варьируют в широких пределах. Максимальная мощность наиболее крупных достигает 150—160 м, а по простиранию они прослеживаются на расстоянии до километра. Линзы располагаются кулисообразно и группируются в два ряда (подгоризонта). Первый подгоризонт, считая с востока на запад, образован линзами первого, второго, четвертого и пятого холмов. В их строении участвуют слюдистые кварциты, рудные и, наиболее широко, малорудные итабириты. Второй подгоризонт представлен линзой третьего холма и на ее продолжении еще одним небольшим телом на северном склоне первого холма. В их составе слюдистых кварцитов нет, а установлены только рудные и главным образом малорудные итабириты. В обоих подгоризонтах среди кварцитов встречаются небольшие (0,5—0,7 м) пачки биотит-плагиоклазовых, гранат-биотит-плагиоклазовых (иногда с графитом) и биотит-амфибол-плагиоклазовых гнейсов. В слюдистых кварцитах изредка встречаются прослои биотит-пироксеновых сланцев мощностью до 0,2—0,3 м.

На первом, втором и третьем холмах породы имеют восточное падение, причем угол наклона с севера на юг постепенно увеличивается с 35 на первом холме до 80° на третьем. На четвертом и пятом холмах падение уже западное, в северной части линзы крутое, до 80—85, а в южной более пологое, около 70°. Причина изменения падения по простиранию не ясна, возможно, это явление связано с разломными нарушениями.

Восточный выход железистых пород (шестой холм) имеет значительно более сложное строение, чем западная гряда. Ширина полосы итабиритов

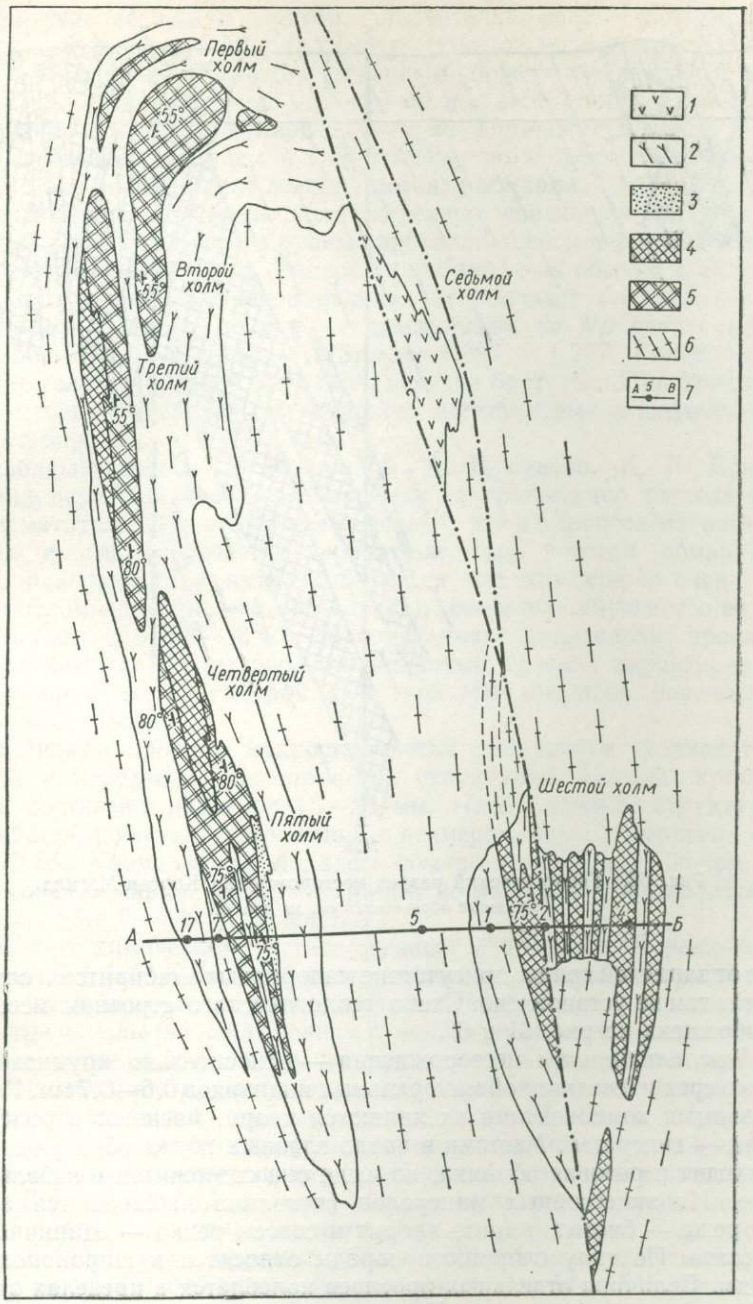


Рис. 61. Схематическая геологическая карта участка Корсак-Могила:
1 — амфиболиты, *2* — гнейсы биотитовые, гранат-биотитовые, силлиманит-биотитовые, амфибол-биотитовые, *3* — кварциты слюдистые, *4* — итабириты богатые $Fe_{магн}$ и со средним содержанием его, *5* — итабириты бедные железом, *6* — мигматиты, *7* — линия разреза и скважины Приазовской экспедиции.

достигает там 340—350 м, однако к северу и югу шестого холма она прослеживается магниторазведкой не очень уверенно, очевидно, резко сокращаясь в мощности. Можно предполагать, что на шестом холме горизонт железистых пород образует крупную флексуру, осложненную близмеридиональным разломом и частично замещенную мигматитами. Так же, как и на западной гряде, железистые породы шестого холма содержат пачки биотитовых, гранат-биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов, однако, в

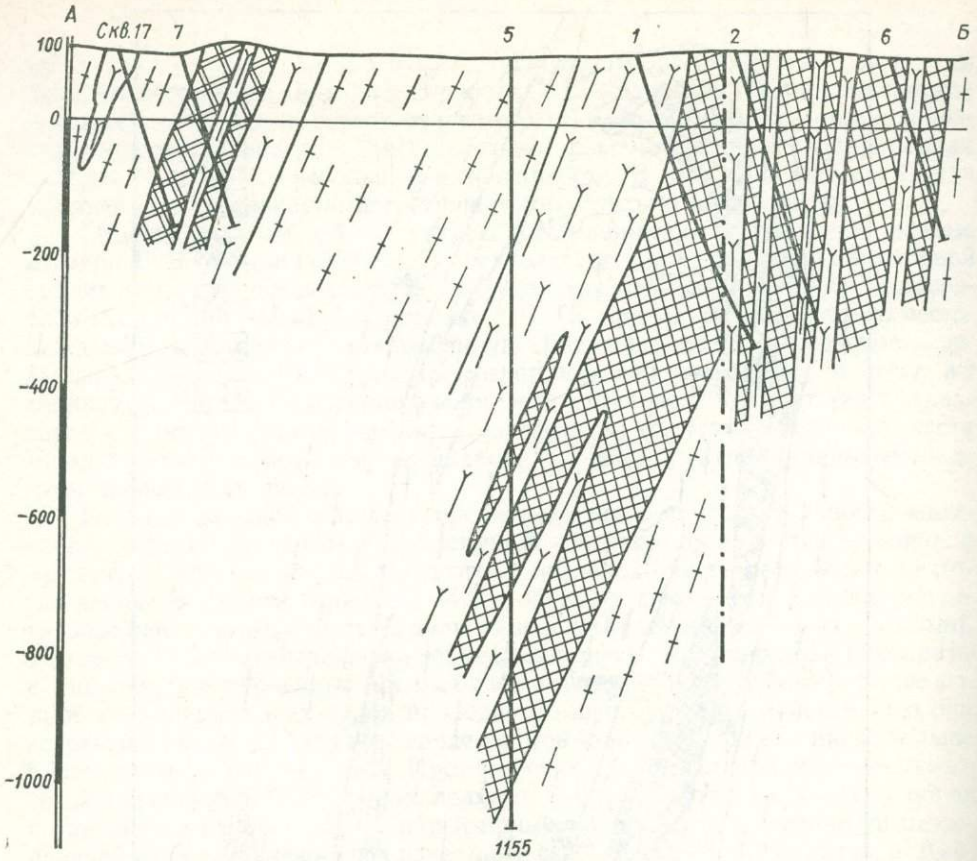


Рис. 62. Геологический разрез месторождения Корсак-Могила.
Условные обозначения см. на рис. 61.

отличие от западной гряды, присутствие малорудных итабиритов и слюдистых кварцитов там не установлено. Схема геологического строения месторождения изображена на рис. 61 и 62.

Рудные итабириты месторождения — относительно крупнозернистые породы со средней величиной минеральных индивидов 0,6—0,7 мм. Главными минеральными компонентами их являются кварц, магнетит и ромбический пироксен — гиперстен. Местами в число главных породообразующих минералов входит и роговая обманка, но чаще она содержится в небольшом количестве. Из акцессорных минералов постоянно наблюдаются апатит и гранат, реже — биотит, пирит, хлорит и совсем редко — единичные зерна плагиоклаза. По типу слоистости породы относятся к широкополосчатым разностям. Величина отдельных прослоев колеблется в пределах от 5—6 до 20—25 мм, а иногда и больше. По минеральному составу выделяются прослои следующих типов: кварцевые или существенно кварцевые; существенно рудные и существенно силикатные.

Кварцевые прослои иногда бывают совершенно лишены посторонних минералов, но чаще содержат небольшое количество (2—3%) магнетита в виде эвгедральных зерен размером от сотых долей миллиметра до 0,1—0,2 мм. Местами встречаются отдельные мелкие таблички гиперстена. Структура кварцевых прослоев равномернозернистая крупнозернистая (кварцевые зерна имеют размер до 1,5 мм); текстура массивная. Кварц образует зерна неправильной, реже изометричной формы с зазубренными краями.

Среди рудных прослоев выделяется несколько разновидностей. Чаще всего наблюдаются кварц-магнетитовые и пироксен-магнетитовые прослои,

нередко чередующиеся друг с другом, и значительно реже— кварц-амфибол-магнетитовые. В рудных прослоях главную роль играет магнетит. Он составляет там от 35 до 75% и содержится главным образом в виде выделений неправильной формы размером до 0,5—0,8 мм и в виде сростков, вытянутых в направлении слоистости, длиной до 2—3 мм. Промежутки между зернами магнетита заполнены кварцем и гиперстеном, по которому иногда развивается густо окрашенная сине-зеленая роговая обманка. Кварц и гиперстен могут находиться в различных количественных соотношениях, но обычно преобладает пироксен. Кварц в рудных прослоях ксеноморфный, угловатый, мелкозернистый (0,1—0,3 мм). Гиперстен наблюдается обычно в виде зерен неправильной, реже таблитчатой формы. Он обладает бледной окраской и ясным плеохроизмом: по *Ng* светло-зеленый, по *Np* светло-розовый. (—) $2V = 56—72°$; $n_g = 1{,}713—1{,}773$; $n_p = 1{,}697 — 1{,}757$. Гиперстен замещается сине-зеленой роговой обманкой, изредка биотитом. При этом наблюдаются постепенные переходы от пироксен-магнетитовых к амфибол-магнетитовым итабиритам.

По наблюдениям О. Л. Эйнора, В. А. Цуканова, К. Е. Есипчука (1971), такие переходы обычно развиваются на границе тел рудных итабиритов с мигматитами. Эти же авторы отмечают, что в пироксен-магнетитовых итабиритах иногда встречается буровато-зеленая роговая обманка, по-видимому, равновесная с пироксеном. Для нее характерно очень высокое светопреломление ($n_g = 1{,}699—1{,}725$), свидетельствующее о ее высокой железистости ($f = 58—85\%$). По сравнению с кварцевыми прослоями, пироксен-магнетитовые и амфибол-магнетитовые прослои характеризуются более тонкозернистой структурой. Текстура этих прослоев неясносланцеватая или массивная.

Пироксеновые прослои макроскопически отличаются зеленовато-черным цветом и нередко крупнозернистой структурой. Иногда кристаллы гиперстена достигают размеров 15—20 мм. Чаще, однако, структура их среднезернистая, равномернозернистая, с размером зерен гиперстена не более 0,8—1,0 мм. Кроме гиперстена здесь обычно присутствуют кварц, сине-зеленая роговая обманка, магнетит, гранат, но на их долю приходится, как правило, не более 5—7% всей породы.

Сведения о химическом составе рудных итабиритов Корсак-Могилы приведены в табл. 105. Как видно из этих данных, указанные породы характеризуются очень высоким содержанием кремнекислоты и окислов железа. Все остальные окислы (за исключением окиси магния) содержатся в незначительном количестве, в связи с чем коэффициенты известковистости, щелочности и глиноземистости имеют очень небольшие значения, тогда как общий ферромагнезиальный коэффициент достигает 97—98. В породах, не подвергшихся выветриванию, коэффициент окисления колеблется в пределах от 0,35 до 1,10, что указывает на неравномерность соотношения магнетита и силикатов. Действительно, по своему составу железистые породы меняются от богатых, почти чисто кварц-магнетитовых с содержанием $Fe_{магн}$ до 38% (при $Fe_{общ}$ до 46%), до малорудных окисно-закисны магнетит-силикатных. Содержание магнетитового железа не превышает там 14—15%. Среднее содержание $Fe_{общ}$ в железистых породах по отдельным участкам колеблется в пределах 31—35%, а $Fe_{магн}$ — от 17 до 24%.

По минеральному составу и степени метаморфизма описываемые железистые породы, согласно принятой классификации, относятся к пироксен-роговообманковым итабиритам.

В окисленных железистых породах (ан. 5) соотношение окисного железа поднимается до 20. Практически весь магнетит там превратился в мартит. Коэффициент магнезиальности в них также ниже, чем в породах, не подвергшихся выветриванию. Очевидно, это связано с разрушением силикатов в зоне гипергенеза и частичным выносом магния.

На шестом холме в зоне разлома и по обеим сторонам от него среди итабиритов встречаются небольшие тела железных руд, по-видимому, контакто-

Таблица 105

Химический состав (в %) и петрохимические коэффициенты по Н. П. Семененко итабиритов месторождения Корсак-Могила

Компонент, коэффициент	1	2	3	4	5
SiO_2	46,27	54,12	39,00	39,29	47,37
TiO_2	0,12	0,12	0,33	0,29	0,05
Al_2O_3	1,47	0,60	5,17	1,26	1,20
Fe_2O_3	24,28	18,48	37,32	37,55	48,02
FeO	23,54	23,48	15,94	17,70	1,13
MnO	0,08	0,14	—	—	—
MgO	3,60	2,53	2,43	2,26	0,72
CaO	0,38	0,42	0,28	0,34	0,22
Na_2O	0,19	0,05	0,21	0,19	0,24
K_2O	Не обн.	Не обн.	0,34	0,22	0,43
P_2O_5	0,07	0,06	Не обн.	Не обн.	Следы
SO_3	0,22	0,30	» »	» »	»
H_2O	0,10	0,09	» »	» »	Не обн.
П. п. п.	0,16	Не обн.	0,07	0,42	0,60
Сумма	100,47	100,39	100,09	99,52	99,61
O	0,47	0,35	1,10	0,96	20,1
F	85,00	88,10	80,30	86,00	95,0
A	2	0,9	8,7	2,3	1,8
M	12	9,9	10,3	10,6	2,6
C	1	1,1	0,7	1,1	0,6

Примечание. *Анализы*: 1 — итабирит пироксен-магнетитовый, скв. 3, гл. 114 м, шестой холм (Жуков, 1959); 2 — то же, скв. 6, гл. 96 м, шестой холм (Жуков, 1959); 3 — итабирит гранат-пироксен-магнетитовый, скв. 11, шестой холм; 4 — итабирит пироксен-магнетитовый, скв. 7, гл. 72 м, четвертый холм; 5 — итабирит гематит-магнетитовый, шестой холм (Родионов, 1946).

во-метасоматического происхождения (Жуков, 1959, 1960). Они имеют следующий минеральный состав: магнетит, пирротин, пирит, халькопирит; нерудные минералы представлены гранатом, гиперстеном, диопсидом, роговой обманкой, тремолитом, кальцитом, тальком и кварцем. Магнетит составляет от 90 до 95%. В виде изометричных эвгедральных зерен он образует сплошную массу, среди которой остальные минералы наблюдаются или в виде межгранулярных выделений и в тонких прожилках по трещинкам, или в виде реликтовых зерен неправильной формы. Каких-либо признаков слоистости или сланцеватости не наблюдается — порода совершенно массивная. Мощность таких тел колеблется от 1,2 до 7,5 м, длина 75—125 м, а среднее содержание железа 40—64%. Форма тел пластовая или близкая к ней, с вмещающими породами (итабиритами и гнейсами) контакт четкий и в большинстве случаев резкий.

А. П. Никольский (1956) считает, что образование богатых магнетитовых руд на Корсак-Могильском участке обусловлено миграцией железа при гранитизации пироксен-магнетитовых итабиритов на контакте этих двух пород, а также по зонам разломов. С этим можно в общем согласиться. Следует только заметить, что в контактовых рудах из силикатов наиболее распространен диопсид, тогда как в неизмененных железистых кварцитах его нет. По-видимому, богатые руды возникли не просто вследствие замещения в железистых кварцитах кварца и первичных силикатов магнетитом, а путем образования диопсидового скарна и последующего его оруденения.

Малорудные итабириты как разновидность железисто-кремнистых пород впервые были выделены на западной гряде Корсак-Могилы С. П. Родионовым (маложелезистые кварциты, по С. П. Родионову, 1946). От описанных выше рудных пироксен-роговообманко-магнетитовых итабиритов эти породы отличаются и по минеральному составу и, особенно отчетливо, по структурно-текстурным признакам. Главные породообразующие минералы их — магнетит и кварц. Кроме того, там постоянно встречаются биотит,

апатит, гиперстен, роговая обманка, пирит, однако все вместе они редко составляют 3—5% породы. Главным минеральным компонентом является кварц. На его долю приходится от 75 до 85%. Он образует неправильные, обычно несколько удлиненные зерна с неровными, угловатыми и зазубренными ограничениями и имеет волнистое погасание. Размеры зерен колеблются в широких пределах: от 0,5 до 2,5 мм. Магнетит составляет 15—20% породы. Он сравнительно равномерно рассеян по всей толще. Характерной особенностью породы является то, что наряду с эвгедральными зернами большая часть выделений магнетита имеет плоскую форму, напоминающую местами таблички гематита. Размер таких табличек самый разнообразный — от 0,1 до 1,0 мм. Часто они образуют сростки в виде небольших плоских линзочек длиной до 3—5 см, редко больших размеров. Все это придает породе весьма своеобразный сланцевый облик при неясной линзовидной слоистости. Возникает подозрение, что она имеет, возможно, иной генезис, нежели обычные рудные итабириты, что первоначально это был не хемогенный, а кластогенный осадок. Что же касается формы рудного минерала, то либо она унаследована от гематита (т. е. таблитчатые выделения принадлежат не магнетиту, а мушкетовиту), либо она связана со стресс-деформацией первоначально эвгедральных зерен магнетита.

Следует, однако, заметить, что сказанное выше не выходит за рамки предположений. Кластогенный характер кварца нельзя считать доказанным, так как вследствие глубокого метаморфизма в гранулитовой фации произошла полная перекристаллизация породы. Зерна кварца изменили свой первоначальный облик, и каемки регенерации определяются очень неуверенно, реликты гематита в таблитчатых выделениях рудного минерала также не установлены.

В линзовидных прослоях помимо магнетита обычно наблюдаются мелкие зерна ромбического пироксена и сине-зеленой роговой обманки. Чешуйки биотита размером 0,05—0,1 мм и зерна апатита диаметром 0,1—0,2 мм рассеяны в породе.

Как видно из табл. 106, по химическому составу малорудные итабириты представляют собой типичные железисто-кремнистые образования с высоким коэффициентом железистости (более 90). В неизмененных породах коэффициент окисления близок к единице. В зоне выветривания малорудные итабириты в значительной степени мартитизированы, в связи с чем коэффициент окисления поднимается до 14 (ан. 2).

По коэффициенту окисления малорудные итабириты принадлежат к группе окисно-закисных магнетитовых железисто-кремнистых пород, по содержанию $Fe_{общ}$ (среднее около 20%) они относятся к группе бедных и даже нерудных. Однако в связи с тем, что силикаты присутствуют в них в ничтожном количестве и все железо практически связано с магнетитом, который легко извлекается при магнитной сепарации, малорудные итабириты могут учитываться при подсчете запасов.

Слюдистые кварциты распространены только на западной гряде холмов в южной и в самой северной частях, т. е. на пятом и первом холмах. Наиболее хорошо они изучены на четвертом холме. Так устанавливается,

Таблица 106

Химический состав (в %) и петрохимические коэффициенты по Н. П. Семененко малорудных итабиритов месторождения Корсак-Могила

Компонент, коэффициент	1	2
SiO_2	60,65	70,00
TiO_2	Следы	Следы
Al_2O_3	0,28	1,77
Fe_2O_3	26,68	26,28
FeO	11,77	0,85
MnO	0,01	Не обн.
MgO	0,38	0,32
CaO	0,10	0,28
K_2O	0,06	0,13
Na_2O	0,11	0,53
P_2O_5	0,30	Следы
$H_2O_{гигр}$	0,10	Не обн.
SO_3	Не опр.	Следы
П. п. п.	Не обн.	0,36
Сумма	100,44	100,52
O	1,0	13,7
F	96,9	91,8
A	0,5	4,8
M	2,3	2,1
C	0,3	1,3

Примечание. *Анализы:* 1 — итабирит малорудный, скв. 7, гл. 102,0м четвертый холм (Жуков. 1959); 2 — итабирит малорудный (Родионов, 1946).

что слюдистые кварциты в виде пачки мощностью 10—12 м подстилают малорудные кварциты и образуют среди последних линзовидные прослои мощностью до 5—6 м, а возможно, и больше. Слюдистые кварциты на Корсак-Могиле впервые были установлены П. П. Пятницким (1898), который назвал их аркозовыми. По всей вероятности, такое название кварцитам было дано из-за белых пятен каолина, часто наблюдающихся на их выветрелой поверхности. Однако впоследствии выяснилось, что полевых шпатов в этих кварцитах практически нет. Поэтому В. Г. Кривенко (1949) с полным основанием предложила называть их аркозовидными, а не аркозовыми. Что же касается характерной «оспенной» поверхности, то она связана с выветриванием слюды. Поскольку каолиновые пятна наблюдаются только в зоне выветривания и ниже 9—10 м аркозовидный облик породы пропадает, было предложено (Жуков, 1959) назвать эти кварциты безрудными, в отличие от железистых и маложелезистых пород. Очевидно, однако, лучше именовать их слюдистыми. Они состоят главным образом из кварца и небольшого количества (2—5%) цветных и рудных минералов. Кварц образует несколько сплюснутые с зазубренными ограничениями зерна размером от 0,3 до 0,5 мм в более мелкозернистых прослоях и до 1,5—2 мм в более крупнозернистых. Из силикатов содержатся светло-бурый биотит, мусковит, ромбический пироксен (энстатит, (+) $2V=70°$) и гранат. Из рудных минералов встречаются пирит и, очень редко, в виде округлых сплюснутых зерен магнетит. Контакт слюдистых кварцитов и малорудных итабиритов резкий, но, по-видимому, их следует относить к одной и той же кластогенной толще.

Гнейсы залегают среди итабиритов в виде прослоев самой различной величины: от 10—15 см до нескольких метров. По петрографическому составу среди этих пород выделяются следующие главные разновидности: биотит-плагиоклазовая, биотит-роговообманко-плагиоклазовая, графит-гранат-биотит-микроклиновая.

Биотит-плагиоклазовые гнейсы распространены наиболее широко, представляют темно-серые неравномернозернистые породы с неясно выраженной слоистостью, но с отчетливой ориентировкой листочков биотита. Породы состоят из биотита, плагиоклаза и кварца, в качестве акцессорных минералов содержат апатит, микроклин и магнетит. Плагиоклаз (60—70%) представлен олигоклазом № 23—25 (n_p = 1,540—1,542). Он наблюдается в виде округлых зерен диаметром до 1,5 мм и более мелких выделений (0,1—0,2 мм), которые вместе с такими же по размерам зернами кварца и чешуйками биотита располагаются вокруг порфиробластов плагиоклаза. Биотит бурый (с показателем преломления n_m =1,648) образует мелкие чешуйки. Кварц ксеноморфный, реже в виде округлых зерен. Апатит образует округлые зерна размером 0,2 мм. Микроклин встречается в виде мелких межгранулярных выделений, по-видимому, более поздний. Единичные зерна магнетита имеют размер 0,1—0,2 мм.

