Л. Н. ФОРМОЗОВА

ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД ДОНЕМБРИЯ и их эволюция

L. N. FORMOZOVA

FORMATIONAL TYPES OF PRECAMBRIAN IRON ORES AND THEIR EVOLUTION

Transactions, vol. 250



PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

Moscow 1973

Л. Н. ФОРМОЗОВА

ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД ДОКЕМБРИЯ и их эволюция

Труды, вып. 250



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1973

Формационные типы железных руд докембрия и их эволюция. Формозова Л. Н. Труды Геологического института. Вып. 250. М., «Наука», 1973.

Сравнительное изучение железорудных формаций докембрия показало, что железистые кварциты не однотипная порода. Они образовывались в разное геологическое время в разных условиях и связаны с несколькими типами вулканогенно-осадочных формаций. Описано 8 формационных типов, обладающих характерными парагенезами пород и минеральным составом руд, изменявшихся в течение геологического времени от раннего архея до верхнего протерозоя.

Библ. 230 назв., иллюстраций 57, таблиц 50.

Редакционная коллегия:

академик А. В. Пейве (главный редактор), академик В. В. Меннер, Т. Г. Паэлова, П. П. Тимофеев

> Ответственный редактор И. В. Хворова

> > Editorial board:

Academician A. V. Peive (Editor-in-chief), Academician V. V. Menner, T. G. Pavlova, P. P. Timofeev

Responsible editor

1. V. Khvorova

ВВЕДЕНИЕ

Докембрийские железистые кварциты образовывались достаточно длительное время — около 2,5 млрд, лет. На протяжении этого времени типы руд менялись вместе с изменением формаций, с которыми они связаны. Эволюция железосодержащих формаций докембрия еще очень мало изучена, а типы формаций не выделены, хотя решение этих вопросов имеет большое теоретическое и практическое значение.

Железистые кварциты имеют некоторые общие черты, повторяющиеся на разных материках и в формациях различного возраста. В то же время они совсем не одинаковы. Сходство и различие железистых кварцитов, приуроченных к разным формациям, указаны в табл. 1.

В литературе существует более 16 терминов для обозначения железных руд докембрия:

железистые кварциты; железистые роговики (иногда просто роговики) железистые яшмы; джеспилиты: такониты; итабириты; железистые песчаники;

гематитовые яшмы;

магнетитовые кварциты; магнетитовые сланцы; ситцевая порода;

железняки;

слоистая железистая формация;

спекуляритовые сланцы;

якутинга;

железисто-кремнистый шифер: железисто-кремнистая формация.

Однако соотношения этих терминов совершенно неясны. Для упорядочения терминологии часто даются различные предложения в печати, а споры о генезисе железистых кварцитов ведутся уже около века.

Считается, что железистые кварциты формировались в море или океане, это доказывается отсутствием в них грубого кластического материала и характером вмещающих пород. Однако некоторые исследователи полагают, что железистые кварциты отложились в пресной воде озер и даже рек (Wagner, 1928; Wolnough, 1941; Hough, 1958; Gowett, 1966).

О железистых кварцитах докембрия существует огромная литература,

как русская, так и иностранная.

Впервые «вулканическую теорию» происхождения железистых кварцитов докембрия в районе оз. Верхнего предложили Фостер и Уитнэй еще в 1851 г. В дальнейшем эта теория была поддержана многочисленными исследователями (Winchell, 1893; Van Hise, Leith, 1911; Adams, 1911; Zapffe, Barrows, 1912; Collins a. o., 1926; Wagner, 1928; Aldrich, 1929; Percival, 1931; Leith a. o., 1935; Dunn, 1935, 1941; Tanton, 1950; Gruner, 1956; Geijer, 1957; Goodwin, 1962; Schmidt, 1963, и др.).

Осадочная теория генезиса железистых кварцитов в связи с процессами выветривания на континентах также имела немало последователей (Bäckstrem, 1904; Harder, Johanson, 1918; Grout, 1919; Gruner, 1922, 1926; Gill, 1927; Royce, 1936; Wolnough, 1941; James, 1951, 1952, 1954; Gowett, 1966, и другие ¹).

Кроме разных мнений о генезисе (об источнике железа и кремнезема и их переносе) существуют разногласия в вопросах о возрасте и

¹ Советские авторы, поддерживающие вулканическую или осадочную гипотезу образования железистых кварцитов докембрия, не упоминаются, так как они достаточно известны геологам.

Сходство Различне

- 1. Образование в геосинклинальных условиях.
- 2. Приуроченность к докембрию.
- Тонкая слоистость, обусловленная чэредованием железистых минералов и кремнезема.
- В архее всегда тесная связь с вулканизмом.
- 5. Взегда тесная связь с кремнеземом.
- 6. Первичные Fе-минералы всегда химический осадок.
- 7. Почти всегда присутствует углистографитовый материал.
- 8. Сходство процессов образования богатых руд из материнских железистых пород

- Этапы геосинклинального развития, к которым приурочены железистые кварциты, различны.
- 2. Вмещающие породы различны.
- 3. Характер бассейна и глубина осаждения железистых кварцитов различны. ¶
- В протерозое тесная связь с вулканизмом проявляется не всегда.
- Характер вулканизма, с которым связаны руды, различен.
- 6. Кластика не всегда присутствует.
- 7. Первичные рудные минералы различны.
- 8. Сульфиды и гриналит не всегда присутствуют.
- Сопутствующие марганцевые руды возникали преимущественно в карбонатных формациях.
- Оолитовые текстуры присутствуют в железистых кварцитах только с протерозоя.
- Железистые слои переслаиваются различным материалом, а не только кремнистым.
- Руды в настоящее время представлены многими типами в зависимости от связи их с той или иной формацией и от постседиментационных изменений

сопоставлении железосодержащих отложений в разных районах, об условиях образования богатых руд, а также по поводу многих других вопросов.

Особенно интересно разнообразие характеристик железистых кварцитов различного возраста в разных странах. Они ясно показывают, что железистые кварциты далеко не однотипны и могут быть грубо классифицированы на основании даже этих формулировок. Приведем некоторые из них.

Ван Хизе и О. Х. Лейт (Van Hise, Leith, 1911) — первичная железистая формация состоит из химически осажденного сидерита и кремнезема со значительным содержанием гриналита в отдельных местах (США).

С. Х. Лейт и Е. С. Хардер (Leith, Harder, 1911) — Eisenglimmerschiefer (итабирит) — фаза чистого гематита и фаза кварцита — переход от чистого кварцита к массивному гематиту, свободному от кварца. Если встречается известняк, то он часто ассоциирует с промышленным содержанием железа и марганца (Бразилия).

Ж. А. Данн (Dunn, 1935) — тонкослоистые яшмовые породы, состоящие из переслаивания гематита, яшмы и белого «cherty quartz», точно похожи на итабириты Бразилии, такониты оз. Верхнего и «calico rock» Южной Африки (Индия).

С. Х. Лейт, Р. Ж. Лунд и А. Лейт (Leith a. o., 1935) — такониты массивны и тонкослоисты, состоят из магнетита, кварца и богатых железом силикатов — миннесотоита, стильпномелана, гриналита (США, Канада).

С. А. Тайлор (Tylor, 1948) — во всем мире железистая формация состоит из железистых минералов: сидерита, гриналита и окиси железа, ассоциирующих с большим количеством кремнезема (США, Канада).

Х. Л. Джемс (James, 1954) — типичные тонкослоистые химические осадки с 15% и более железа осадочного происхождения, обычно, но не

обязательно содержащие прослои силицита (chert). Он же в другом месте: «Ни присутствие кремнезема, ни минералы железа не могут быть внесены в определение, так как это изменчивые факторы» (Северная Америка).

Ж. Л. Хуг (Hough, 1958) — слоистая железистая формация содержит

слои кремнезема (chert) и сидерита или гематита (везде).

А. М. Гудвин (Goodwin, 1962) — слоистые породы, состоящие из кремнезема и одного или более железистых минералов: сидерита, пири-

та, пирротина, магнетита, гематита (США, Канада).

Х. Ж. Померене и Ж. В. Дор (Pomerene, Dorr, 1964) — слоистая метаморфизованная окисная фация железистой формации, в которой первичный силицит или слои яшмы раскристаллизованы в гранулярный кварц, а железо присутствует в виде гематита, магнетита или мартита (Бразилия).

А. А. Илларионов (1965) — это крепкая тонкозернистая железистокварцевая метаморфизованная порода полосчатой текстуры, обусловленной чередованием рудных магнетитовых и гематитовых и безрудных

кварцевых прослойков (КМА).

Существуют и другие определения.

Не говорят ли эти формулировки о том, что железные руды докембрия неоднотипны и образовывались в разных условиях?

Систематизация и классификация железных руд предпринималась много раз крупными учеными, но почти всегда не удовлетворяла других исследователей (Launay de, 1913; Percival, 1931; Bateman, 1942, 1951; Landergren, 1948; Schneiderhöhn, 1955; Blondel, 1955; Шнейдерхен, 1958; Gross, 1965, 1968).

Чаще всего железистые кварциты докембрия попадали в один тип, и только Г. А. Гросс (Gross, 1965) в классификации руд США и Канады разделил их. Тип Альгома аналогичен описанному ниже Киватинскому типу формаций, а тип «Верхнего озера» сходен с Таконитовым типом. Однако это деление производилось только по сходству рудных отложений и связи их с вулканическими породами, без изучения рудовмещающих пород.

Как известно, железные руды широко развиты во всем мире и относятся к полиформационным образованиям. Целью настоящей работы является сравнительная характеристика вулканогенно-осадочных комплексов пород докембрия, содержащих железистые кварциты, и выделение их формационных типов.

Формационный анализ широко применяется в СССР для изучения

пород любого возраста, в том числе и докембрийских образований.

Джеспилитовые формации впервые выделил Н. С. Шатский (1954, 1955), отнеся их к зеленокаменному кремнистому ряду. На примере железистых кварцитов Карсакпая М. С. Марков (1959) уточнил и дополнил ряды формаций Н. С. Шатского, выделив Киватинский и Криворожский типы джеспилитовых формаций.

Вслед за ними украинские геологи: Н. П. Семененко (1955, 1959), Я. Н. Белевцев (1964, Белевцев, Фоменко, 1969), Н. А. Плаксенко (1966), Г. И. Каляев (1964, 1969), Г. В. Жуков (1962), В. Н. Котляр (1953, 1964) и другие выделяли «железисто-кремнистые» формации КМА и Украинского кристаллического массива. В последние годы были описаны джеспилитовые формации Карелии (Чернов, 1964; Чернов, Стенарь, 1961; Чернов и др., 1970) и Кольского полуострова (Горяинов, 1964, 1969). Однако выделением типов железистых формаций мира никто не занимался.

Несмотря на некоторое расхождение во взглядах на критерии выделения железосодержащих формаций, этот метод для изучения железистых кварцитов докембрия оказался наиболее рациональным и плодотворным.

В данной работе конкретные формации и типы формаций выделены в соответствии с определением создателей учения о геологических формациях Н. С. Шатского и Н. П. Хераскова.

Геологические формации — это естественные комплексы горных пород и сопутствующих им минеральных образований, отдельные члены которых (толщи; слои, пачки) тесно парагенетически связаны друг с другом как в пространственном, так и в возрастном отношении (Шатский, 1965, стр. 7; Херасков, 1967, стр. 13).

Постоянная закономерная повторяемость в разных местах парагенезов пород, с которыми связаны железистые кварциты, позволяет подойти
к выделению геологических формаций, содержащих руды. Н. П. Хераскою
(1967) подчеркивал, что именно парагенетические, а не генетические
связи должны быть положены в основу выделения и классификации
формаций, поскольку генезис пород, составляющих формацию, часто
бывает различным, а нередко и спорным. Границы формаций могут быть
резкими или постепенными и определяются по появлению новых парагенезов пород, т. е. сменой данной формации другими смежными формациями.

Термин «формационный тип», введенный Н. П. Херасковым, объединяет сходные конкретные формации независимо от их местонахождения и возраста. Изучение формаций и их типов необходимо для решения многих спорных вопросов тектоники и геологии вообще (Херасков, 1967, стр. 18).

На основании изложенного в настоящей работе выделены не «железорудные формации» докембрия в узком понимании иностранных авторов и немногих советских ученых, которые употребляют этот термин только для определения самого рудного горизонта или пород с повышенным содержанием железа. Речь идет о геологических формациях докембрия, содержащих железные руды, причем сравнительное изучение конкретных формаций и сходство парагенезов пород в разных районах дают основание для объединения их в один формационный тип.

Необходимо отметить, что часто встречающийся перевод термина «banded iron formation» как «полосчатая железорудная формация» неверен по существу. Во многих иностранных работах показано различие между материнской (первичной) «слоистой железистой формацией» и железной рудой, образовавшейся позднее из первичных (protore, host) пород в процессе их изменения. Эта первичная порода слоиста (объемно), а не полосчата, состоит из переслаивания различных по составу слоев, а не полос. Только в некоторых случаях «железистая формация» первично богата железом (например, в Бразилии), чаще она должна быть подвергнута обогащению, и не случайно термин «banded iron formation» не содержит слова «оге» (руда).

Относительно абсолютного возраста формаций необходимо сделать специальную оговорку. Несмотря на повышенный интерес в последние годы к абсолютному возрасту древних пород, все же полученных определений еще недостаточно для уверенной корреляции докембрийских отложений и формаций в разных странах. Кроме того, цифры определений пестрые, а критерии проведения границ стратиграфических подразделений все еще очень разноречивы. Некоторые исследователи склонны «омолаживать» отложения и их положение в разрезе, другие — «удревнять» их. Примером могут служить данные, приведенные в табл. 2.

В связи с таким нечетким определением границ архея и протерозоя, а также подразделений последнего абсолютный возраст формаций по возможности указывается, но не является в этой работе первостепенным фактором.

Типы формаций выделяются: по парагенезам пород (парагенетическим связям, Шатский, 1965), характерным типам железных руд, определенному строению и последовательности руд и вмещающих пород.

По заключению комиссии 1963 г., млн. лет	А. М ко	\. Семих кной час щита),	атов, 19 ги Кана, млрд. л	дского		A. I	i. Tyr	арино	в и Г. В. Войткевич, 1970,	млн, лет		л. и. С	Салоп, 1970, млн. лет	r
		верхний						ний	Верхний рифей	650±50		Эокембрий Эпипротозой	620	Продолжи- тельность
		ве 0,95± 0,15	<u>و</u>		верхний	0300	ій + верхний	Средний рифей	1000±100	ноє		1000	400	
Средний прстерозой, 1600—1900	30Й	средний	Верхний до	Кивино		Be	OTEP	средний	Нижний рифей	1400±100 KZ	Z	протерозой протозой 1600 Нижний нео- 3	600 300 900	
	OTEPO	1,7± 0,15	1,7		БРИЙ	средний	ПР	нижний	Преимущественно фундамент платформ	1900±100	030Й		протозой 1900	
	О П Р	<u> </u>	докембрий		KEM	3	-	<u> </u>	Преимущественно древние ядра щитов	2600±100 3000±100	TEP (Средний протерозой	1 1 1 2600	700
Нижний протерозой, 1900—2600		ұинжин 2,5± 0,15	Средний докем	Анимики	ДОІ	нижний	:	r × E Z	древние ядра щитов	3500±150	ПРО	Нижний протерозой	2800	900
Архей, 2600—3500	APXEÄ		Нижний докембрий	Кива- Диккин- тин Сон			1	AF			Архейский эон	Архей	~3500	? `

Повторяемость парагенезов пород и характерных черт формаций в разных районах закономерна и указывает на условия образования данного типа формаций. Границы формаций определяются не по возрасту и стратиграфическим соотношениям, а по смене парагенеза пород, изменению их литологии и по перерывам в отложениях (Шатский, 1960; 1965; Херасков, 1967).

В докембрии развиты не только железистые кварциты. Древние руды представлены мощными массивными гематит-магнетитовыми телами типа Кируна. В нижнем протерозое встречаются колломорфные гетит-гематитовые руды, а в верхнем протерозое — оолитовые руды, внешие очень похожие на оолитовые руды ордовика, юры или олигоцена. Однако основная масса докембрийских руд заключена в железистых кварцитах.

В настоящей работе выделены восемь типов формаций докембрия, содержащих железные руды: Киватинский, тип Кируна, Лептитовый, Тимискаминг, Криворожский, Итабиритовый, Таконитовый и Оолитовый (см. табл. 49). В табл. 49 рядом с названиями этих типов приведены общепринятые обозначения формаций по главным членам парагенеза. Киватинский тип объединяет вулканогенно-кремнистые формации, тип Кируна — порфиро-лептитовые, Лептитовый — туфо-сланцевые и т. д.

При дальнейшем изучении будут, вероятно, описаны новые типы формаций и новые конкретные формации, а также переходные типы, которые и сейчас встречаются в среднем и верхнем протерозое.

При сравнительном изучении железосодержащих формаций главное внимание уделялось наименее метаморфизованным отложениям, состаз которых более близок первоначальному. Однако во многих случаях и значительно измененные породы, и руды докембрия сохранили реликты первичных признаков отложений: например, подушечные лавы серии Киватин (Канада) или первичные, бедные железом слоистые силикат-карбонатные такониты и оолитовые слои п-ова Лабрадор и района оз. Верхнего. Процессы изменения минерального состава руд и их обогащения, связанные с метаморфизмом и последующим выветриванием, в этой работе рассматриваться не будут.

В связи с большим количеством терминов, употребляемых в литературе по железистым кварцитам докембрия, необходимо объяснить те из них, которые упоминаются в этой работе.

Термин «слоистая железистая формация» во избежание путаницы здесь употребляться не будет. Выражение «железистые кварциты» встречается в работе постоянно и применяется как общий термин и для сравнительно богатых промышленных разностей, и для бедных, возможно, перспективных. Термин «джеспилиты» употребляется редко для метаморфизованных пород, состоящих из сланцеватого темного гематита и красной яшмы, описанных в других работах под этим термином. «Железистые», «спекуляритовые» или «магнетитовые» песчаники, сланцы, яшмы употребляются в прямом значении для этих пород.

Термины «итабириты» и «такониты» применяются только для характерных железистых пород, встречающихся в районах развития Итабиритовой и Таконитовой формаций. Значение этих терминов указано в главах V и VI (Van Hise, Leith, 1911; Leith a. o., 1935; Pomerene, Dorr, 1964).

Термин «силицит» (chert) употребляется для некластической микроили криптокристаллической кремнистой хемогенной составляющей части в слабо метаморфизованных железистых кварцитах. Согласно исследованиям В. Е. Смита (Smith, 1960) и других авторов, это халцедон, обладающий некоторыми аномальными оптическими свойствами, связанными с жидкими выполнениями многочисленных субмикроскопических полостей размером от 0,02 до 0,28 мк (Midley, 1951). Описаны многочисленные разности силицитов от пелитоморфных до гранулярных, сферолитовых и других.

Глава первая

КИВАТИНСКИЙ ТИП

(вулканогенно-кремнистые формации)

1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Впервые вулканогенно-кремнистые формации были выделены Н. С. Шатским (1954, 1955, 1965). Для послерифейского времени он описал несколько рядов таких формаций, в том числе «зеленокаменно-кремнистый ряд», вулканогенные компоненты которого представлены главным образом породами спилито-кератофирового и диабазо-порфиритового состава.

В докембрии Н. С. Шатский выделил гомологичный зеленокаменнокремнистому ряду «джеспилитовый ряд формаций», характерные породы которого — железистые кварциты — в раннем докембрии тесно связаны с вулканическими породами основного и среднего состава.

При изучении железистых кварцитов Карсакпайского синклинория М. С. Марков (1959) выделил в джеспилитовом ряду формацию Киватинского типа, образовавшуюся близ центров вулканической деятель-

ности, и формацию Криворожского типа, удаленную от них.

По существу зеленокаменную формацию Шатского и Киватинскую М. С. Маркова можно считать аналогичными. Обе формации типично вулканогенные и имеют близкий парагенез пород. М. С. Марков (1959, стр. 241) отмечал, что Киватинская формация в Карсакпайском районе образовалась одновременно с зеленокаменной, но руды этой формации отлагались вблизи вулканических пород на склонах поднятий в геосинклинальных прогибах. Сравнительное изучение железистых кварцитов архея показало, что и в других районах развития формации наступали краткие периоды затухания вулканизма, позволяющие отлагаться линзам железистых кварцитов. М. С. Марков сравнивает формацию Карсакпайского района с комплексом пород районов оз. Вермильон (США) и Мичипикотен (Канада) и считает их сходными.

Вулканогенно-кремнистая формация была описана также Н. П. Семененко, который считал, что железистые кварциты раннего докембрия Украины отлагались в прямой связи с вулканическими проявлениями (Семененко, 1955, 1959). Железистые кварциты метабазитовой серип Украинского массива, а также обоянская и михайловская серии КМА образовались в тех же условиях, что и породы Киватинского типа Карсакпайского синклинория.

Разрабатывая классификацию железных руд, Г. А. Гросс (Gross, 1965) называл самый древний тип железистых кварцитов, тесно связанный с различно метаморфизованными вулканическими породами эвгеосинклиналей, типом Альгома. Он отмечал, что «не мелководные» железные руды типа Альгома распространены почти во всех раннедокембрийских поясах на Канадском щите.

Характерно, что, начиная с раннеархейского времени и до нижнего протерозоя включительно, во многих странах формировались аналогичные вулканогенные формации, содержащие железистые кварциты. Они

развиты в СССР (Украинский массив, КМА, Карсакпай, Южный Урал — Тараташский массив), в Канаде, США, Индии, Западной Австралии (районы Пилбора и Олари), Финляндии, Африке и в других местах.

Типичный представитель формации Киватинского типа — это породы серии Киватин в железорудных районах Мичипикотен в Канаде и Вермильон в США. В связи с этим для древнейших вулканогенных формаций

целесообразно сохранить название «Киватинский тип».

Формации этого типа сложены мощной серией зеленокаменных пород, которые представляют собою главным образом измененные базальты, диабазы и андезиты, а также туфы и агломераты основного состава, с подчиненным количеством кислых эффузивов и туфов — риолитов, дацитов и трахитов (Мазарович, 1951—1952; Wilson, 1956, 1958; Марков. 1962; Павловский, 1962; Уильсон, 1968). Обращает внимание крайнее разнообразие состава вулканических пород. В районах развития формаций Киватинского типа отмечены вулканические породы от основных до сильно кислых, причем количество последних увеличивается вверх по разрезу.

Интересно, что слои и линзы железистых кварцитов связаны пре-

имущественно с основными или средними лавами и туфами.

Вулканические породы формаций Киватинского типа обычно обогащены железом, марганцем и карбонатами, но имеют недостаток щелочей (Goodwin, 1962).

Отмечалось, что карбонатизация основных лав и туфов характерна для районов вулканизма с большим выходом углекислого газа из очагов извержений. Кроме того, необходимо учитывать насыщенность докембрийской атмосферы углекислым газом (MacGregor, 1951; Rubey, 1951).

В формациях Киватинского типа мало осадочных пород, они во всех случаях развиты в подчиненном количестве. Некоторые прослои зеленых сланцев представляют собой измененные туфы и пеплы. Встречаются яшмы, кварциты, кремнистые, хлоритовые, карбонатные и графитовые сланцы, а иногда небольшие прослои мраморов и граувакк. Наблюдаются взаимные переходы вулканических и осадочных пород. Те и другие прорваны крупными интрузиями и дайками гранитов.

Формации Киватинского типа во всех странах образовывались на самых ранних этапах геологического развития земной коры. В тектоническом отношении это время соответствовало переходу от своеобразного «пластичного» состояния земной коры к более стабильному, когда впервые начали намечаться протогеосинклинальные системы или троги (Wilson, 1956; Марков, 1962; Павловский, 1962). Указанные авторы считают характерным для архея Канады преобладание пологих структур, куполов и амебообразных складок. Линейные структуры в это время возникали только вдоль крупных разломов.

Присутствие формаций Киватинского типа с железистыми кварцитами почти на всех континентах свидетельствует о близком строении зем-

ной коры в раннем докембрии в разных частях нашей планеты.

Кроме хорошо изученных районов развития формаций Киватинского типа в раннем докембрии имеются и мало изученные районы их распространения, а также формации более молодого возраста, но сходные по парагенезу пород. Карсакпайская формация Киватинского типа, описанная М. С. Марковым (1959), моложе большинства сходных формаций в других странах и относится к нижнему протерозою.

Однако выше уже отмечалось, что к одному типу формаций относятся естественные комплексы пород, связанные определенными условиями образования и сходным парагенезом, но занимающие одинаковое или различное стратиграфическое положение.

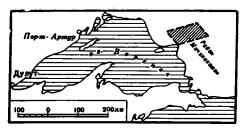
Если прослеживать время образования формаций Киватинского типа, содержащих железистые кварциты, то можно установить, что они образовывались на протяжении более 1,5 млрд. лет (от 2100 по 3600 млн. лет).

А. И. Тугаринов и Г. В. Войткевич (1966) считали даже, что такие формации могли формироваться в интервале времени от 1560 по 3320 млн. лет, т. е. на протяжении более чем 1,7 млрд. лет. В районе КМА и на Украинском щите абсолютный возраст пород и руд Киватинской формации колеблется от 2700 до 3630 млн. лет (Семененко, 1961, 1970). Абсолютный возраст магнетитовых кварцитов в гнейсах Кольского полуострова определен в 3200—3600 млн. лет, а булаваянской системы с железными рудами в Южной Африке — более 3000 млн. лет. Серия Калгурли с железистыми кварцитами в районах Пилбора и Олари в Западной Австралии имеет абсолютный возраст 2700—2800 млн. лет. Для пород железорудного месторождения Читалдург в Индии получена цифра 2900 млн. лет. Абсолютный возраст Киватинской формации в США более 2500—2700 млн. лет. Породы тараташской свиты на Южном Урале формировались за время 2100—2650 млн. лет 1.

2. КАНАДА И США

Вулканогенно-кремнистые формации Киватинского типа в Канаде известны в провинциях Квебек и Онтарио. Они хорошо изучены в районах развития железистых кварцитов: Мичипикотен, Бетчавана к северовостоку и востоку от оз. Верхнего, Рейни-Лайк и Метевин — к северозападу и северу от него. Наиболее хорошо изучен район Мичипикотен (Collins a. o., 1926; Leith a. o., 1935; Bruce, 1945; Moore, 1948; Goodwin, 1962; Gross, 1965, и др., фиг. 1).

Фиг. 1. Положение железорудного района Мичипикотен на северо-восточном берегу оз. Верхнего, Канада (Goodwin, 1962)



В США типичным представителем этого типа формаций является район оз. Вермильон (штат Миннесота). Л. И. Салоп (1970) считает, что Киватинский тип формаций характерен только для раннего докембрия, т. е. для ранней «пермобильной стадии» истории планеты. Согласно этому автору, абсолютный возраст пород архея (при высоком геотермическом градиенте и всеобщей тектонической подвижности земной коры) более 3000 млн. лет.

А. И. Тугаринов и Г. В. Войткевич (1966) определили возраст зеленокаменных пород толщи Киватин в 2500—2650 млн. лет. Возраст лаврентьевских гранитов, прорывающих серию Киватин и ее аналоги, определяется в 2500±100 млн. лет. Л. И. Салоп (1970) считает эти цифры «омоложенными». Так или иначе, только этот древнейший тип формаций содержит линзы железистых кварцитов среди мощной серии лав и туфов, интрудированных лаврентьевскими гранитами.

Руды обычно залегают на вулканических породах в верхней части серии Киватин (США, Канада). В литературе часто отмечалось, что железистые кварциты, тесно связанные с вулканическими породами, линзовидны, прерывисты и маломощны. Считалось, что богатые промыш-

¹ Цифры абсолютного возраста приведены здесь по монографиям А. И. Тугаринова и Г. В. Войткевича (1966, 1970), по книге «Геохронология докембрия» (1970), по статье Л. И. Салопа (1970) и по книгам многих иностранных авторов.

ленные руды имеются только в Вермильоне (США). Однако это относится именно к богатым будам, измененным и образовавшимся в результате выноса SiO_2 , нового привноса железа и его перераспределения. Первичные же слоистые бедные железом осадки развиты широко, многопластовы, имеют мощность от 50 до 250 м и прослеживаются на много миль в длину (до 200 км).

Руды содержат до 4% марганца, уран, медь, золото и редкие эле-

менты.

а) РАЙОН МИЧИПИКОТЕН (КАНАДА)

В Канаде — на западе провинции Квебек и на северо-востоке провинции Онтарио — раннеархейские вулканогенные породы серии Киватин распространены в виде отдельных пятен или полос, вытянутых в широтном или северо-восточном направлении, среди огромных полей различных по возрасту докембрийских гранитов и других интрузивных пород. Для района Мичипикотен (северо-восточный берег оз. Верхнего), М. Е. Уилсон (Wilson, 1956) приводит следующую последовательность образования пород докембрия (табл. 3).

Таблица З Породы района Мичипикотен в субпровинции Тимискаминг

Протерозой (поздний докембрий) Оливиновые габбро-диабазы. Кварцевые габбро-диабазы. Интрузивный контакт. Граниты, гранодиориты, сиениты. Гранито-гнейсы. «Группа Дорэ» — конгломераты, аркозы, граувакки, железистые лавы и туфы. Породы, сходные с киватинскими. Железорудная формация и сланцы

В районе Мичипикотен находится несколько крупных железорудных месторождений (фиг. 2). В основании железистых пород залегают разнообразные вулканические породы: андезитовые и базальтовые лавы с подушечными отдельностями до 0,7—1 м в диаметре, вулканические брекчии, мощность которых достигает местами 1700 м, и не менее мощные толщи фельзитовой пирокластики с вулканическими бомбами. В меньшем количестве встречаются дациты, риолиты и кварцевые порфиры (мощностью до 170 м). Такое разнообразие пород, по А. М. Гудвину (Goodwin, 1962), обусловлено одновременным существованием многочисленных вулканов, различавшихся по интенсивности и длительности извержений, а также по составу вулканических продуктов. Преобладал вулканизм взрывного типа, сопровождавшийся сильной и продолжительной фумарольной деятельностью. Выделение фумарольных газов подтверждается многочисленными включениями газовых пузырьков в кристаллах кварца.

Все вулканические породы обогащены железом и марганцем, но бедны щелочами. Они явно подводно-морские и глубоководные, но быстрая смена мощностей и состава пород, а также появление местами туфов с волнистой слоистостью и graded bedding указывают на неровный вулканический рельеф дна и на существование отдельных мелководных участков.

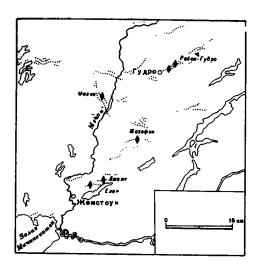
Среди вулканических пород в небольшом количестве присутствуюг осадочные: сланцы, филлиты, граувакки, яшмы и редко мраморы.

Они залегают невыдержанными линзообразными горизонтами, быстро переходят по простиранию друг в друга и сменяются лавами.

Мощность вулканогенной толщи в районе, по данным разных авторов, $8-10 \ \kappa M$, протяжение $6-7 \ \kappa M$.

Первые небольшие линзы железистых кварцитов, тесно связанные взаимными переходами с вулканическими породами, залегают стратиграфически ниже главных железорудных горизонтов (так называемой формации Елен) на 1000—3000 м. Эти нижние рудные горизонты лежат на основных лавах, а покрываются фельзитовыми туфами.

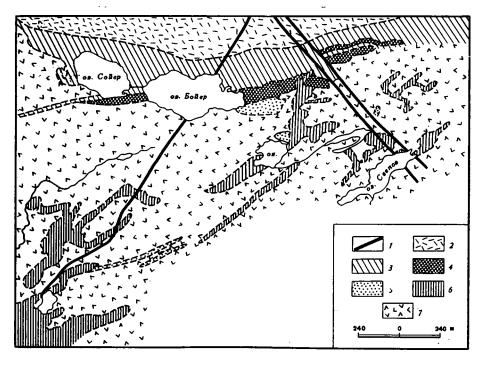
Главный рудный горизонт, состоящий из прерывистых слоев и линз, залегает согласно на измененных основных эффузивах, а местами на черных графитистых и карбонатизированных туфах (шальштейнах; фиг. 3, 4). Множество мелких даек в лавах и туфах подходят к подошве рудных тел. В самих рудах также есть прослои вулканических пород.

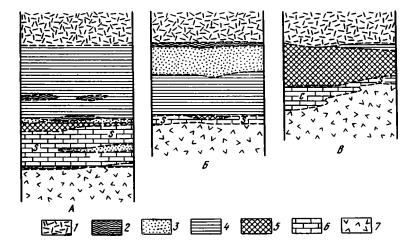


Фиг. 2. Распространение железистых кварцитов в районе Мичипикотен и размещение рудников. Точками показано расположение железистых кварцитов, ромбами — рудников (Gross, 1968)

Фиг. 3. Геологическая карта района Елен в Онтарио, показывающая отношение железистых кварцитов к вулканическим породам (Goodwin, 1962)

1 — диабазы; 2 — андезитовые лавы; 3 — слоистый силицит (chert); 4 — сидериг и пирит; 5 — кварцевые порфиры; 6 — диориты, частично сильно карбонатизированные; 7 — риолит-дацитовые туфы, брекчни и лавы

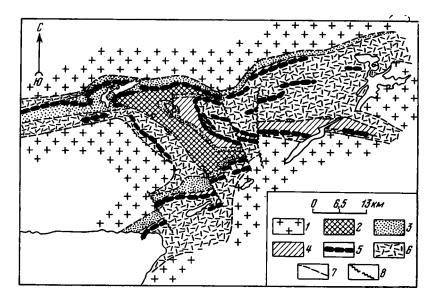




Фиг. 4. Поперечные разрезы через район Мичипикотен (A — район Елен, B — район Годан, B — район Гудро), показывающие стратиграфические соотношения пород (Goodwin, 1962)

I — андезитовые лавы; 2 — графитовый халцедон; 3 — гранулярный халцедон; 4 — слоистый силициг; 5 — пирит; 6 — карбонаты: S — сидерит, C — известняк; 7 — риолит-дацитовые туфы, брекчии, давы

Железистые кварциты прослеживаются на 2 км и имеют мощности от 120 до 380 м. Они представлены то правильно слоистыми разностями, то рудными брекчиями или конгломератами, что объясняется отложением руд то в глубоких впадинах со спокойной водой, то на подводных конусах, сложенных пирокластическими породами, то на склонах крупных поднятий вулканического рельефа. Образование рудных брекчий связано с повторными извержениями, нарушавшими первоначальную слоистость рудоносных отложений.



Фиг. 5. Геологическая карта района Мичипикотен, показывающая распределение и взаимоотношение вулканических и осадочных пород и руд (Goodwin, 1962)

1— граниты; 2— верхние вулканиты; 3— осадочные породы Доре; 4— средние вулканиты; 5— железистые кварциты; 6— нижние вулканиты; 7— геологический контакт; 8— нарушения

Многие авторы, ссылаясь на Х. Л. Джемса (James, 1954), выделяют в рудах района Мичипикотен четыре фации отложений нормального шельфа: окисную, карбонатную, силикатную и сульфидную. Однако присутствие этих фаций и быстрая их смена обусловлены не отложениями шельфа, а тем, что руды отлагались на неровном вулканическом рельефе морского дна. Минералы железа образовывались под влиянием условий, созданных изменением значений t°, Еh и рН при смене лав и туфов различной основности. Прежде всего в восстановительных условиях осаждались тонкие слои илисто-кремнистого осадка, карбонаты и силикаты железа, пирит, углистый материал, магнетит. Гематитовые руды и яшмы образовывались в окислительной обстановке близ очагов вулканизма.

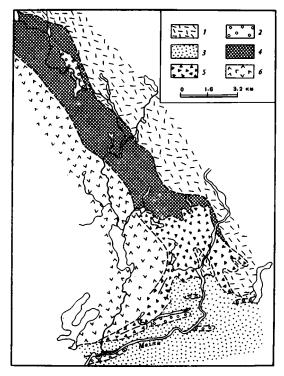
А. М. Гудвин (Goodwin, 1962) выделяет в рудах «Елен» две фации, называя их вулканогенной и осадочной. Вулканогенная фация состоит из переслаивания и чередования кремнистых слоев со слоями, сложенными закисными минералами железа: пирита, сидерита, магнетита (иногда ферродоломита, анкерита). В ней всегда присутствует много графита (см. фиг. 4). Слоистость часто бывает неправильной, обрывающейся, со сжатиями и раздувами. Переход между слоями постепенный. Мощность пачек сидерита, протягивающихся по простиранию на 2 км, достигает 130 м.

Осадочная рудная фация состоит из слоев белого силицита, магнетита, гематита и красной яшмы, мощностью до 330 м; сидерита и пирита в этой фации мало. Она приурочена к контакту вулканических пород разной основности. Несколько рудных слоев разделены серицитовыми и хлорит-карбонатными сланцами и граувакками. В этой фации контакты кремнистых слоев с другими составляющими всегда резкие, в противоположность постепенным переходам в вулканогенной фации (Goodwin, 1962).

Многие авторы отмечают трехчленное деление рудного горизонта. Вверху переслаиваются яшмы, кремнистые карбонатные породы, суль-

фиды железа с прослоями (до 10 м) черных карбонатных глин. Мощность этой части рудного тела 70—270 м. Средняя часть состоит из пирита и пирротина. В Гудро мощность этой зоны достигает 40 м, в Бетти-Лайк увеличивается до 70 м, а на востоке района уменьшается до 5—10 м. Внизу залегает толща карбонатных пород мощностью до 130 м (сидерит, анкерит, ферродоломит с небольшой примесью кальцита). Прослои сидерита массивны, неслоисты и только присутствие

Фиг. 6. Геологическая карта района оз. Кетфиш, показывающая соотношение вулканических пород и осадочных пород группы Доре в формации Киватинского типа



^{1 —} андезитовые лавы;

^{2 —} конгломераты;

^{3 —} сланцы и граувакки;

^{4 —} риолит-дацит-андезитовые брекчии;

^{5 —} риолитовые брекчии;

^{6 —} дацит-андезитовые туфы и лавы

пирита или халцедона образует ясную слоистость в сидеритах. Весь главный рудный горизонт имеет мощность от 120 до 380 м (Tanton, 1948).