Биотит-амфибол-плагиоклазовые гнейсы встречены многими буровыми скважинами в виде пачек мощностью до 7—8 м. По внешнему виду это темно-серые до черного зернистые породы с хорошо выраженной сланцеватостью и нечеткой слоистостью. Главные породообразующие минералы представлены (в %): плагиоклазом 25—40, роговой обманкой 25—30, биотитом 25 и кварцем 10—20. Среди акцессорных преобладает апатит, реже в виде отдельных зерен и неправильных выделений встречаются магнетит и пирит. По характеру роговой обманки выделяются две разновидности гнейсов. В первой — роговая обманка плеохроирует от темного изумрудно-зеленого по *Ng* до травяно-зеленого по *Np*. Для нее определены следующие оптические данные: n_g = 1,668; n_p = 1,648; cNg = 16—17°. Выделения ее ксеноморфные, иногда таблитчатые размером до 1 мм. С роговой обманкой ассоциируют плагиоклаз (олигоклаз, n_p = 1,539) и бурый биотит. Кварц наблюдается в виде мелких ксеноморфных выделений в промежутках между зернами полевого шпата и в виде включений в роговой обманке. Структура породы гранобластическая, равномернозернистая, сланцеватая.

В другой разновидности этих гнейсов роговая обманка светло-зеленая (но ясно окрашенная). Показатели преломления ее несколько ниже, чем у темно-зеленой ($n_g = 1{,}660$; $n_p = 1{,}636$; $cNg = 16°$). Она образует небольшие (0,5—0,7 мм) выделения неправильной формы, проросшие мелкими зернами кварца. Плагиоклаз здесь более основной — андезин № 34—35 ($n_p = 1{,}544$—$1{,}546$).

Графит-гранат-биотит-микроклиновый гнейс встречен скв. 6 в восточной части шестого холма в виде пачки мощностью около 5 м. Он представляет неравномернозернистую зеленовато-серую породу с хорошо выраженной сланцеватостью. Порода состоит (в %) из: микроклина 40, биотита 25—30, кварца 15—20, граната до 10 и графита 5—6. В единичных зернах встречаются эпидот и, в виде включений в биотите, циркон. Микроклин образует изометричные зерна диаметром 0,5—1,0 мм. Они имеют зеленый цвет и обусловливают цвет всей породы. Биотит бурый с сильным плеохроизмом от красно-бурого по *Ng* до светло-желтого по *Np*. Кварц мелкий (0,3—0,4 мм), ксеноморфный. Гранат образует крупные (до 1,5 мм) пойкилобласты, переполненные мелкими зернами кварца, биотита, микроклина. Графит встречается в виде шестоватых кристаллов длиной 0,3—0,5 мм, обычно в срастании с биотитом.

Таблица 107

Химический состав (в %) и петрохимические коэффициенты по Н. П. Семененко гнейсов месторождения Корсак-Могила (Жуков, 1959)

Компонент, коэффициент	1	2	3
SiO_2	58,07	60,04	62,29
TiO_2	0,92	0,70	0,39
Al_2O_3	19,02	13,89	11,39
Fe_2O_3	2,15	2,49	3,15
FeO	4,88	5,60	11,20
MnO	0,02	0,07	0,07
MgO	1,79	4,78	2,96
CaO	4,06	3,78	0,51
Na_2O	4,42	3,63	4,78
K_2O	3,50	2,94	0,98
P_2O_5	0,23	0,28	0,05
CO_3	0,18	Нет	Нет
$H_2O_{гигр}$	0,18	0,16	0,27
П. п. п.	0,01	1,14	0,56
C	Не обн.	Не обн.	0,52
S	» »	0,19	1,10
CO_2	» »	Не обн.	0,68
Сумма	100,43	99,69	100,90
O	0,2	0,2	0,12
F	23,6	25,6	50,0
A	46,8	31,4	28,9
M	11,6	27,4	18,8
C	18,0	15,6	2,3
T	96,8	16,4	13,4

Примечание. *Анализы*: 1 — гнейс биотит-плагиоклазовый, скв. 5, гл. 103.5 м, шестой холм; 2 — гнейс биотит-роговообманко-плагиоклазовый, скв. 2, гл. 116.5 м, шестой холм; 3 — графит-гранат-биотит-микроклиновый гнейс, скв. 6, шестой холм.

По химическому составу (табл. 107) биотитовый гнейс характеризуется сравнительно малым ферромагнезиальным коэффициентом ($FM = 35$) и высокой глиноземистостью ($A = 46{,}8$), т. е. представляет собой типичное глинистое алюмосиликатное образование. Биотит-роговообманковые и гранит-биотитовые гнейсы (ан. 2 и 3) принадлежат к глиноземисто-железисто-кремнистым образованиям (коэффициент FM достигает у них 68).

Как видно из изложенного, богатые железистые руды Корсак-Могилы, вследствие ограниченности своего распространения, самостоятельного значения иметь не могут, что же касается рядовых железистых пород, то они относятся к категории бедных руд. Однако, благодаря тому, что рудный минерал представлен в них магнетитом, который содержится в большинстве в виде довольно крупных сростков, процесс их обогащения не вызывает затруднений. Поэтому могут быть использованы практически обе разновидности железистых пород, т. е. рудные и малорудные итабириты. Оценить перспективные запасы месторождения довольно трудно вследствие того, что первый железистый горизонт изучен только на небольшой площади в пределах шестого холма. Интенсивность магнитного поля к северу и к югу от него резко уменьшается, и возникают сомнения, имеет ли он там промышленное значение, если вообще не выклинивается. То же самое можно сказать и относительно второго горизонта. Не ясно, как далеко на юг (в пределах месторождения) продолжаются его линзы, каков их состав, размеры и строение. Материалы магниторазведки не дают оснований ожидать большого

прироста запасов по простиранию. Запасы кварцитов до глубины 500 м видимой части второго железистого горизонта не превышают 120—150 млн. т, а запасы первого горизонта на шестом холме — 180—200 млн. т. Таким образом, общие перспективные запасы месторождения оцениваются в 300—350 млн. т.

УЧАСТОК КАМЕННАЯ МОГИЛА (НОВОУКРАИНСКИЙ)

Каменная Могила находится в 9 км западнее г. Куксунгур и в 1 км восточнее с. Ореховки Нововасильковского района Запорожской области. Кристаллические породы докембрия перекрыты четвертичными суглинками, мощность которых колеблется от 1,5—3,0 м на севере до 15—20 м на юге. Геофизическими работами в 1926 и 1950 гг. установлено, что от холма Каменная Могила на юге на протяжении более 10 км тянется магнитная аномалия в виде двух прерывистых параллельных полос (восточной и западной), отстоящих друг от друга на расстояние 600—700 м. Горными работами было выявлено, что аномальные полосы связаны с железистыми породами. Последние не имеют сплошного распространения в каждой полосе, а прослеживаются в виде отдельных тел. Относительно структуры месторождения высказывалось предположение (Жуков, 1959), что обе полосы железистых пород принадлежат к одному и тому же стратиграфическому горизонту и представляют две цепочки синклинальных складок, антиклинальный перегиб между которыми на всем протяжении уничтожен эрозией. Анализ результатов детальных геофизических и геологических съемок последующих лет заставил упомянутого автора пересмотреть свои взгляды. Западную и восточную полосы железистых пород теперь он рассматривает (Жуков, 1969) как выходы на западном крыле Корсакской синклинали двух самостоятельных железистых горизонтов. На восточном крыле этой складки аналогами их являются два горизонта железистых пород, обнажающихся на месторождении Корсак-Могила и севернее его, на рудопроявлениях Юшанлы и Кайнакулак.

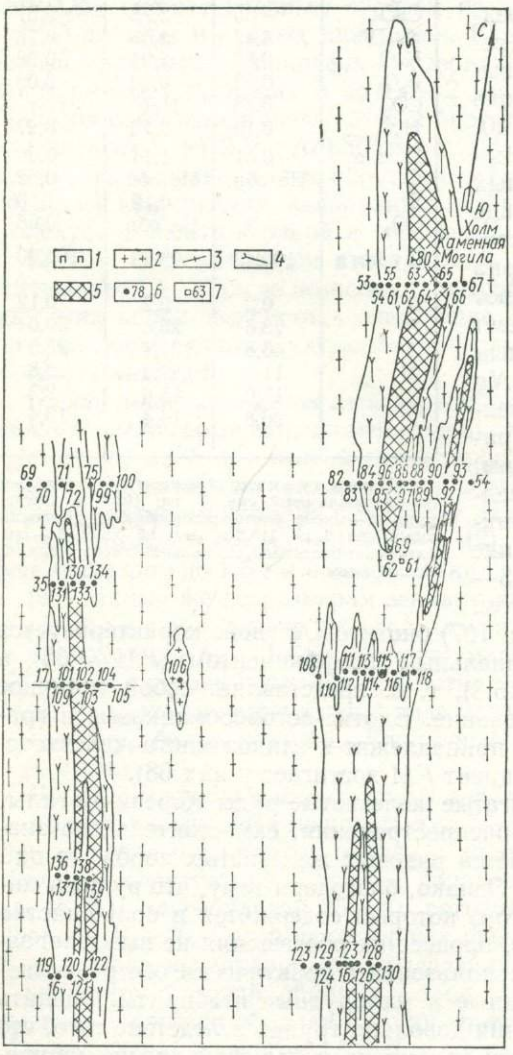


Рис. 63. Схематическая геологическая карта северной части месторождения Каменная Могила (Новоукраинское):

1 — пегматиты, *2* — гранаты розовые микроклиновые, *3* — мигматиты, *4* — гнейсы биотитовые, гранат-биотитовые, амфибол-биотитовые, реже силлиманит-биотитовые с прослоями кварцитов слюдистых, *5* — итабириты, *6* — скважина и ее номер, *7* — шурф и его номер.

У геологов Приазовской экспедиции (Полуновский, Каныгин и др., 1972) сложилось иное представление. Они считают, что западная и восточная полосы же-

лезистых пород Каменной Могилы принадлежат к одному и тому же горизонту и являются соответствующими крыльями очень узкой (0,6—0,7 км) и длинной (12 км) синклинали, развившейся на западной окраине Корсакского синклинория. В точно такой же (узкой и длинной) складке на восточном крыле этот же горизонт образует, по их мнению, месторождение Корсак-Могила (и рудопроявления севернее его), а в ядре синклинория — месторождение Куксунгур.

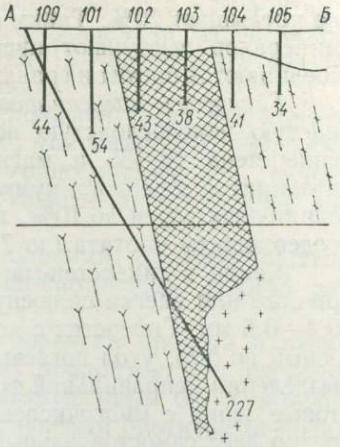


Рис. 64. Геологический разрез месторождения Каменная Могила.

Условные обозначения см. на рис 63.

Следует, однако, заметить, что в районе Каменной Могилы по характеру магнитного поля нельзя предположить замыкания горизонтов. С другой стороны, определенно намечается участие этих горизонтов в общей структуре Корсакской синклинали, возможное замыкание крыльев которой происходит в акватории Обиточинского залива. Что же касается сопоставления месторождения Куксунгур с месторождениями западного и восточного крыльев Корсакской синклинали, то различие в составе железистых и сопутствующих им пород этих участков вызывает большое сомнение в том, что они имеют одно и то же стратиграфическое положение.

Принимая гипотезу о двух железистых горизонтах в основании корсакской свиты и учитывая их структурное положение (западное крыло синклинали), первым горизонтом будем считать западный, а вторым — восточный. Оба горизонта изучены только в северной части месторождения (рис. 63, 64). Там они имеют крутое (70—75°) восточное падение. Размеры составляющих их линз достигают 1200—1500 м в длину при максимальной мощности 120—140 м. Строение линз в обоих горизонтах примерно одинаково. Центральные части их сложены итабиритами обычно с пачками биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов. Мощность гнейсовых пачек колеблется в широких пределах, достигая 10—12 и даже 20 м. В результате по простиранию соотношение итабиритов и гнейсов изменяется в пользу последних настолько, что следует говорить уже о прослоях итабиритов среди гнейсов (а не наоборот) или серии параллельных линз железистых пород среди гнейсов. По периферии железорудных тел, но главным образом в их лежачем боку, т. е. ниже по стратиграфическому разрезу, развиты слюдистые (биотитовые, гранат-биотитовые) кварциты, переслаивающиеся с гнейсами и сланцами биотитовыми, мусковит-биотит-силлиманитовыми, биотит-амфиболовыми, реже пироксен-гранат-биотитовыми.

Общей вмещающей толщей для обоих горизонтов являются биотитовые и амфибол-биотитовые мигматиты с останцами биотитовых гнейсов и амфиболитов. Породы железорудной формации рассечены довольно многочисленными жилами розовых микроклиновых гранитов и пегматитов мощностью до 15—20 м и, возможно, крупнее. На контакте с ними в гнейсах и итабиритах отмечаются зоны крупнозернистых пород, содержащих в качестве новообразований гранат, диопсид, биотит, микроклин и кислый плагиоклаз. С этими же гранитами связаны, вероятно, процессы карбонатизации в зонах разломов и образование кварц-карбонатных жил.

По минеральному составу выделяются две главные разновидности итабиритов: гиперстен-магнетитовые и амфибол-магнетитовые. Последние заметно преобладают. Нередко наблюдаются и породы со смешанным составом силикатов, в которых пироксены и амфиболы находятся в различных количественных соотношениях. В целом итабириты Каменной Могилы, по сравнению с другими западноприазовскими месторождениями, отличаются более низким содержанием магнетита, количество которого в большинстве

не превышает 20%. Таким образом, в качестве главных породообразующих минералов выступают кварц, амфиболы и пироксены. Иногда к ним присоединяются биотит и гранат.

Гиперстен-магнетитовые итабириты представляют собой мелкозернистую неясно-слоистую породу. Она состоит (в %) из: кварца 60—70, гиперстена 10—35 и магнетита 10—20. Иногда гиперстен-магнетитовые итабириты содержат куммингтонит, количество которого колеблется от единичных зерен до 10%, иногда встречаются кварциты со значительным содержанием биотита (до 7%) и граната (до 5%).

Кварц в гиперстен-магнетитовых итабиритах образует обычно изометричные или слегка сплюснутые зерна с угловатыми очертаниями размером 0,4—0,6 мм. Гиперстен с ясным плеохроизмом (светло-зеленый по *Ng* и розовый по *Np*), угол погасания *cNg* до 4°, присутствует он в породе в виде выделений неправильной формы, иногда образует удлиненные пойкилобластовые зерна с многочисленными мелкими включениями кварца. Магнетит редко дает самостоятельные рудные прослои. Обычно он наблюдается совместно с гиперстеном в виде изометричных зерен размером от сотых долей до 0,2—0,3 мм, реже — в виде небольших сростков. Биотит, встречающийся в итабиритах, отличается густой зеленой окраской плеохроизма по *Ng* и светлой зеленовато-желтой по *Np*. Он образует мелкие чешуйки (0,2—0,3 мм), более или менее равномерно распределенные в породе. Гранат встречается в виде зерен совершенно неправильной формы размером от 0,1 до 0,3 мм. Структура породы грубослоистая, неясно-слоистая, местами почти массивная, ориентировка цветных минералов выражена нечетко.

Итабирит амфибол-магнетитовый состоит (в %) из: кварца 50—60, куммингтонита 20—30, магнетита 15—20 и зеленой роговой обманки 3—5. Кварц образует угловатые полигональные и неправильной формы зерна размером 0,3—0,4 мм. Куммингтонит разнозернистый, в большинстве случаев размером от 0,2 до 0,5 мм, но встречаются индивиды длиной до 2 мм. Они обычно имеют пойкилитовое строение. Для куммингтонита определены следующие константы: $n_g = 1{,}684$; $n_p = 1{,}658$; оптически положительный, с большим углом $2V$, $cNg = 19—20°$. Магнетит присутствует в виде округлых изометричных и удлиненных зерен и сростков от сотых долей до 0,3—0,4 мм, редко больше. Зеленая роговая обманка, по-видимому, реликтовая, так как встречается только в табличках куммингтонита. В свою очередь куммингтонит в зонах разломов бывает почти нацело замещен хлоритом и карбонатом.

Итабирит пироксен-амфибол-магнетитовый представляет слоистую, гранобластическую, мелкозернистую породу. Пироксен представлен в нем гиперстеном, амфибол — зеленой роговой обманкой. По краям ее зерен обычно развивается куммингтонит. Магнетит образует изометричные зерна от 0,05 до 0,3—0,4 мм и удлиненные сростки до 1 мм. В породе выделяются прослои магнетит-кварцевые, амфибол-кварцевые и кварц-амфибол-пироксен-магнетитовые. Мощность прослоев 2—3 мм.

В химическом отношении итабириты Каменной Могилы представляют малорудные окисно-закисные магнетит-силикатные породы. Так биотит-гиперстен-куммингтонитовый итабирит (скв. 16) имеет следующий состав (в %) : SiO_2 61,57; TiO_2 0,16; Al_2O_3 2,71; Fe_2O_3 15,06; FeO 15,08; MnO 0,06; MgO 1,93; CaO 1,54; Na_2O 0,27; K_2O 0,72; P_2O_5 0,11; SO_3 0,19; H_2O 0,16; п. п. п.— 0,73; сумма — 100,29. Петрохимические коэффициенты по Н. П. Семененко: $O = 0{,}34$; $F = 66{,}4$; $A = 0{,}3$; $M = 1{,}1$; $C = 2{,}2$. Как видно из пересчетов химического анализа, значительная часть железа связана не в рудных минералах, а в силикатах (молекулярное количество FeO более чем вдвое превышает количество Fe_2O_3). Содержание железа (Fe_2O_3 + +FeO) составляет всего 20,7%, что даже несколько меньше, чем в малорудных итабиритах Корсак-Могилы (24%). По степени метаморфизма и химико-минеральному составу железисто-кремнистые породы Каменной Могилы относятся к пироксен-роговообманковым итабиритам. Куммингтонит в них явно не первичный, а связанный с наложенными диафторическими процессами.

Биотит-роговообманковые гнейсы, переслаивающиеся с итабиритами, представляют собой серые сланцеватые породы, состоящие (в %) из: микроклина и плагиоклаза 60—70, роговой обманки 15—20, биотита 10—15, кварца 7—10, единичных зерен эпидота и апатита.

Биотитовые гнейсы также часто образуют прослои среди итабиритов. Они обычно содержат (в %): плагиоклаза до 50, микроклина 20—30, кварца 20—30 и биотита 5—10. Структура породы гранобластическая, лепидогранобластическая, среднезернистая, текстура гнейсовидная. Размеры минеральных индивидов от 0,8 до 1,5 мм.

Слюдистые кварциты представлены несколькими разновидностями. Чаще всего встречаются биотитовые и амфибол-биотитовые. Иногда они содержат гранат, иногда графит.

Гнейсы силлиманит-мусковит-биотитовые образуют прослои и пачки мощностью в несколько метров среди безрудных кварцитов. Они сложены решетчатым микроклином (20—25%), сильно разрушенным без двойников плагиоклазом (2—3%), кварцем (до 15%) и коричневым биотитом (3—5%). Силлиманит образует веерообразные скопления мелких иголочек и находится в срастании с биотитом. Структура лепидогранобластическая, сланцеватая.

Промышленную перспективу месторождения оценить в настоящее время довольно трудно, так как из десятикилометровой аномальной полосы Каменной Могилы в самом первом приближении изучен пока только один небольшой северный участок. Судя по имеющимся данным, итабириты Каменной Могилы наиболее бедные по сравнению с аналогичными породами других месторождений провинции. Возможно, они окажутся к тому же наиболее трудно обогатимыми, поскольку магнетит находится там не в самостоятельных (и не в кварц-магнетитовых) прослоях, а в прослоях существенно амфиболовых. Тем не менее итабириты месторождения могут быть использованы в качестве рудного сырья. Среднее содержание $Fe_{магн}$ в них составляет 14,25%.

Если предположить, что характер железистых горизонтов к югу не изменяется в худшую сторону, то запасы кварцитов до глубины 500 м могу составить около миллиарда тонн.

УЧАСТОК КУКСУНГУР

Участок расположен в 1 км к югу от с. Марьяновки Нововасильевского района Запорожской области и в 10 км к западу от Корсак-Могилы.

Структура рудного поля. На участке выявлено две аномальные полосы (рис. 65). Одна из них от вершины горы Куксунгур протягивается в широтном направлении почти на 4,5 км. Вторая полоса, субдолготная, длиной около 3 км, имеет вид дуги, обращенной выпуклостью на восток. Южный конец ее упирается в широтную аномальную полосу, а северный заканчивается у восточной окраины с. Новоспасского (бывшее Шавкай). Обе аномальные полосы обусловлены железистыми породами. Рудное поле месторождения представляет замковую часть синклинали, осложненную крупными разломами. Широтная полоса железистых пород имеет северное падение, а субдолготная — западное (от северо-западного до юго-западного). Таким образом, в общем падение пород отчетливо центриклинальное и можно говорить о южном (широтном) и северо-восточном (субдолготном) крыльях синклинали.

Странная форма прилегания северо-восточного крыла к южному объясняется тем, что замковая часть складки осложнена крупным разломом западно-северо-западного направления (рис. 66). Характер этого нарушения в достаточной мере не ясен. Возможно, что нарушение выразилось только в вертикальном движении, при котором северо-восточное крыло было значительно приподнято над южным (или южное было опущено). Но не

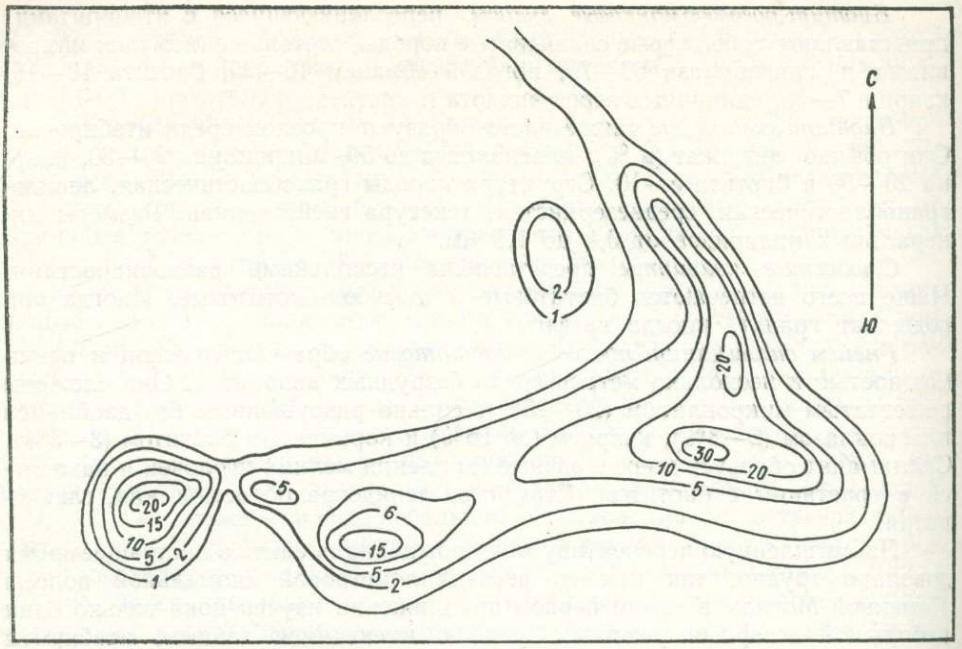


Рис. 65. Изолинии вертикальной составляющей магнитного поля на участке Куксунгур (в тыс. гамм).

исключено, что были и горизонтальные перемещения. Разлом фиксируется широкой (до 50—75 м) зоной катаклазированных пород.

Второй крупный разлом, имеющий субдолготное или близкое к этому направление, по-видимому, ограничивает распространение к западу южного крыла складки. Толща железистых пород вместе с сопутствующими ей образованиями достигает на западе максимальной мощности, а затем вдруг неожиданно обрывается. На складчатое замыкание это не похоже, так как повторения разреза пород не наблюдается, не похоже и на стратиграфическое выклинивание. Показательна в данном отношении картина, которая наблюдается на северо-восточном крыле. Там действительно происходит стратиграфическое выклинивание — мощность железистых пород уменьшается постепенно от почти 100 до 15 м.

Еще один разлом, вероятно тоже субдолготного направления, на западе рудного поля смещает к северу часть южного крыла. Таким образом, общая структура рудного поля месторождения складчато-блоковая.