Рудоносная толща Елен перекрывается андезитовыми или диабазовыми лавами, среди которых в небольшом количестве встречаются дациты и риолиты; иногда они вообще отсутствуют. Отмечены также риолитовые туфы, обычно маломощные, но в районе Мегпи мощность их достигает 700 м, протяженность 3 км.

Еще выше по разрезу залегают осадочные породы «группы Доре», состоящие в нижней части из вулканических брекчий, конгломератов с обломками вулканических пород и граувакк; в небольшом количестве встречены кварциты, аркозы, аргиллиты и сланцы (фиг. 5, 6). Верхняя часть «группы Доре» состоит из основных и средних лав и туфов. В районе Кебенунг-Жозефин они достигают 2400 м мощности и интенсивно карбонатизированы. В этой толще встречаются железистые кварциты такого же типа, как в нижележащих породах горизонта «Елен». Богатые измененные железистые кварциты после удаления кремнезема и карбонатов состоят из магнетита и гематита. Однако довольно мощные руды, сложенные чередованием слоев силицита, со слоями сидерита и пирита, еще сохранились в некоторых местах. Сахаровидный перекристаллизованный силицит всегда имеет более крупные кристаллы, чем сидерит.

Образование слоистых железистых кварцитов ясно связано с вулканическими породами преимущественно основного состава и длительной фумарольной деятельностью, с большим количеством рудоносных газов и высокой их температурой. Район Мичипикотен является хорошим примером формации Киватинского типа и возникновения руд в подобных условиях в других районах оз. Верхнего и в других странах. Быстро формирующиеся богатые железистые кварциты, одновременные отложению вулканических пород, залегают на лавах или на сильно карбонатизированных туфах (шальштейнах). Такие руды встречаются и в более молодых формациях (в районах Лан-Дилль и Гарца). Подобно рудам Мичипикотен, в них наблюдается быстрая смена фаций и мощностей. При смене состава вулканических пород от основного к более кислому возникают пиритовые руды и увеличивается кремнистость.

Мощность формации Киватинского типа в районе Мичипикотен около 11 км.

б) РАЙОН ОЗЕРА ВЕРМИЛЬОН (США)

В районе оз. Вермильон (штат Миннесота) на значительной площади к западу от оз. Верхнего развиты сложно дислоцированные и метаморфизованные породы серии Киватин. Они делятся на две свиты: нижнюю — Эли и верхнюю — Соудан, к последней и приурочены железные руды. Стратиграфические соотношения между свитами не вполне ясны. Иногда свиту Соудан рассматривают как фацию верхней части свиты Эли, поскольку в некоторых разрезах породы их переслаиваются. Серия Киватин в этом районе прорывается гранитами, возраст которых 2,7— 3 млрд. лет (Cloud a. о., 1965). Следовательно, обе свиты этой серии древнее и относятся к нижнему архею.

Свита Эли представляет собой мощную толщу метаморфизованных андезит-базальтовых и диабазовых лав, сохранивших местами подушечные отдельности, миндалекаменные, офитовые и порфировые структуры. Массы туфов того же состава переслаиваются с железистыми кварцитами и переходят в них по простиранию. Кислые вулканические породы встречаются редко, однако отмечены дацитовые лавы и риолитовые туфы. Часты карбонатизированные и серицитизированные туфы мощностью до 265 м, переслоенные яшмой или светлым халцедонолитом, а также хлоритизированными аргиллитами, которые первично были пеплами. Осадочных пород в районе очень мало. Железистые кварциты за-

легают невыдержанными линзами на диабазах в верхней части сериз Киватин. Они переслаиваются с вулканическими породами, яшмой, темными кремнистыми сланцами, реже мраморами. Рудная зона состойт из неправильного чередования магнетита, гематита, кварца и амфибола.

В районе хр. Вермильон на диабазах залегает черная брекчированная кремнисто-железистая порода. Выше располагается черная компактная руда, состоящая из переслаивания темно-серых или черных слоев магнетита с амфиболитом и кремнистым сланцем. Еще выше лежат светлые кварциты или полосчатые кремнистые сланцы со слоями ожелезненной яшмы, красного или коричневого гематита и спекулярита. Разрез заканчивается чередованием магнетита с белым халцедоном или раскристаллизованным кварцем и светло-серым сидеритом (Bruce, 1945). По простиранию руды переходят в графитово-пиритовые сланцы, а повышенное количество углерода и пирита отмечается во всех породах формации. Черные графитово-пиритовые породы содержат 20—24% органического углерода, а в шариках пирита найдены микроструктуры, возможно, органического происхождения. В районе оз. Вермильон руды имеют промышленное значение (Fe-20-40%). Почти половина железа присутствует в виде магнетита. Несмотря на сильный метаморфизм, руды очень мелкозернистые.

Ж. В. Грюнер (Gruner, 1926) отмечает, что гематит и магнетит постоянно встречаются вместе и образовались одновременно. Зерна этих минералов никогда не секут друг друга, но иногда взаимно прорастают или мелкие зерна гематита находятся внутри более крупных зерен магнетита. Чаще всего очень мелкозернистый гематит окружает октаэдры магнетита. В яшмовых слоях также присутствуют оба минерала. В черных яшмах содержится больше мелких октаэдров магнетита, в красных преобладает порошкообразный гематит.

Как и в районе Мичипикотен, для формации Киватинского типа в районе Вермильон характерны непосредственная связь руд преимущественно с основными эффузивами и туфами, а также наличие пород, указывающих на повторные извержения при осаждении очень тонкого хемогенного материала. Сравнительно глубоководные и спокойные условия при отложении железистых пород не допускали образования оолитов и гранул, но способствовали отложению первичных рудных компонентов в виде переслаивания сидерита и пирита с магнетитом и кремнеземом, а в окислительной зоне — гематита.

3. ФИНЛЯНДИЯ

Наиболее крупные месторождения железистых кварцитов находятся на севере страны в Финской Лапландии. Руды месторождения Порконен-Пахтавара принадлежат так называемому гнейсовому комплексу основания и относятся к архею. Вмещающие породы имеют возраст 2500—2800 млн. лет. Эта древнейшая формация Финляндии метаморфизована, породы ее сильно складчаты и нарушены сбросами, поэтому происхождение первичных пород вызывает много споров.

В области Китила развиты преимущественно зеленокаменные породы, гомогенные плотные или сланцеватые. Главным образом это были основные вулканические породы, в небольшом количестве ультраосновные и очень немного кислых разностей. Спилиты, местами с подушечной структурой, относятся к подводно-морским вулканическим породам (Hackman, 1925; Miccola, 1945, и др.). В районе Порконен-Пахтавара преобладают альбит-хлоритовые зеленокаменные породы, содержащие карбонаты, но развиты также и альбит-амфиболовые. В Питсломакуру (у Порконена) развиты доломиты, содержащие сидерит и богатые альбитом. Встречаются туфогенные сланцы и филлиты.

Железистые кварциты Порконен-Пахтавара образуют две параллельные меридиональные полосы. Кроме нескольких месторождений имеется 100 мелких рудопроявлений. Полосчатые кварциты состоят из чередования темных богатых железом слоев и более светлых кремнистых слоев мощностью около 2 см каждый. Иногда встречаются брекчии темно-коричневого цвета со светлыми обломками кварцитов, образовавшиеся, вероятно, при повторных извержениях. Богатые руды от светло-серого до темно-серого или черного цвета встречаются среди красных яшм и наиболее чистых гематитовых кварцитов. Магнетит представлен хорошо развитыми октаэдрами. Сидерит найден в очень небольшом количестве. Имеются также богатые железом хлориты, апатит и барандит. Рудные минералы образуют две ассоциации: первая — гематит, барандит, сидерит и другие карбонаты; вторая — магнетит и апатит; однако они часто образуют смеси.

Железистые кварциты подстилаются зеленокаменными породами с довольно резкой границей, а в некоторых случаях филлитами. По С. Кайтаро (Kaitaro, 1949), терригенные кластические породы отсутствуют. Слоистость железистых кварцитов всеми исследователями признается первичной, так же как и поступление кремнезема вместе с вулканогенными эманациями. Железо поступало с богатыми им вулканическими газами и растворами и осаждалось в виде окиси или карбоната.

Руды имеют в среднем следующий состав: Fe—47,5%, P—0,2—0,6%, марганца и серы очень мало. В. Хакман (Hackman, 1925), А. Миқоля (Miccola, 1945) и В. Мармо (Магто, 1958) так же, как и С. Кайтаро (Kaitaro, 1949), считают, что магнетит-гематитовые кварциты Порконен-Пахтавара связаны с вулканическими эксгаляциями и относятся к подводным рудоносным осадкам.

Подобные железистые кварциты разрабатываются также в южной Финляндии на острове Юссаре и частично под водой Финского залива. С. Кайтаро сравнивает руды Финляндии с бедными железистыми кварцитами Центральной Швеции, однако последние относятся к более молодой Лептитовой формации, связаны с кислым вулканизмом и сопровождаются более широким развитием осадочных пород. Сравнение гематит-магнетитовых руд Финляндии с архейскими рудами Канады и США более обосновано. Их следует относить к вулканогенно-кремнистой формации Киватинского типа.

4. ЮГ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Крупные районы развития железистых кварцитов в пределах Воронежской антеклизы и Украинского щита, сходные по строению докембрия, так полно и хорошо освещены в литературе, что повторять подробно описание их стратиграфии, литологии и характера руд не имеет смысла. Многие исследователи описывали в этих районах формации, содержащие железистые кварциты, принимая за основу их выделения схемы Н. С. Шатского (1954, 1955) и М. С. Маркова (1959). Формационным анализом этих районов занимались Н. П. Семененко (1955, 1959), М. Н. Доброхотов (1958, 1959, 1961, 1967), Г. В. Жуков (1962), В. Н. Котляр (1964), Н. А. Плаксенко (1966), Ю. С. Зайцев (1963, 1966), Г. И. Каляев (1964, 1969), Я. Н. Белевцев (1964; Белевцев, Скуридин, 1957; Белевцев, Фоменко, 1969), И. Н. Бордунов (1964, 1969) и другие. Однако эти авторы по-разному подходили к выделению и особенно корреляции формаций района КМА и Украинского щита с другими районами развития железистых кварцитов. Поскольку настоящая работа посвящена сравнительному изучению формационных типов железных руд докембрия на разных материках, необходимо вкратце остановиться на выделенных указанными авторами формациях и сопоставить их с зарубежными.

а) РАЙОН КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ

Докембрий района КМА, расположенного в сводовой части Воронежской антеклизы, хорошо изучен в связи с разведкой и разработкой

приуроченных к нему крупных железорудных месторождений.

Докембрийские породы района четко разделяются на два структурных яруса сходного тектонического плана, но различающихся по сложности дислокаций и степени метаморфизма пород. Нижний ярус представлен михайловской серией, верхний — курской. Время образования михайловской серии достаточно четко определяется как архейское, потому что в районе Яковлевского месторождения она прорывается плагиогранитами, возраст которых свинцово-урановым методом по циркону определен в 2700 млн. лет (Тугаринов, Войткевич, 1970). Однако возраст метаморфизма пород этой серии сравнительно молодой (1565--2265 млн. лет), и поэтому еще совсем недавно ее относили к нижнему протерозою (Плаксенко, 1966). Гнейсовый комплекс, залегающий в основании михайловской серии, иногда выделяется под названием обоянской серии, однако такое выделение отрицается некоторыми авторами. Общий разрез докембрия района КМА, по Ю. С. Зайцеву, приведен в табл. 4. Обоянской серии других авторов в этом разрезе соответствует гнейсово-амфиболитовая свита михайловской серии.

Ю. С. Зайцев (1966) и Н. А. Плаксенко (1966) убедительно доказали существование четырех типов формаций, различающихся по парагенезам пород, типам руд и возрасту: железисто-кремнисто-кластогенной; железисто-кремнисто-сланцевой; железисто-кремнисто-нейсовой (табл. 5). Н. А. Плаксенко отмечает, что на некоторых месторождениях района КМА развиты все че-

тыре типа формаций, а на других только две из них.

В этой главе рассматривается комплекс пород обоянской и михайловской серий, которые десять лет назад С. Ф. Борисов и Э. П. Изве-

ков (1961), а также Ю. С. Зайцев (1964) относили к архею.

Парагенез пород обоянской серии представлен глубокометаморфизованными породами (гнейсы с пачками амфиболитов, мигматиты, связанные с ними гранитоиды, ультрабазиты, метадиабазы, пластовые тела серпентинитов, зеленокаменные породы). Среди этих главным образом вулканогенных пород встречаются пачки магнетитовых кварцитов. В михайловской серии метаморфизм несколько меньше.

Породы михайловской серии, выделенной М. Н. Доброхотовым (1958), присутствуют в районе КМА повсеместно (Плаксенко, 1966). Во всей серии развиты основные подводные лавы, метадиабазы и спилиты, а в верхах ее появляются также кератоспилиты, кератофиры, альбитовые порфириты, кварцевые порфиры и их туфы. В. Д. Полищук (1964) считал, что при отложении осадков в верхней части михайловской серии морские условия сменялись лагунно-континентальными. Весьма характерна также отмеченная М. Н. Доброхотовым (1958) смена вверх по разрезу основных вулканических пород средними и кислыми.

Верхняя свита михайловской серии содержит прослои стильпномеланмагнетитовых кварцитов и сланцев того же состава среди амфиболитов (апоспилитов) и амфиболовых сланцев (Зайцев, 1964; Плаксенко и др., 1966; Полищук, 1964). Ю. С. Зайцев (1966) отмечал, что, по материалам Белгородского района, породы михайловской серии отделены от вышележащей курской серии метаморфизованной корой выветривания и базальными конгломератами с абсолютным возрастом 2650 млн. лет. По мнению этого автора, породы михайловской серии представляют типичную спилито-кератофировую формацию (Зайцев, 1966, стр. 26, рис. 2).

Группа	Возраст	Серия	Свита	Мощность, ж	Характер пород
	3,		Тимская	Свыше 600	Осадочно-вулканогенный комплекс Старооскольского железорудного района — амфибо литы, миндалекаменные породы, актинолитовы сланцы, углисто-глинистые сланцы, шунгиты и другие осадочно-метаморфические породы
і протерозой	брий мли. лет	ая	Курбакин- ская	Не менее 600	Туффиты, туффоиды, кварцевые порфиры и порфироиды, иногда слюдяные сланцы курба кинской свиты и их аналоги в пределах Белгородского железорудного района — сланцы туффиты, туфогенные метапесчаники и полевошпатово-кварцевые песчаники с обломками железистых и безрудных кварцитов щелоковской подсвиты
	, к е м б 1900—1600 м.	Оскольская	38		Кварц-серицитовые, кварц-хлорито-серицитовые, иногда углистые сланцы, метапесчаники и алевролиты, гнейсы и слюдяные сланцы с гранатом и ставролитом, прослои и пачки мроморизованных известняков и углистых доломитов
	Д о К		Яковлевская	800—1500	Кварц-серицитовые («пестрые») сланцы и алевролитовые филлиты, метапесчаники, мар тито-железнослюдково-серицитовые сланцы и алевролиты с терригенной железной слюдкой, мартито-железнослюдковые и «желваковистые» кварциты обломочного сложения ритмичнослоистые мартито-железнослюдково-хлоритовые о задочно-метаморфизованные руды. Конгломераты железистых кварцитов
нижний		<u>,</u>	_'	Страт	играфический перерыв, угловое несогласие
них	2,		Верхняя сланцевая	0—250	Сланцы углисто-глинистые, филлитовидные, часто пиритизированные, иногда гранато биотитовые и двуслюдяные, с редкими линзами безрудных кварцитов (роговиков)
:	брий млн. лет	ая	Железо- рудная	350—500	Железистые кварциты: магнетитовые(мартитовые) и магнетито(мартито)-железнослюдковые с подчиненными прослоями и пачками филлитовидных сланцев. Амфиболо-магнетитовые и пироксено-амфиболо-магнетитовые кварциты Прохоровских и других, подобных им, аномалий
	Докем 2600—1900	Курская	Нижняя сланцевая	До 400	Филлитовидные углисто-глинистые пиритизированные сланцы с прослоями безрудных и слаборудных роговиков, двуслюдяные и биотитовые сланцы. В основании прослои метапесчаников

		Аркозово- филлитовая	450600	Ритмичнослоистые кварц-серицитовые пиритизированные сланцы, часто углистые, реже биотитовые и двуслюдяные. Кварцевые и полевошпатово-кварцевые метапесчаники, слюдяные сланцы и кварциты. Базальные конгломераты и метагравелиты с обломками голубого кварца		
_				Страт	тиграфический перерыв, угловое несогласие	
×EÄ	брий 1, 30 млн. лет	Михайловская	Береговская	450—600	Метаморфизованная кора выветривания пород михайловской серии — высокоглиноземистые породы с корундом, кварц-серицитовые и мусковитовые сланцы. Кварцевые порфиры, кератофиры, кварцевые кератофиры, кератоспилиты, их туфы, слюдяные сланцы и метапесчаники, кварц-биотитовые и кварц-хлоритовые сланцы с прослоями и линзами безрудных кварцитов, зеленокаменные породы. Стильпномелано-магнетитовые кварциты и сланцы	
АР	Докемб 3500—2600	Михаі	Гнейсово- амфиболито- вая	Более 2000	Амфиболиты, метадиабазы, амфиболо-плагиоклазовые гнейсы, альбитовые и другие порфириты, биотито-тремолитовые и актинолитовые сланцы и тремолититы, слюдяные кварциты и сланцы, метаультрабазиты. Различные по составу гнейсы, преимущественно биотитовые и амфиболовые	

Примечание. В областях регионального метаморфизма и ультраметаморфизма породы михайловской и курской серий превращены в мигматиты и полимигматиты

серий слагают единую вулка-

формацию Кива-

обоянской

Таким

образом, z

породы

михайловской

ĸo,

1955,

1959).

нические

породы (Семенен-

ют, но местами они по проные породы почти отсутству-

стиранию замещают

вулка-

фами и пеплами.

Терриген-

которые

первично

были тусланцев, дистых,

серицитовых, амфи-

боловых

X

других

это прослои филлитов, ния. Осадочных пород мало: дов интенсивного ее проявлетельности и несколько перио-

слю-

с лавами, пульсирующий ха-

вулканической дея-

во туфов и переслаивание их

также большое количестверхней части. Отмечают-

рактер

до средних и реже кислых в

михайловской

серии

низах

новных в обоянской

серии и

ми от ультраосновных и осми вулканическими породасильно

дифференцированны-

районе КМА, так же как в Канаде и США, представлен

ми особенностями.

Парагенез пород форма-

Киватинского

типа

ладают теми же характерны-Мичипикотен (Канада) и обдревнейшими породами рай-

Вермильон (США)

сходны с тинского ногенную

описанными

выше

типа.