Стратиграфия. В стратиграфическом отношении на месторождении выделяются три толщи: подрудная, рудная и надрудная. Состав и строение их, естественно, совершенно различны (рис. 67—70).

Подрудная толща сложена в основном биотитовыми и амфибол-биотитовыми (иногда с гранатом) мигматитами с реликтами биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов.

Биотитовые гнейсы — серая мелкозернистая неясно-полосчатая порода. Они сложены (в %): кислым плагиоклазом (олигоклаз) 25—40, кварцем 35—40 и чешуйками светлого плеохроирующего в коричневых тонах биотита 10—20. В единичных случаях наблюдаются межгранулярные выделения микроклина и округлые зерна апатита. Размеры минеральных индивидов обычно составляют 0,2—0,4 мм. Иногда встречаются порфиробласты микроклина размером до 2,5 мм.

Амфибол-биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы — неясно-слоистые, мелко- и среднезернистые породы. Они содержат (в %): плагиоклаза до 50 (часто несдвойникованного, в виде зерен размером 0,3—0,5 мм), межгранулярного решетчатого микроклина до 3—4, кварца (округлые и неправильной

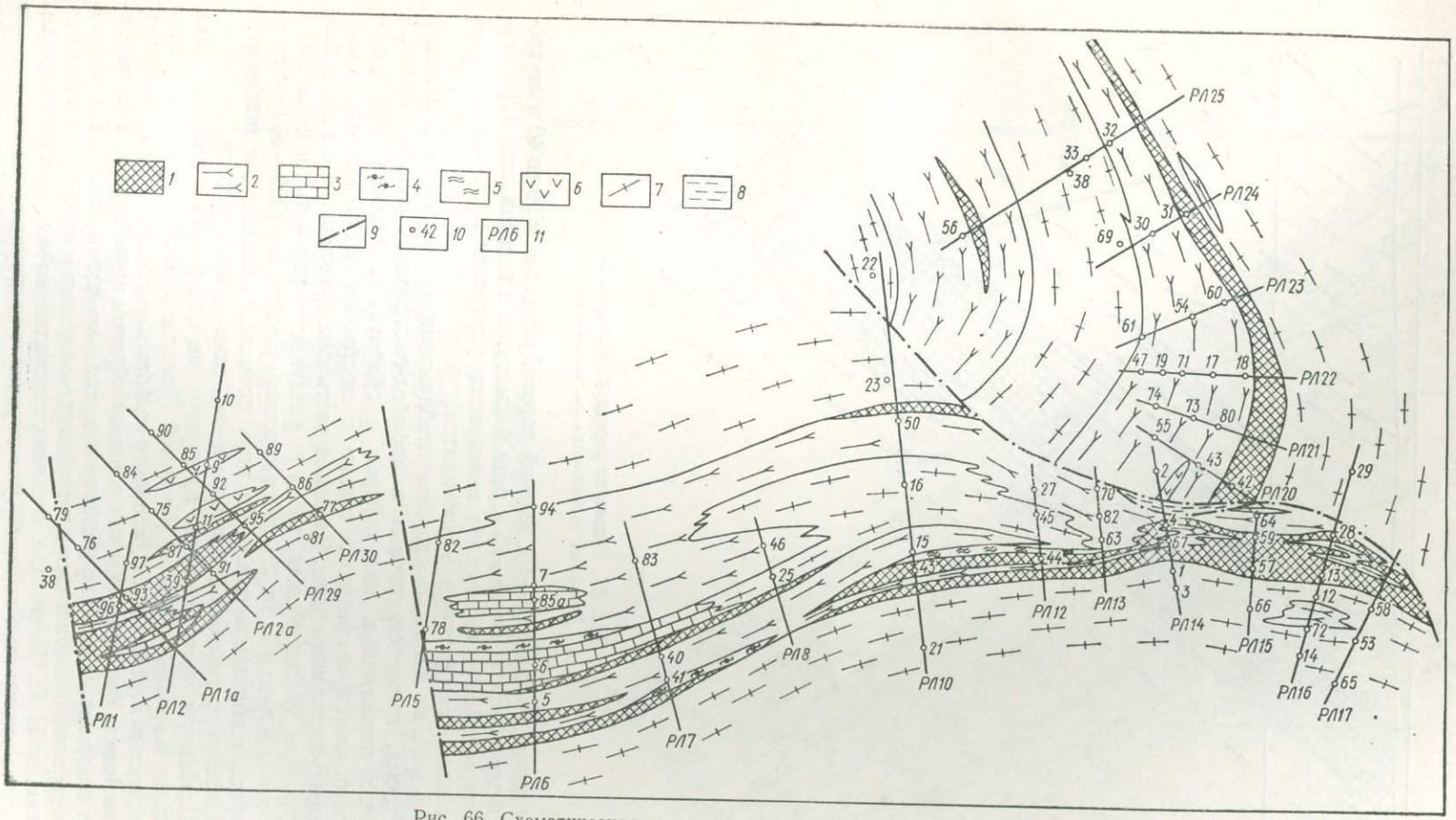


Рис. 66. Схематическая геологическая карта участка Куксунгур:

1 — итабириты, *2* — сланцы биотитовые и амфибол-биотитовые, *3* — известняки кристаллические и кальцифиры, *4* — сланцы графитовые, *5* — сланцы силлиманитовые биотитовые; *6* — амфиболиты, *7* — мигматиты, *8* — милониты и катаклазиты, *9* — разломы, *10* — скважины Приазовской экспедиции, *11* — разведочные линии

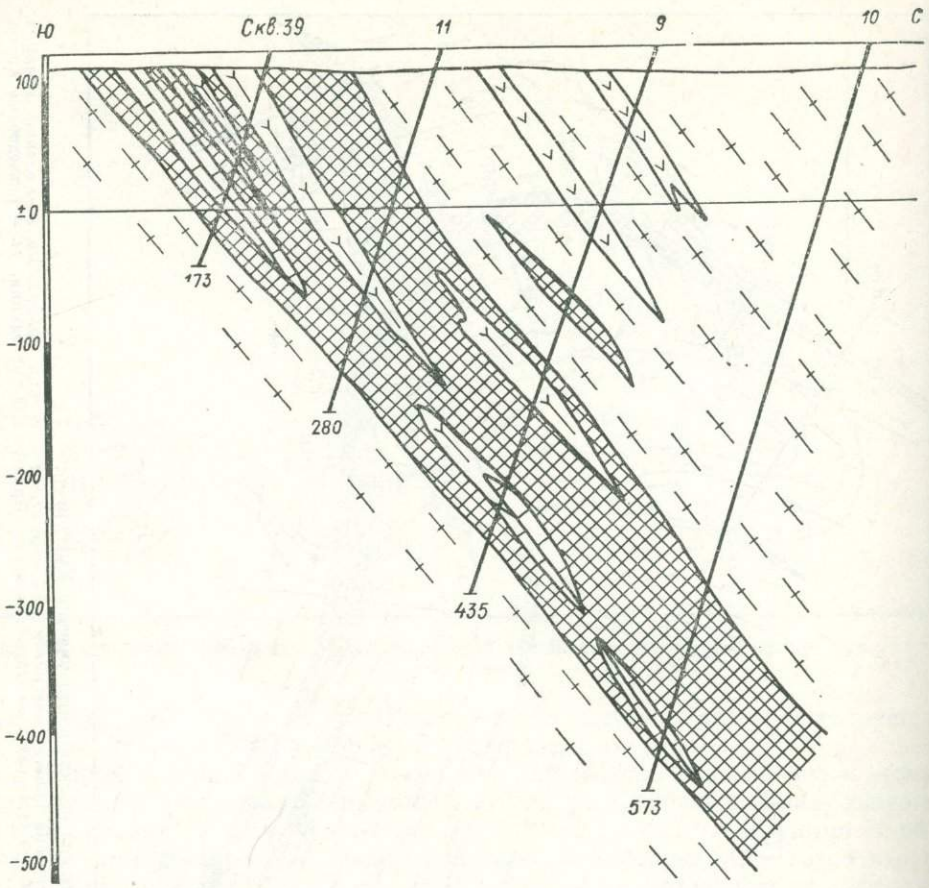


Рис. 67. Разрез по разведочной линии 2.
Условные обозначения см. на рис. 66.

формы зерна) не более 10—15, зеленой роговой обманки от 20 до 40 и светло-коричневого биотита до 10—15. Среди мигматитов и гнейсов (скв. 72) встречена, по-видимому, интенсивно измененная ультраосно́вная порода. Она представлена серпентином и флогопитом.

Рудная толща сложена итабиритами с прослоями и линзами биотитовых, гранат-биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов, кристаллических известняков, кальцифиров и графитовых сланцев. Итабириты прослеживаются непрерывно только в восточной части южного крыла и в северо-восточном крыле. Западная часть южного крыла имеет линзовидное строение. Железорудная толща то раздувается там чуть ли не до 200 м (разведочные линии 1, 1а, 2), то на коротком расстоянии (300—400 м) почти совершенно выклинивается. При этом происходит замещение итабиритов биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами и мигматитами.

Итабириты месторождения Куксунгур по сравнению с аналогичными породами Корсак-Могилы и Каменной Могилы отличаются более тонкой зернистостью и слоистостью, меньшим содержанием силикатов, а также тем, что последние представлены там главным образом амфиболами, а из пироксенов содержат не столько ромбические, сколько моноклинные. По степени метаморфизма они относятся к амфиболитовой фации (гнейсово-амфиболовая ступень, по Н. П. Семененко). В связи с относительно меньшим содержанием силикатов железистые породы Куксунгурского месторождения значительно богаче железом и беднее кремнекислотой, чем итабириты Корсак-Могилы. Характерно для них также повышенное содержание кальция. С другой

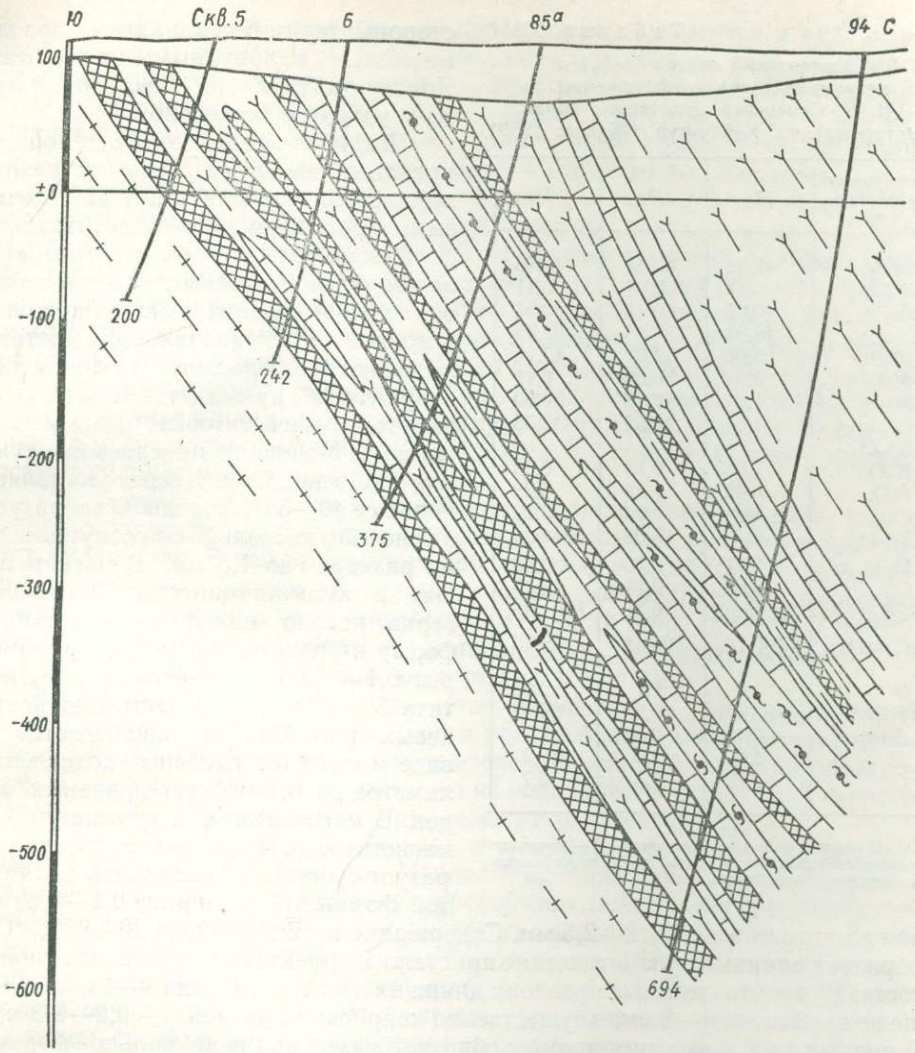


Рис. 68. Разрез по разведочной линии 6.
Условные обозначения см. на рис. 66.

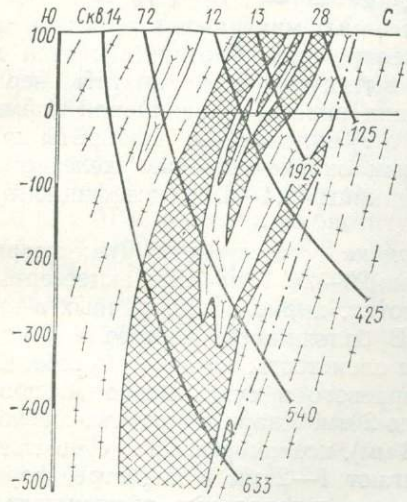


Рис. 69. Разрез по разведочной линии 16.
Условные обозначения см. на рис. 66.

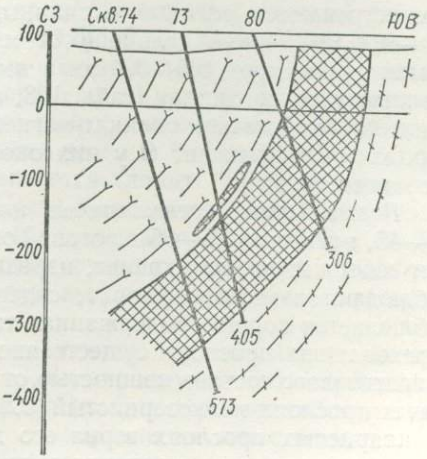


Рис. 70. Разрез по разведочной линии 21.
Условные обозначения см. на рис. 66.

Таблица 108

Химический состав (в %) и петрохимические коэффициенты по Н. П. Семененко железистых пород месторождения Куксунгур (Жуков, 1959)

Компонент, коэффициент	1	2	3
SiO_2	41,04	42,68	40,76
TiO_2	0,11	0,08	0,11
Al_2O_3	0,07	0,45	0,87
Fe_2O_3	40,38	35,78	32,49
FeO	15,01	17,01	17,16
MnO	0,04	0,05	0,11
MgO	1,03	2,78	4,00
CaO	1,54	0,56	3,08
Na_2O			
K_2O	0,08	0,13	0,09
P_2O_5	0,40	0,23	0,23
CO_3	Не обн.	0,02	0,15
$H_2O_{гигр}$	0,43	0,03	Не опр.
П. п. п.	0,01	0,26	0,56
C	0,09	0,14	0,18
CO_2	Не опр.	0,31	Не опр.
Сумма	100,19	100,44	99,70
O	1,2	1,1	0,83
F	93,1	89,2	80
A	0,1	0,5	1,1
M	3,2	9,0	12,2
C	3,6	1,3	6,7

Примечание. *Анализы:* 1, 2 — куммингтонит-магнетитовые итабириты; 3 — роговообманко-магнетитовые итабириты.

стороны, почти бессиликатных пород, подобных малорудным итабиритам Корсак-Могилы, на месторождении Куксунгур не встречено.

Амфибол-магнетитовые породы представлены двумя главными разновидностями: куммингтонит-магнетитовыми и роговообманко-магнетитовыми.

Куммингтонит-магнетитовые итабириты обладают светло-серой окраской и сравнительно тонкой слоистостью. По минеральному составу выделяются прослои существенно кварцитовые, куммингтонитовые, куммингтонит-магнетитовые, реже магнетитовые. Мощность прослоев колеблется от 0,5 до 2,5 мм. Кварц составляет не менее 40—50% породы. Он образует в основном несколько сплюснутые зерна размером до 1,5 мм. В магнетитовых и куммингтонитовых прослоях зерна кварца имеют неправильную форму и значительно меньшие размеры: 0,1—0,2 мм. Содержание магнетита 30—40%. В существенно кварцевых прослоях он наблюдается в виде мелких (от тысячных долей миллиметра до 0,1 мм) эвгедральных зерен. В магнетитовых и куммингтонит-магнетитовых прослоях магнетит образует сростки неправильной вытянутой формы. При ширине 0,4—0,6 мм они достигают в длину 2—2,5 мм. Содержание куммингтонита 20—30%. Он образует длинные призматические кристаллы, ориентированные вдоль слоистости. В самостоятельных прослоях длина их достигает иногда 3—4 мм, но чаще не превышает 1—2 мм, в существенно кварцевых прослоях — 0,2—0,3 мм. В рудных прослоях куммингтонит образует выделения неправильной формы. В шлифе куммингтонит бесцветный или имеет слабый буровато-желтый оттенок, обычно тонко сдвойникован, $2V = -76°$; $cNg = 17—18°$; $n_g = 1{,}662$; $n_p = 1{,}642$. В качестве акцессорных минералов в этих кварцитах встречаются зеленый с сильным плеохроизмом биотит (листочки до 0,3—0,4 мм), очень мелкие (0,01 мм) и вытянутые зерна апатита, зерна граната диаметром 0,5—0,6 мм и выделения пирита неправильной формы. По химическому составу (табл. 108, ан. 1 и 2) описываемые итабириты принадлежат к богатым силикат-магнетитовым окисно-закисным железистым породам. Коэффициент *O* у них около единицы (1,1—1,2), коэффициент *F* в среднем 90.

Роговообманко-магнетитовые итабириты состоят (в %) из: кварца 40—45, магнетита 25—35 и роговой обманки 20—25. В качестве акцессорных они содержат апатит, гранат, изредка биотит, пирит. Из вторичных в них наблюдаются мартит, хлорит, сидерит. В большинстве случаев в породе наблюдается хорошо выдержанная тонкая слоистость, которая обусловлена чередованием прослоев существенно кварцевого и существенно амфибол-магнетитового состава мощностью от 0,5 до 2 мм. Кварц в магнетит-амфиболовых прослоях мелкозернистый (0,2—0,3 мм), ксеноморфный. В существенно кварцевых прослоях зерна его достигают 1—2 мм в диаметре, форма зерна изометричная, очертания то угловатые полигональные, то извилистые. Магнетит в магнетит-амфиболовых прослоях образует удлиненные сростки

размером 0,7—1,0 мм, в кварцевых прослоях он содержится в виде идиоморфных зерен размером 0,05—0,1 мм. Роговая обманка плеохроирует от изумрудно-зеленого до очень светлого желтовато-зеленого. Для нее определены следующие константы: $n_g = 1{,}652$; $n_p = 1{,}630$; $cNg = 28—29°$; двойники наблюдаются очень редко. Зерна роговой обманки обычно неправильной, но несколько удлиненной формы в магнетит-амфиболовых прослоях достигают 0,5—1,0, в кварцевых прослоях — 0,1—0,2 мм. Апатит наблюдается очень часто в виде отдельных округлых зерен. Гранат встречается значительно реже. Он всегда бывает приурочен к магнетит-амфиболовым прослоям. Пирит образует мелкие выделения по роговой обманке. Хлорит с аномально-синими цветами интерференции и положительным удлинением замещает роговую обманку. Количество его незначительно. Мартит и сидерит наблюдаются в зоне выветривания до глубины не более 25—30 м. Сидерит замещает силикаты, выполняет ядра мартизированных зерен магнетита, образует мелкие жилки. По химическому составу (табл. 108, ан. 3) роговообманко-магнетитовые итабириты относятся к группе окисно-закисных богатых силикат-магнетитовых пород.

Пироксеновые и пироксенсодержащие итабириты встречаются редко. Итабирит гиперстен-магнетитовый образует небольшие прослои в висячем боку рудных тел. В нем выделяются прослои кварц-магнетитового и гиперстен-магнетитового состава. В первых в небольшом количестве содержится гиперстен, во вторых в виде неправильных мелких зерен постоянно наблюдается и кварц. Магнетит образует удлиненные сростки размером 0,5—0,8 мм и мелкие (0,1—0,2 мм) эвгедральные зерна в гиперстене.

Моноклинный пироксен встречается совместно со светлоокрашенной голубовато-зеленой роговой обманкой в роговообманко-магнетитовых кварцитах. Он обладает светлой желтовато-зеленой окраской и слегка плеохроирует. Интерференционная окраска его не поднимается выше синей первого порядка, $cNg = 46°$, вероятно, принадлежит к геденбергиту.

Гнейсы встречаются в итабиритах в виде прослоев и линз мощностью от 5—7 см до нескольких метров. Наиболее крупная пачка (около 30—35 м) наблюдается в южном крыле Куксунгурской синклинали. Она прослеживается почти на всем протяжении и, по-видимому, выклинивается только в самой восточной части. Пачка представлена биотитовыми и биотит-роговообманковыми гнейсами. Местами она замещается мигматитами. Эта гнейсово-мигматитовая пачка разделяет в южном крыле рудную толщу на два горизонта. В нижнем преобладают куммингтонит-магнетитовые породы, верхний сложен в основном роговообманко-магнетитовыми породами. Гнейсы среди железистых кварцитов представлены двумя главными разновидностями: биотитовой и биотит-роговообманковой.

Биотитовые гнейсы — серая мелкозернистая порода с неясной слоистостью и нечетко выраженной сланцевой текстурой. Состоят они из плагиоклаза (40—50%) в виде зерен 0,5—0,7 мм обычно сильно серицитизированного, кварца (20—25%), заполняющего промежутки между зернами плагиоклаза и зеленого биотита (20—25%). Кроме того, в непостоянном количестве (иногда до 5%) присутствует эпидот в виде зерен и линзочек размером от 0,005 до 0,01 м. Местами по биотиту развивается хлорит. Магнетит образует отдельные зерна размером 0,2—0,3 мм. Часто встречается гранат (округлые зерна 0,3—0,5 мм). Иногда содержание его повышается до 7—8%, и гнейс переходит в гранат-биотитовый. В гранитизированных разностях в виде отдельных порфиробластов и межгранулярных выделений развивается микроклин (до 10—15%).

Биотит-роговообманковые гнейсы отличаются от описанных выше содержанием роговой обманки (до 30—35%), плеохроирующей от голубовато-зеленого до совсем светлого желтовато-зеленого. Она образует таблитчатые кристаллы размером до 1 мм, вытянутые в направлении слоистости.

В западной части южного крыла Куксунгурской синклинали среди итабиритов наблюдаются крупные линзы кристаллических известняков

с мелкими прослоями различных гнейсов и сланцев. Мощность линз достигает 30—35 м, а по простиранию они прослеживаются на 200—250 м.

Кристаллические известняки представляют собой плотную неравномернозернистую слоистую породу. Она состоит из карбоната, моноклинного пироксена, амфибола, оливина, серпентина, флогопита, мусковита, хлорита, сфена и пирита. Окраска породы изменяется от почти белой или светло-зеленой до темно-серой. Слоистость породы обусловлена чередованием собственно кристаллических известняков и кальцифиров. Мощность прослоев колеблется от 0,5 мм до нескольких десятков сантиметров. Карбонат является главным породообразующим минералом. Он образует зерна неправильной формы размером 2—3 мм с хорошо выраженной двойниковой полисинтетической штриховкой. Кроме того, он встречается в виде мелких (0,2—0,3 мм) округлых зерен, вероятно псевдоморфоз по оливину. Измерения показателей преломления в иммерсии показывают, что минерал является чистым доломитом ($1{,}682 > n_g > 1{,}678$). Однако химический состав породы (SiO_2 13,24%; TiO_2 0,08; Al_2O_3 1,07; Fe_2O_3 1,70; FeO 1,71; MnO 0,12; MoO 18,18; CaO 31,36; Na_2O 0,15; K_2O 0,31; P_2O_5 0,11; SO_3 0,26; $H_2O_{гигр}$ 0,10; п. п. п. 3,91; CO_2 28,10; сумма 100,40%) заставляет предполагать, что кроме доломита в породе содержится и кальцит. Пироксен принадлежит к моноклинным разностям — диопсиду ($cNg = 42°$; $n_g = 1{,}706$; $n_p = 1{,}684$) с содержанием до 20% геденбергитовой молекулы. В шлифе он очень светлый с едва заметным плеохроизмом. Амфибол, по всей вероятности актинолит, развивается по диопсиду. Оливин встречается большей частью в реликтовых зернах, нацело замещенных карбонатом, серпентином, хлоритом, окислами железа. По углу оптических осей $2V = 88°$ минерал относится к форстериту. Серпентин представлен хризотилом и антигоритом. Флогопит встречается в виде отдельных листочков длиной 0,3—0,4 мм. Мусковит образует бесцветные таблички длиной 0,3—0,5 мм, беспорядочно разбросанные в породе. Хлорит наблюдается в виде скоплений очень мелких (0,005 мм) чешуек зеленовато-бурого цвета, развивающихся по оливину. Сфен образует мелкие ромбовидные зерна в породе.