Еe

породы

мелан, ногенной формации в районе циты содержат сульфиды, синость которых не превышает большими залегают гнейсами вулканогенными хлоритами, переслаиваясь сланцами. дерит, пистомезит, стильпно-КМА более 4 км. амфиболом, Магнетитовые -15 м. Малорудные кваргриналит и Последний близ Мощность несколькими И линзами, мигматитами, KOHTAKTOB пироксеном, породами, кварциты куммингособенно вулка--МОЩ-

. 1	Возраст		Тип формации собирательный конкретный для КМА			
Возраст					Вмещающие породы	Главные железисто- кремнистые породы
РОЗОЙ	Курская	Верхняя	Железисто-кремни- сто-кластогенная	Кластогенных железистых кварци- тов и богатых руд	Обломочные породы: конгломераты, мета- песчаники, сланцы	Конгломераты и мета- гравелиты железистых кварцитов, рудные и малорудные магнети- товые, мартитовые же- лезнослюдково-магне- титовые кварциты об- ломочного сложения, обломочные мартито- вые и мартито-желез- нослюдковые руды
кний протв	Ky	Средняя и нижняя	Железисто-крем- нисто-сланцевая (хемогенная)	Терригенно-хемо- генных магнетито- вых и гематит-маг- нетитовых кварци- тов	Филлитовидные и кристаллические серицито- биотитовые, биотито- вые, гранато-биотито- вые, углистые сланцы	Магнетитовые и главным образом железно- слюдково-магнетитовые тонкослоистые кварциты. По минеральному составу устанавливается аутигенно-минеральогическая зональность
нижн	Михайловская	Верхняя	Железисто-кремни- сто-метабазитовая (хемогенная)	Вулканогенно-оса- дочных магнетито- вых кварцитов	Продукты метаморфи- зации спилитов, кера- тофиров и осадочных пород: сланцы кварц- хлоритовые, альбит- хлорито-биотитовые и альбит-хлорито-амфи- боловые	Обычно бедные и малорудные амфиболомагнетитовые и хлорито-магнетитовые кварциты
АРХЕЙ	Обоянская		Железисто-крем- нисто-гнейсовая	Осадочно-метаморфических магнети- товых кварцитов	Гнейсы биотито-пла- гиоклазовые, гранато- биотито-плагноклазо- вые, амфиболо-пла- гиоклазовые и амфи- болиты	Рудные магнетитовые кварциты с амфиболами, биотитом, карбонатами

б) УКРАИНСКИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ ЩИТ

На Украинском кристаллическом щите выделяются меридионально вытянутые синклинории с пятью структурно-фациальными зонами развития железистых кварцитов. Самая западная Криворожско-Кременчугская зона — наибольшая по размерам и мощности. Длина ее 230---250 км, ширина 10—20 км. Остальные четыре зоны — Бузулукская, Конская, Орехово-Павлоградская и Западно-Приазовская менее значительны. Антиклинории, разделяющие эти узкие структуры, сложены древними гнейсами, кристаллическими сланцами и гранитами. Отложение руд в этих зонах началось неодновременно. В Криворожско-Кременчугской зоне архейских железистых кварцитов очень мало или совсем нет. Здесь они появились гораздо позднее, чем в более восточных зонах,только в нижнем протерозое. Однако Н. П. Семененко (1959) считал, что древнейшая метабазитовая серия этой зоны содержит небольшие прослои еще не вскрытых магнетитовых кварцитов. Мощная метабазитовая серия (архей?) Криворожско-Кременчугской и других четырех зон (по И. Н. Бордунову, 1964, спилито-диабазовая) представлена метаморфическими, главным образом основными вулканическими лородами, часто с миндалекаменной текстурой. Ширина ее распространения 2—3 км. Эта серия близка по составу обоянской и михайловской сериям района КМА и относится к формации Киватинского типа.

Метабазитовая серия сложена амфиболитами, апоспилитами, аподиабазами, зеленокаменно измененными кератофирами, порфиритами, актинолитовыми и другими сланцами, а также гнейсами. Встречаются также ультраосновные породы. Кислые и средние вулканические породы развиты незначительно (Семененко, 1969). Осадочных пород мало (табл. 6).

Метабазитовая серия делится на три свиты: нижнюю метабазитовую (M_1) , белозерскую (Б) и верхнюю метабазитовую (M_2) . Магнетитовые силикатные и карбонатные железистые кварциты и сланцы такого же состава в Белозерском, Конкском, Верховцевском и Сурском районах встречаются во всех свитах этой серии, но наиболее развиты в средней из них, составляя около 20% мощности пород (Гузенко, Доброхотов, 1964). Эти авторы среднюю, «белозерскую», свиту протяженностью 12 км и мошностью более 2 км называют «железисто-кремнисто-вулканогенносланцевой» и сравнивают слагающие ее породы с породами более молодой криворожской серии. Однако белозерская свита отличается от криворожской серии. Для нее характерны лавы и туфы различной основности, а также содержание большого количества туфогенных пород, агломератов и брекчий. Осадочных пород очень мало. Линзы и пачки железистых кварцитов, мощностью до 200 м, переслаиваются с вулканогенными породами и аспидными сланцами и залегают согласно с ними. В Конкской зоне отмечается частое и тонкое переслаивание магнетит-силикатных кварцитов со спилитами, альбитофирами и кератофирами, амфиболитами, ультрабазитами и зелеными сланцами (Ладиева, 1959). Выше лежит 600-метровая толща туфогенных сланцев с прослоями кератоспилитов. Железистые кварциты составляют 30—40% от общей мощности вулканических пород. Таковы же соотношения пород и их характер в менее мощных формациях Орехово-Павлоградской и Западно-Приазовской зон. Железистые породы составляют здесь менее 20% мощности пород (Ладиева, 1959).

Верхняя метабазитовая свита мощностью 300—600 м («кератофировая», по Г. Ф. Гузенко и М. Н. Доброхотову, 1964, или третья вулканогенная, по другим авторам) малорудная. Она не содержит магнетитовых кварцитов. В ней преобладают средние разности эффузивов и туфов. С ними связаны подчиненные пачки маломощных силикат-карбонатных железистых кварцитов с амфиболом и грюнеритом. Мощность всей метабазитовой серии от 1 до 4 км.

Таблица 6 Сокращенная таблица последовательности пород и руд Украинского кристаллического щита (Чернов и др., 1970)

Серин	Свиты	Литологический состав	Формации
	Верхняя	Кварциты, доломиты, углистые сланцы, железистые кварциты, конгломераты Угловое несогласие	Молассы (?)
Криворож- ская	Средняя	Железисто- кремнисто-	
	Нижняя	Филлиты, кварциты с прослоями филлитов и слюдяных сланцев, конгломераты Стратиграфическое несогласие	сланцевая
Метабазито- в ая		Амфиболиты, апоспилиты, амфиболовые, слюдистые и хлоритовые сланцы, железистые кварциты	Железисто- кремнисто- метабазитовая
Архей		Биотито-плагиоклазовые и амфибол-б плагиоклазовые гнейсы	иотито-

Возраст амфиболитов нижней части метабазитовой серии Конкско-Белозерской зоны 3500 млн. лет, а верхней — 2600—2700 млн. лет (Ладиева и др., 1963; Ладиева, 1964), сланцы средней свиты имеют проме-

жуточный возраст 2720—2770 млн. лет.

Формации нижнего структурного яруса КМА (обоянская и михайловская серии) и метабазитовая серия Украинского щита изучены еще недостаточно (Плаксенко, 1966), поскольку железистые кварциты развиты в них слабо. По последним данным, в Криворожской зоне, на Корсак и Каменной могилах и в Коксунгуре метабазитовая серия вообще отсутствует.

Внимательное изучение многочисленных работ по рудам и вмещающим породам района КМА и Украинского кристаллического щита, а также сравнение этих отложений с близкими по возрасту и составу формациями других районов позволяют отнести их к формациям Киватинского типа. Это название не противоречит «вулканогенному типу» формаций Украины и КМА, выделенному Н. П. Семененко (1959), Г. В. Жуковым (1962), Н. А. Плаксенко (1966) и другими. Парагенез древнейших архейских пород КМА и Украинского кристаллического щита сходен с парагенезом пород районов Вермильон (США, свита Эли) и Мичипикотен (Канада), а также с комплексом древнейших пород Карсакпая, где впервые была выделена формация Киватинского типа.

Формации Киватинского типа района КМА и Украинского массива нельзя считать аналогом формаций порфиро-лептитового ряда, как делают некоторые авторы. О различии этих формаций будет сказано отдельно в главе II. Здесь же необходимо подчеркнуть следующее.

- 1. Лептитовая формация Центральной Швеции с ее характерными железистыми кварцитами и марганцевыми рудами является вулканогенноосадочной, поскольку наряду с кислыми туфами и меньшим развитием кислых эффузивов она сложена осадочными терригенными породами. Формация Киватинского типа на Украине, типично вулканогенная или зеленокаменная (по Н. С. Шатскому, 1955), почти свободна от терригенного материала.
- 2. Линзы (часто многочисленные и чешуеобразные) магнетитовых кварцитов метабазитовой серии КМА и Украинского кристаллического щита, редко достигающие 10—25 м мощности (Семененко, 1959), с их раздувами и сужениями не похожи на руды Центральной Швеции и Финляндии и тем более резко отличаются от мало кремнистых, мощных, богатых, далеко протягивающихся и выдержанных магнетитовых руд типа Кируна в порфиро-лептитовой формации Северной Швеции.
- 3. Ультраосновные интрузии, отмеченные в матабазитовой серии Воронежской антеклизы, обоянской и михайловской сериях КМА и в Кар-

сакпае, в Лептитовой формации не встречены.

5. ЮЖНЫЙ УРАЛ

В Нижне-Уфалейском и Нязе-Петровском районах Челябинской области, в геосинклинальных породах тараташской свиты западного склона Южного Урала развиты юго-восточная, центральная и северо-восточная полосы магнетитовых кварцитов. В них залегает около 50 рудных линз, большинство которых располагается в юго-восточной полосе. Кроме этих первично-осадочных, позднее метаморфизованных руд, встречается оруденение, связанное с интрузиями основного и кислого состава, прорывающими тараташскую свиту. Возраст тараташской свиты не вполне ясен. Некоторые авторы относят ее к нижнему протерозою (Гарань, 1956), другие считают ее рифеем. Абсолютный возраст, приведенный в работе В. К. Ермакова (1956),— 1090 млн. лет, вероятно, ошибочен. Л. Н. Овчинников (1958) определил возраст свиты в 2000 млн. лет.

А. И. Тугаринов, Г. В. Войткевич (1970) определяют возраст пород Шигиринского массива гранитов, прорывающих нижнюю подсвиту тараташской овиты, в 2400 млн. лет.

Т. А. и Г. А. Смирновы (1948) на основании степени метаморфизма и петрографии отложений коррелировали тараташскую свиту с наиболее древним комплексом пород кристаллического фундамента Русской платформы и считали ее археем. Это заключение совпадает с характерным парагенезом пород тараташской свиты, свойственным формациям Киватинского типа.

Нижняя толща тараташской свиты на Южном Урале сложена инъекционными гнейсами: биотитовыми, биотит-амфиболовыми, биотит-гранатовыми, биотит-гиперстеновыми и биотит-мапнетитовыми (на 17—30%), подобно породам архея Балтийского и Украинского щитов.

Выше залегает вулканогенно-осадочный комплекс пород тараташской свиты, овидетельствующий о прогибании геосинклинали и интенсивной вулканической и фумарольной деятельности. Амфиболиты мощностью более 100 м первично представляли собою основные лавы и туфы: спилитовые, диабазовые, андезитовые, в меньшем количестве кислые. На вулканических породах залегает несколько горизонтов безрудных и магнетитовых кварцитов. На месторождениях Ближнее и Дальнее пласты и линзы руды (от одного до трех и более) протягиваются чаще всего на 80-300 м, некоторые из них — на 500-800 м. Мощность отдельных линз магнетитовых кварцитов не более 5—15 м. Руды полосчаты, плойчаты и массивны. Они обычно связаны с мелкозернистыми полосчатыми очковыми гнейсами, биотит-серицитовыми, слюдистыми, амфиболитовыми и графитово-хлоритовыми сланцами, первично представлявшими туфы и пеплы. В очках гнейсов отмечены порфировые выделения полевого шпата и кварца (Ермаков, 1959, 1966). На основании химических анализов В. К. Ермаков считает их кислыми эффузивами, а источник железа и кремнезема руд — вулканогенным и приводит следующий разрез пород в районе месторождения Ближнее (сверху вниз):

	Мощность, м
Парагнейсы с прослоями амфиболито	ов 300
Полосчатые магнетитовые кварцит	ы от 5—7 до 25
Слюдистые кварциты	. 500
Амфиболиты	. 100
Слюдистые кварциты	
Амфиболиты	. 150
Биотитовые гнейсы	. 100
Нижняя толща гранито-гнейсов.	

Сланцы, связанные с рудой, оруденелы, имеют серо-зеленый цвет и содержат (в %): магнетита — 10—25, хлорита — 30—35, глинозема — 7, P_2O_5 — 0.25, CaO — 2.94, MgO — 5.86.

Характерно отсутствие в тараташской свите мраморов и очень слабое развитие других карбонатных пород. Магнетит является почти единственным рудным минералом железистых кварцитов. Гематитовые кварциты с карбонатом железа редки. Линза такой руды длиной 250—300 м встречена только на Куватальском руднике. В нерудных прослоях кроме кварца присутствуют амфибол, хлорит, апатит. Вулканогенный кремнезем играет большую роль. Необогащенная руда содержит 45% железа и около 25% (иногда до 40%) SiO₂. Содержание SiO₂ в безрудных кварцитах и яшмах иногда достигает 90%. В. К. Ермаков (1966) с целью выяснения генезиса магнетита исследовал этот минерал в рудных и безрудных прослоях. Магнетит, взятый из рудных слоев и из амфиболитов, оказался сходным по коэффициенту окисления (1,5), что показывает близость условий образования, вероятно связанных с вулканизмом. Магнетит очковых гнейсов тараташской свиты обладает более высоким коэффитите от откоры от отко

циентом окисления (2,4—2,5) и сходен с магнетитом криворожской свиты, который автор считает акцессорным. Последний вывод может быть сделан только очень осторожно, так как во всяком железорудном месторождении всегда можно найти первичные, вторичные и обломочные минералы, но это не говорит о генезисе руды в целом. Смятые в складки породы тараташской свиты с большим перерывом перекрыты отложениями айской свиты (нижний рифей).

6. ИНДИЯ

Докембрийские породы занимают почти $^{2}/_{3}$ Индийского кристаллического щита и делятся на древний комплекс основания и вышележащие породы. К древнейшему комплексу основания относится нижняя часть дарварской системы, расчленение которой сделано Рао Б. Рама (Rao B. Rama, 1940; табл. 7). Средний и верхний Дарвар сопоставляется с протерозоем (Sikka a. о., 1964). Нижний Дарвар сложен высокометаморфизованными породами, слагающими синклинорий северо-западного простирания в узком складчатом поясе между гранитами и гнейсами южной

Таблица 7 Разрез пород дарварской системы в штате Майсур (Rao B. Rama, 1940)

Возг	act	Первоначальный состав пород	Современное состояние пород		
КАЯ СИСТЕМА	Средний отдел	Граниты, порфиры тонко- и грубозернистые Основные и ультраосновные интрузии, железистые кварциты, известняки, аргиллиты, кварциты и конгломераты, пеплы, туфы и другие вулканические образования	Слюдистые граниты, гнейсы, давленные и рассланцованные гнейсы и граниты. Полосчатые железистые кварциты с амфиболом, гранулированные кристаллические известняки, слюдистые гнейсы с кордиеритом, силлиманитом и др. Сланцеватые конгломераты. Все породы сильно сдавлены и перекристаллизованы		
ДАРВАРС	Нижний отдел	Риолиты, фельзиты, кварцевые порфиры и другие лавы с опаловидным кварцем. Дайки и покровы основных эффузивов	Кварцевые сланцы, слюдистые кварцевые сланцы и гнейсы с опаловидным кварцем, сильно сдавленные. Зеленокаменные породы. Роговообманковые сланцы и т. п.		

части Декана. Многие исследователи относят породы нижнего Дарвара к архею и отмечают, что этот комплекс состоит преимущественно из основных вулканических пород и их метаморфических эквивалентов— зеленокаменных пород, мощностью более 10 км (Rao B. Rama, 1940; Pichamuthu, 1947, 1963; Sikka a. o., 1964). Только Л. И. Салоп (1970) считает всю дарварскую систему нижним протерозоем.

Вулканические породы нижней части дарварской системы — базальты, диабазы с подушечной отдельностью, кератофиры, их туфы и пеплы, а также в небольшом количестве риолиты, фельзиты и кварцевые порфиры содержат многочисленные слои и линзы небогатых магнетитовых кварцитов. Последние связаны с основными вулканическими породами или с туфами, часто карбонатизированными и превращенными в хлоритовые сланцы или серо-голубые аргиллиты. Такой парагенез пород характерен для формации Киватинского типа.

Сходство нижнедарварских пород южной Индии с отложениями серии Киватин в Канаде и США подчеркивается не только составом вулкани-

ческих пород, но также составом руд и взаимоотношением тех

других.

В разных частях Дарварской геосинклинали, как и в других странах, вулканическая активность возникала и преобладала в разное время. Кислые вулканические породы обычно встречаются в верхней части разреза. К ним приурочены неслоистые массивные магнетитовые руды. Магнетитовые полосчатые кварциты обычно связаны с основными лавами или туфами сланцеватой и гранулярной текстуры с большим количеством темной роговой обманки. Руды в центральном и южном Майсуре богаты; содержат 50—60% Fe и до 10% TiO2, гиперстен, гранат и диопсид. Магнетитовые кварциты с большим содержанием титана обычно ассоциируют с ультраосновными породами (Sikka, 1963). Кроме магнетитовой и титановой минерализации (как в США, Канаде и Бразилии) с породами Киватинской формации связаны медь и золото. На юге Индии формации Киватинского типа с железистыми кварцитами развиты в районах Майсур, Мадрас, Дарвар, Симога, Колар, Читалдург, Бомбей, Чикнойканали.

А. И. Тугаринов и Г. В. Войткевич (1966) дают следующие значения возраста: для амфиболит-пироксеновых сланцев нижнего Дарвара (Колар) и для галенита месторождения Читалдург около 2900 млн. лет; для гнейсов района Бангалор 2700 млн. лет, для гнейсов района Мадрас 2600 млн. лет. Близкий возраст (около 3000 млн. лет) имеют древние вулканогенные формации Приднепровья и нижняя часть разреза карелид Балтийского щита, в которой развиты формации Киватинского типа.

7. АВСТРАЛИЯ

Архейские породы развиты в Северной, Западной и Южной Австралии и на самом западе Нового Южного Уэльса в районе Брокен-Хилл. Это метаморфизованные интрузивные вулканические и в небольшом количестве осадочные породы.

Древнейшие железистые кварциты имеются на западе Австралии — в районах Пилбара, Юлгерн-Нуклей и Олари и в других местах, где архей представлен наиболее полно. Они отлагались в глубоких трогах с интенсивным подводным, преимущественно основным вулканизмом. Мощность зеленокаменных пород с подушечными отдельностями достигает 2500 м. Отмечены ультраосновные породы. Все породы испытали глубокое погружение и региональный метаморфизм. Возраст архейских гранитов, прорывающих вулканические породы, определяется в 2700—2800 млн. лет (Вгоwп а. о., 1968). Образцы минералов, взятые из пегматитов Воджина (южнее порта Хедленд) в районе, сложенном основными подушечными лавами с горизонтами железистых кварцитов, показали возраст пород 2930 млн. лет (по рубидиево-стронциевому методу). Следовательно, прорываемые ими вулканогенные толщи должны быть отнесены к нижнему архею.

В Пилбара на севере Западной Австралии породы нижнеархейской серии Варравуна состоят, как и в Канаде, из резко контрастных по составу вулканических пород. Кроме основных пород имеются кислые лавы и туфы, превращенные в зеленокаменные сланцы и амфиболиты. Серия интрудирована многочисленными кислыми, основными и ультраосновными дайками. Основные породы с подушечными отдельностями включают слои и линзы хлорит-магнетитовых кварцитов и сильно карбонатизированных хлоритовых и тальковых сланцев.

На породах серии Варравуна с несогласием залегает серия Москито-Крик, сложенная в основании конгломератами и гравием, а выше различными сланцами, окварцованными породами и кварцитами с линзами железных руд.

Нижняя часть разреза докембрия Юго-Западной Австралии в районе Калгурли (Forman, 1953)

Серия Карраванг	Средние и тонкозернистые песчаники и конгломераты. Галька преимущественно из пород полосчатой железистой формации и кварца, но включает и гальки андезитов, риолитов и зелено-каменных пород
Серия Индарлгурда, или серия Уайт Серия Блек-Флаг	Андезитовые и дацитовые лавы и ассоциирующие с ними агломераты и туфы, редко риолиты Метаморфизованный гравелит, песчаник, ил, сланец, полосчатый кварцит, в отдельных местах вулканические породы андезитового и риолитового состава
Серия Калгурли	Базальтовые лавовые потоки с агломератами и туфами, джес- пилиты и сланцевые прослои. Зеленокаменные породы

Прерывистые рудные линзы серии Москито-Крик в районе Пилбара протягиваются с северо-северо-западным простиранием на 242 км. К. Р. Миль (Miles, Rudd, 1953) считает серию Москито-Крик археем. Запасы руд этой серии оцениваются в 200 млн. т при среднем содержании железа в 55% (Liddy, 1968).

В южной части Западной Австралии серии Варравуна по петрографическому составу и структурному положению соответствует серия Калгурли, залегающая также в самой нижней части разреза докембрийских пород (табл. 8).

Древнейшие породы в золотоносном районе Калгурли (серия Калгурли) представлены основными эффузивами, туфами и железистыми кварцитами — джеспилитами. Спилиты с подушечными отдельностями свидетельствуют о подводных извержениях. Зеленокаменные породы перекрываются туфами, граувакками, агломератами с потоками основных лав и небольшими линзами железистых кварцитов. Возрастные значения пород серии Калгурли 2700—2800 млн. лет (Тугаринов, Войткевич, 1966).

В Австралии для архейских железистых кварцитов применяется термин «jasper bar». Он употребляется только для руд, связанных с базальтовыми, андезитовыми и спилитовыми лавами, туфами и филлитами. Осадочные породы, различные сланцы и кварциты обычно присутствуют в сериях Варравуна и Калгурли в очень малом количестве.

В рудах кластический материал полностью отсутствует (Brown a. o., 1968); отсутствуют также оолиты и пизолиты.

Руды изменчивы по составу, структуре и текстуре, что связано с неровным вулканическим рельефом морского дна. Магнетит и кварц обычно раскристаллизованы до крупногранулярных образований или мозаики. В них развиты жилы спекуляр-гематита.

«Jasper bar» развиты также в серии Калгурли в центральных и восточных частях золоторудного района Западной Австралии в таких же вмещающих породах. Руды состоят из магнетита, гематита, мартита и кремнезема, который развит в форме гранулярного кварца или рассеян в руде в виде криптокристаллического серого, белого или красного силицита. Количество рудных и нерудных составляющих крайне неравномерно. Широко развиты файялит, грюнерит, гиперстен, ферроактинолит и ферроантофиллит. Детритный материал редок, так же как слоистость течений и сортированная слоистость (graded bedding). К. Миль (Miles, 1954—1955) считает первичными минералами сидерит и магнетит, а местами и сульфиды железа. С. Гудзон и Х. Дункин (Hudson, Dunkin, 1952) приводят разрезы отложений в районе Мидлбек (Южная Австралия), в которых показано, что в древних вулканогенных сланцах встречаются гематит-магнетитовые руды с первичным сидеритом.

8. АФРИКА

Характерный парагенез пород формаций Киватинского типа с ее обязательным членом— железистыми кварцитами встречается во мно-

гих районах Африки.

Древнейшие докембрийские отложения, представленные в основном вулканическими породами с небольшим количеством осадочных (филлитов, сланцев и железистых кварцитов), встречаются в Западной Африке на Нигерийском (Гвинейском) щите. Схематический разрез этих докембрийских отложений приведен в табл. 9.

Таблица 9 Деление нижнего протерозоя и архея (Дю-Тойт, 1957)

Индек- сы	Стратиграфи- ческие едини- цы (серии)	Литологическая характеристика	Индек- сы	Стратиграфи- ческие едини- цы (серии)	Литологическая характеристика
Pt ^b	Биримий	Сланцы хлоритовые и кремнисто-графитовые	A ₁	Дабала	Гнейсы биотитовые, миг- матиты
Pt ₁ ^m	Марапа	Гематитовые сланцы и кварциты; гранат-биотито-	A ₁	Камбюн	Амфиболиты, хлорито- тальковые сланцы
A_1^s	Симанду	вые сланцы Железистые кварциты	A ₁ ^{ks}	Қассил а	Метаморфизованные эффу- зивы основного состава

По-видимому, весь приведенный разрез относится к формации Киватинского типа, в основном сложенной зеленокаменными породами.

Образцы пород серии Кассила из Делакуру и Сула (Сьерра-Леоне) показали абсолютный возраст 2990—3020 млн. лет. Монацит, полученный из сланцевой серии Камбюи, показал возраст 2940 млн. лет (Тугаринов, Войткевич, 1966). Указанные авторы считают, что в связи с возможной потерей радиогенного свинца это минимальный возраст.

В юго-восточной Гвинее встречаются значительные месторождения железистых кварцитов, связанные с комплексом пород формации Киватинского типа.

В Восточной Африке, в Танзании, древний комплекс основания состоит из трех частей. Нижняя часть — это сильно метаморфизованные гнейсы, гранулиты, сланцы, мраморизованные известняки. Средняя часть сложена рассланцованными гранито-гнейсами, а верхняя — вулканическими породами, сланцами и железистыми кварцитами. Весь комплекс прорван интрузиями кислого состава. Железистые кварциты относятся к системе Нианзиан. По формационному характеру они близки рудам серии Киватин (Канада) и нижнего отдела дарварской системы в Индии, но по возрасту моложе их. Возраст пород системы Нианзиан 2400 млн. лет.

В более древней, чем Нианзиан, нижней части комплекса основания (серии Додома и Музома) также развиты железистые кварциты, тесно связанные с подушечными лавами, туфами и сланцами.

Серия Додома коррелируется с породами Сьерра-Леоне, Свазиленда, Южной Родезии, Уганды и Кении, возраст которых 2800—2900 млн. лет.

Древнейшие породы Южной Африки относятся к системе Свазиленд, или Барбертон, в Трансваале, а также к системам Себаквиан, Булаваян и Шамваян в Южной Родезии.

Система Барбертон сложена преимущественно вулканическими породами. Внизу развиты основные лавы и туфы, переходящие вверх по разрезу в кислые разности и туфосланцы. В средней части встречаются железистые кварциты, яшмы, граувакки и сланцы мощностью до 300 м.

Образцы галенита, полученные в руднике Розетта из золотоносных конгломератов верхней части системы Барбертон, показали абсолютный

возраст 2900—3380 млн. лет.

Булаваянская система, описанная А. М. Мак-Грегором (MacGregor, 1952—1953), состоит из зеленокаменных пород (лавы и туфы различного состава), кварцитов, графитовых сланцев и железистых кварцитов, возраст которых около 2850 млн. лет.

С еще более древней себаквианской системой в Южной Родезии также связаны линзы железистых кварцитов, прослеживающиеся на 1,5 км среди основных вулканических пород, яшм и кристаллических сланцев. Себаквианская система коррелируется с системой Свазиленд в Трансваале. Возраст ее определяется в 3200—3400 млн. лет.

9. БРАЗИЛИЯ

Кроме описанных районов развития формаций Киватинского типа в некоторых странах встречаются мало изученные раннедокембрийские комплексы отложений, близкие по парагенезу пород.

В Бразилии, кроме руд описанной ниже протерозойской Итабиритовой формации, имеются более древние железистые кварциты формаций Киватинского типа, обладающие иными характерными чертами.

По данным X. Эберта (Ebert, 1957), в доминасской серии Барбасена в Бразилии севернее Лафайета и в районе Баквоа среди лавовых потоков, туфов и ультраосновных интрузий залегают многочисленные мелкие линзы железистых кварцитов, переслаивающихся с филлитами и графитовыми сланцами. Породы неравномерно, но большей частью сильно метаморфизованы и превращены в гранито-гнейсы и амфиболиты. Ультраосновные интрузии изменены до тальковых и серпентинитовых сланцев. Мощность этого комплекса пород достигает 3000 м.

А. Оливейра (Oliveira, 1956) считает этот измененный комплекс пород с гематит-магнетитовыми и мартитовыми кварцитами типично ортогеосинклинальным (районы Санта-Катарина, Сан-Паула, Парана и другие). Возраст его недостаточно ясен. Небольшое число определений для прорывающих его гранодиоритов дает цифры около 2400—2510 млн. лет (Тугаринов, Войткевич, 1966). Поэтому можно заключить, что серия Барбасена древнее и относится к архею.

Железистые кварциты вулканогенной формации Киватинского типа в Бразилии не имеют горизонтов марганцевых и железо-марганцевых

руд, как руды более молодой Итабиритовой формации.

10. ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ ФОРМАЦИЙ КИВАТИНСКОГО ТИПА

- 1. Формирование формаций Киватинского типа происходило в эпоху перехода от состояния высокой пластичности земной коры к более стабильному состоянию или в самые начальные стадии развития геосинклиналей.
- 2. В разрезе формаций встречаются вулканические породы контрастного состава, но преобладают основные разности, тесно связанные с интрузиями основных и ультраосновных пород.
- 3. Руды обычно ассоциируют с основными вулканическими породами, но изредка залегают на кислых лавах или туфах.
 - 4. Вулканические породы не имеют щелочного характера.
- 5. Осадочных пород мало или нет. Филлиты и сланцы могли образовываться за счет размыва вулканических пород.

6. Железистые кварциты залегают многими прерывистыми горизонтами, переслаиваясь с измененными туфами и лавами.

7. Кластического материала в железистых кварцитах нет.

8. В породах формаций много вулканогенного кремнезема (chert).

9. Местами отмечается повышенное количество углерода.

10. Оолиты, пизолиты, гранулы и водорослевые структуры отсутствуют.

11. Отмечается глубоководность пород и руд.

- 12. Первичные минералы железистых кварцитов чаще всего карбонаты железа (сидерит, ферродоломит, анкерит), реже силикаты железа и магнетит. Много пирита и мало окислов железа. Марганцевые минералы редки.
- 13. Часто наблюдается хорошая сохранность первичных структур и текстур пород формаций.

Глава вторая

ТИПЫ КИРУНА И ЛЕПТИТОВЫЙ

1. ПОРФИРО-ЛЕПТИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ

Порфиро-лептитовая формация описана в специальных работах, посвященных железорудным районам Северной Швеции (Формозова, 1965, 1968), и подробно здесь не описывается.

Необходимо только подчеркнуть различие парагенезов пород и руд в формациях Киватинского типа и порфиро-лептитовых. В последнее время наблюдаются попытки сопоставить такие различные типы формаций, что противоречит фактическому материалу. Эти формационные типы резко отличны по парагенезу пород, характеру вулканизма, составу и мощностям рудных тел (см. табл. 49).

Железные руды порфиро-лептитовых формаций связаны не с основными вулканическими породами, а преимущественно с кислыми. Преобладающими и характерными породами являются порфиры и лептиты. Руды подстилаются сиенит-порфирами и кератофирами, а перекрываются кварцевыми порфирами и кварцевыми кератофирами. Кислые и средние щелочные лавы преобладают над пирокластикой. В формациях Киватинского типа наблюдается обратное — преимущественно основной вулканизм с мощными (местами агломератовыми) туфами.

В формациях Киватинского типа вулканические породы обычно нормальной или недостаточной щелочности. В порфиро-лептитовых формациях все вулканические породы щелочные и богатые калием. Ультраосновные породы в формации типа Кируна не встречаются.

Оба типа формаций характеризуются слабым развитием осадочных пород. В порфиро-лептитовых формациях встречаются небольшие прослои известняков, яшм, хлоритовых, кремнистых и графитовых сланцев.

Взаимоотношение руд и вулканических пород в этих древних формациях различно.

Для джеспилитовых формаций Киватинского типа характерно формирование в условиях интенсивного, но крайне неравномерного прерывистого и часто гетерогенного вулканизма. В связи с этим рудные тела и линзы непостоянны, прерывисты и иногда маломощны. Первичные ми-

нералы руд разнообразны.

В порфиро-лептитовых формациях в связи с длительными, интенсивными, но спокойными излияниями лав мощные выдержанные далеко протягивающиеся одиночные пластовые тела состоят из богатых магнетит-гематитовых руд. Полосчатость и слоистость в них встречаются редко. В бассейн выносились огромные количества железа, но с меньшим количеством кремнезема. П. Гейер (Geijer, 1931, 1957) считал, что железо выпадало в осадок без кремнезема. Кремнезем редко образовывал отдельные прослои, как в железистых кварцитах формаций Киватинского типа. Переслаивание и чередование кремнезема с минералами железа, по-видимому, свойственны формациям с перемежающимся вулканиз-

мом и большой ролью пирокластики (формации Киватинского и Лептитового типов).

В порфиро-лептитовой формации, развитой в Северной Швеции, вулканогенный кремнезем распылен или равномерно рассеян в виде зерен кварца или халцедона вместе с апатитом и гриналитом. Слоистые руды, подобные киватинским, встречаются только там, где они залегают на очень богатых кварцем вулканических породах.

2. ЛЕПТИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ

Лептитовая формация, классически развитая в Центральной Швеции, близка по составу порфиро-лептитовой и находится с ней в одном ряду. Ее более сильно метаморфизованные породы состоят из слоистых лептитов, геллефлинтов и гнейсов. Большинство исследователей считают лептиты метаморфизованными дацитовыми и риолитовыми туфами. Туфы в этой формации преобладают над лавами. Много туффитов. Осадочные породы более широко развиты, чем в порфиро-лептитовой формации, и переслаиваются вулканическими породами. Железные руды Лептитовой формации, характерные для Центральной Швеции, представлены типичными полосчатыми железистыми кварцитами, чаще не очень богатыми. Однако существует переходное месторождение Гренгесберг, где кроме железистых слоистых кварцитов встречаются массивные богатые руды типа Кируна (Johansson, 1911; Oelsner, 1961). Железистые кварциты лептитовой формации Кольского полуострова описаны П. М. Горяиновым (1964, 1969), а Карелии — В. Н. Черновым и другими (1970).

Глава третья

ТИП ТИМИСКАМИНГ

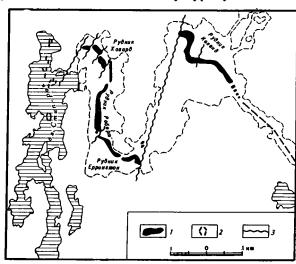
(известково-кремнистые формации)

1. СТИП-РОК (Канада)

Известково-кремнистая нижнепротерозойская формация с высококачественными железными рудами является как бы переходной от Киватинского типа к Итабиритовому. В ее составе появляются известняки, увеличивается количество грубых терригенных пород и снижается роль вулканических пород по сравнению с формациями Киватинского типа. В известково-кремнистой формации иная пирокластика, другие формы осаждения железа и кремнезема и другой состав руд. Парагенез формации представлен комплексом крайне разнообразных переслаивающихся пород. Это подводные базальтовые лавы, туфы и агломераты, известняки, яшмы и другие кремнистые породы, железные руды, зеленые сланцы, граувакки, кварциты и грубые кластические породы. Породы формации содержат большое разнообразие малых и редких элементов (Jolliffe, 1955, 1966).

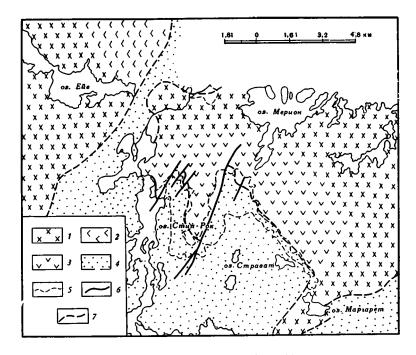
Лучшим примером этой формации являются отложения района оз. Стип-Рок (Онтарио, Канада), где метаморфизм пород сравнительно слабый (фиг. 7, 8).

Стратиграфическое положение известково-кремнистой формации этого района еще очень спорно. Предполагалось, что породы группы Стип-Рок относятся к нижнему гурону, т. е. имеют нижнепротерозойский возраст (Leith a. o., 1935; Gruner, 1946; Grout a. o., 1951). Т. Л. Тантон (Таптоп, 1946) писал, что отложения группы Стип-Рок лежат несогласно на лаврентьевских гранито-гнейсах с включением зеленокаменных пород и относятся к нижнему гурону.



Фиг. 7. Распространение руд и расположение рудников в районе Стип-Рок, Онтарио, Канада (Gross, 1965)

- 1 -зоны руд;
- 2 непромышленные руды;
- 3 нарушения



Фиг. 8. Геологическая карта района Стип-Рок (Jolliffe, 1955)

Гранитные породы: I — недифференцированные породы, 2 —породы более поздние, чем группа Стип-Рок, 3 — породы древнее группы Стип-Рок; 4 — осадочные и вулканические породы группы Стип-Рок; 5 — линия берега; 6 — нарушения; 7 — контакты

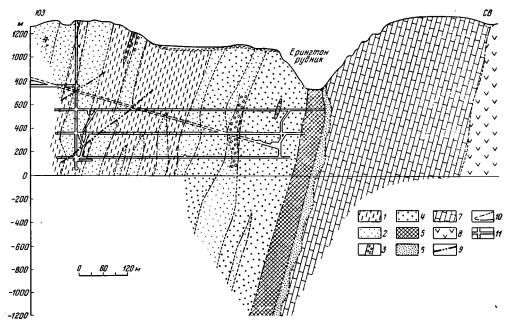
Однако отложения группы Стип-Рок на северо-восточном крыле выполненного ими прогиба залегают на гранитном комплексе, а на югозападном перекрывают киватинские зеленокаменные породы (Lawson, 1912; Jolliffe, 1955; Wilson, 1956).