Среди кристаллических известняков встречаются прослои роговообманко-диопсид-биотитовых и графитовых сланцев, а также амфибол-микроклиновые и силлиманит-биотит-микроклиновые гнейсы.

Роговообманко-биотит-диопсидовые сланцы образуют прослои мощностью 30—40 см. Биотит (40—45%) в них имеет густую окраску и резкий плеохроизм от зеленовато-бурого до светло-желтого. Роговая обманка (8—12%) также густо окрашена с резким плеохроизмом от темно-зеленого до светлого желтовато-зеленого. Диопсид (35—45%) образует почти бесцветные, чуть зеленоватые округлые зерна. Сфен (5—7%) в виде мелких линзовидных зерен беспорядочно разбросан по всей породе. Размеры индивидов главных породообразующих минералов 0,2—0,4 мм. Структура сланцев лепидогранобластическая. Текстура сланцеватая, слоистость выражена не четко.

Графитовые сланцы образуют среди карбонатных пород линзы мощностью до 3—4 м. Минеральный состав их следующий (в %): кварц 35, хлорит 25, графит 15—20, слюда 5—10, тальк 5—10 и пирит 3—5. Кварц наблюдается в виде угловатых зерен размером 0,1 мм. Графит образует удлиненные шестоватые кристаллы длиной 0,2—0,3 мм. Светло-желтая со слабым плеохроизмом слюда (вероятно, флогопит) наблюдается в виде листочков длиной до 0,3 мм. Хлорит развивается по флогопиту. Тальк (?) обрамляет выделения хлорита в виде тонких каемок из очень мелких (0,005—0,01 мм) чешуек с высокими цветами интерференции. Пирит встречается в виде выделений неправильной формы размером до 0,3 мм. Неравномерное распределение минеральных компонентов обусловливает слоистость породы. Выделяются прослои мощностью от 1 до 5—6 мм—графит-кварцевые, графит-флогопит-кварцевые и кварц-хлоритовые.

Амфибол-микроклиновые гнейсы встречаются среди кристаллических

известняков в виде прослоев мощностью 35 см. Это мелкозернистые неясно-слоистые породы. Размеры минералов составляют в них 0,2—0,3 мм. Амфибол актинолитового ряда обычно в значительной мере замещен хлоритом.

Силлиманит-биотит-микроклиновый гнейс представляет собой мелкозернистую розовато-серую породу с размером минеральных индивидов 0,2—0,3, изредка до 0,5 мм. Сложен он в основном решетчатым микроклином (55—65%), темно-коричневым по *Ng* биотитом (15—25%) и мелкими (0,01—0,2 мм) шестоватыми кристалликами силлиманита (5—10%). В гнейсах встречаются единичные зерна плагиоклаза и кордиерита размером от 0,05 до 0,3 мм. Структура гнейсов лепидогранобластовая. В шлифах хорошо различается тонкая слоистость, обусловленная чередованием прослоев биотит-силлиманитовых мощностью 0,1—0,2 мм и микроклиновых мощностью 0,3—0,4 мм.

Надрудная толща сложена биотитовыми, гранат-биотитовыми, силлиманит-биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами, кристаллическими известняками, маломощными прослоями итабиритов и силикатных (амфиболовых и биотит-амфиболовых) таконитов, небольшими пачками амфиболитов и главным образом мигматитами. Все эти породы вскрыты скважинами непосредственно в висячем боку железорудной толщи, т. е. в ядре Куксунгурской синклинали.

По простиранию состав надрудной толщи очень изменчив. Наиболее разнообразен он на южном крыле. Там непосредственно на железистых кварцитах в одних случаях (центральная часть южного крыла) залегает пачка кристаллических известняков мощностью в несколько десятков метров, в других случаях — различные гнейсы с прослоями амфиболитов и мигматиты. Вкрест простирания состав надрудной толщи также изменяется довольно быстро. Карбонатные породы и описанные выше сопутствующие им сланцы и гнейсы распространены только в нижней части надрудной толщи. Выше по разрезу они сменяются биотитовыми, гранат-биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами, среди которых встречены небольшие (обычно не более 2—3 м) прослои амфибол-магнетитовых итабиритов, амфибол-пироксеновых кварцитов и амфиболитов. Все эти образования в различной степени гранитизированы вплоть до полного превращения в мигматиты.

Мигматиты и граниты. Мигматиты, вмещающие железорудную толщу, принадлежат к существенно плагиоклазовым породам. Жильные их отщепления среди кварцитов и гнейсов встречаются редко и обладают небольшой мощностью (обычно не более 10—15 см). На контакте с мигматитами и жильными плагиогранитами никаких существенных изменений в итабиритах и гнейсах не зафиксировано. Обычно дело ограничивается зонками биотитизации шириной 1—3 мм.

Розовые микроклиновые граниты, аплиты и пегматиты наблюдаются в виде согласных и секущих жил мощностью от нескольких сантиметров до 7—8 м. Развиты они главным образом в восточной части южного крыла Куксунгурской синклинали. По-видимому, это связано с субширотным разломом, который разрушил замковую часть складки и подготовил структурные условия для проникновения микроклиновых гранитов в толщу железистых пород. На контакте с гранитами в железистых итабиритах возникают зоны, обогащенные крупнозернистым магнетитом, а местами возникает сплошная рудная кайма шириной 10—15 мм. Сами жилы микроклиновых гранитов часто бывают переполнены крупными (до 20—25 мм в диаметре) зернами магнетита и роговой обманки. Нередко магнетита бывает так много, что содержание $Fe_{общ}$ достигает 20%. Таким образом, эти гранитные жилы при подсчете запасов железистых пород могут включаться в общий баланс месторождения. На контакте с жилами микроклиновых гранитов происходит обогащение самих итабиритов за счет выноса кварца. Содержание железа в таких приконтактовых зонах увеличивается до 49%.

Экономическая оценка. В результате работ 1950—1952 гг. на трех небольших и не оконтуренных по простиранию участках запасы итабиритов

на месторождении до глубины 150—200 м были оценены всего лишь в 64 млн.т (Жуков, 1959). В 1970 г. по заданию треста Артемгеология на Куксунгуре выполнялись магнитные и гравиметровые съемки. По оценке геофизиков, проводивших съемки, общие запасы месторождения до глубины 500 м составляют около 700 млн. т, а до глубины 700 м — около миллиарда тонн. Примерно такие же перспективные запасы (500—600 млн. т до глубины 500 м) приводились на первом этапе изучения Куксунгура и геологами Приазовской экспедиции (Каныгин, Кирикилица, Левенштейн, 1971). Следует отметить, что эта цифра, хотя и была получена по недостаточному в то время фактическому материалу, оказалась довольно близкой к полученной сейчас в результате предварительной разведки месторождения.

По состоянию на 1.XI 1974 г. запасы железных руд месторождения до глубины 500 м от дневной поверхности оцениваются в 384 млн. т при среднем содержании $Fe_{магн}$ 25,14%. Технологические свойства руд обеспечивают получение высококачественного концентрата с содержанием железа 70—71% по несложной технологической схеме. Гидрогеологические и инженерно-технические условия месторождения благоприятны для открытой и подземной разработки. Скальные породы вскрыши пригодны для использования в качестве строительного материала. Дальнейшее увеличение запасов месторождения возможно за счет более глубоких горизонтов.

ИНЗОВСКОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ

Инзовское проявление магнетитовых итабиритов расположено в 14 км южнее Корсак-Могилы на правом берегу р. Лозоватки между селами Инзовкой и Лозоваткой. В магнитном поле оно образует аномалию интенсивностью до 2—4 тыс. гамм, вытянутую почти в широтном направлении. Площадь аномалии по изодинаме 700 гамм составляет 0,3 × 0,8 км. В пределах этой площади скважинами вскрыт пласт железистых пород мощностью 40—60 м. По простиранию он прослежен скважинами на глубину 350, по падению — на 280—300 м от поверхности. Мощность рыхлых отложений над железистыми кварцитами составляет 60—70 м.

Таблица 109

Химический состав (в %) и петрохимические коэффициенты по Н. П. Семененко железистых пород Инзовского и Орловского проявлений

Компонент, коэффициент	1	2
SiO_2	40,81	49,32
TiO_2	0,03	0,08
Al_2O_3	1,05	2,32
Fe_2O_3	36,45	24,38
FeO	16,08	14,83
MnO	0,05	0,15
MgO	1,55	2,24
CaO	2,11	3,56
Na_2O	0,19	0,37
K_2O	0,12	0,35
P_2O_5	0,18	0,09
SO_3	0,12	0,29
Сумма	98,74	98,98
$Fe_{общ}$	38,03	29,24
$Fe_{магн}$	31,77	24,77
O	1	0,77
F	90,8	78,7
A	1,3	3,5
M	2,9	8,3
C	5,0	9,5

Примечание. *Анализы*: 1 — Инзовское проявление, среднее по 32 анализам; 2 — Орловское проявление, среднее по 15 анализам.

По минеральному составу выделяются две разновидности итабиритов: пироксен-магнетитовая и амфибол-магнетитовая.

Пироксен-магнетитовые итабириты, по-видимому, преобладают. Это темно-серые среднезернистые породы с тонкополосчатой текстурой, которая обусловлена чередованием рудных и безрудных прослоев мощностью 3—5 мм. Характерной особенностью железистых пород Инзовского проявления является то, что пироксен представлен в них моноклинной разностью, вероятно салитом. В той или иной мере он замещается амфиболами — обыкновенной роговой обманкой или актинолитом. Магнетит образует эвгедральные зерна и сростки продолговатой формы. Кварц наблюдается в виде неправильных и изометричных зерен с угловатыми очертаниями, всегда содержит включения магнетита и апатита.

Амфибол-магнетитовые итабириты отличаются от описанных выше только более полной амфиболизацией, иногда до полного исчезновения пироксена. В небольшом количестве они содержат биотит, апатит, гранат,

по трещинам кальцит и эпидот. В зонах разломов отмечено появление таблитчатого гематита.

Химический состав железистых пород Инзовского проявления приводится в табл. 109. Как видно из данных таблицы, они относятся к богатым окисно-закисным силикат-магнетитовым породам (коэффициент *О* равен единице, содержание $Fe_{магн}$ около 31,8%), а по своему минеральному составу и структурно-текстурным особенностям — к пироксен-роговообманковым итабиритам.

Структурное положение Инзовского рудопроявления не ясно. Субширотное простирание рудного тела заставляет предполагать, что оно является фрагментом замковой части какой-то складки, подобно структуре рудного поля месторождения Куксунгур, но без второго крыла. По минеральному и химическому составу железистые породы Инзовского проявления также больше всего напоминают итабириты Куксунгура. Однако указанное сходство не является, конечно, основанием для определения стратиграфического положения.

В формационном отношении Инзовское проявление относится к железисто-кремнисто-сланцевой формации.

Прогнозные геологические запасы до глубины 500 м от поверхности при экстраполяции рудного пласта по простиранию до 700 м, средней мощности 40 м и объемном весе кварцитов 3,5 т/м³ составляют 42 млн. т.

ОРЛОВСКОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ

Орловское проявление расположено в 5 км к восток-юго-востоку то с. Орловки Приморского района Запорожской области. В магнитном поле оно проявляется в виде аномалии, вытянутой в западно-северо-западном направлении, интенсивностью в 4 тыс. гамм. Размеры аномалии по изодинаме 600 гамм составляют 0,8 × 1,5 км. Под наносами мощностью 130 м скважинами вскрыты шесть крутозалегающих пластов железистых пород мощностью от 1,0 до 15 м. Вмещающая толща представлена биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами и мигматитами, но сами железистые породы перемежаются с пластовыми телами сильно метаморфизованных ультраосновных и основных магматических пород — перидотитов, пироксенитов, серпентинитов и амфиболитов. Указанные магматические образования развиты не только в пределах Орловского проявления. Они слагают довольно широкую (2—3 км) полосу, южное продолжение которой по геофизическим данным следится в акватории Азовского моря. Р. Н. Довгань склонен рассматривать ее как зону глубинного разлома (Преславская зона).

Железистые породы Орловского проявления представлены гиперстен-магнетитовыми итабиритами. По пироксену часто развивается куммингтонит. По химическому составу (табл. 109) породы относятся к средним окисно-закисным силикат-магнетитовым (коэффициент $O = 0{,}77$, среднее содержание $Fe_{магн}$ около 24,8%), по минеральному составу — к итабиритам. Прогнозные геологические запасы до глубины 500 м от дневной поверхности оцениваются в 78 млн. т.

СТУЛЬНЕВСКИЙ РАЙОН

Стульневский район расположен в северной части Корсакской синклинали. Изучен он недостаточно. В настоящее время в нем выделяются три участка развития железисто-кремнистых пород: Липовецкий (Тарасовский), Крушанлыкский и Кайнакулакский (Стульневский). Все они сложены породами корсакской свиты западноприазовской серии. Положение их на восточном крыле Корсакской синклинали позволяет считать, что они принадлежат к тем же горизонтам железистых пород, которые слагают и месторождение Корсак-Могила. Однако вследствие того, что эти горизонты прослеживаются с перерывами, с полной уверенностью сказать, что железистые

породы всех трех участков Стульневского района занимают точно одно и то же стратиграфическое положение, нельзя.

На Липовецком (Тарасовском) и Крушанлыкском участках железистые породы представлены магнетит-пироксеновыми итабиритами, которые залегают среди мигматитов (с реликтами биотитовых и пироксеновых гнейсов) в виде линз мощностью не более 2—3 м. Итабириты обнажаются только в обрывах рек Юшанлы (Липовецкий участок) и Крушанлы. По простиранию они не прослежены, материалы магниторазведки не дают основания для предположений об их более широком распространении на водоразделах под четвертичными отложениями.

Выходы железистых пород в окрестностях железнодорожной станции Стульнево упоминаются еще в работе П. П. Пятницкого (1898). В 20-х годах нынешнего века во время магнитной съемки Западного Приазовья там было зафиксировано локальное повышение интенсивности магнитного поля (Пуртов, 1926).

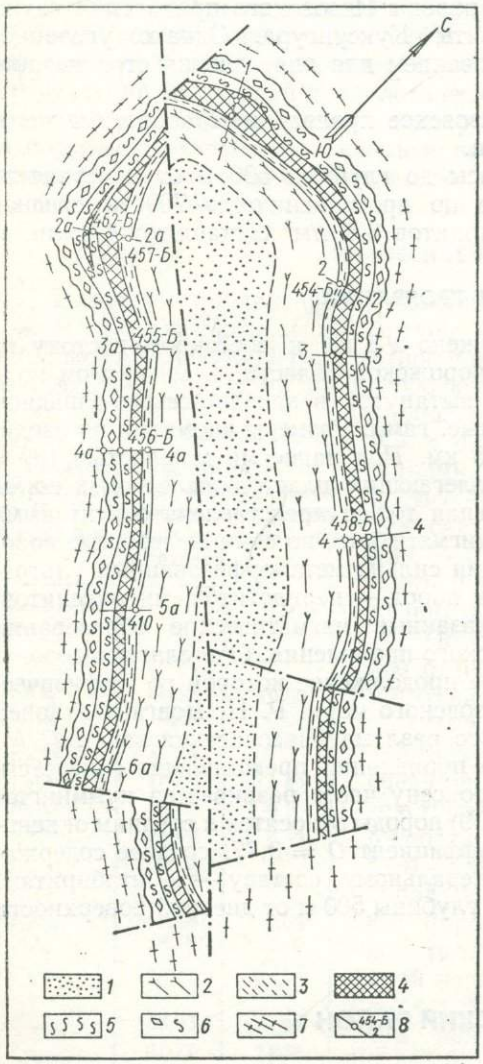


Рис. 71. Схематическая геологическая карта участка Гуляйполе.

Верхнегуляйпольская подсвита: 1 — метапесчаники слюдистые, *2* — гранат-серицит-биотитовые сланцы; *среднегуляйпольская подсвита: 3* — сланцы биотитовые черные, *4* — джесперы амфибол-магнетитовые и биотит-амфибол-магнетитовые; *нижнегуляйпольская подсвита: 5* — сланцы кварц-мусковитовые с прослоями полимиктовых метапесчаников, *6* — сланцы андалузит-ставролит-биотит-мусковитовые, *7* — мигматиты, *8* — разведочные профили и скважины.

Железистые породы обнажаются на правом берегу р. Кайнакулак (правый приток р. Токмака). По данным М. И. Лебедева, проводившего детальную геологическую съемку этого района, там имеются два выхода железистых пород, отстоящих друг от друга на расстояние около 500 м. Железистые породы образуют крутозалегающие (75—85°) пластообразные тела мощностью 20—25 м. Вмещающими породами являются мигматиты с реликтами различных гнейсов и амфиболитов.

Железистые породы представляют сравнительно крупнозернистые слоистые образования. Они имеют следующий минеральный состав (в %): кварц 46—50, магнетит 25—33, гиперстен 7—10, диопсид до 18 (Кравченко, Хмарук, 1966). Кроме того, в небольшом количестве в них встречаются роговая обманка и гранат. Содержание последнего участками достигает 7% и более. Химический состав железистых пород Кайнакулакского участка характеризуется следующими величинами (в %): SiO_2 41,51; TiO_2 0,54; Al_2O_3 1,96; Fe_2O_3 27,84; FeO 20,80; MgO 2,85; MnO 0,43; CaO 1,62; $Na_2O + K_2O$ 0,76; P_2O_5 0,18; $H_2O_{гигр}$ 0,20; п. п. п. 2,08; сумма 100,07. Петрохимические коэффициенты по Н. П. Семененко: $O = 0{,}62$; $F = 84$; $A = 2{,}5$; $M = 9{,}6$; $C = 3{,}9$. Минеральный состав (в %): гиперстен 7, диопсид 18, магнетит 26, кварц 50 (Кравченко, Хмарук, 1966). Таким об-

разом, эти породы относятся к силикат-магнетитовым итабиритам. Промышленные перспективы участка не ясны. Судя по результатам магниторазведки, запасы железистых пород до глубины 500 м вряд ли превышают 50—60 млн. т.

ГУЛЯЙПОЛЬСКИЙ РАЙОН

Железисто-кремнистая формация образует в Гуляйпольском районе только один участок — собственно Гуляйпольское месторождение. В структурном отношении участок представляет замкнутую синклинальную складку размером 3 × 8 км, ориентированную в северо-западном направлении. Складка сложена осадочной хемогенно-терригенной формацией, которая рассматривается в качестве гуляйпольской свиты центральноприазовской серии (Жуков, 1972). Вмещающими подстилающими породами для гуляйпольской толщи являются мигматиты с реликтами гнейсов и амфиболитов корсакской свиты (рис. 71).

Гуляйпольский участок находится в пределах Конкско-Ялынской впадины. Естественных обнажений кристаллических пород там нет. Докембрийский фундамент лежит под покровом мезо-кайнозойских отложений на глубине от 90 до 135 м. Поверхность его находится на отметках соответственно от +85 до +40 м.

Стратиграфия. Видимая мощность гуляйпольской свиты составляет 1300—1500 м. По составу слагающих ее пород она отчетливо делится на

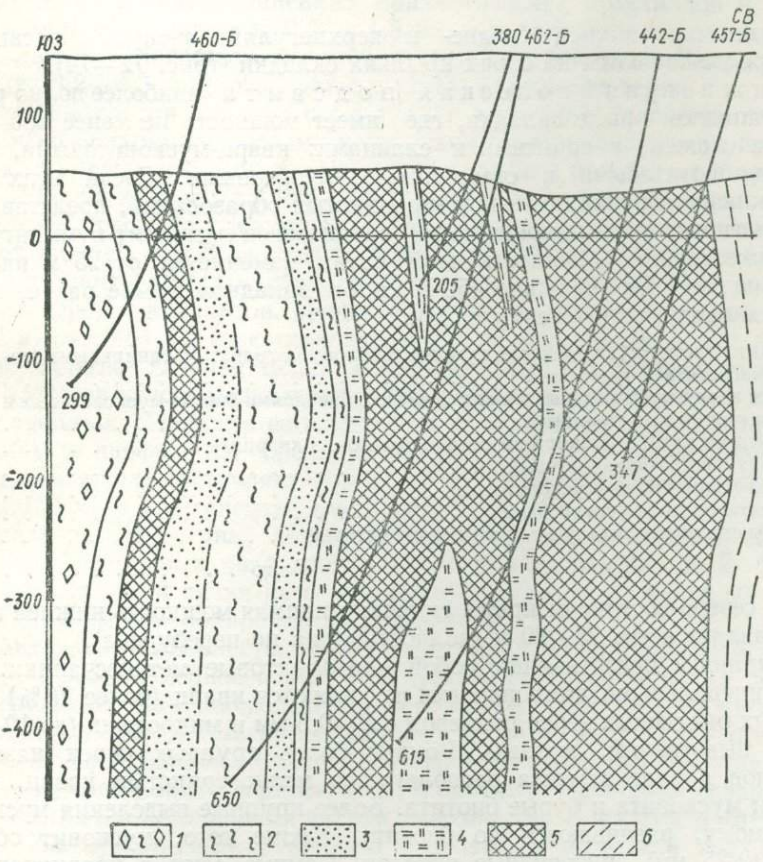


Рис. 72. Разрез по разведочной линии 2а:

1 — сланцы андалузит-ставролит-биотит-мусковитовые, *2* — сланцы мусковитовые, *3* — кварциты полимиктовые биотитовые и куммингтонитовые, *4* — сланцы магнетит-куммингтонитовые, *5* — джесперы, *6* — сланцы черные биотитовые.

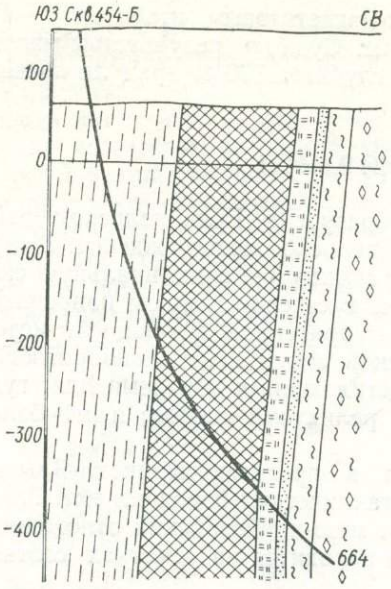


Рис. 73. Разрез по разведочной линии 2.
Условные обозначения см. на рис. 72.

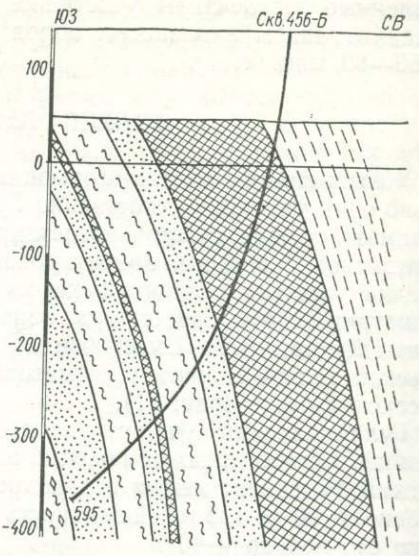


Рис. 74. Разрез по разведочной линии 4а.
Условные обозначения см. на рис. 72.

три подсвиты: нижне-, средне- и верхнегуляйпольскую. Подсвиты хорошо прослеживаются на обоих крыльях складки (рис. 72—74).