Группу Стип-Рок правильнее сопоставлять с серией Тимискаминг района оз. Гурон и юго-западной части провинции Квебек, которая относится к верхнему архею. На киватинских отложениях она залегает обычно согласно, а от гуронских отделена перерывом и крупным угловым несогласием.

Возрастными аналогами серии Тимискаминг в других районах южной Канады считаются группы Найф, Сейн и Диккинсон. По А. И. Тугаринову и Г. В. Войткевичу (1970), абсолютный возраст пород указанных групп 2000—2600 млн. лет.

Исследования последних лет выявили интересные особенности. Группы Найф и Тимискаминг, вероятно, являются временными эквивалентами и относятся к самым верхам архея (Семихатов, 1964). Однако комплекс пород этих групп различен. Породы группы Найф континентальные. На восточном окончании пояса Вермильон — оз. Найф они представлены переслаиванием глинистых и кремнистых сланцев, граувакк, аркоз, конгломератов, туфов и агломератов. В низах разреза встречаются бедные железистые кварциты «формации Агава» (в районе Вермильон) и «Виндигокан» (в Метевин). Известняки и доломиты отсутствуют. Этот комплекс пород мощностью 3—4 км включает основные вулканические породы и выполняет узкие приразломные троги.

Вся толща сильно складчата, метаморфизована и пронизана альгоманскими гранитными интрузиями, а ниже пород группы Найф залегают лаврентьевские гранито-гнейсы. Южнее оз. Верхнего континентальная группа Найф отсутствует.



Фиг. 9. Разрез рудной зоны в руднике Ерингтон (Jolliffe, 1955) в районе оз. Стип-Рок I — галечники, сланцы, туфы, конгломераты; 2 — зеленокаменные породы; 3 — пилов-лаза; 4 — основные туфы, агломераты, пеплы. Рудная зона: 5 — руда, 6 — бедные руды и сопутствующие породы; 7 — доломиты, известняки, кремнистая брекчия; 8 — гранитный комплекс; 9 — нарушения; 10 — контакты; 11 — подземные выработки

Породы группы Тимискаминг (того же возраста) морские и относятся к доломитово-кварцитовой серии (Leith, 1927; Leith a. o., 1935), развитой достаточно широко в различных районах побережья оз. Верхнего.

Таким образом, по возрасту железистые кварциты в районе оз. Верхнего (США, Канада) располагаются так, что образуют закономерно изменяющийся ряд формаций:

Железистые кварциты (такониты) верхнего гурона Средний Железистые кварциты (такониты) среднего гурона докембрий Руды Стип-Рок, оз. Найф (Тимискаминг) верхнего архея Нижний Руды Мичипикотен, Вермильон (Киватин) среднего архея докембрий

В районе оз. Стип-Рок на древних гранитах, а местами на вулканических породах залегает (иногда с грубыми конгломератами в основании) мощная толща (до 400 м) водорослевых и стилиолитовых слоистых известняков и тонкозернистых доломитов, массивных или брекчированных (фиг. 9). В полосчатых известняках хорошо видны прослои яшм, углистого и туфового материала, сидерита и пирита. Карбонатные брекчии испещрены жилками бурого и коричневого цвета в результате окисления присутствующих в них анкерита и ферродоломита. Неокисленные породы имеют серо-голубой цвет.

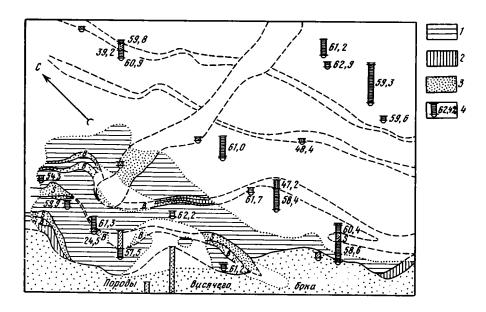
На северо-востоке района, в депрессиях эрозионной поверхности древних гранитов, ниже карбонатной зоны залегают конгломераты из галек кремнистых пород, аркоз, граувакк и зеленокаменных пород с угловатыми кластическими зернами кварца, полевых шпатов и рассеянным пиритом. Цемент галек доломитовый.

В юго-восточной части района между доломитовой зоной и конгломератом встречаются слоистые граувакки небольшой мощности. Т. Л. Тантон (Tanton, 1931) и Х. С. Хикс (Hicks, 1950) считали, что только 10%

толщи слоистых известняков осадочного происхождения, а основная масса карбонатов, с прослоями зеленокаменных пород и туфов (или замещающаяся ими) — вулканическая. Однако в большинстве обнажений, по заключению А. В. Жолиффе (Jolliffe, 1955, 1966), они слоисты и обладают всеми признаками осадочных пород. Состав карбонатных пород изменяется от чистых кальцитовых известняков до доломитов.

Контакт вышележащей рудной зоны с карбонатной толщей согласный, очень ясный, определенный. Впадины и поднятия в поверхности известняков могут рассматриваться как древний карст (см. фиг. 9). Их верхняя часть представлена окрашенными железистыми или марганцево-железистыми известняками и доломитами. На карбонатной толще залегает непрерывный однообразный рудный горизонт, вскрытый бурением на 400 м ниже поверхности и протягивающийся с северо-запада на юго-восток на 6,5 км при ширине 350 м. Гетит-гематитовый горизонт везде делится на две части «марганцевой линией». Нижняя часть беднее железом, но содержит в среднем более 2% марганца в виде единственного минерала пиролюзита, сконцентрированного среди углистого материала и карбонатизированной пирокластики. Распыленный землистый пиролюзит выполняет трещинки и секущие прожилки в руде. В подошве руды наблюдаются округлые карбонатные включения из подстилающих известняков, а также многочисленные угловатые зерна кварца. Прослои белого халцедона легко прослеживаются на большие расстояния в руде и часто сами тонко переслаиваются с рудным, карбонатным и глинистым материалом. В нижней части рудного горизонта встречаются гидроглиноземистые и железистые силикаты.

Верхняя часть рудного тела (мощностью до 100 м) богата железом (60—62%), однако марганца здесь не более 0,3%. Текстуры руд чаще жеодистые, колломорфные и массивные, чем слоистые. Из рудных минералов преобладает гетит. Гетит не только переслаивается с кремнеземом, но также образует жеоды или колломорфные структуры, окруженные крупными кристаллами гематита или спекулярита. Магнетит отсут-



Фиг. 10. Западный конец рудного тела А. Рудник Хогард в районе оз. Стип-Рок, Онтарио, Канада (Jolliffe, 1955)

I — руда богатая, Fe от 50 до 64%; 2 — руда с содержанием железа от 45 до 50%; 3 — бедная руда: B — слоистая, S — сернистая; 4 — содержание Fe в керне скважин, %

ствует. Гематит преобладает вдоль контакта с породами висячего бока. Особенно много его близ пиритовых линз. Кроме того, он служит цементом твердых тонкозернистых гетитовых обломков. В районе очень много рыхлых разностей руд, в частности лимонитовых, вероятно, образовавшихся за счет окисления, гидратации и выветривания коренных руд. Встречаются также перемытые руды, в которых валуны, гальки и зерна гетита, гематита и пирита погружены в карбонатный или кремнистый цемент. Этот тип руд чаще всего развит близ контакта с карбонатной зоной. Пирит образует агрегаты с гематитом и кремнеземом, имеющие структуру пепловых отложений.

Несмотря на измененные и нарушенные участки, в рудах наблюдается определения последовательность распределения рудных минералов. Внизу находится наиболее древний массивный тонкозернистый гетит, выше его располагаются более молодые и грубые гетит, гематит и, наконец, пирит. В верхах рудного горизонта наблюдается повышенное содержание глинозема. Вдоль пород висячего бока рудной залежи встречаются пизолитовые образования из гематита с каолинитовым и гибситовым цементом. Они содержат до 2% титана и напоминают сильно железистый боксит (Jolliffe, 1955).

Кремнистых пород в руде много, но они распространены очень неравномерно. Кроме прослоев яшм и белого силицита, переслаивающихся с другими породами, туфами и рудными слоями, встречаются брекчированные кремнистые породы и угловатые обломки кремня и кварца, а также рассеянные кристаллы и неправильные слои силицита.

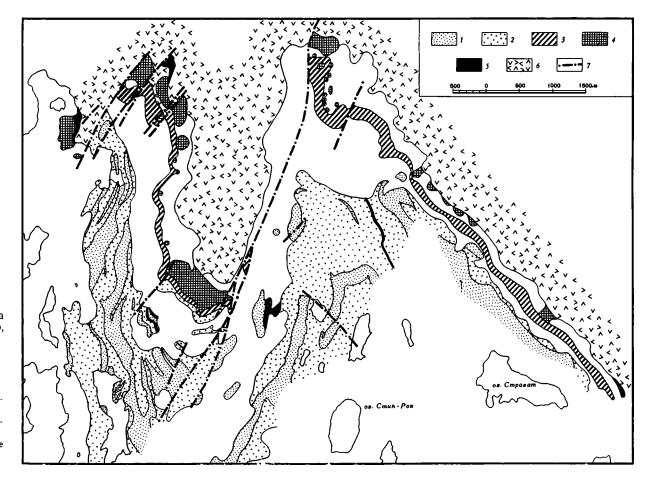
Рудные участки A, B и C сначала считались изолированными, но это оказалось ошибочным. Единая рудная залежь, согласно A. B. Жолиффе (Jolliffe, 1955), только в четырех местах истошается и содержит малый процент железа (фиг. 10). В этих местах залегают слоистые малорудные породы «waste» с большим количеством прослоев халцедона, а в кровле их наблюдается сильное замещение его пиритом.

Рудную толщу кроют черные и темно-зеленые пепловые породы «Ashrock» (фиг. 11). Это грубообломочные карбонатизированные пирокластические породы (иногда слоистые), среди которых лежат два покрова основной лавы с подушечными отдельностями и многочисленными слоями туфов с пиритом и кремнеземом. По выражению А. В. Жолиффе (Jolliffe, 1955), эти породы представляют разнообразное и тесное переслаивание агломератов, туфов, основных массивных лав со сланцами и галечниками. При окислении породы меняют темно-зеленый цвет на коричневый, а в некоторых случаях наблюдается «отбеливание», т. е. ослабление окраски до очень светло-зеленого цвета. Последнее связано с выносом железа и других компонентов. Близ контакта с нижележащей рудной толщей пепловые породы «Ashrock» замещаются гематитом и пиритом. Мощность пепловых пород 270 м.

Вышележащая толща состоит из переслаивания лав, туфов, осадочных пород, прорванных интрузиями. Ее мощность 433 м.

Несколько крупных даек прорывает породы группы Стип-Рок.

Деформация и брекчирование пород происходили после образования руд, поэтому рудовмещающие породы и руды залегают круто наклонно, отсутствуют первичные железистые отложения, и очень трудно установить правильно историю образования руд. Многие авторы отмечают, что группа Стип-Рок вместе с рудными горизонтами представляет единый вулканогенно-осадочный комплекс пород. Но существуют и другие мнения. Некоторые авторы считали, что руды образовались при замещении брекчий гидротермальными продуктами, поступавшими по трещинам вдоль нарушений (Roberts, Bartley, 1943). А. В. Жолиффе (Jolliffe, 1955) писал, что сначала на коре выветривания известняков при наступлении моря образовался перемытый осадок и осаждался нормальный лимонит. Вулканические проявления, по его представлению, были позд-



Фиг. 11. Геологическая карта района оз. Стип-Рок, Онтарио, Канада (Jolliffe, 1955)

- 1 основные массивные интрузии;
- 2 подушечные лавы, туфы, агломераты «Аshrock»;
- 3 группа Стип-Рок, рудная зона;
- 4 доломиты, известняки и их брекчии;
- 5 галечники, конгломераты, сланцы:
- 6 гранитные породы, основные дайки;
- 7 нарушения

нее и оказывали влияние на формирование рудного тела. Гидротермальные растворы приносили к поверхности железо, марганец и кремнезем, а позднее серу. По мнению некоторых авторов, при температуре 150° об-

разовывались гетит, гематит и, наконец, пирит.

Поскольку железные руды тесно связаны с подводно-морскими основными породами и содержат прослои туфов и яшм, но залегают непосредственно на известняках и доломитах, можно назвать эту формацию известково-кремнистой (как бы переходной к формациям Итабиритового типа, богатым железо-марганцевыми рудами).

2. ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ ФОРМАЦИЙ ТИПА ТИМИСКАМИНГ

- 1. Образование известково-кремнистых формаций типа Тимискаминг происходило в узких приразломных трогах.
- 2. В разрезе формаций много основных вулканических и осадочных пород.
- 3. Присутствуют грубые кластические породы, граувакки и пирокластика.
 - 4. Известняки местами имеют водорослевую структуру.
 - 5. На известняках залегает один рудный горизонт.
 - 6. Руды сравнительно глубоководные.
 - 7. Оолиты в руде отсутствуют.
- 8. Руды формаций типа Тимискаминг (впервые в докембрии) содержат пизолитовые образования, возможно, связанные с менее глубоководными условиями, чем для руд Киватинского и порфиро-лептитового типов формаций.
- 9. Первичные рудные минералы, по-видимому, окисные (гематит и гетит).
 - 10. Магнетит отсутствует.
 - 11. Нижняя часть рудного горизонта обогащена марганцем.
 - 12. Наблюдается обогащение пород формаций алюминием и титаном.

Глава четвертая

КРИВОРОЖСКИЙ ТИП

(кремнисто-сланцевые формации)

1. РАЙОН КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ

Близ верхней границы формации Киватинского типа в Белгородском и Старооскольском районах КМА лежат кислые вулканические породы — кварцевые порфиры и кварцевые кератофиры, с которыми не связаны магнетитовые кварциты. Выше формации Киватинского типа, охватывающей обоянскую и михайловскую серии, в Старооскольком, Михайловском и Шигровском районах КМА с перерывом и несогласием в широких синклинальных структурах залегает мощная толща метаморфизованных осадочных и вулканогенно-осадочных пород. Она выделена в нижнюю и среднюю свиты курской серии, имеет мощность от 1 до 3 км и более и относится к нижнему протерозою (Доброхотов, 1958, 1959, 1961). Возраст пород курской серии колеблется, по разным определениям, от 2000 до 2600 млн. лет. Л. И. Салоп (1970) считает эти цифры «омоложенными».

Большинство исследователей выделяет эту толщу пород как «железисто-кремнисто-сланцевую формацию» (табл. 5 и 10). Н. С. Шатский
выделял ее как «джеспилитовую» формацию (1955), а М. С. Марков
(1959) добавил к этому термину название «Криворожский тип». Парагенез пород этой формации резко отличается от парагенеза пород формаций Киватинского типа (глава I) прежде всего небольшим развитием
вулканических и преобладающим количеством осадочных пород. Породы курской серии отлагались в разнообразных условиях: в глубоководных и прибрежно-морских, а местами в континентальных. Во всей курской серии наблюдаются следы подводного вулканизма, а в низах формации отмечены основные лавы и туфы — аналог «талькового» горизонта Украинского массива (Плаксенко, 1966; Чайкин, 1958, 1959).

В парагенезе пород описываемой формации участвуют главным образом различные сланцы, филлиты, рудные и нерудные кварциты, песчаники и конгломераты. Биотитовые, гранат-биотитовые, серицитовые, углистые, хлоритовые и карбонатные сланцы, содержащие пирит, переслаиваются с железистыми кварцитами большой протяженности и мощности. Нижняя часть курской свиты мощностью от немногих метров до 1 км сложена конгломератами, кварцитами, аркозами и сланцами. В Михайловском и других районах она безрудна, как и подстилающий ее горизонт переслаивания зеленых сланцев и амфиболитов. Железонакопление началось во время образования верхней подсвиты, в которой сейчас имеются слаборудные магнетитовые кварциты. В вышележащей средней курской свите, названной железорудной, накопление железа шло уже обильно. По В. Н. Гусельникову (1969), типичные эффузивы (в несколько десятков метров мощностью) разделяют железистые кварциты на два пласта. Они переслаиваются с углистыми сланцами и филлитами и постепенно переходят вверх по разрезу в углистые сланцы мощностью до 200 м с редкими прослоями слаборудных кварцитов.

Схема расчленения докембрия Курской магнитной аномалии на крупные стратиграфические единицы

(по В. Д. Полищуку, Н. И. Голивкину, Ю. С. Зайцеву, Б. Д. Клагиш, 1963 г. Схема обобщена Н. А. Плаксенко, 1966)

		CACMA	оооощена 11.	A. IMarcenzo, 1900)				
Возраст	Серия	Свита	Мощность, м	Главные породы				
Верхний протеро- зой	Т	— роснянский ко	омплекс	Розовые микроклиновые граниты, калиевый метасоматоз. Основные интрузии, граноди ориты, сиениты, розовые граниты, их мигматиты				
_	Стой	ло-николаевск	ий комплекс	Диабазовые порфириты, габбро, диориты, горнблендиты, сиениты, розовые граниты				
		.		Плагиограниты (осколецкого типа), их миг- матиты				
		Курбакин- ская, тим- ская	До 10 00	Кварцевые порфиры и их туфы, туффиты, амфиболиты, сланцы, алевролиты, песчаники, седиментационные брекчии (в Михайловском районе)				
Z			Переры	в, небольшое несогласие (?)				
POTEPO30	Курская	Верхняя курская более 600		Известняки, доломиты, известковые и углистые сланцы, конгломераты железистых кварцитов, железистые кварциты кластогенные, осадочно-метаморфизованные железные руды				
		Перерыв, небольшое угловое несогласие (неповсеместно)						
Z Z		Средняя курская	120—500 и более	Железистые кварциты, переслаивающие ся со сланцами				
Жни		Нижняя курская	2—1800	Сланцы мусковитовые, безрудные обломочные кварциты, метапесчаники, конгломераты, редко прослои туфогенных пород				
ни	Перерыв							
				Ультрабазиты, габбро, габбро-амфиболиты и другие породы				
	Михайловская	Верхняя	0—1000	Кварцевые порфиры, их туфы, безрудные кварциты, мусковитовые сланцы, кератофиры, сланцы с прослоями магнетитовых кварцитов				
	Михай	Нижняя	200—3000	Амфиболиты, амфиболовые и другие сланцы с прослоями слюдяных кварцитов, гнейсы				
		Пе	рерыв, струк	турное несогласие				
РХЕЙ	Древ	ний интрузивн	ный комплекс	Розовые микроклиновые граниты, плагиограниты и их мигматиты, интрузии основных пород, ультрабазиты				
A I	Обо- янская			Гнейсы, амфиболиты, мигматиты, прослои железистых кварцитов				

Магнетитовые, мартитовые, гематит-, сидерит-, доломит-магнетитовые, реже силикат-карбонатно-магнетитовые кварциты образуют 6—7 горизонтов, чередующихся с углистыми пиритизированными и филлитовыми сланцами, часто обладающими ритмичной слоистостью. Их общая мощность, по Н. А. Плаксенко (1966), от 123 до 700 м. Количество и мощность прослоев сланцев зависят от общей мощности железистых кварцитов. Относительно вулканогенного генезиса некоторых прослоев филлитов, серицитовых зеленых и других сланцев писали многие исследователи (Семененко, 1955; Точилин, 1963; Гусельников, 1969, и другие) и этот вопрос уже не подлежит дискуссии.