Нижнегуляйпольская подсвита наиболее полно развита в юго-западном крыле складки, где имеет мощность не менее 250—260 м. Там она сложена кварцитами и сланцами: кварц-мусковитовыми, кварц-мусковит-биотитовыми и ставролит-андалузитовыми. Среди этих пород прослеживается пачка железисто-кремнистых образований, представленных кварц-магнетит-куммингтонитовыми сланцами и магнетит-куммингтонитовыми джесперами. Мощность этой пачки изменяется от 25 м на севере до 5 м на юге. По скважине 456-Б на юго-западном крыле разрез нижней подсвиты следующий (сверху вниз):

1. Кварциты биотит-мусковитовые, куммингтонитовые с гранатом, единичными зернами магнетита и турмалина . . . . . 35 м
2. Сланцы кварц-мусковитовые в нижней части с прослоями биотит-мусковитовых и куммингтонитовых кварцитов . . . . . 50 м
3. Джеспер магнетит-куммингтонитовый с прослоями кварцита . . . . . 5 м
4. Кварцит биотит-мусковитовый . . . . . 20 м
5. Сланцы кварц-биотит-мусковитовые . . . . . 40 м
6. Кварциты биотит-мусковитовые . . . . . 50 м
7. Сланцы ставролит-андалузит-биотит-мусковитовые . . . . . 60 м

Всего . . . . . 260 м

На северо-восточном крыле складки видимая мощность нижней подсвиты составляет всего 75—80 м (полностью она не перебурена).

Кварциты представляют собой олигомиктовые метапесчаники. Главными минеральными компонентами их являются кварц (более 70%) в виде округлых окатанных зерен размером 0,2—0,5 мм и микроклин (до 10—15%) обычно выветрелый, мутный. Вокруг более крупных зерен названных минералов в виде цемента располагается мелкозернистый кварц, мелкие чешуйки мусковита и бурые биотита. Более крупные выделения мусковита, по-видимому, развиваются по биотиту. Кроме того, мусковит образует тонкие (0,25 мм) линзовидные прослои. Помимо слюд в кварцитах часто присутствует куммингтонит. Нередко (особенно в верхней части разреза) он даже преобладает, и кварцит из слюдистого переходит в амфиболовый. В единичных зернах в кварцитах магнетит, гранат и турмалин.

В основании разреза нижней подсвиты встречаются кварциты, в которых микроклин наблюдается в виде ксеноморфных межгранулярных выделений. В отличие от описанного выше обломочного, он совершенно свежий, с отчетливой двойниковой решеткой. Вероятно, появление его связано с процессами гранитизации, захватившими нижнюю подсвиту.

Сланцы кварц-мусковитовые и *кварц-биотит-мусковитовые* отличаются от кварцитов соотношением породообразующих минералов. Доля кварца уменьшается в них до 20—30%, микроклин почти не встречается. Листочки слюд длиной 0,3—0,5 мм, имеют отчетливую ориентировку.

Ставролит-андалузит-биотит-мусковитовые сланцы представляют собой серые, серебристо-серые сланцеватые породы местами с ярко выраженной узловатой текстурой. Минеральный состав сланцев (в%): мусковит 30—45, биотит 5—15, андалузит 0—25, ставролит 0—15, кварц 15—30. Кроме того, в сланцах содержится в значительном количестве углистое вещество, запыляющее все минералы. Мусковит образует тонкие листочки длиной до 2—3 мм, ориентированные в одном направлении. Биотит бурый, с сильным плеохроизмом от темно-бурого до светло-желтого. Он наблюдается в большинстве случаев в виде отдельных пойкилобластических выделений размером от 0,5 до 2 мм, содержит многочисленные плеохроичные дворики, включения мелкозернистого кварца, иголочки сагенита и зерна сфена. Андалузит ($n_g = 1{,}644$; $n_p = 1{,}633$) образует крупные (до 20—30 мм) порфиробласты призматической и округлой формы. В последних в поперечном разрезе часто наблюдается черный крест углистых включений. Ставролит встречается в виде удлиненных призматических кристаллов и коленчатых двойников размером до 0,5 × 1,5 мм, с густой медово-желтой окраской, с большим количеством включений углистого вещества. Кварц мелкозернистый (0,2—0,3 мм), образует округлые окатанные зерна.

Среднегуляйпольская подсвита сложена главным образом железистыми джесперами и сланцами с подчиненными им прослоями кварцитов и метапесчаников. Мощность подсвиты колеблется в пределах от 240—250 м на крыльях до 450—500 м в северном замке складки.

Строение подсвиты следующее. В основании ее, непосредственно на кварцитах нижней подсвиты, лежит не выдержанная по простиранию пачка магнетит-куммингтонитовых сланцев с прослоями куммингтонит-магнетитовых джесперов и кварцитов. Мощность пачки на северо-восточном крыле около 60 м (скв. 454-Б), на юго-западном она не установлена.

Выше залегает главная толща железисто-кремнистых пород месторождения, представленная мелкозернистыми силикат-магнетитовыми джесперами и сланцами. Мощность ее изменяется от 34 м в разведочном профиле 6а до 320 м в профиле 2а. Средняя мощность по пяти пересечениям на юго-западном крыле составляет 165 м, на северо-восточном по трем пересечениям 140 м, а в среднем по месторождению 150 м.

Венчает разрез средней подсвиты пачка черных биотитовых сланцев с прослоями безрудных кварцитов и джесперов мощностью до 2—2,5 м. Общая мощность этой пачки на северо-восточном крыле не менее 60—80 м, на юго-восточном она полностью не перебурена.

Характерная особенность железистых пород Гуляйпольского месторождения — неравномерное и в общем высокое содержание в них силикатов, в результате чего наблюдаются постепенные переходы от типичных мелкозернистых силикат-магнетитовых джесперов до кварц-магнетит-силикатных сланцев. Наиболее типичными парагенетическими ассоциациями являются: куммингтонит-кварц-магнетит и биотит-куммингтонит-кварц-магнетит. В обеих этих ассоциациях часто и в небольшом количестве встречается карбонат. По куммингтониту нередко развивается щелочной амфибол — рибекит, иногда замещая его почти полностью; тогда возникает неравновесная ассоциация рибекит—куммингтонит—кварц—магнетит.

Куммингтонит-магнетит-кварцевые джесперы — очень мелкозернистые, по внешнему виду массивные или неясно слоистые породы. Кро-

Таблица 110

Химический состав (в %) и петрохимические коэффициенты по Н. П. Семененко железистых пород Гуляйпольского месторождения

Компонент, коэффициент	1	2	3	4	5
SiO_2	55,10	57,53	55,07	48,70	42,36
Al_2O_3	1,41	0,94	0,04	1,09	2,11
Fe_2O_3	19,90	16,93	14,94	22,64	23,90
FeO	16,73	17,30	21,68	17,30	22,21
CaO	1,59	1,60	1,78	2,80	1,20
MgO	1,84	1,97	3,20	2,00	2,68
MnO	0,04	0,04	0,07	0,03	0,06
Na_2O	0,25	0,40	0,12	0,74	2,06
K_2O	0,92	0,82	0,38	Не обн.	Не обн.
P_2O_5	Следы	Следы	Следы		
SO_3	0,04	0,13	0,44	» »	» »
CO_2	1,13	1,23	1,14	» »	» »
H_2O	0,12	0,24	0,02	0,10	0,15
H_2O^+	0,93	0,87	1,11	3,75	2,43
Сумма	100,00	100,00	100,00	99,30	99,30
$Fe_{раств}$	23,17	19,21	18,05	Не обн.	Не обн.
$Fe_{общ}$	26,86	25,84	25,40	» »	» »
$Fe_{магн}$	19,80	16,10	14,10	» »	» »
O	0,5	0,44	0,31	0,59	0,49
F	84,56	84,20	81,60	82,5	84,9
A	2,45	1,67	0,17	1,7	2,9
M	7,89	8,74	13,22	7,9	9,4
C	5,10	5,36	5,01	7,9	2,8

Примечание. *Анализы*: 1—3 — джесперы (Лебедев, Качанов, 1975); 4 — кварцит куммингтонит-магнетитовый (Жуков, 1959); 5 — кварцит биотит-рибекит-магнетитовый (Жуков, 1959).

ме куммингтонита, магнетита и кварца они обычно содержат биотит и карбонат. Кварц, составляющий 55—60% породы, наблюдается в виде изометричных зерен размером от 0,01 до 0,05 мм с угловатыми очертаниями. Он образует характерную роговиковую структуру. Куммингтонит (20—25%) образует сноповидные агрегаты игольчатых кристаллов. Для него определены следующие константы (Лебедева, Качанов, 1975): $cNg = 15°$; $n_g = 1{,}702 \pm 0{,}002$; $n_p = 1{,}676 \pm 0{,}002$; $n_g - n_p = 0{,}026$. Магнетит обычно содержится в количестве от 17—18 до 30%. Он образует отдельные очень мелкие зерна (0,01—0,05 мм) и полиэдрические сростки размером 0,2—0,3 мм, редко больше. Биотит ($n_g = 1{,}667$; $n_p = 1{,}595$) наблюдается в виде чешуек длиной 0,02—0,03 мм. Он плеохроирует от темно-зеленого по *Ng* до светлого желтовато-зеленого по *cNp*. Содержание его колеблется от 1—2 до 10—12%. Иногда встречаются небольшие (10—15 см) прослои, в которых количество биотита достигает 20—30%.

Куммингтонит часто замещается (иногда почти полностью) щелочной роговой обманкой — рибекитом. Последний характеризуется густой синей окраской и сильным плеохроизмом от зеленого по *Ng* до темно-синего по *Np*. Карбонат образует в джесперах небольшие скопления неопределенной формы и совместно с магнетитом линзовидные прослои мощностью 0,3—0,5 мм. По данным Ю. С. Лебедева и Е. М. Качанова (1975), карбонат представлен главным образом сидероплезитом ($n_o = 1{,}823 \pm 0{,}003$) и реже анкеритом ($n_o = 1{,}720$).

По химическому составу (табл. 110) джесперы принадлежат к группе малорудных окисно-закисных магнетит-силикатных пород (*O* = от 0,31 до 0,59) со следующим минеральным составом (в %): магнетит 19—27; амфибол 23—38; кварц 32—49; биотит 7—9. В джесперах содержится до 3% карбонатов, небольшое количество сульфидов, апатит, рибекит, циркон и микроклин. Значительная часть железа в них связана в силикатах.

Биотитовые сланцы представляют собой мелкозернистые серые породы. Они состоят из биотита, небольшого количества кварца и отдельных зерен магнетита. Биотит составляет до 65—75% всей породы. Он характеризуется густой окраской и сильным плеохроизмом от темно-зеленого по *Ng* до светло-зеленого по *Np* ($n_m = 1{,}672$; $2V$ не более 5°). Размеры чешуек биотита не превышают 0,2—0,3 мм. Распределены они в породе довольно равномерно и не имеют четко выраженной ориентировки. Кварц (20—25%) находится в виде мелких угловатых зерен размером 0,03—0,05 мм. Магнетит образует наиболее крупные выделения, и на фоне общей

мелкозернистой массы кварца и биотита его зерна размером до 0,3 — 0,5 мм выглядят как порфиробласты. Они имеют эвгедральные очертания и нередко пойкилитовую структуру в результате многочисленных мелких включений кварца. Встречается в биотитовых сланцах также гранат. Зерна его размером до 1—2 мм группируются в прослои мощностью до 5—10 мм, где он является главным породообразующим минералом наряду с биотитом.

Биотитовые сланцы имеют следующий химический состав (в %): SiO_2 46,33; TiO_2 0,99; Al_2O_3 10,56; Fe_2O_3 6,96; FeO 19,53; MnO 0,05; MgO 4,99;. CaO 0,42; Na_2O 0,76; K_2O 7,07; P_2O_5 0,11; SO_3 0,22; $H_2O_{гигр}$ 0,07; п. п. п. 1,85; CO_2 0,40; сумма — 100,31; петрохимические коэффициенты по Н. П. Семененко: $O = 0,16$; $F = 60,5$; $A = 17,5$; $M = 20,8$; $C = 1,2$. Таким образом, сланцы принадлежат к нерудным железисто-кремнистым породам. Несмотря на высокие содержания железа ($F = 60,5$), сланцы характеризуются низким коэффициентом окисления ($O = 0,16$), так как основная часть железа связана в силикатах. Характерно для них также высокое содержание алюминия ($A = 17,5$) и окиси калия (7,07%).

Таблица 111

Химический состав (в %) и петрохимические коэффициенты по Н. П. Семененко пород верхнегуляйпольской подсвиты (Жуков, 1959)

Компонент, коэффициент	1	2
SiO_2	58,98	67,41
TiO_2	0,78	0,51
Al_2O_3	18,94	13,90
Fe_2O_3	1,82	2,62
FeO	4,88	4,15
MnO	0,07	0,06
MgO	3,07	2,28
CaO	1,26	0,42
Na_2O	1,44	1,04
K_2O	3,26	3,84
P_2O_5	0,05	0,06
SO_3	0,26	0,30
$H_2O_{гигр}$	0,17	0,20
П. п. п.	2,59	2,22
	0,90	0,58
CO_2	1,45	0,62
C	0,48	0,31
Сумма	99,61	100,23
O	0,16	0,28
F	24,6	30,8
A	51,0	47,1
M	18,1	19,7
C	6,3	2,4

Примечание. *Анализы*: 1 — гранат-серицит-биотит-кварцевый сланец, 2 — слюдяно-полевошпатовый песчаник.

Верхнегуляйпольская подсвита изучена слабо. Мощность ее составляет около километра. В ее составе установлены две разновидности пород. Нижнюю часть разреза слагают филлитовые гранат-серицит-биотитовые сланцы мощностью около 300 м, а в ядре складки вскрыты слюдяно-полевошпатовые метапесчаники (Жуков, Настенко, 1959).

Филлитовые гранат-серицит-биотитовые сланцы — тонкочешуйчатые голубовато-серые породы с тонкой плитчатой отдельностью. Кроме граната (5—7%), серицита (до 20—25%) и биотита (15—20%) они содержат кварц (40—60%), значительное количество углистого вещества и мелкие выделения сульфидов. Структура сланцев чешуйчато-бластоалевритовая, текстура сланцеватая, неясно слоистая. Главными породообразующими компонентами (табл. 111) являются SiO_2 и Al_2O_3.

Слюдяно-полевошпатовые ороговикованные песчаники представляют собой темно-серую массивную (грубослоистую) породу, состоящую из окатанных обломков кварца, плагиоклаза и безрудного кварцевого роговика, погруженных в мелкозернистую биотит-кварцевую массу. Последняя очень похожа по своему составу на подстилающие сланцы. Зерна кварца и плагиоклаза имеют округлую и слегка угловатую форму, обычно со следами коррозии. Размеры их в среднем составляют 0,4—0,6 мм, и лишь отдельные экземпляры достигают 1,0—1,5 мм. Серицит-биотит-кварцевый цемент породы очень мелкозернистый. Отдельные чешуйки и зерна имеют размер 0,1—0,15 мм. Биотит, как и в подстилающих сланцах, темноокрашенный, темно-бурый по *Ng* и более светлый, буровато-желтый, по *Np*. Количество его в цементе составляет 30—35%. Содержание серицита не превышает 10—15%. Химический состав метапесчаников приведен в табл. 111.

Судя по ассоциации минеральных компонентов (биотит—мусковит—куммингтонит—ставролит—андалузит), образования нижне- и среднегуляйпольской подсвит принадлежат к эпидот-амфиболитовой фации метамор-

физма. Что же касается верхнегуляйпольской подсвиты с ее парагенезисом гранат — серицит — биотит, то ее, по-видимому, следует относить к филлитовой зеленосланцевой фации.

Появление рибекита, замещающего куммингтонит, свидетельствует о процессах щелочного метасоматоз , происходивших в породах гуляйпольской свиты. Это явление связано, вероятно, с процессами гранитизации. Ни жильных гранитов, ни «настоящих» мигматитов в гуляйпольской свите до настоящего времени не встречено. Признаки мигматизации в виде свежего междугранулярного микроклина в безрудных кварцитах нижней свиты отмечаются на северо-восточном крыле Гуляйпольской синклинали.

Тектоника. Структура Гуляйпольского участка представляется в виде синклинали, вытянутой в северо-западном направлении (310—315°). Осевая поверхность складки располагается почти вертикально, крылья под углом 70—80° падают навстречу друг другу.

По данным магниторазведки, овал складки не замкнут ни в северной, ни в южной части. З. А. Крутиховская (1971) объясняет это, с одной стороны, разломной тектоникой (продольным разломом), а с другой — изменением состава магнитоактивного горизонта — замещением железистых джесперов сланцами. Второй особенностью магнитного поля Гуляйпольского участка является наличие отрицательных значений Z_a над ядром складки при достаточно высокой аномалии силы тяжести. Это явление, по мнению З. А. Крутиховской (1971), связано с тем, что породы намагничены по напластованию и влияние их над шарниром складки не обнаруживается. Максимальная глубина замыкания гуляйпольской синклинали, по ее расчетам, в северной части складки составляет 2,5 км, а в южной — около 2 км. Сотрудники треста Днепргеофизика И. М. Вовчук, М. И. Юсим и др. считают, что имеющиеся данные не позволяют категорически утверждать, будто железистые джесперы замыкаются на глубине. Согласно расчетам упомянутых исследователей, нижняя граница магнитоактивного горизонта месторождения в северной части находится на глубине 2,5—3,0 км, в центральной — 1,5 км и в южной — 0,8—0,9 км.

Результаты бурения, а также анализ данных магнито- и гравиразведки, по нашему мнению, не оставляют сомнений в складчатом (синклинальном) строении Гуляйпольской структуры, осложненной продольным, а в южной части и поперечными разломами. Для объяснения особенностей магнитного поля месторождения можно предложить еще один вариант.

Отрицательное значение Z_a над ядром складки можно истолковать как признак существования залежей богатых окисленных руд так называемого шарнирного типа. Резкое уменьшение интенсивности магнитного поля в северо-западном замке складки, вероятно, связано не с увеличением мощности сланцевых прослоев в железорудной толще, а с окислением последней в зоне продольного разлома. Такое же окисление железистых джесперов произошло и в зоне поперечных разломов на юго-восточном замке складки.

Экономическая оценка. Работами 1953—1954 гг. Гуляйпольское месторождение было изучено только до глубины 200—220 м от дневной поверхности. Таким образом, с учетом мощности вскрыши (около 100 м) в прежние годы подверглась оценке только самая верхняя стометровая часть продуктивной толщи и то не по всему периметру складчатого овала (без южного окончания). Запасы месторождения в указанных пределах были оценены в 248,6 млн. т. Новые разведочные данные дают возможность уточнить мощность железорудного пласта, размеры и строение всего рудного поля месторождения и позволяют предполагать, что до глубины 500 м от поверхности запасы силикат-магнетитовых джесперов могут составить 4,0—4,5 млрд. т при содержании $Fe_{магн}$ 17—18%. Опыты по обогащению железистых пород месторождения (Лебедев, Качанов, 1975) показали, что зерна магнетита хорошо раскрываются уже при дроблении до 0,074 мм, а магнитная схема обогащения обеспечивает получение концентрата с содержанием магнетита до 93—97% при содержании железа около 67%.

ВОСТОЧНО-ПРИАЗОВСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Восточно-Приазовская провинция объединяет Мариупольский железорудный район и ряд рудопроявлений железа, известных по обнажениям на реках Берде и Кальчике. Все рудные объекты провинции локализованы в Мангушском (Центрально-Приазовском) синклинории, который протягивается на расстоянии до 60 км к северу от побережья Азовского моря.

Мариупольский район, охватывающий ряд участков одноименного железорудного месторождения, приурочен к ядру синклинория, а известные рудопроявления с. Глодово и бывшего хут. Сачки по р. Берде и с. Старого Крыма по р. Кальчику располагаются соответственно на его западном и восточном крыльях. Такая структурная позиция отчетливо стратифицированных пластов железисто-кремнистых пород свидетельствует о стратиграфическом контроле оруденения и приуроченности наиболее мощных продуктивных тел итабиритов (железистых кварцитов) Мариупольского района к верхам разреза единой мощной толщи пестрого состава и ритмичного строения, слагающей синклинорий. В составе этой толщи широко представлены в различной степени преобразованные процессами ультраметаморфизма метаосадочные породы — высокоглиноземистые и графитсодержащие гнейсы, кварциты, карбонатные и железисто-кремнистые породы и, в меньшей мере, основные метавулканиты — пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы и амфиболиты. Она впервые была выделена В. И. Лучицким (1930, 1934) и отнесена к тетерево-бугской группе, более древней, чем саксаганская, объединяющая железорудные толщи Кривого Рога. В пределах Приазовского кристаллического массива рассматриваемая толща, именуемая центральноприазовской серией, обычно коррелируется с корсак-шовкайской серией, слагающей Корсакский синклинорий (Эйнор, Есипчук, Цуканов, 1971). В составе последней также участвуют железисто-кремнистые образования, широко известные по железорудным месторождениям Корсак-Могила, Куксунгур и Каменная Могила. Не останавливаясь на анализе стратиграфических схем Приазовья, заметим, что существуют два мнения о возрасте железисто-кремнистых образований этого региона. П. П. Пятницкий, С. П. Родионов, Н. П. Семененко, Г. В. Жуков, Г. И. Каляев и др., основываясь главным образом на формационном подобии разрезов продуктивных железисто-кремнистых толщ Приазовья и Кривого Рога, считают эти отложения синхронными; И. С. Усенко, Г. Л. Кравченко, К. Е. Есипчук, В. А. Цуканов, Р. М. Полуновский, учитывая тесную структурную и пространственную связь упомянутых толщ с подстилающими архейскими образованиями (изотопный возраст 2900 млн. лет) и удовлетворительную корреляцию всего комплекса метаморфических пород Приазовья с архейскими сериями других регио-

нов (Алданский, Анабарский и Балтийский щиты), относят их к архею. Состав и строение разрезов центральноприазовской серии или входящих в ее состав продуктивных железорудных свит не позволяют, как нам кажется, проводить их параллелизацию с криворожской серией с прежних позиций. Как справедливо отмечал Г. В. Жуков (1969), касаясь структурного и стратиграфического положения железистых пород Западного Приазовья, такое сопоставление ныне потеряло смысл, поскольку породы (железистые кварциты, известняки и др.), которым ранее придавалось строго определенное стратиграфическое положение, в действительности располагаются на разных стратиграфических уровнях, являясь элементами различных ритмов толщи пород пестрого состава, где железистые породы имеют резко подчиненное значение. Поэтому теперь на основе лишь литологических критериев подобную толщу нельзя параллелизовать с криворожской серией. Изложенное, однако, не опровергает и не подтверждает ни одной из упомянутых точек зрения о возрасте железисто-кремнистых образований Приазовья, ибо всякая параллелизация толщ, находящихся на значительном удалении и формировавшихся в разных структурно-фациальных условиях, неизбежно встречается с сомнениями, которые можно преодолеть лишь на основе изотопной геохронологии. Но имеющиеся в настоящее время геологические и изотопные данные (максимальные цифры радиологических определений возраста рудовмещающих толщ не превышают 2500 млн. лет) не позволяют однозначно решить проблему возраста и корреляции продуктивных толщ Приазовья.

Многочисленные исследования (Каляев и др., 1968; Коньков, 1969; Полуновский, 1970; Глевасский, 1971, 1974; Жуков, 1971; Каныгин, 1973; и др.), посвященные детальной стратификации и структуре рудовмещающих толщ провинции, из-за сложности геологического строения и слабой обнаженности региона не привели к бесспорным и общепринятым схемам. Несомненна лишь приуроченность наиболее мощных пачек железистых пород к верхам разреза серии, а также менее отчетливая тенденция к парагенезису наиболее богатых магнетитом пластов железистых пород с основными метавулканитами. В нижних частях разреза серии пока установлены только единичные маломощные (до 10 м) пласты малорудных железисто-кремнистых образований. Таковы рудопроявления рек Берды и Кальчика, где железистые породы обычно ассоциируют с глиноземистыми (силлиманитовыми, гранатовыми), графитсодержащими и другими гнейсами. Лишь в одном случае (бывший хут. Сачки) значительная роль в разрезах пачек, содержащих железистые породы, принадлежит амфиболитизированным пироксен-плагиоклазовым кристаллическим сланцам. Одни из наиболее мощных (около 20 м) тел железисто-кремнистых пород установлены в районе с. Глодово. Здесь, как и на других упоминавшихся рудопроявлениях, железисто-кремнистые породы представлены главным образом магнетит-гранат-пироксеновыми кварцитами (итабиритами). Содержание магнетита в железистых породах обычно не превышает 15—20%. Местами железистые образования интенсивно диафторированы с широким развитием позднейших куммингтонита и роговой обманки.

Не останавливаясь на деталях состава и строения упомянутых рудопроявлений, рассмотренных Г. Л. Кравченко и Т. Г. Хмарук (1966), необходимо подчеркнуть, что приведенные данные, а также характер магнитного поля участков рудопроявлений не позволяют благоприятно оценить возможности их ближайшего практического использования, хотя окончательная оценка рудопроявлений может быть дана лишь после детализации бурением. Таким образом, основные перспективы рассматриваемой железорудной провинции связаны с, пожалуй, наиболее крупным в Приазовье Мариупольским железорудным районом.

МАРИУПОЛЬСКИЙ РАЙОН

Первые сведения о рудоносности Мариупольского района были получены в 1930 г., когда В. Г. Бондарчук при геологической съемке в обнажении по б. Камышеватке обнаружил породы с высоким содержанием железа. Однако только в 50-х годах, после проведения в Приазовье аэромагнитных съемок, был выделен новый перспективный район распространения железисто-кремнистой формации — Центрально-Приазовский (Жуков, 1958), включающий Мангушские магнитные аномалии (Мариупольское железорудное месторождение). Природа этих аномалий была установлена Г. Л. Кравченко (1961).

При поисково-разведочных работах Приазовской геологической экспедиции в 1962—1963 гг. в пределах аномальных участков было выявлено промышленное месторождение железных руд (Белевцев, Бойчук, Зарицький та ін., 1964). Данные о структуре, стратиграфии и геологической позиции месторождения впервые были опубликованы в 1968 г. (Каляев, Бойчук, Глевасский и др., 1968). Установленные запасы легкообогатимых железных руд — 300 млн. т, утвержденных ГКЗ, и 800 млн. т. перспективных (Зарицкий, Каныгин, Кирикилица, 1974) — позволяют оптимистически оценивать местную сырьевую базу металлургических предприятий г. Жданова.

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ

Мариупольский рудный район приурочен к ядру Мангушского синклинория (рис. 75), которое сложено в основном послойными и теневыми мигматитами и гранитами. Среди них магнитометрией и скважинами устанавливаются участки (останцы) метаморфических пород, включающие железисто-кремнистые образования. При разведке Мариупольского железорудного месторождения эти участки получили собственные названия (рис. 75). Остановимся на характеристике наиболее изученных и важных в промышленном отношении участков.

Сравнительно просто построен Дзержинский участок, представляющий собой моноклиналь. Структурное положение ее, как, по-видимому, и Юрьевского участка, отвечает западной границе ядерной части Мангушского синклинория, сложенной продуктивной мангушской свитой. По данным магнитной съемки и бурения, длина Дзержинской моноклинали около 9 км при ширине до 200 м. Простирание ее меридиональное, падение в большинстве случаев восточное крутое — до 70—80°. В средней части моноклиналь дугообразно изогнута, при этом мощность пластов железисто-кремнистых пород и других образований здесь заметно увеличена.

Остальные участки Мариупольского месторождения приурочены к собственному ядру синклинория и интерпретируются как в различной мере сохранившиеся фрагменты синклиналей. Так, Северный участок представляет собой синклиналь северо-западного простирания, лишенную замковых частей. В уцелевшей части складки, где сохранились оба ее крыла, ширина синклинали достигает 700 м. Ядро складки, правда, полностью не перебуренное, сложено мигматитами и гранитоидами с реликтами пород субстрата. Крутое (около 80°) встречное падение крыльев складки уверенно доказывается по данным скважин, вскрывших маркирующие горизонты железисто-кремнистых пород.

Фрагмент складки Демьяновского участка представлен уцелевшим южным крылом синклинали, погружающейся в северном направлении. Породы залегают здесь относительно полого (от 30 до 50°, но местами до 75°) с центростремительными в целом направлениями падения. Предполагается, что формирование складки, как и структур рассмотренных участков, происходило в условиях пластичной среды и сопровождалось перемещением — нагнетанием вещества. Об этом свидетельствуют макси-

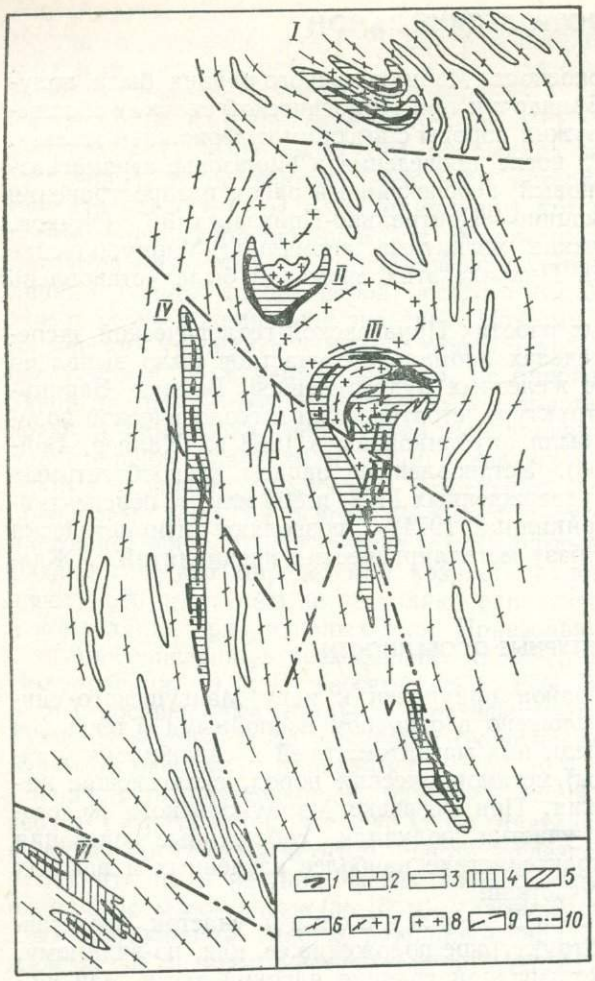


Рис. 75. Схема геологического строения Мариупольского района.

Участки Мариупольского (Мангушского) железорудного месторождения: *I* — Северный, *II* — Демьяновский, *III* — Первомайский, *IV* — Дзержинский, *V* — Ялтинский, *VI* — Юрьевский.

1 — железисто-кремнистые породы, *2* — карбонатные породы, *3* — нерасчлененные метаморфические образования мангушской свиты с породами железисто-кремнистой формации осадочно-вулканогенного типа, *4* — нерасчлененные метаморфические образования нижнемангушской подсвиты с породами железисто-кремнистой формации осадочного типа, *5* — останцы слабомагнитные метаморфических пород (вероятно, главным образом пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев и амфиболитов), выделенные по данным магнитометрии, *6* — мигматиты, *7* — мигматиты и граниты, *8* — граниты, *9* — предполагаемая граница между верхней и нижней мангушской подсвитами, *10* — главные разрывные нарушения разной степени достоверности.

мальные мощности железистых пород в седловидной части (около 200 м), в то время как на крыльях они едва достигают первых десятков метров. Породы Демьяновского участка также интенсивно гранитизированы. Наиболее поздним, вероятно, явилось образование гранитов ядра складки (рис. 75, 76). Можно предполагать, что проникновению гранитов способствовало расслоение в седловидных изгибах пластов. Поэтому для гранитов столь характерны седловидные формы тел.

Структура Первомайского участка более сложна и пока еще недостаточно выяснена. Замыкание синклинали фиксируется лишь в северной ее части. Именно здесь устанавливаются наиболее полные разрезы и максимальные мощности пластов, обусловленные, по-видимому, также процессами «нагнетания» в период складкообразования. В южном направлении мощности пластов уменьшаются, разрез беднеет — в нем все большую роль начинают играть гранитоиды. Падение пород на крыльях структуры крутое (до 80°), центростремительное в замковой части. Наиболее сложно построена северо-восточная часть синклинали, осложненная складчатостью высших порядков (Каляев, Бойчук, Глевасский и др., 1968). Усложнение в складчатой структуре возникло, вероятно, в связи с активным механическим воздействием гранитоидов, которые проникли в ослабленную осевую зону складки в связи с образованием трещин растяжения в ее замке.

С позиций «гранитной» тектоники можно наиболее просто объяснить и специфическую структуру ядра Мангушского синклинория. При анализе этой части структуры как в целом (рис. 75), так и отдельных ее элементов обращают на себя внимание следующие особенности: 1) в расположении складок (участков Мариупольского месторождения) собственно ядра синклинория нет определенного общего простирания; 2) очертания складок (в плане) весьма сложны; 3) характерны однокрылые структуры; замковые

части складок часто уничтожены процессами ультраметаморфизма; 4) простирания элементов структур всегда согласны с направлением полосчатости в гранитоидах; 5) соотношение мощностей исходных пород в различных частях складок свидетельствует о послойном течении — растяжении и нагнетании материала.

Подобный характер складчатых структур типичен для «межкупольных» синклиналей (Каляев, 1965). В пределах рассматриваемого района купольное строение, вероятно, присуще слабо изученным межаномальным пространствам собственно ядра синклинория, сложенным главным образом мигматитами и гранитами.

Можно предполагать, что причиной их формирования явились зоны повышенной проницаемости, которые возникли в глубинной части структуры — в наиболее деформированной осевой части ее. Естественно, что эти зоны были самыми благоприятными путями для поднимающихся «трансмагматических» растворов, а формирующиеся в таких участках гранитоиды замещали исходные породы и, будучи наиболее мобильными, при перемещении в области наименьших давлений оказывали и механическое воздействие на окружающие метаморфические породы.

Сложное сочетание явлений послойного течения, растяжения и нагнетания материала различной мобильности, а также их неравномерное проявление обусловили прихотливое расположение и сложные контуры синклиналей ядерной части, заполняющих, по сути, промежутки между антиклиналями, сложенными гранитоидами.

Заканчивая краткую характеристику структурных особенностей Мариупольского рудного района, следует отметить, что существуют и другие варианты интерпретации его структуры. Так, по мнению Л. И. Каныгина (Каныгин, 1973; Зарицкий, Каныгин, Кирикилица, 1974), основным элементом структуры Мариупольского района является Дзержинско-Первомайская антиклиналь (территория между Дзержинским и Первомайским участками). Причем моноклиналь Дзержинского участка трактуется как

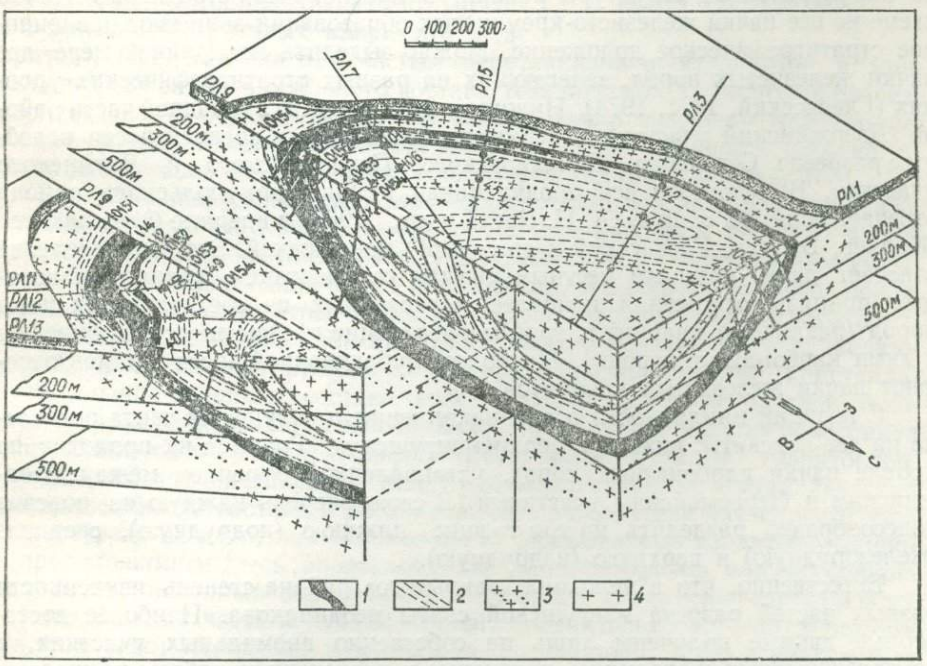


Рис. 76. Блок-диаграмма южной части Демьяновской синклинали (по Г. И. Каляеву, М. Д. Бойчуку, Е. Б. Глевасскому и др., 1968):

1 — итабириты, *2* — нерасчлененные метаморфические породы, *3* — мигматиты и граниты, *4* — граниты.

линейная синклинальная складка, в которой, судя по фактическому материалу, пласты железисто-кремнистых образований присутствуют только в восточном крыле. Схема Л. И. Каныгина содержит и другие отличия от предлагаемой, однако они не принципиальны и касаются деталей структуры отдельных участков района. Главной же ее особенностью является то, что она предопределяет однопластовую стратиграфическую схему продуктивной железорудной толщи, так как толщи, слагающие участки собственно ядра структуры — Северный, Демьяновский, Первомайский и Ялтинский,— оказываются эквивалентными в структурном и соответственно стратиграфическом отношении таковым юго-западного фланга рудного района — Дзержинскому и Юрьевскому участкам. В то же время разрезы упомянутых частей Мариупольского рудного района отличаются составом метаморфических образований, их мощностью и даже типом железисто-кремнистых формаций. Эти отличия вряд ли можно убедительно объяснить фациальными изменениями продуктивной толщи, поскольку разрезы участков собственно ядра синклинория (от Северного до Ялтинского участка) остаются фациально аналогичными на расстоянии около 15 км, а вкрест простирания структуры — от ядра к юго-западному флангу (от Первомайского к Дзержинскому участку и от Дзержинского или Ялтинского до Юрьевского участка) — на значительно меньшем расстоянии (рис. 75) резко изменяются.

СТРАТИГРАФИЯ

Стратиграфический разрез района маркируют горизонты железисто-кремнистых пород. Маркирующая роль их обусловлена сравнительной устойчивостью к процессам гранитизации и высокой магнитностью, позволяющей в условиях практически полностью «закрытого» района прослеживать отдельные пласты и пачки железистых пород. Однако, как следует из характеристики структуры района, в предлагаемой стратиграфической схеме не все пачки железисто-кремнистых образований занимают равноценное стратиграфическое положение. Можно выделить по крайней мере две пачки железистых пород, залегающих на разных стратиграфических уровнях (Глевасский, 1971, 1974). Нижняя пачка вскрыта в западной части района (Дзержинский участок), а верхняя установлена в средней части подобных разрезов Северного, Демьяновского, Первомайского и Ялтинского участков. В целом же вся продуктивная толща Мариупольского района отвечает понятию «свита» (А. П. Ротай и др., 1960) и впервые была названа (Каляев, Бойчук, Глевасский и др., 1968) мангушской. Это подразделение отвечает двум крупным местным циклам седиментации, границами которых приняты отложения наиболее мелководных из составляющих цикл пород (различные кварциты, графитсодержащие гнейсы и ассоциирующие с ними карбонатные породы). Наиболее глубоководной части циклов отвечают пачки железистых кварцитов.

С позиций цикличности осадконакопления, мангушская свита разделена на две подсвиты: нижне- и верхнемангушскую. Граница их проходит по кровле пачки карбонатных пород, установленной бурением между Дзержинским и Первомайским участками. В свою очередь каждую из подсвит целесообразно разделить на три толщи: нижнюю (подрудную), среднюю (железорудную) и верхнюю (надрудную).

Естественно, что в условиях «закрытого» района степень изученности разных частей разреза мангушской свиты неодинакова. Наиболее достоверные данные получены лишь на собственно аномальных участках, в пределах которых проводились поисковые и разведочные работы на железо. На рис. 77, 78 приведены корреляционные схемы самых представительных скважин различных участков района, охватывающих, правда, в основном лишь железорудную часть разреза.

Рассмотрим нормальный разрез мангушской свиты. Базальные горизонты нижнемангушской подсвиты установлены на Дзержинском участке. Наиболее полный разрез (мощностью до 100 м) вскрыт скв. 19 (рис. 77). Он соответствует подрудной толще рассматриваемого участка. В основании ее залегает пачка гранитизированных белых полевошпатовых кварцитов (иногда с незначительным количеством графита и граната) с маломощными прослоями графитсодержащих (биотитовых, пироксеновых, гранатовых) гнейсов и диопсид-плагиоклазовых пород. Мощность пачки 10—15 м. Выше залегают переслаивающиеся графитсодержащие гнейсы и амфиболитизированные двупироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы основного состава. Максимальная мощность пачек, в которых преобладают графитовые гнейсы, около 5—7 м; они встречаются часто и характерны для разреза подрудной толщи. В верхней половине разреза подрудной толщи (особенно в части, переходной к вышележащей железорудной толще) встречаются маломощные пласты фаялит-пироксеновых, гранат-пироксеновых и других разновидностей железисто-силикатных сланцев (таконитов).

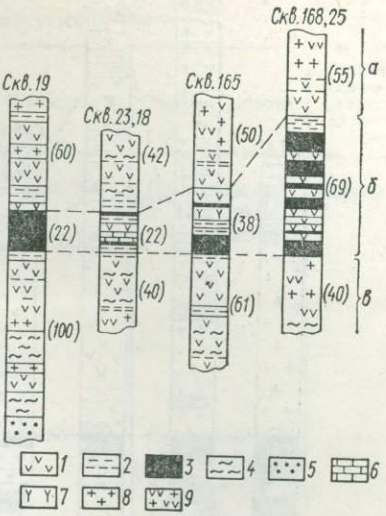


Рис. 77. Корреляция разрезов нижней части мангушской свиты Дзержинской моноклинали:

1 — амфиболитизированные пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы основного состава, *2* — такониты, *3* — итабириты, *4* — графитсодержащие гнейсы, *5* — кварциты, *6* — карбонатные породы, *7* — метаультрабазиты, *8* — мигматиты и граниты, *9* — останцы основных кристаллических сланцев в гранитах и мигматитах (чарнокитовая гранитизационная серия).

Цифры в скобках — *мощности пачек в метрах: а* — изученная часть разреза надрудной толщи, *б* — железорудная толща, *в* — верхняя часть разреза подрудной толщи.

Выше залегает железорудная толща, граница которой с подрудной устанавливается условно: по появлению первого пласта пироксен-магнетитовых кварцитов (итабиритов). Представлена она частым переслаиванием итабиритов и кристаллических сланцев основного состава. Как правило, итабириты в разрезе преобладают. В верхней и нижней частях толщи выявлены маломощные (первые метры) пласты таконитов. Максимальные мощности железорудной толщи установлены в северной части участка (рис. 77, скв. 168).

Верхняя, надрудная, часть нижнемангушской подсвиты изучена слабо. Достоверные данные о ней имеются только для нижней и верхней частей разреза, а большая часть его (между Дзержинским и Первомайским участками) вскрыта лишь единичными скважинами, и о составе подсвиты можно судить только по этим отрывочным данным и характеру магнитного поля. В разрезе нижних горизонтов надрудной толщи, примыкающей к железорудной, преобладают в различной степени гранитизированные кристаллические сланцы основного состава, содержащие маломощные прослои таконитов и графитсодержащих гнейсов. Выше расположена мощная монотонная толща биотитовых и биотит-амфиболовых мигматитов и гранитоидов, в которой отмечаются скиалиты гранатсодержащих гнейсов, кристаллических сланцев основного состава и таконитов. На данном этапе изученности этой части разреза не ясно, чем обусловлен ее однообразный характер — широко проявившимися здесь процессами ультраметаморфизма или особенностями состава исходных образований. Благодаря структурно-профильному бурению верхняя часть подсвиты изучена сравнительно хорошо. В результате этих работ (Каныгин, Кирикилица, Левенштейн, 1969) в верхах разреза надрудной толщи была выявлена мощная (до 600 м) пачка карбонатных пород (перекристаллизованные доломиты и известняки, кальцифиры, диопсид-плагиоклазовые породы), отвечающая завершающей части нижнего цикла седиментации и соответственно верхней части нижнемангушской под-

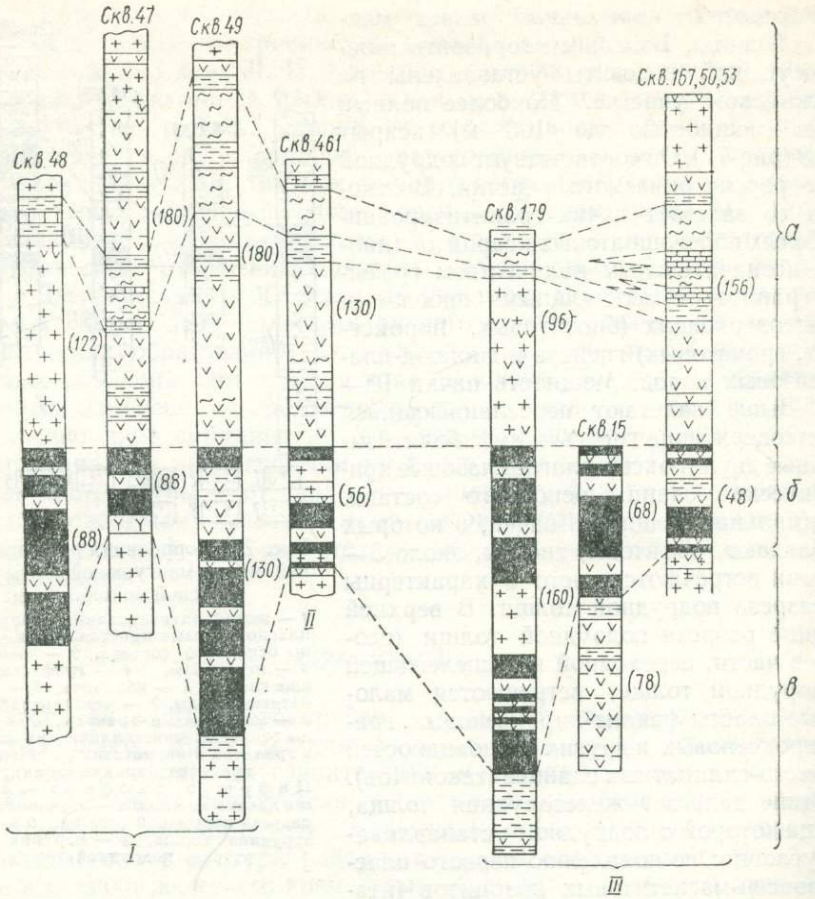


Рис. 78. Корреляция разрезов верхней части мангушской свиты на Демьяновском (*I*), Северном (*II*) и Первомайском (*III*) участках Мариупольского района.

Условные обозначения см. на рис. 77.

свиты (табл. 112, рис. 78). Общая мощность надрудной толщи нижнемангушской свиты с учетом вероятной складчатости составляет примерно 1300 м, полная мощность всей нижнемангушской подсвиты 1500—1700 м.

Верхнемангушская подсвита также изучена неравномерно (табл. 112). Наименьшее количество данных имеется о нижней подрудной толще. В нижней части ее преобладают биотитовые и биотит-амфиболовые мигматиты, содержащие реликты основных кристаллических сланцев, биотитовых гнейсов (иногда с гранатом), пироксенсодержащих кварцитов, таконитов. Верхи подрудной толщи (около 100 м), примыкающие к железорудной, изучены лучше (рис. 78). В этой части преобладают в различной степени гранитизированные кристаллические сланцы основного состава. Наиболее полный разрез верхов подрудной толщи вскрыт скв. 15 (рис. 78). Общая мощность подрудной толщи, по-видимому, не более 1100—1300 м. Выше залегают породы средней, железорудной, толщи, сложенной итабиритами, переслаивающимися с кристаллическими сланцами основного состава. В периферических частях толщи отмечаются прослои (до 1 м) таконитов. В единичных случаях встречены кальцифиры (до 0,3 м). Максимальная мощность толщи около 200 м. Надрудная толща имеет двучленное строение. В нижней части ее преобладают кристаллические сланцы основного состава. Иногда встречаются подчиненные прослои таконитов и графитсодержащих гнейсов (рис. 78). Верхняя часть надрудной толщи представлена чередованием графитсодержащих гнейсов и кристаллических сланцев

Таблица 112

Стратиграфическая схема мангушской свиты

Подсвита	Толща	Состав	Мощность, м	Опорные разрезы	Относительная степень изученности
Верхнемангушская	Надрудная	Графитсодержащие гнейсы, карбонатные породы, основные кристаллические сланцы, таконiты (железисто-силикатные сланцы); прослои глиноземистых гнейсов; мигматиты, гранитоиды	Более 200	Демьяновский и Первомайский участки	Хорошая
	Железорудная	Итабириты (железистые кварциты), таконiты, основные кристаллические сланцы, гранитизированные разности основных кристаллических сланцев (чарнокиты), мигматиты, гранитоиды	Около 200	Демьяновский, Первомайский и Северный участки	»
	Подрудная	Мигматиты с останцами основных кристаллических сланцев, биотитовых гнейсов, кварцитов, таконитов	Примерно 1100—1300	Межаномальные пространства между Дзержинским, Демьяновским и Первомайским участками	Слабая
	Надрудная	Мигматиты с реликтами графитсодержащих гнейсов, основных кристаллических сланцев, биотитовых и гранатсодержащих гнейсов, таконитов; в верхах разреза мощные линзы карбонатных пород	Примерно до 1300	Межаномальные пространства между Дзержинским, Демьяновским и Первомайским участками	»
Нижнемангушская	Железорудная	Итабириты, таконiты, основные кристаллические сланцы; гранитизированные разности основных кристаллических сланцев (чарнокиты), мигматиты, гранитоиды	До 100	Дзержинский и (или) Юрьевский участки	Удовлетворительная
	Подрудная	Кварциты, графитсодержащие гнейсы, глиноземистые гнейсы, таконiты, основные кристаллические сланцы; мигматиты, гранитоиды	Около 100	То же	То же

основного состава. В этой части разреза отмечены также маломощные (до 2 м) пласты силлиманит- и корундсодержащих гнейсов (Каныгин, Кривонос, 1969). Максимальные мощности надрудной толщи установлены на Демьяновском участке — около 200 м. Суммарная мощность верхнемангушской подсвиты составляет, вероятно, около 1500—1700 м, а общая мощность всей мангушской свиты — примерно 3—3,5 км.