В Михайловском и Яковлевском месторождениях гематитовые кварциты с прослоями сланцев имеют наибольшую мощность, к востоку она уменьшается до 123 м. Здесь куммингтонит-магнетитовые кварциты (окисно-закисная и закисная фации) выклиниваются среди все увели-

чивающегося количества прослоев сланцев. Б. Д. Клагиш (1959) отмечает развитие первичных магнетит-карбонатных, силикатных и сульфидных руд близ контактов с подстилающими филлитами и сланцами. Б. Д. Клагиш и Н. А. Плаксенко считают эти фации мелководными, а породы их отложившимися в неустойчивой обстановке зоны выклинивания морских осадков близ берега (с. Ястребовка и с. Стойло на востоке района). Здесь имеется самое большое количество прослоев сланцев. Указанные авторы пришли к выводу, что магнетит-гематитовые и гематитовые фации кварцитов, наиболее богатые железом и с небольшим количеством прослоев сланцев и кремнезема, — глубоководные и отлагались вдали от берега, где преобладала химическая садка коллоидов железа и кремнезема, в противоположность осаждению взвесей близ берега (Плаксенко, 1966, стр. 41). В последнем случае наблюдаются быстрая и резкая смена фаций и образование закисных минералов. Работами А. А. Глаголева (1958, 1961) доказано, что рудные минералы не изменялись под воздействием высоких температур, метаморфизма, метасоматоза. Магнетит и гематит сохранились в их первичных соотношениях. Менялись лишь силикатная и в меньшей степени карбонатная части железистых кварцитов.

Наиболее новое и подробное описание пород и минерального состава руд «железисто-кремнисто-сланцевой» формации, их взаимоотношений и распределения в разрезе в зависимости от тектонических процессов сделано Н. А. Плаксенко (1966). Этот автор сравнивает первичные фации железистых кварцитов районов КМА и оз. Верхнего, X. Л. Джемсу (James, 1954), предполагая, что несходство их обусловлено ошибками в описании или слабой изученностью. Однако это не так. Породы курской серии района КМА и верхнего протерозоя оз. Верхнего относятся к разным, хотя и близким формациям. Различны возраст и условия образования железистых пород, так же как различен характер бассейнов отложения и текстуры руд. Железистые кварциты формаций Таконитового типа (верхний протерозой) обладают оолитовой структурой и содержат кластический материал, чего не наблюдается в рудах формаций Криворожского типа. Содержание марганца в формации КМА крайне низко. Взаимоотношение Al₂O₃ и TiO₂ указывает на присутствие в железистых кварцитах туфового материала.

2. УКРАИНСКИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ МАССИВ

Вулканогенная кремнисто-сланцевая формация Криворожского типа формировалась при интенсивном погружении геосинклинального бассейна, располагавшегося на территории современного Украинского щита.

Во всех пяти зонах Криворожского бассейна, образующих меридионально вытянутые желобовидные рвы, формировались породы кремни-

сто-сланцевой формации, подобной формации района КМА (Семененко, 1955; Белевцев, Скуридин, 1957; Бордунов, 1964; Доброхотов, 1958, 1959, и другие). Возможно, что в нижнем протерозое около 2000 млн. лет назад это был единый обширный бассейн.

Отложения формации выделены под названием саксаганской, или криворожской (а ранее кременчугской), серии. Метаморфизм пород этой серии различен, но местами сравнительно слабый. В низах формации (нижняя свита саксаганской серии) почти везде лежит метаморфизованная вулканогенная толща основных и ультраосновных лав и туфов (магний-тальковый горизонт). В Верховцевском районе она имеет мощность 1,5—2 км, в Белозерском и Конкском районах мощность ее 400—1000 м и протяженность 5—7 км (Макухина, 1959). Вулканогенная толща состоит из амфиболитов с миндалекаменной текстурой и зеленых сланцев (на ½ всей мощности). К востоку она выклинивается, сменяясь безрудными кварцитами с прослоями сланцев. Вверх по разрезу в вулканогенной толще увеличивается количество кислых и средних разностей (Западно-Приазовский район), однако они остаются в подчиненном количестве (Семененко, 1959).

Выше горизонта тальковых сланцев лежат породы со сложным ритмичным строением, мощностью от 50 м на севере Саксагано-Ингулецкого синклинория до 300 м на юге и около 2 км в Кременчугском районе. Эта средняя свита криворожской серии состоит из пачек железистых кварцитов (от 2 до 7, по Н. П. Семененко, 1959), изменчивых по составу и мощности и переслаивающихся с аспидными, углистыми, биотитовыми, амфиболитовыми и хлоритовыми сланцами, филлитами и туфами, отложившимися в морском бассейне. Общая мощность всех рудных пачек в Кременчугском районе от 200 до 1750 м, сланцевых — от 100 до 200 м.

В Бузулукском и Верховцевском районах, по-видимому, находились центры вулканической деятельности, и образование магнетит-сидеритовых и магнетит-хлоритовых кварцитов происходило одновременно с отложением лав и туфов спилито-диабазового и кератофирового состава («кератофировая» свита мощностью 100 м). В других районах количество вулканического материала, связанного с железистыми кварцитами, невелико. Он ограничен туфами и туфосланцами или, как утверждают некоторые авторы, вообще отсутствует. Однако И. Н. Бордунов (1964, 1969) и Ю. П. Половинкина (1955) установили перемежаемость железистых кварцитов с туфами и лавами во всей Криворожско-Кременчугской зоне протяжением до 230 и шириною до 40 км.

Н. П. Семененко (1959) выделил в средней свите криворожской серии три типа формаций: вулканогенную (Верховцевский район), вулканогенно-сланцевую (район р. Конки) и сланцевую (район Кривого Рога). Последняя формация формировалась в удалении от центров вулканической деятельности. Можно считать различные типы разрезов криворожской серии градациями или фациями одной формации, зависящими от пространственного расположения вулканических центров и рельефа дна бассейна, в котором образовывалась единая кремнисто-сланцевая формация Криворожского типа.

По Ю. Г. Гершойгу (1955), на тальковых сланцах сначала отлагались железо-силикатные и илисто-кремнистые осадки (шамозит-гриналитовая фация), образующие «полурудные» силикатные прослои. Осаждался также сидерит, а позднее магнетит как первичный минерал. Железо поступало из зеленокаменных пород при их выщелачивании, и из первичного материала образовывались разные фации руд: 1) закисная—магнетит-сидеритовая, сульфидная; 2) окисная — магнетит-гематитовая, карбонатная (Гершойг, 1955; Семененко, 1955).

Н. П. Семененко также считает, что сидеритовые и тюрингито-кремнистые породы криворожской серии содержат первичные карбонаты, си-

ликаты железа и гели SiO₂, отлагавшиеся в морской придонной воде при недостатке кислорода и пониженном Eh. Пирит в Кременчугском районе также встречается прослоями мощностью до 1 м. Таким образом, в средней свите криворожской серии могли отлагаться все четыре фации пород, описанные Х. Л. Джемсом (James, 1954) для докембрийских железистых кварцитов: окисная, карбонатная, силикатная и сульфидная.

Многопластовое ритмичное строение мощной толщи пород средней свиты криворожской серии указывает на колебательные движения — опускания и поднятия дна бассейна (Белевцев, Скуридин, 1957, Плаксенко, 1966). Однако такое строение толщи может быть объяснено и пульсирующим действием вулканов. Во время затухания вулканической деятельности отлагались наиболее мощные горизонты железистых кварцитов, чередующиеся с туфосланцами.

Н. П. Семененко (1959) отмечал, что породы кремнисто-сланцевой

формации имеют флишоидное строение.

Сравнительное изучение железистых кварцитов мира показывает, что рудоносные формации нижнего протерозоя КМА (нижняя и средняя свиты курской серии) и Кривого Рога (нижняя и средняя свиты криворожской серии) представляют совершенно особый тип, не встречающийся в других районах и странах. Для этой формации можно оставить название «Криворожский тип» кремнисто-сланцевых формаций, предложенный М. С. Марковым (1959).

В 1970 г. В. М. Чернов писал о тектонических причинах различия парагенезов пород порфиро-лептитовой и кремнисто-сланцевой формаций. На схеме корреляции (Чернов и др., 1970) показано, что по возрасту порфиро-лептитовая и сланцево-лептитовая формации Балтийского щита сопоставляются с формацией Киватинского типа района КМА и Кривого Рога (древнее 2500 млн. лет), а Криворожская (кремнисто-сланцевая формация) моложе и относится к верхам нижнего протерозоя (1,5—2 млрд. лет). И. Н. Бордунов (1964) отмечал, что Киватинская («метабазитовая») и «Криворожская», или «джеспилито-роговиковая», формации одновозрастны (1700—2000 млн. лет). По последней сводке А. И. Тугаринова и Г. В. Войткевича (1970), криворожская серия формировалась в интервале 2000—2700 млн. лет, однако Л. И. Салоп (1970) считает, что вся криворожская серия должна быть древнее 2600—2700 млн. лет.

Отметим, что состав вулканических пород меняется во всех трех формациях. Так это или иначе, но на данном этапе изучения вернее согласиться с Н. А. Плаксенко (1966), что все три формации различны по составу пород, условиям их образования и металлоносности и относятся к разным формационным типам. Архейские железистые кварциты относятся к Киватинскому вулканогенному типу формаций, нижнепротерозойские — к Криворожскому, кремнисто-сланцевому типу, а выше залегает терригенно-карбонатная формация (верхняя свита криворожской серии).

Верхние свиты в криворожской и в курской сериях лежат с перерывом и большим несогласием на глубоко размытых породах средних «железорудных» свит этих серий и относятся к верхам (?) нижнего протерозоя (1930—2020 млн. лет). Нижняя граница крайне неровная. Породы верхних и средних свит этих серий резко различны. Верхнюю свиту криворожской серии называют известково-кремнистой формацией (Бордунов, 1964), а верхнюю свиту курской серии — доломитовой формацией (Плаксенко, 1966). Оба комплекса можно также назвать известково-терригенной формацией.

В Криворожской, частично Кременчугской и Приазовской зонах Украинского щита и в Белгородском районе КМА эта карбонатная формация сложена внизу железистыми конгломератами и гравелитами, пе-

стрыми карбонатными и аспидными сланцами (200—400 м), мраморизованными кремнистыми известняками мощностью до 50 м, доломитами (не более 25 м), кварцевыми порфирами и туфогенными породами, чередующимися с кремнистыми и углисто-глинистыми сланцами, графитовыми сланцами, алевритами, песчаниками, кварцитами, аркозами и конгломератами. Железистые породы в этой формации являются только продуктами перемыва средних свит курской и криворожской серий и встречаются только в низах разреза. Верхняя же часть формации безрудна и сложена известняками, мраморами и сланцами. Мощность ее 600 м и более. Н. П. Семененко (1959) и И. Н. Бордунов (1964) считают ее сформировавшейся в периферических подвижных зонах, завершившихся образованием краевого прогиба. Известково-терригенная формация верхней свиты криворожской серии следует в вертикальном ряду за рудоносной формацией Криворожского типа.

Известково-терригенная формация развита неповсеместно. В Кременчугской зоне она не содержит железистых кварцитов, а в Верховцевско-Чертомлыкской зоне Украинского массива совсем отсутствует.

И. Н. Бордунов (1964) считает, что Верховцевский бассейн сильно отличается от Криворожско-Кременчугского и имеет особую структуру, поскольку в нем выше рудоносной формации развита мощная вулканогенная формация (мощностью до 10—12 км), а известково-терригенная отсутствует. Вопреки мнению М. Н. Доброхотова (1959, 1961, 1967) и других геологов о возрастном различии архейской и протерозойской рудоносных формаций, И. Н. Бордунов считает все горизонты железистых кварцитов одновозрастными, но различающимися вследствие разной глубины погружения. Однако перерывы в отложениях и крупные несогласия, а также связь с различным парагенезом вмещающих пород указывают на разные условия образования и позволяют установить определенную последовательность отложения формаций, содержащих железистые кварциты.

В Михайловском, Старооскольском и Новооскольском районах КМА известково-терригенная формация мощностью от 0 до 700 м не содержит железистых пород и перекрывается вулканогенными породами курбакинской и тимской свит. В Криворожско-Кременчугской зоне, в правобережном районе и Николаевском участке также отсутствуют признаки известково-терригенной формации, железистые породы развиты здесь в туфогенных сланцах (Половко, Грицков, 1959). Вероятно, железосодержащая формация Криворожского типа местами охватывает и часть верхней свиты, а выше переходит в безрудную формацию (серые грани-

ты).

А. А. Сиворонов и В. Н. Макаров (1966) на основании изучения петрографического состава пород нижней части верхних свит криворожской и курской серий выделили особую «хемогенно-терригенную отдаленную» формацию, сформировавшуюся в заключительные стадии развития нижнепротерозойской геосинклинали. Эти авторы пришли к заключению, что во время отложения средних и верхних свит криворожской и курской серий существовало два источника осадочного материала. Кроме кластогенного материала в бассейн седиментации постоянно поступали продукты эксгаляционно-гидротермальной деятельности. Во время формирования средних свит указанных серий равномерно поступали железо и кремнезем, а во время отложения верхней свиты доставлялся почти исключительно кремнезем. В верхних свитах железа гораздо меньше, чем в средних, и оно главным образом обломочное. Небольшое количество окислов железа выпадало в виде оолитов, в отличие от нормальных железистых кварцитов средних свит криворожской и курской серий, в которых оолиты отсутствуют. Кремнезем образовывал сплошные массы халцедона, представленные сейчас метакварцитами.

3. ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ ФОРМАЦИЙ КРИВОРОЖСКОГО ТИПА

- 1. Формации Криворожского типа образовывались в средние стадии развития геосинклиналей в грабенах («тектонических рвах») или узких прогибах, реже прогибах изометричного строения.
- 2. Формации сложены сильно метаморфизованными осадочными и в меньшей степени вулканическими породами.
- 3. Вулканические породы преимущественно основного и ультраосновного состава.
- 4. Формации сложены различными сланцами, филлитами, конгломератами, рудными и нерудными кварцитами. Карбонатные породы встречаются в небольшом количестве и не являются обязательными членами парагенеза.
- 5. Руды обычно залегают несколькими мощными и богатыми железом горизонтами.
- 6. Первичные минералы представлены сидеритом, магнетитом, силикатами и окислами железа, сульфидами.
- 7. В небольшом количестве встречаются полосчатые доломито-магнетитовые кварциты (обычно менее 15 м мощности).
- 8. В породах и рудах часто наблюдается повышенное содержание фосфора и углерода.
 - 9. Оолиты и пизолиты в рудах отсутствуют.
 - 10. Водорослевые текстуры также отсутствуют.
 - 11. Глубина образования руд различна.
 - 12. Обогащения марганцем не наблюдается.

Глава пятая

ИТАБИРИТОВЫЙ ТИП

(доломитово-кремнистые формации)

1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Доломитово-кремнистые формации с характерными железными и железо-марганцевыми рудами — «итабиритами» развиты очень широко. Они встречаются в небольшом количестве в нижнем протерозое, а главным образом в среднем и верхнем протерозое Бразилии, Индии, Южной Африки, Венесуэлы, Южной Родезии, Южной Австралии (группа Мидлбек) и др.

Породы формации складчаты, различно метаморфизованы и залегают в эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных структурах. Парагенез пород состоит из доломитов, яшм, основных вулканических пород, филлитов, кремнистых, углистых, тальковых и других сланцев, железистых кварцитов, граувакк и конгломератов. Мощность формаций этоготипа достигает 4—5 км и более.

В указанных странах для обозначения итабиритовых руд сохранился классический термин «железистые кварциты»; употребляется также термин «железистая формация» для всей совокупности пород, имеющих повышенное содержание железа (15-20%), достаточное для превращения их в руду при последующем выщелачивании примесей и обогащении. Но чаще всего употребляются термины «итабириты» и «доломитовые итабириты» 1. В первом случае итабириты определяются как «тонкосланцеватые железо-кварцевые окисные породы с большим или меньшим количеством доломита» (Guild, 1953). Этот автор отмечал, что доломит и местами амфибол (тремолит, антофиллит) являются неотъемлемыми составляющими итабиритов. Существует и другое определение: итабириты — это метаморфизованные породы, состоящие из тонкослоистой окиси железа, чередующейся с раскристаллизованным силицитом (chert), превращенным в кварц (Dorr, 1964, стр. 1209; Pomerene, Dorr, 1964, стр. 100; Wallace, 1965, стр. 10). Авторы подчеркивали, что местами итабириты совсем не содержат карбонатных прослоев.

Термин «доломитовые итабириты» дан породе, в которой доломит (или мрамор) занимает полностью или частично место силицита. Доломитовые итабириты всегда по латерали переходят в карбонатные породы постепенно, пальцеобразно или сохраняются в этих породах в виде разорванных линз (Wallace, 1965; Simmons, 1968).

Итабириты доломитово-кремнистых формаций большей частью мощные и богатые железом. Например, мощность итабиритов в Бразилии местами доходит до 1200 м. Железо-марганцевые итабириты Южной

¹ Термин «итабириты» был введен еще в 1822 г. Эшвеге для массивных высококачественных спекуляритовых руд докембрия в штате Минас-Жераис (Бразилия). В 1910 г. О. А. Дерби (Derby, 1909—1910) начал употреблять этот термин вообще для всех слоистых пород из зернистого кварца и гематита, с которыми связаны высококачественные руды.

Африки имеют мощность 300 $\emph{м}$ и протяженность 57 $\emph{км}$. Состав необогащенных итабиритов примерно следующий (в %): Fe₂O₃— 45,2, SiO₂— 53,2, Al₂O₃—0,05, P—0,5. Содержание марганца различно.

Характерной чертой формаций Итабиритового типа является широкое развитие мощных доломитовых толщ, определяющих весь ее облик

и переслаивающихся с итабиритами.

Слоистость итабиритов часто обусловлена чередованием прослоев окиси железа с доломитом и кремнеземом. В доломитах часто встречаются тонкие слои итабиритов, а последние содержат прослои и линзы доломитов. Постепенные переходы (иногда пальцеобразные) от итабиритов через кремнисто-доломито-железо-марганцевые итабириты местами до почти чистых известняков позволяют некоторым геологам предполагать, что железо-марганцевые доломиты, выщелачиваясь, служили источником руд. О. А. Дерби (Derby, 1909—1910) особенно подчеркивал, что промышленные содержания железа и марганца всегда связаны с доломитами. Ж. В. Дорр и другие (Dorr a. о., 1956) считали, что железо и марганец первоначально были включены в решетку доломита, образуя соединение Са(Мп, Мg, Fe) (СО3)2, и что именно доломиты были материнскими породами руд.