Как видно из изложенного, рассмотренные подсвиты близки по составу и последовательности образования слагающих их формаций и отличаются главным образом их мощностями. Это подобие обусловило ошибочную, как сейчас представляется, корреляцию железисто-кремнистых образований Дзержинского участка и участков собственно ядра Мангушского синклинория, предлагавшуюся ранее (Каляев и др., 1968).

С позиций многопластовой стратиграфической схемы продуктивной мангушской свиты значительно отчетливее выступают отличия ранее параллелизовавшихся частей разреза. Так, при сравнении верхне- и нижнемангушской подсвит видно (табл. 112, рис. 77, 78), что в последней в частях разреза, непосредственно примыкающих к железорудной толще, шире развиты метаморфизованные мелководные осадки — графитсодержащие гнейсы и кварциты, в том числе и полевошпатовые. Отчетливо мелководный характер частей разреза, примыкающих к железорудной толще, роднит разрезы нижней железорудной толщи Дзержинского участка с разрезами Юрьевского участка, структурное положение которого еще недостаточно выяснено. Железисто-кремнистые образования на этом участке залегают среди полевошпатовых кварцитов, графитовых и глиноземистых гнейсов. По данным Л. И. Каныгина и И. С. Зацихи, детально изучавших разрезы Юрьевского участка (Каныгин, Зациха, 1969), мощность пачки кварцитов на этом участке достигает 25 м, а высокоглиноземистых гнейсов — 40 м. Имеющийся фактический материал пока не позволяет проводить уверенную корреляцию разрезов Юрьевского участка. Однако, как отмечалось (Каныгин, Зациха, 1969; Глевасский, 1974; Зарицкий, Каныгин, Кирикилица, 1974), ясно, что разрезы железисто-кремнистой и сопутствующей ей формации Юрьевского участка резко отличны от таковых в участках собственно ядра Мангушского синклинория. Можно предположить по крайней мере два варианта их корреляции: 1) параллелизовать разрез Юрьевского участка с разрезом Дзержинской полосы магнитных аномалий, считая его смещенным или подвернутым ее продолжением; 2) допустить более низкий стратиграфический уровень метаморфических пород Юрьевского участка, по сравнению с таковыми Дзержинского и других участков, поскольку первые, по сравнению с ними, более удалены от ядра синклинория. В этом случае мощность выделенной мангушской свиты должна быть увеличена, так как ее нижнюю границу следует проводить в основании подрудной пачки полевошпатовых кварцитов Юрьевского участка.

В заключение коротко остановимся на положении мангушской свиты в разрезе докембрия Приазовья. Эта свита коррелируется с верхней частью корсак-шавкайской серии (свиты) Западного Приазовья (Усенко, Есипчук, Цуканов, 1971; Эйнор, Есипчук, Цуканов, 1967) и соответствует верхам разреза синхронной ей центральноприазовской серии (Жуков, 1971; Полуновский, 1970). Однако она имеет меньший объем, чем одноименная свита схемы Г. В. Жукова, так как выделена из мощной и пестрой по составу центральноприазовской серии на основании четких литолого-фациальных критериев как продуктивная железорудная толща, отделенная от нижележащих отложений сравнительно мощным базальным горизонтом (полевошпатовые кварциты), залегающим в основании железорудных пачек Дзержинского и (или) Юрьевского участков. Объем и строение выделенной мангушской свиты отличны от демьяновской подсвиты (Зарицкий, Каныгин, Кирикилица, 1974), также объединяющей продуктивную толщу Мариупольского месторождения, но на основе однопластовой стратиграфической схемы. Следует заметить, что в стратиграфических схемах Мариуполь-

ского района, предлагаемых Р. М. Полуновским и Л. И. Каныгиным, фигурирует так называемый каратышский мигматито-гранитоидный комплекс (Полуновский, 1970), или каратышская серия (Каныгин, 1973), трактуемый как наиболее молодые стратифицированные докембрийские образования. По данным Р. М. Полуновского (Полуновский, 1970), в составе этого комплекса участвуют плагиограниты и гранодиориты (анатектические), мигматиты биотитового, биотит-амфиболового и биотит-гранатового состава, маломощные, разобщенные в пространстве пачки амфиболовых, гранатовых, биотитовых и графитовых гнейсов. Л. И. Каныгин (Каныгин, 1973) определяет состав пород рассматриваемого подразделения как метагравелиты, метапесчаники ритмично-слоистые калишпатизированные. Вероятно, столь различная характеристика состава образований одного стратиграфического подразделения обусловлена интерпретацией Л. И. Каныгиным генезиса гнейсового субстрата. На таких деталях, вероятно, не стоило бы останавливаться, если бы метагравелиты и метаконгломераты не выделялись и на других стратиграфических уровнях разреза Мариупольского района. Правда, пока никем, кроме Л. И. Каныгина, отмеченные породы в Мариупольском районе установлены не были, и, поскольку сам автор не приводит убедительных доказательств в пользу предлагаемой трактовки генезиса гнейсов или гранитоидов, она представляется сомнительной.

Что же касается состава пород «субстрата» каратышской серии, сложенной в основном мигматитами и гранитоидами (Полуновский, 1970; Зарицкий, Каныгин, Кирикилица, 1974), то вероятно его соответствие верхам разреза мангушской свиты, интенсивно преобразованным процессами ультраметаморфизма. Поэтому суперкрустальные образования, относимые в Мариупольском районе к этой серии, логичнее считать гранитизированной и мигматизированной надрудной толщей верхнемангушской подсвиты. Это тем более возможно, что установленная здесь мощность образований так называемой каратышской серии (Зарицкий, Каныгин, Кирикилица, 1974) составляет всего 30—300 м, а ее весьма спорный стратотип, выделенный Р. М. Полуновским (1970) на западном крыле Мангушского синклинория, без специальных доказательств не может параллелизоваться с отложениями ядра этой же структуры, т. е. разрезом Мариупольского района.

Возраст мангушской свиты, как и включающей ее центральноприазовской серии, по-видимому, архейский, поскольку изотопный возраст минералов, сформировавшихся в позднейшие этапы гранулитового метаморфизма, составляет для роговых обманок 2400, а для сфена (Кравченко, 1970) — 2500 млн. лет.

СОСТАВ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Главными представителями группы этих пород являются итабириты (железистые кварциты) и таконiты (железисто-силикатные сланцы). Их объединяет высокое содержание железа, а наиболее существенные отличия определяются различной степенью его окисления и соответственно составом минеральных парагенезисов. В генетическом плане эти породы рассматриваются как крайние члены единого ряда седиментогенных железисто-кремнистых образований. Пласты итабиритов прослеживаются по простиранию на первые километры, а по падению — на глубину свыше 400 м. Максимальная мощность объединенных пластов их (примерно 150 м) установлена в железорудных толщах верхнемангушской подсвиты на Демьяновском и Первомайском участках. Таконiты наблюдаются во всех частях разреза мангушской свиты, но шире всего они развиты в надрудной толще верхнемангушской подсвиты, где установлены максимальные мощности (более 10 м) неоднократно повторяющихся пластов таконитов.

В разделе рассматриваются лишь наиболее распространенные и важные с точки зрения практической ценности метаморфизованные седиментогенные железисто-кремнистые породы, метаморфизм которых не привел

к существенному перераспределению породообразующих компонентов. Железисто-кремнистые образования (обогащенные магнетитом массивные железистые кварциты и контактовые двупироксен-магнетитовые руды), происхождение которых связано с наложенными процессами метафорфизма и гранитизации, обусловившими значительные изменения химического состава исходных пород, рассмотрены отдельно (Глевасский, 1970, 1971, 1974).

Краткая петрографическая характеристика

Итабириты представлены двумя разновидностями одного минерального состава — тонко- и широкополосчатыми, отличающимися также процентным соотношением минералов и железистостью силикатов. Обе разновидности, кроме магнетита и кварца, содержат силикатный материал — ромбические и моноклинные пироксены, реже (обычно на Юрьевском участке) в них содержится существенно альмандиновый гранат. Наиболее широко распространены тонкополосчатые итабириты. Широкополосчатые итабириты занимают промежуточное положение в генетическом ряду тонкополосчатый итабирит — таконит и отличаются от тонкополосчатых разностей более высоким содержанием силикатов, меньшим — магнетита и связанными с этим структурно-текстурными особенностями.

Полосчатость итабиритов обусловлена чередованием существенно кварцевых светлых прослоев и более темных, обогащенных магнетитом. Мощность макроскопически различимых прослоев в тонкополосчатых итабиритах составляет 1—2 мм, а в переходных к широкополосчатым итабиритам разностях — до 4 мм. Под микроскопом отмечаются прослои мощностью 0,1—0,3 мм, представленные следующими разновидностями: 1) безрудные существенно кварцевые, содержащие мелкие (0,02 мм) зерна магнетита и, реже, силикатов; 2) рудные кварц-магнетитовые с силикатным материалом и без него; 3) рудные, существенно магнетитовые, содержащие небольшое количество силикатов и незначительное — кварца; 4) существенно силикатные с небольшим количеством кварца и магнетита.

Для первых трех разновидностей прослоев типичны гранобластические структуры с изометричными зернами величиной 0,15—0,25 мм, имеющими относительно простые неправильные, реже полигональные и зубчатые ограничения. Для слоев, в составе которых преобладают силикаты, характерны нематогранобластические структуры, иногда в сочетании с пойкилобластическими. Размер зерен в таких прослоях обычно больше за счет относительно крупных (0,5—1 мм) индивидов ортопироксена. Силикатные прослои характерны для разностей, переходных к широкополосчатым итабиритам. В типичных разностях рассматриваемых пород содержится 25—45 (обычно 30—35%) магнетита, 5—15 силикатов и 55—70% кварца. Как правило, тонкополосчатые разности существенно ортопироксеновые, клинопироксена в них не более 5%, хотя иногда встречаются и существенно клинопироксеновые разности.

Светопреломление ортопироксенов колеблется в довольно широких пределах: $n_g = 1{,}728$—$1{,}744$; $n_p = 1{,}710$—$1{,}725$ и реже до $n_g = 1{,}762$; $(-)2V = 59 - 62°$, реже до 67°. Железистость их составляет 48—63% (реже до 77%), что отвечает составу гиперстен — феррогиперстен.

Ортопироксены из пород, переходных к широкополосчатым разностям итабиритов, как правило, образуют более крупные зерна (0,3—0,6 до 1 мм) и, в отличие от рассмотренных, характеризуются слабым, но заметным плеохроизмом. $n_g = 1{,}744$—$1{,}762$, а $(-)2V$ достигает 67—70° при умеренной дисперсии угла $2V$ ($V > r$).

В тонкополосчатых итабиритах можно выделить три разновидности клинопироксена: 1) клинопироксен, образующий самостоятельные прослои, находящийся в равном или значительном количестве совместно с ортопироксеном; 2) явно гистерогенный моноклинный пироксен, развивающийся по ортопироксену и образующий небольшие (0,02—0,06 мм) ксено-

морфные зерна по периферии ортопироксена, часто у контактов последнего с магнетитом; 3) моноклинный пироксен тончайших пластинчатых вростков в ортопироксенах, параллельных плоскости (100).

Оптические свойства первых двух разновидностей, по-видимому, тождественны, по крайней мере в интервале колебаний оптических свойств в пределах одного шлифа, а третьей не установлены из-за крайне малых размеров вростков. Показатели преломления клинопироксенов: n_g = = 1,719—1,739; n_p = 1,687—1,713, что отвечает железистости 32—57%; (+)$2V$ = 58—67°; cNg = 38—45° (наиболее часто 43—44°). Как и ортопироксены, моноклинные пироксены разностей, переходных к широкополосчатым итабиритам, отличаются большей железистостью (n_g = 1,730—1,739). В шлифах им свойственна более густая зеленоватая окраска, а в зернах — специфические голубовато-зеленые тона.

Широкополосчатые итабириты обычно распространены в верхах и низах железорудных толщ, где их маломощные (до 1 м) пласты чередуются с тонкополосчатыми итабиритами и таконитами. Иногда прослои этих пород отмечаются и в других частях разреза среди таконитов. Мощность прослоев рассматриваемых пород колеблется от 3—4 до 20—30 мм, а величина зерен в среднем составляет 0,4 мм, часто достигая 1,5—2 мм. Минеральный состав тонкополосчатых и широкополосчатых разностей итабиритов аналогичен, поэтому остановимся лишь на особенностях последних.

Типичные широкополосчатые итабириты содержат 20—35% силикатов, 10—25% магнетита и 40—60% кварца. Структура пород гранобластическая и нематогранобластическая, иногда гетерогранобластическая, в некоторых участках весьма характерна пойкилитовая. Среди силикатов преобладает ортопироксен, а клинопироксен составляет до 5—10%. Ортопироксен отчетливо плеохроирует. Светопреломление выше, чем у пироксенов тонкополосчатых кварцитов: n_g = 1,750—1,765; n_p = 1,732—1,747, чаще всего n_g = 1,757—1,765; n_p = 1,738 — 1,746. Железистость 73—80%. (—)$2V$ = 73—76°, реже 80°,типична сильная дисперсия угла $2V$ ($V>r$). По оптическим данным и химическому составу (Глевасский, Есипчук, Цуканов, 1973); рассматриваемые ортопироксены отвечают эвлиту.

Клинопироксен макроскопически близок к ранее описанному, но в зернах имеет более яркую синевато-зеленую окраску. Под микроскопом ксеноморфные зерна его величиной около 0,3 мм (реже до 1 мм) также обычно гистерогенны. Плеохроизм достаточно четкий, от светло-серого зеленоватого по Np до светло-зеленого со слабым голубоватым оттенком по Ng. n_g = 1,739—1,744; n_p = 1,711—1,713, что соответствует железистости 57—64%. (+)$2V$ = 58—61°; cNg = 41—44°. На диаграмме Хесса клинопироксены рассматриваемых пород располагаются в поле ферроавгита.

Такониты (железисто-силикатные сланцы) состоят главным образом из высокожелезистых силикатов (пироксенов, фаялита), существенно альмандинового граната, а также кварца, сульфидов (обычно пирротина), реже магнетита. Отмечаются как массивные, так и яснополосчатые разности мелко- и среднезернистые, реже до грубозернистых, состоящие из прослоев мощностью 2—10 мм, с резким преобладанием одного из минералов — пироксена, кварца, граната и реже фаялита. Содержание силикатов варьирует от 95 до 20—30%. Типичны существенно ортопироксеновые разности, отличающиеся крупнозернистым и даже грубозернистым сложением, а также фаялит-пироксеновые, обычно мелкозернистые и содержащие бóльшее количество кварца. Эти разновидности содержат переменное количество граната, не превышающее 30%, и пирротина, слагающего иногда маломощные (до 1—3 мм) прослои. Магнетит редок и составляет до 15%, в основном в разностях, переходных к итабиритам. В связи с процессами гранитизации и диафтореза отмечаются позднейшие биотит, роговая обманка, куммингтонит и магнетит. Акцессорный минерал —апатит.

Ортопироксены таконитов отчетливо плеохроируют. Характерной особенностью их является наличие отмечавшихся уже ранее, но здесь наиболее

четко выраженных многочисленных пластинчатых вростков, параллельных плоскости (100). Судя по меньшему, чем у минерала-хозяина, показателю преломления, косому погасанию, а также относительно высокому содержанию кальция (до 0,1) на формульную единицу ортопироксена (Глевасский, Есипчук, Цуканов, 1971), эти вростки соответствуют, вероятно, моноклинному пироксену. $n_g = 1{,}765—1{,}748$; $n_p = 1{,}750—1{,}731$ в бесфаялитовых парагенезисах и до $n_g = 1{,}776—1{,}765$; $n_p = 1{,}758—1{,}748$ в парагенезисах с фаялитом. Причем в последнем случае наиболее типично $n_g = 1{,}771—1{,}775$. Железистость изменяется от 66—80% в бесфаялитовых до 80—91% в фаялитсодержащих таконитах. $2V$ колеблется от —67 до +87° при сильной дисперсии угла $2V$ ($V > r$), начиная с 75° и выше. По оптическим свойствам и данным химических анализов (Глевасский, Есипчук, Цуканов, 1971), рассматриваемые ортопироксены соответствуют феррогиперстену — эвлиту, а в парагенезисах с фаялитом — ферросилиту.

Клинопироксен обычно гистерогенный, он замещает ортопироксен по периферии и, особенно часто, вдоль контактов его с магнетитом. Наиболее типичны относительно мелкие зерна (0,2—0,3 мм) клинопироксена, расположенные в крупных кристаллах ромбического пироксена. $n_g = 1{,}743—1{,}744$; $n_p = 1{,}713—1{,}716$. В парагенезисах с фаялитом $n_g = 1{,}748—1{,}752$; $n_p = 1{,}723—1{,}726$. Общая железистость 63—82%. (+)$2V$=59—61°, а cNg колеблется от 44 до 47°, в единичных случаях составляет 40—42°. По химическому составу (Глевасский, Есипчук, Цуканов, 1971) рассматриваемые клинопироксены отличаются повышенным содержанием ферросилитового компонента (47,7%) и на диаграмме Хесса располагаются на границе полей ферроавгита и ферросалита.

Фаялит образует как самостоятельные прослои, так и в ассоциации с ортопироксеном. В искусственных шлихах медово-желтый; в шлифах буроватый. (—) $2V = 55—61°$ со значительной дисперсией угла $2V$ ($r > V$). $n_g = 1{,}858—1{,}865$; $n_p = 1{,}817—1{,}820$. По данным химических анализов, F=94,7—95,8%. По оптическим данным, диапазон колебаний железистости выше — изученные оливины соответствуют как фаялиту, так и (редко) феррогортонолиту — (—)$2V$ = 60—61°. Фаялит замещается моноклинным пироксеном, иногда гранатом. Соотношения его с ортопироксеном неоднозначны и, по-видимому, свидетельствуют о независимой либо более поздней кристаллизации оливина.

Гранат является типичным минералом рассматриваемых пород, хотя распространен меньше, чем породообразующие пироксены. Он редко образует самостоятельные прослои и обычно более или менее равномерно распространен в пределах какой-либо разновидности таконитов. Наиболее часты гранат-ортопироксеновые разновидности сланцев, где сравнительно выдержанные гранатовые прослои располагаются на границе кварцевых и ортопироксеновых. Показатель преломления гранатов составляет 1,800—1,808. Общая железистость их, по данным химических анализов (Глевасский, Есипчук, Цуканов, 1971), колеблется от 88,2 до 93%. По классификации Н. В. Соболева (1964), гранаты относятся к пироп-альмандиновому типу, а по содержанию кальциевого компонента — к разновидностям с существенным либо высоким содержанием последнего.

Петрохимическая характеристика

Наиболее общей чертой петрохимии рассматриваемых пород является высокое содержание железа и кремния. Химическая классификация таких пород детально разработана Н. П. Семененко на примере железисто-кремнистых формаций Украины (Семененко, 1956, 1966). В табл. 113 приведены петрохимические коэффициенты железисто-кремнистых пород Мариупольского района, позволяющие отнести их к железисто-кремнистому изохимическому ряду. Наибольшие отличия среди приведенных анализов устанав-

Таблица 113

Химический состав (в %) и петрохимические коэффициенты по Н. П. Семененко железисто-кремнистых пород

Компонент, коэффициент	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	44,89	47,11	37,70—47,96 / 42,60	36,07—47,50 / 44,29	45,10	56,06	50,37
TiO_2	0,05	0,38	0,05—0,23 / 0,14	0,06—0,32 / 0,21	0,14	0,06	0,06
Al_2O_3	0,21	1,97	0,20—1,69 / 0,78	0,48—4,81 / 1,90	1,26	0,61	0,62
Fe_2O_3	30,63	29,18	27,92—37,92 / 30,05	12,24—27,21 / 21,18	2,34	2,75	1,72
FeO	17,59	15,86	6,66—22,53 / 18,23	19,24—29,08 / 24,40	41,28	33,74	38,19
MnO	0,10	0,08	Следы — 0,13 / 0,05	0,02—0,25 / 0,13	0,23	0,11	0,10
MgO	2,40	1,33	0,42—3,54 / 1,56	1,91—4,14 / 2,84	4,03	1,14	3,26
CaO	2,78	1,86	0,52—3,46 / 1,90	0,65—13,38 / 3,45	1,94	4,30	2,82
Na_2O	0,02	0,23	0,02—0,38 / 0,22	0,13—0,59 / 0,27	0,10	0,06	0,16
K_2O	0,05	0,03	Следы — 0,46 / 0,10	Следы — 0,27 / 0,14	0,05	0,05	0,13
P_2O_5	0,29	0,27	0,06—0,29 / 0,15	0,09—0,29 / 0,19	0,34	0,18	0,06

Продолжение табл. 113,

Компонент, коэффициент	1	2	3	4	5	6	7
S	0,21	Нет дан.	Нет дан.	Нет дан.	0,93	0,24	Нет дан.
SO_3	Нет дан.	» »	0,00—1,47 / 0,10	Следы — 0,70 / 0,32	Нет дан.	Нет дан.	0,09
CO_2	0,44	» »	Следы — 0,38 / 0,26	0,00—0,82 / 0,39	2,00	0,30	Нет дан.
H_2O^+	0,17	» »	Нет дан.	Нет дан.	0,27	Нет дан.	» »
H_2O^-	0,32	1,77	» »	» »	0,94	0,42	» »
Сумма	100,15	100,07	» »	» »	100,95	100,02	99,8
O	0,80	0,8	0,60—0,94 / 0,80	0,25—0,50 / 0,39	0,03	0,04	0,02
F	85,1	87,2	83,4—93,8 / 89,4	58,9—88,7 / 80,0	80,2	81,7	80,2
M	7,9	4,9	1,5—11,4 / 5,1	6,3—14,5 / 9,3	13,4	4,6	11,7
C	6,7	4,9	1,3—7,6 / 4,6	1,6—38,3 / 8,2	4,7	12,7	7,2
A	0,3	3,0	0,4—2,3 / 1,1	0,7—6,3 / 2,5	1,7	1,0	0,9
FM	93,0	92,1	94,5	89,3	93,6	86,3	91,9

Примечания. 1. *Анализы.* 1 — пироксен-магнетитовый итабирит, обр. 1633, скв. 14, гл. 43,2 м; 2 — пироксен-магнетитовый кварцит, б. Камышеватка (Демьяновский участок) — по Г. Л. Кравченко (1966); 3 — двупироксен-магнетитовый кварцит, Мариупольский район — по Л. Я. Ходюш (1971); 4 — магнетит-двупироксеновый кварцит, Мариупольский район — по Л. Я. Ходюш (1971); 5—кварц-гранат-пироксеновый таконит, обр. 1279, скв. 49, гл. 58,0 м; 6 — гранат-фаялит-пироксен-кварцевый таконит, обр. 1336, скв. 49, гл. 108,0 м; 7 — пироксен-фаялитовый кварцит, скв. 141, гл. 233,6—237,0 м — по Л. И. Каныгину (1973).

2. Анализы 1, 5, 6 выполнены в химической лаборатории ИГН АН УССР Н. Д. Рябец.

Таблица 114

Химический состав (в %) и петрохимические коэффициенты по Н. П. Семененко железисто-кремнистых пород

Компонент, коэффициент	1	2	3	4	5	6
SiO_2	37,06	46,72	44,18	49,86	50,16	44,99
TiO_2	0,16	Следы	0,20	0,50	0,05	—
Al_2O_3	0,80	0,98	0,58	1,86	1,49	3,78
Fe_2O_3	3,01	1,41	5,60	2,23	3,88	9,82
FeO	46,36	40,20	42,48	41,04	33,76	36,64
MnO	5,01	0,32	0,11	0,11	0,56	0,58
MgO	4,37	3,19	1,40	1,76	4,89	1,36
CaO	2,47	6,27	3,32	1,66	1,68	3,78
Na_2O	0,37	0,22	0,26	Не опр.	0,10	0,32
K_2O	0,30	0,19	0,09	» »	0,16	0,46
P_2O_5	0,38	0,51	0,13	» »	Не обн.	0,08
S	Не обн.	0,51	1,90	» »	0,89	Не обн.
H_2O^+	0,20	Не обн.	Не обн.	» »	1,80	1,96
H_2O^-	Не обн.	» »	» »	» »	0,12	0,06
SO_3	» »	» »	» »	» »	Не обн.	0,37
Сумма	100,49	100,52	100,25	99,02	99,54	100,48
O	0,03	0,02	0,06	0,02	0,05	0,13
F	81,00	74,00	86,00	87,00	76,00	83,00
M	13,00	10,00	5,00	6,00	17,50	4,00
C	5,00	15,00	8,00	4,00	4,30	8,40
A	1,00	1,00	1,00	3,00	2,20	4,60
FM	24,00	84,00	91,00	93,00	93,00	87,00

Примечание. *Анализы:* 1, 2 — эулизиты, Швеция (Бондаренко, Дагелайский, 1961): 3, 4—эулизиты, район Чудзьявра, Кольский п-ов (Бондаренко, 1960; Бондаренко, Дагелайский, 1961); 5 — грюнеритовый сланец, Желтянский участок, Правобережный район (Половко, Жуков, 1956); 6 — магнетит-роговообманко-грюнеритовый сланец, Конкский район (Ладиева, 1956).

ливаются по коэффициенту окисления, выражающему степень железорудности пород. По этой характеристике (Семененко, 1956) приведенные в таблице породы принадлежат к трем подгруппам: а) рудным окисно-закисным железисто-кремнистым породам (главным образом, тонкополосчатым итабиритам) с $O = 0{,}60—0{,}94$ (табл. 113, ан. 1—3); б) малорудным окисно-закисным железисто-кремнистым породам (главным образом, широкополосчатым итабиритам) с $O = 0{,}25—0{,}50$ (табл. 113, ан. 4); в) нерудным закисным железисто-кремнистым породам (таконитам) с $O = 0{,}03 — 0{,}04$ (табл. 113, ан. 5—7).

При сравнении остальных коэффициентов рассматриваемых пород с таковыми пород других железорудных районов Украинского щита (сравниваются породы с близкими значениями коэффициента *O*) обращают на себя внимание близкие значения коэффициента *C* рассматриваемых пород соответствующих железисто-кремнистых образований Конкских и Верховцевских магнитных аномалий. Эти сравнительно высокие (до 13 в таконитах и 8 в итабиритах) значения характерны, как отмечает Н. П. Семененко (1956), для железисто-кремнисто-вулканогенных формаций.

Значения остальных коэффициентов (*A*, *M*) находятся в пределах интервалов их колебаний для железисто-кремнистых пород Украинского щита вообще и поэтому незначимы. Можно лишь отметить, что сравнительно низкий коэффициент глиноземистости, характерный для железистых кварцитов участков собственно ядра Мангушского синклинория, увеличивается в аналогичных породах фланговых участков — Дзержинского и особенно Юрьевского, где железисто-кремнистые образования ассоциируют с глиноземистыми гнейсами и кварцитами.

Петрохимические отличия внутри ряда железисто-кремнистых пород — между таконитами и итабиритами — заключаются также в увеличении

коэффициента M, обусловленного большим количеством магнийсодержащих мета- и ортосиликатов. Кроме того, для кристаллических сланцев типичны повышенные содержания Ti, Mn, S, CO_2 и (по данным спектрального анализа) большинства малых элементов.

Заканчивая петрохимическую характеристику железисто-кремнистых пород, остановимся вкратце на сравнении железисто-силикатных сланцев (таконитов) с аналогичными, с нашей точки зрения, образованиями других регионов, часто выступающими под экзотическими названиями — эулизит, коллабриерит и др. Это вызвано тем, что, в отличие от железистых кварцитов (итабиритов), седиментогенное происхождение которых не вызывает сомнений у большинства исследователей, взгляды на генезис железисто-силикатных сланцев или аналогичных им пород весьма разнообразны и противоречивы. Обусловлено это, вероятно, тем, что минеральный состав и текстурно-структурные особенности железисто-силикатных сланцев (особенно их сильно метаморфизованных аналогов — таконитов) могут быть близки различным контактовым и метаморфогенным образованиям, а геологическая позиция их часто неоднозначна. Не останавливаясь здесь на генезисе таких кристаллических сланцев, заметим, что коэффициенты по Н. П. Семененко, приведенные в табл. 114 для эвлизитов Балтийского щита (ан. 1—4), сравнительно слабо метаморфизованных сланцев Правобережных и Конкских магнитных аномалий (ан. 5, 6) и таконитов Мариупольского района (табл. 113) практически идентичны (сравнивались породы с близкими значениями O). Такая петрохимическая аналогия сравнительно слабо метаморфизованных и явно седиментогенных пород, с одной стороны, и глубоко метаморфизованных железистых гранулитов, с другой, обусловлена, по-видимому, общностью их происхождения.

Метаморфизм железисто-кремнистых образований

Несмотря на то, что ортопироксены, являющиеся в общем случае типоморфными минералами гранулитовой фации метаморфизма, в парагенезисах рассматриваемых пород имеют высокую железистость (до 91%), встречающуюся и в породах амфиболитовой фации, и, таким образом, однозначно не определяют названную фацию метаморфизма, гранулитовая ступень прогрессивного регионального метаморфизма железисто-кремнистых образований района сомнений не вызывает. Это положение можно обосновать следующим.

1. В пачках железисто-кремнистых пород на всех стратиграфических уровнях присутствуют в различной степени амфиболизированные двупироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы и гнейсы. Эти образования, как известно (Добрецов, Соболев, Хлестов, 1972), являются типичнейшими представителями фации двупироксеновых гнейсов. Парагенезисы таких пород — ромбический пироксен + моноклинный пироксен + плагиоклаз + роговая обманка + кварц — наиболее четко определяют традиционный объем понятия гранулитовой фации. Судя по интервалам колебаний составов приведенных минеральных ассоциаций гранулитовой фации (Добрецов, Соболев, Хлестов, 1972, с. 30), таковые Мариупольского района — ортопироксен (n_g = 1,726—1,735), клинопироксен (n_g = 1,718—1,728), роговая обманка (n_g = 1,685—1,701), плагиоклаз (n = 40—80) — отвечают верхней части гранулитовой фации. К изложенному можно добавить, что бурые и зеленовато-бурые роговые обманки рассматриваемых парагенезисов характеризуются значительными содержаниями (в формульных единицах) тетраэдрического алюминия (1,7), титана (0,22—0,26) и щелочей (0,74—0,75) и на соответствующих диаграммах фигуративные точки их располагаются в полях гранулитовой фации.

2. Для крайних членов седиментогенного ряда железисто-кремнистых пород — таконитов типичны так называемые эвлизитовые ассоциации — оливин + ортопироксен + кварц,— характерные для высокотемпе-

р атурных гранулитовых комплексов. Так, железистость минералов эвлизитовых парагенезисов Мариупольского района (Глевасский, Есипчук, Цуканов, 1971) — ортопироксен (86—91%), фаялит (94—96%)— аналогична таковой гранулитовых комплексов Антарктиды, Кольского п-ова и Побужья (Добрецов, Соболев, Хлестов, 1972, с. 24). Доказано (Маракушев, 1973), что железистость оливинов и ортопироксенов таких парагенезисов возрастает с увеличением давления и снижается с повышением температуры. Поэтому, если принять температуры метаморфизма, установленные по распределению Mg и Fe в сосуществующих пироксенах (геотермометры Л. Л. Перчука и Р. А. Хауи) из итабиритов Мариупольского железорудного месторождения, в интервале 700—800° С (Глевасский, Есипчук, Цуканов, 1973), можно оценить давления регионального метаморфизма. Поскольку железистость ортопироксенов из эвлизитовых ассоциаций района составляет 86—91%, то опубликованные диаграммы (Курепин, 1970; Добрецов, Соболев, Хлестов, 1972, с. 24; Маракушев, 1973, с. 238; Мельник, 1973, с. 217) определяют интервал давлений примерно 7—10 кбар. Указанные *PT*-условия отвечают таковым гранулитовой фации, принимаемым большинством авторов.

Температурные условия наложенного ретроградного метаморфизма — 500—580°С — установлены методом сравнения характеристик остаточной намагниченности из перекристаллизованных амфиболовых и амфибол-клинопироксеновых железистых кварцитов (Глевасский, Савенко, 1970; Глевасский, 1971). Отмеченные разновидности перекристаллизованных амфиболсодержащих железистых кварцитов отличаются от рассмотренных выше полосчатых пироксен-магнетитовых разновидностей итабиритов массивными текстурами и повышенным содержанием магнетита (Глевасский, 1970). Они сформировались в условиях диафтореза, сопровождавшего наложенное протерозойское складкообразование, и ультраметаморфизма за счет метаморфизованных седиментогенных полосчатых пироксен-магнетитовых итабиритов и являются, таким образом, собственно метаморфическими железными рудами (Глевасский, 1971).

ГЕНЕЗИС И ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Здесь нет смысла останавливаться на анализе многочисленных гипотез, определяющих источники вещества железисто-кремнистых пород, характер его миграции и локализации. Достаточно полный анализ обширной литературы по этому вопросу проводил недавно Ю. П. Мельник (1973). Можно только отметить, что на Украинском щите, где в разрезах слабо метаморфизованных железисто-кремнистых формаций отчетливо устанавливается первичная аутигенно-минералогическая зональность, у подавляющего большинства геологов не возникает сомнений в седиментогенном генезисе даже глубоко метаморфизованных железисто-кремнистых образований, несмотря на то, что интенсивный метаморфизм в значительной степени затушевал первичные текстурно-структурные особенности, а иногда изменил и химический состав рассматриваемых пород. Следует, правда, подчеркнуть, что если осадочный генезис сильно метаморфизованных пироксен-магнетитовых итабиритов —пород, близких по своим текстурно-структурным особенностям и химическому составу к слабо метаморфизованным аналогам, — чаще всего сомнений не вызывает, то в вопросе о происхождении таконитов неясностей значительно больше. Такие породы Приазовья иногда определяются как окварцованные интрузивные пироксениты (Половинкина, 1962) или безрудные метасоматиты (Кравченко, Хмарук, 1966). Тем не менее рассмотренный выше закономерный характер распределения таконитов и итабиритов в разрезе района, существование между ними промежуточных по составу разностей и постепенные взаимопереходы рассматриваемых пород, выражающиеся в постепенном увеличении количества силикатов и уменьшении количества магнетита в ряду тонкополосчатый

итабирит — широкополосчатый итабирит — таконит, свидетельствуют о генетической связи рассматриваемых пород.

Эта связь выступает еще более определенно при рассмотрении химизма железисто-кремнистых пород. Итабириты и такониты, как отмечалось, характеризуются близкими содержаниями $Fe_{общ}$ (хотя в итабиритах содержание железа всегда выше) и отличаются степенью его окисления. Причем характерной чертой химического состава сосуществующих минералов железисто-кремнистых пород является сопряженное изменение железистости силикатов в зависимости от содержания магнетита. Минимальная железистость пироксенов зафиксирована в итабиритах, а максимальная — в безмагнетитовых таконитах.

Аналогичные тенденции в отношении положения в разрезе, наличия промежуточных по составу разновидностей, постепенных взаимопереходов, количественных соотношений силикатов, карбонатов и окислов железа, а также сопряженного изменения железистостей силикатов и карбонатов в зависимости от содержания магнетита установлены при переходе от силикатных и карбонатных разновидностей железисто-кремнистых пород к окисным в слабо метаморфизованных и, бесспорно, осадочных породах Криворожья (Пирогов, 1962) и Приднепровья (Ходюш, 1967). Поэтому логично считать, что сильно метаморфизованные таконiты (железисто-силикатные сланцы, эвлизиты) являются преобразованными карбонат-силикатными фациями железисто-кремнистой формации. Сейчас трудно оценить соотношение силикатов и карбонатов в исходных породах нынешних таконитов, поскольку высокотемпературные преобразования тех и других минералов приводят к формированию так называемых эвлизитовых ассоциаций. Изучение слабо метаморфизованных пород такого типа (Плаксенко, 1966; James, 1954) позволяет предполагать, что они сформировались в результате осаждения хемогенно-терригенного материала в сравнительно мелководных участках водного бассейна.

Оптимальной средой седиментации подобных образований принято считать восстановительную (James, 1954). Как показали Н. М. Страхов (1960) и Н. А. Плаксенко (1966), колебания кислородного потенциала зависели от концентрации органических веществ. Это согласуется с наиболее широким развитием таконитов в надрудных толщах приведенного разреза, где они переслаиваются с графитсодержащими гнейсами, в то время как в железорудных частях разреза, где графитоносных пород нет, железисто-кремнистые образования представлены, как правило, лишь окисно-закисными фациями — итабиритами. В результате изменения химического режима среды осадконакопления создавалась характерная аутигенно-минералогическая зональность, свойственная докембрийским железорудным толщам. В разрезах железорудных толщ Мариупольского района эта зональность выражается в чередовании силикат-магнетитовых и существенно силикатных итабиритов и таконитов, сменяющих друг друга по вертикали и отражающих изменение обстановки осадконакопления в конкретном участке докембрийского бассейна во времени. Приведенный выше разрез железорудных толщ Мариупольского района в некоторой мере подобен идеальному профилю слабо метаморфизованной железисто-кремнистой формации КМА (Плаксенко, 1966), ибо и в нем наиболее окисные и глубоководные фации (пироксен-магнетитовые итабириты) занимают центральное положение, а мелководные закисные, представленные таконитами, подстилают и перекрывают их. Проследить такую зональность в горизонтальном направлении из-за недостаточной обнаженности в Приазовье пока нельзя, хотя преобладание таконитов по р. Берде (западное крыло Мангушского синклинория) и относительно широкое развитие закисно-окисных пироксен-магнетитовых итабиритов в синхронных им отложениях восточного крыла Корсакского синклинория (месторождение Корсак-Могила) можно предварительно рассматривать как ее проявление.

Таким образом, можно констатировать, что интенсивные процессы

метаморфизма (гранулитовая фация) в общем случае заметно не изменили первичного седиментогенного или диагенетического отношения закисного и окисного железа в рассматриваемых породах. Изменения эти выразились главным образом в преобразовании минеральных ассоциаций в сторону более высокотемпературных — бескарбонатных и безводных. С высокой степенью метаморфизма связано лишь исчезновение слоистости высоких порядков в таконитах и широкополосчатых итабиритах, поскольку относительно высокое содержание воды в силикатах даже на уровне амфиболитовой фации способствовало процессам собирательной перекристаллизации и образованию более крупнозернистых пород. В породах с меньшим количеством силикатов (пироксен-магнетитовые итабириты), а значит и меньшим содержанием воды, как правило, сохраняется тонкая слоистость высоких порядков.

Ранее уже отмечалось, что характер разрезов железисто-кремнистых образований Мариупольского района позволяет выделить два типа железисто-кремнистых формаций, если под последними (Шацкий, 1965) понимать естественные парагенезисы горных пород. Проводившийся формационный анализ метаморфических толщ Приазовья (Жуков, 1972) определил формационные типы стратиграфических подразделений ранга свит и серий. Такой общий подход не позволил, однако, выявить отличительные черты железисто-кремнистых толщ Мариупольского района, которые выступали как «второстепенные, акцессорные формации» главной осадочно-вулканогенной формации. Поэтому представляется целесообразным определить формационные типы железисто-кремнистых образований непосредственно по породным парагенезисам выделенных выше продуктивных железорудных толщ, поскольку эти ассоциации наиболее конкретно и полно характеризуют специфические условия формирования железистых пачек на фоне весьма пестрых образований вмещающих их толщ. С этих позиций в мангушской свите можно выделить два типа железисто-кремнистых формаций. Первый тип отвечает парагенезисам железисто-кремнистых пород с амфиболитизированными двупироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами основного состава и соответствует средней железорудной толще верхнемангушской и нижнемангушской подсвит Северного, Демьяновского, Первомайского и Дзержинского участков. Эту формацию можно трактовать как железисто-кремнисто-метабазитовую (осадочно-вулканогенного типа), поскольку весьма вероятен вулканогенный генезис одного из главных компонентов ее — двупироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев. Детали доказательств первичной природы этих пород рассмотрены ранее (Глевасский, 1971, 1974). Здесь можно лишь заметить, что для выяснения первичной природы основных кристаллических сланцев было проведено сравнение характера распределения малых элементов в этих породах и в их петрохимических и возможных формационных аналогах из осадочных и осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита, генезис которых сомнений не вызывает — метабазитах Чертомлыка, доломитах и обломочно-карбонатных породах криворожской серии. Подобие средних содержаний малых элементов (Ti, Ni, Cu, Co и др.) в метабазитах и основных кристаллических сланцах позволило рассматривать последние как метаморфизованные базальтоиды.

Второй тип разреза железисто-кремнистых образований и соответственно формационный тип установлен на Юрьевском участке района (Каныгин, Зациха, 1969; Глевасский, 1974; Зарицкий, Каныгин, Кирикилица, 1974). Железисто-кремнистые образования ассоциируют здесь с кварцитами и глиноземистыми гнейсами, а кристаллические сланцы основного состава встречаются редко. Поскольку седиментогенный генезис кварцитов и глиноземистых гнейсов обычно сомнений не вызывает, формацию этого типа можно определить как железисто-кремнисто-кварцито-гнейсовую осадочного типа.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие (Н. П. Семененко) 5

Общая характеристика железисто-кремнистых формаций Украинского щита как железорудной базы (Н. П. Семененко) 7

Распространение и значение железисто-кремнистых формаций в истории формирования континентальной коры 7
Генезис и типы железисто-кремнистых формаций 8
Систематика железисто-кремнистых пород 10
Окисные гематитовые железисто-кремнистые породы 16
Окисно-закисные магнетитовые железисто-кремнистые породы 17
Богатые магнетитовые железисто-кремнистые джеспилиты 18
Средние окисно-закисные силикат-магнетитовые джесперы 20
Малорудные закисно-окисные магнетит-силикат-карбонатные джесперы 23
Бедные закисные магнетит-силикат-карбонатные джесперы 29
Железисто-кремнистые молекулярные отношения в железисто-кремнистых породах 32
Провинции железисто-кремнистых формаций Украинского щита 33

Конкско-Белозерская провинция (В. Д. Ладиева) 42

Конкский район 49
Веселянский участок 51
Кирпотинский участок 60
Юльевский участок 72
Промежуточный участок 73
Южный участок 73
Белозерский район 73
Северный участок 77
Южный участок 86
Западный участок 96

Базавлукская провинция (И. Н. Бордунов) 98
Сурский район (И. Н. Бордунов) 98

Геологическое строение Сурской железисто-кремнистой формации (98). Фациально-геохимические и промышленные типы железистых джесперов (102). Ритмичность железисто-кремнистых формаций (112). Петрохимическая систематика железисто-кремнистых пород (113).

Чертомлыкско-Соленовский район (В. Л. Бойко, В. В. Кутин) 114
Чертомлыкский железорудный участок 116

Характеристика полосчатой текстуры (123). Минеральный состав (136). Типы железистых пород и их петрохимическая характеристика (140).

Алексеевский железорудный участок 168
Характеристика Чертомлыкского месторождения железных руд 172
Обогатимость железных руд Чертомлыкского месторождения и перспективы их использования 174
Верховцевский район (О. М. Струева) 177
Геологическое строение 177
Типы железисто-кремнистых формаций, их положение в разрезе и распространение 181
Строение железисто-кремнистых формаций 184

Типы железисто-кремнистых пород и их петрохимическая характеристика (О. М. Струева) 191

Рудные железисто-кремнистые (окисно-закисные железисто-силикатно-кремнистые) породы (192). Малорудные железисто-кремнистые породы (199). Малорудные окисно-закисные железисто-силикатно-кремнистые породы (199). Малорудные окисно-закисные железисто-карбонатно-кремнистые породы (205). Нерудные железисто-кремнистые породы (209). Нерудные закисные железисто-силикатно-кремнистые породы (209). Нерудные закисные железисто-карбонатно-кремнистые породы (211).

Рудные минералы железисто-кремнистых пород (С. М. Рябоконь) 213

Провинции железисто-кремнистых формаций западной части Украинского щита (Н. И. Половко) 217

Белоцерковско-Володарская провинция (Н. М. Бондарева, В. С. Костюченко, Э. В. Мельничук, Н. И. Половко) 217
Володарский участок 221
Великолисовецкий участок 226
Белоцерковский участок 227
Завальевско-Ташлыкская провинция (В. Ф. Богатырев, Н. М. Бондарева, Г. И. Ионис, Н. И. Половко) 230
Савранский магнетитовый участок 234
Шамраевский магнетитовый участок 235
Грушковский магнетитовый участок 236
Новоселицкий магнетитовый участок 239
Молдовский магнетитовый участок 240
Емиловский магнетитовый участок 242
Секретарский магнетитовый участок 243
Минералого-петрографическая характеристика железистых пород 244

Орехово-Павлоградская железорудная провинция (Г. В. Жуков, В. Ф. Киктенко, Е. Н. Качанов, И. И. Могилевец) 253
Геологическое строение 254
Участки развития железисто-кремнистых формаций 259
Западный Новоданиловский участок 260
Восточный Новоданиловский участок 263
Новоандреевский участок 264
Васиновский участок 265
Терсянский участок 268
Рудопроявления северной части Орехово-Павлоградской провинции (Павлоградский и Терсянский районы) 271

Корсак-Стульневская железорудная провинция (Г. В. Жуков, И. Л. Андрущенко, В. П. Кривонос) 272
Геологическое строение 273
Участок Корсак-Могила 275
Участок Каменная Могила (Новоукраинский) 284
Участок Куксунгур 287
Инзовское проявление 296
Орловское проявление 297
Стульневский район 297
Гуляйпольский район 299

Восточно-Приазовская провинция (Е. Б. Глевасский) 305
Мариупольский район 307
Структурные особенности 307
Стратиграфия 310
Состав железисто-кремнистых образований 315

Краткая петрографическая характеристика (317). Петрохимическая характеристика (318). Метаморфизм железисто-кремнистых образований (322). Генезис и формационные типы железисто-кремнистых образований (323)

**Семененко Николай Пантелеймонович, Ладиева Виктория Даниловна,
Бордунов Иван Никифорович, Бойко Валентин Леонидович,
Кутин Вячеслав Владимирович, Струева Ольга Михайловна,
Рябоконь Савва Максимович, Бондарева Надежда Матвеевна,
Костюченко Владимир Сергеевич, Мельничук Эдуард Владимирович,
Половко Наталья Ивановна, Богатырев Вадим Филиппович,
Ионис Галина Исаевна, Жуков Георгий Викторович,
Киктенко Виктор Феодосиевич, Качанов Евгений Николаевич,
Могилевец Игорь Иванович, Андрущенко Иван Леонтиевич,
Кривонос Владимир Павлович, Глевасский Евгений Борисович**

ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ УКРАИНСКОГО ЩИТА
ТОМ 1

*Печатается по постановлению ученого совета
Института геохимии и физики минералов Академии наук УССР*

Редактор Н. Я. СОКОЛОВА
Оформление художника Б. И. БРОДСКОГО
Художественный редактор Г. И. МАЛИНКОВИЧ
Технический редактор А.М. КАПУСТИНА
Корректор Е. Н. ДУБАРЬ.

Информ. бланк № 1545
БФ 00705. Сдано в набор 29. 09. 1977. Подписано к печати 19.05.78. Формат 70×108 1/16. Бумага типогр. № 1. Лит. гарн. Выс. печ. Физ. печ. л. 20,5 + 1,0 вкл. Усл. печ. л. 30,1. Уч.-изд. л. 31,72. Тираж 850 экз. Заказ 7—2475. Цена 5 руб. 30 коп.
Издательство «Наукова думка». 252601. Киев. ГСП, Репина, 3.
Изготовлено Нестеровской городской типографией Львовского облполиграфиздата (г. Нестеров. ул. Горького, 8) с матриц Головного предприятия республиканского производственного объединения «Полиграфкнига» Госкомиздата УССР (г. Киев, Довженко, 3), зак. 4258.

3079

Э ПУБЛ. БО КОТ.

„НАУКОВА ДУМКА"