Однако большинство исследователей (Barbosa, 1949; Guimareas, 1951; Park a. o., 1951; Guild, 1953; Gair, 1963; Pomerene, Dorr, 1964, и другие), отмечая переслаивание лав и туфов с итабиритами, связывали их про-исхождение с вулканизмом, а образование марганцевых горизонтов относили за счет изменения туфовых прослоев. Прослои туфов встречают-

ся и в карбонатных породах.

X. Л. Джемс (James, 1954), ссылаясь на В. В. Руби (Rubey, 1951), отмечал, что для огромного количества известняков и доломитов СО₂ могла доставляться вулканическими эманациями. Состав карбонатных пород меняется от почти чистых известняков и сильно магниевых известняков до кремнистых железо-марганцевых доломитов, тесно ассоциирующих с итабиритами. Химический состав карбонатных пород формации показан в табл. 11—13.

Осаждение первичных рудных компонентов в Итабиритовых формациях происходило главным образом в виде окислов железа и марганца и в меньшей степени в виде карбонатов. Они отлагались обильно и быстро в богатой кислородом среде (Harder, Chamberden, 1915; Freyberg, 1932; Harder, 1963; и др.).

Окись марганца осаждалась синхронно с окисью железа. Содержание обоих компонентов в итабиритах сильно меняется. При большом содер-

жании марганца количество железа резко снижается.

В районах со значительным развитием в протерозое карбонатных пород никаких следов первичных силикатов или сульфидов железа в формациях Итабиритового типа не наблюдалось. В Южной Африке и Индии, где вулканизм был более интенсивным, обильнее развиты различные кремнистые породы, графитовые и углистые сланцы. В этих странах кроме окисных и карбонатных фаций руд в небольшом количестве встречаются первичные силикатные и сульфидные минералы железа и марганца. Среди итабиритов (главным образом доломитовых) встречаются от одного до пяти горизонтов марганцевых руд, содержащих от 10 до 40% Мп, а также отдельные самостоятельные марганцевые месторождения. В них чаще всего присутствуют пиролюзит, псиломелан, гаусманит, браунит и другие марганцевые минералы; содержание марганца доходит до 50%. Наиболее благоприятна для образования таких месторождений или отдельных марганцеворудных слоев переходная зона от карбонатных пород к железисто-кремнистым. Часто марганцевые руды приурочены к кремнисто-карбонатным брекчиям.

Для Итабиритовой формации характерно широкое развитие первично богатых железом гематит-магнетитовых итабиритов, а также вторичных

Таблица 11 Состав мраморов, ассоциирующих с итабиритами в Лагоа-Гранде, Бразилия, % (Wallace, 1965)

1	Номера образцов							
Компоненты	1	2	3	4	5	6		
SiO ₂	13,20	1,8	1,5	5, 4 3	4,97	1,6		
Fe ₂ O ₃ +FeO	2,00	2,8	2,5	3,09*	6,31*	5,9		
Al_2O_3	0,20	0,5	0,8	0,11	Нет	1,8		
CaO	26,70	29,0	29,3	28,00	26,87	39,0		
MgO	17,60	20,4	20,2	16,79	21,71	10,4		
MnO	0,22	0,7	0,4	2,28	1,15	Не опр		
П. п. п.	39,90	44,7	45,1	44,3	39,00	41,3		
Сумма	99,82	99,9	99,8	100.00	100,01	100.0		

[•] Железо присутствует в виде закиси.

Таблица 12 Сравнительный состав руд и карбонатных пород серии Минас, содержащих марганец, % (Wallace, 1965)

	Руда из	Подстилающие карбонатные породы			Руда из	Подстилающие карбонатные породы		
Компоненты	рудника Дитр	светло- красные	темно- красные	Компоненты	рудника Дитр	светло- красные	темно- красные	
Mn Fe SiO ₂ Al ₂ O ₃	33,70 23,70 4,00 0,05	1,2 4,2 1,0 0,2	1,7 3,2 4,1 0,4	P CaO MgO	0,03 He onp. 0,80	Не опр. 29,3 17,2	He onp. 28,7	

Таблица 13 Состав марганецсодержащих карбонатных пород серии Минас, Бразилия, % (Dorr a. o., 1956)

Компонен- ты	Доломит	Белый известняк	Породы	из коллекции С). Рурке	Карбонатные породы из рудника Калькодио
	O6p, 1	O6p, 2	Обр. 3	O6p. 4	Обр. 5	Обр. 6
SiO ₂	0,95	2,13	5,70	0,80	0,60	2,10
Fe ₂ O ₃	Не опр.	Сл.	Не опр.	Не опр.	10,70	Не опр.
FeO	2,80	4,95	5,60	> >	Не опр.	*
MnO	1,58	1,45	2,90	2,30	4,20	3,90
CaO	36,62	28,49	25,70	54,00	26,70	28,50
MgO	13,30	19,50	18,00	Cл.	17,00	19,60
P_2O_5	Не опр.	Не опр.	Сл.	0,02	0,02	Не опр.
Al_2O_3	0.58	2,70	0,20	Не опр.	0,48	* *
П. п. п.	44,26	Не опр.	42,00	42,40	40,40	44,00
Сумма	100,09	59,22	100,10	100,00	100,10	98,10

руд, образовавшихся при замещении итабиритов и сохранивших их структуру. Кластический материал в таких породах отсутствует. Характерной чертой формации является также развитие на поверхности огромных количеств богатых обломочных и остаточных руд («канга»). В Бразилии и Индии они составляют до 70% общих запасов руд.

2. БРАЗИЛИЯ

Строение Итабиритовой формации

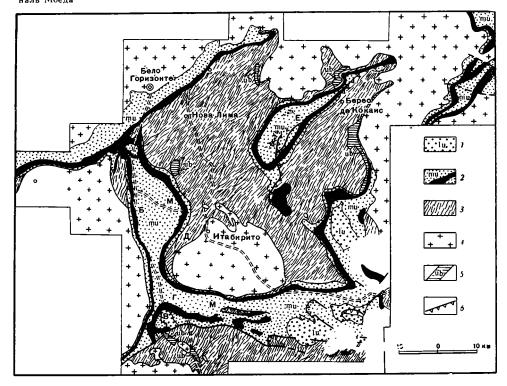
Классическим примером формации Итабиритового типа может служить комплекс пород трех серий нижнего и среднего протерозоя Бразилии: Рио-дас-Вельяс, Минас и Итаколуми. Связанные с этими отложениями итабириты известны во многих районах Бразилии, но наибольшее развитие они имеют в штатах Минас-Жераис и Амапа. Известный район «Железорудного четырехугольника» в штате Минас-Жераис занимает площадь в 7000 км² (фиг. 12).

Протерозойские породы перечисленных серий подсилаются архейскими кристаллическими сланцами и гнейсами. Метаморфизм, гранитизация, несколько периодов интрузивной деятельности, а также складчатость и другие тектонические нарушения во многих местах значительно изменили первичные породы, что затрудняло корреляцию отложений

Фиг. 12. Геологическая карта «Железорудного четырехугольника» (Минас-Жераис, Бразилия), показывающая положение рудных тел и стратиграфическое положение серий (Park a. o., 1951)

1— серия Итаколуми (нерасчлененная); 2— серия Минас с группой Итабира (черное); 3— серия Рио-дас-Вельяс; 4— граниты; 5— основные и ультраосновные породы; 5— нарушения. Буквы на карте — железорудные районы: А — Итабира; Б — Лагса-Гранде; В — Конгонхас; Г — Фабрика; Д— Пико-до-Итабирито; Е— синклиналь Гандарелла; М— синклиналь Моеда





докембрия в разных районах. Однако местами метаморфизм пород сла-

бый и не превышает фации зеленых сланцев.

Согласно А. Ж. Оливейра (Oliveira, 1956), доминасская серия Барбасена в штате Минас-Жераис сложена типичным ортогеосинклинальным комплексом пород, собранных в складки северо-восточного простирания. Г. Эберт (Ebert, 1957), относивший породы серии Минас к нижнему альгонку, отмечал, что в районе от Барбасена до Лафайета доминасская серия (Рио-дас-Вельяс) сложена кварцито-слюдяными сланцами и гнейсами, но севернее Лафайета разрез ее резко меняется. Там развиты туфы, эффузивы, графитистые филлиты, кварциты, доломиты и итабириты. Такой комплекс пород ясно показывает, что доломитово-кремнистая формация, содержащая итабириты, формировалась еще в доминасское время, но главная масса итабиритов связана со средним отделом серии Минас. Возможно, это был более длительный этап затухания вулканической деятельности, во время которого могли образовываться более мощные и богатые итабиритовые толщи (табл. 14).

Серии Минас и Итаколуми были выделены О. А. Дерби (Derby, 1909—1910), который относил их к верхнему докембрию. Позднее серия Минас, интересная своими полезными ископаемыми (золото, железо, марганец), была описана многими исследователями. Большинство из них делили серию Минас на четыре отдела — «формации» (см. табл. 15), а П. В. Джильд (Guild, 1953), подробно описавший район Конгоньяс в центральной части штата Минас-Жераис, разделил ее на три группы

(см. табл. 16).

П. В. Джильд (Guild, 1953, стр. 640) так охарактеризовал комплекс пород, сопровождающих итабириты: «Итабириты развиты главным образом в средней группе Минас в эвгеосинклинальных отложениях: это кварциты, сланцы, химические осадки, граувакки и вулканические породы. Ритмичное осаждение железа и кремнезема происходило в ограниченном мелководном бассейне при несколько кислых условиях, которые не препятствовали осаждению карбонатов».

Подобно Е. С. Хардеру и Р. Т. Чемберлену (Harder, Chamberlen, 1915), А. Ж. Оливейра (Oliveira, 1956) выделял в серии Минас четыре отдела или свиты (снизу вверх): 1) Караса — кварциты и конгломераты, мощностью от 200 до 1000 м, свидетельствующие о продолжительной эрозии перед отложением вышележащей толщи; 2) Бататаль, представленную сланцами мощностью до 150 м; 3) мощную толщу Итабира (до 3 км), состоящую из итабиритов, доломитов, сланцев и филлитов; 4) Пирасикаба, сложенную конгломератами, кварцитами, филлитами и итабиритами.

Ж. В. Дорр и А. Л. Барбоза (Barbosa, 1949; Dorr, Barbosa, 1963) дают подробный разрез серии Минас, отмечая, что наиболее ясным и выдержанным маркирующим горизонтом являются итабириты среднего от-

дела этой серии (табл. 15).

В то же время производилось детальное картирование в различных частях «Железорудного четырехугольника», в результате чего серия Минас в его западной части разделена на 8 свит («формаций»), а серия Рио-дас-Вельяс в северной части — на три свиты. Положение и состав их приведены в табл. 16. Для сравнения и характеристики пород Итабиритовой формации в таблице приведено описание разрезов трех районнов в различных частях «Железорудного четырехугольника» (в западной, северной и центральной частях штата Минас-Жераис).

Во всех рассматриваемых районах наблюдается неоднократная, но постепенная смена отложения кластических и хемогенных осадков, а также смена мелководных и глубоководных условий их седиментации.

Вулканические породы преобладают в нижней части формации в серии Рио-дас-Вельяс, но измененные туфы и многочисленные интрузии основных и ультраосновных пород встречаются по всему разрезу. Все

Серия Итаколуми	Группа Тирадентес (мощностью 800 м): вверху кварциты и кварцевые конгломераты с косой слоистостью, в середине белые доломитовые известняки, внизу кварциты и песчаники с косой слоистостью Крупное несогласие				
	Группа Пирасикаба: филлиты, кварциты, доломиты, кремнистые породы, граувакки, метаморфизованные эффузивы и туфы				
Серия Минас (мощ-	Несогласие				
ность 7000 м, от 1650 до 1340 млн. лет). Серию прорывают граниты Итабиру*	Группа Итабира: метаморфизованные железистые кварциты с богатой гематитовой рудой и доломитами. Известняк (всегда с большим или меньшим количеством гематита) ассоциирует с богатой рудой. Типичная «гематитовая яшма»				
	Руда «якутанга», прослои и линзы длиной до трех миль и мощностью до 2000 футов (700 м)				
	Группа Караса: кварциты, филлиты, сланцы, базальный конгломерат с галькой подстилающих пород				
	Несогласие. Лаврентьевский орогенез. Граниты				
Нижний альгонк	Группы Лафайети и Барбасена (Рио-дас-Вельяс): кварц-слюдяные сланцы, гнейсы, граувакки, туфы, диабазы, марганцевые руды («шляпы» марганецсодержащих силикат-карбонатных пород — «келузитов», аналогов «гондитов» Индии)				
Верх ний архей	Серия Мантикейра				

Возраст этих гранитов определяется в 1340 млн, лет, с чем связано и определение возраста серии Минас Г. Эберта. Последующие определения показали, что возраст гранитов 1900 млн. лет, следовательно, породы серии Минас древнее.

три серии, слагающие Итабиритовую формацию (Рио-дас-Вельяс, Минас, и Итаколуми), отделены одна от другой несогласиями, которые местами выражены слабо. Они не отмечают смены парагенезов пород формации или полного прекращения осаждения железа, кремнезема, марганца и образования характерных карбонатных пород. Поэтому структурные и эрозионные несогласия надо считать внутриформационными.

Породы нижней части формации (различных групп и свит серии Риодас-Вельяс) в штате Минас-Жераис представлены не везде одинаково. Например, в синклинали Гандарелла они присутствуют только в ее южной части и отсутствуют в северной. 90% пород нижней группы этой серии — Нова-Лима — являются сланцами и филлитами (хлорит-серицитовыми, хлорит-тальковыми, антигоритовыми, углистыми, карбонатными и железистыми). Сланцы переслаиваются с кварцитами или железистыми кварцитами и латерально в них переходят. Такие линзы кварцитов составляют не более 10% пород группы Нова-Лима в синклинали Гандарелла. Мощность линз и прослоев железистых кварцитов от 1 до 5 м, редко 35 м (Ротегепе, Dorr, 1964). Они состоят из чередующихся слоев кварца и лимонита и переслаиваются с филлитами, первично вулканогенными. Встречаются асбестсодержащие серпентиниты.

Кварциты вышележащей группы Камбатос содержат еще меньше железистых прослоев, а карбонатный материал в ней почти отсутствует. В синклинали Моеда кварциты Камбатос не обнаружены, а нижняя группа Нова-Лима (единственная в серии Рио-дас-Вельяс в этом районе), более мощная, чем в синклинали Гандарелла, содержит доломиты и мраморы, ассоциирующие с железистыми кварцитами окисной и карбонат-

Протерозой, Серия Итаколуми, В основании конгломераты из галек перемытых пород серии Минас. Мощность 450 м

	Несогласие
Проторозойская мото	1. Мощные кристаллические сланцы со следами первичных изверженных пород и реликтами магматического происхождения. Потоки эффузивов с Fe и Mn. Линзы доломита. Обогащение пород железом и образование богатой руды «канга». Местами переслаивание с итабиритами и мощные линзы мрамора, известняки, доломиты и глины
Протерозойская метаморфизованная серия Минас, нарушенная, раздробленная, измененная интрузиями трех периодов магматической деятельности	2. Итабириты и железистые кварциты с мартитом и магнетитом, переслоенные доломитом (Fe—45%, в руде до 66%). Мощность главного рудного горизонта от нескольких метров до 1200 м и более. Фациальные переходы руд в доломиты и глины. Иногда переслаивание итабиритов и мраморов. Богатые гематитовые руды образовались из итабиритов. Гидротермальная деятельность (?)
	3. Различные кристаллические сланцы
	4. Тяжелый твердый кварцит с серицитом и мусковитом. Местами переходит в кварц-серицитовые сланцы и гнейсы
Архей	Орто- и парагнейсы, кристаллические сланцы

ной фаций. Рурке (Rourke, 1957) считает, что отсутствие карбонатных пород в некоторых районах объясняется их выщелачиванием, а также метаморфизмом и превращением в амфиболиты. Верхние слои группы Тамандия, мощность которых местами достигает 1000 м, а в районе Берео-де-Кокаис только 285,6 м, содержат в изобилни карбонатные породы, переслаивающиеся с итабиритами. Г. С. Симмонс (Simmons, 1968) приводит следующий разрез верхней части толщи Тамандия, непосредственно лежащей под серией Минас (по Dorr, 1965, это ее базальная часть) в районе Берео-де-Кокаис, сверху вниз:

	Интервалы		Мощность, м
	керна от	до	мощность, ж
1. Филлиты тонкослоистые разных цветов	0	$\hat{6}, 7$	6,7
2. Переслаивание филлитов и кварцитов	6,7	7,6	0,9
3. Филлиты серые и пестрые	7,6	13,1	5,5
4. Сланцы	13,1	33,6	20,5
5. Доломитовые итабириты	33,6	37,4	3,8
6. Доломитовые железистые филлиты	37,4	38,8	1,4
7. Переслаивание итабиритов и филлитов	38,8	39,7	0,9
8. Переслаивание доломитовых филлитов с итабиритами	39,7	41,7	2,0
9. Доломиты с прослоями филлитов	41,7	43,4	1,7
10. Железистые кварциты, бедные железом	43,4	45,6	2,2
11. Филлиты желто-коричневые, тонкослоистые с про-			
слоями железистых кварцитов	45,6	53,7	8,1
12. Доломитовые итабириты и филлиты	53,7	67,6	13,9
13. Доломитовые филлиты	67,6	68,3	0,7
14. Железистые кварциты	68,3	69,5	1,2
15. Доломитовые филлиты	69,5	70,1	0,6
16. Бедные железом сильно кремнистые железистые			
кварциты с прослоями филлитов	70,1	74,2	4,1
17. Переслаивание сланцев и кварцитов	74,2	107,7	33,5
18. Гнейсо-кварцитовые сланцы с порфиробластами по-			
левого шпата	107,7	111,6	3,9
19. Переслаивание сланцев и кварцитов (филлиты с ар-			
гиллитовым материалом)	111,6	285,6	174,0
Общая мощность	,	•	285,6
Fo			•

Итабиритовый тип доломитово-кремнистых формаций Характеристика разных районов «Железорудного четырехугольника» в штате Минас-Жераис, Бразилия

-	<u>, </u>	1		1	1	·
`руппы	Свиты (или формации)	Западная часть, район Пико-до-Итабирито в синклинали Моеда (Wallace, 1965)	С ев ер Ганда	ная часть, ряйон Берео-де-Кокайс в синклинали релла (Simmons, 1968)	Серии	Район Конгоньяс в центре штата Минас-Жеранс (Guild 1953)
æ		Кварциты, песчаннки, в середине филлиты, аргиллиты. Внизу серицитовые кварциты с прослоями конгломератов. В основании грубые конгломераты из обломков нижележащих пород и железистых кварцитов. Граниты. Мощность более 1000 м	лезист жащи	ты, сланцы, аргиллиты, серицитовые кварциты. Же- ые кварциты. Конгломераты из обломков нижеле- х пород	Итако	Кварциты, серицитовые филлиты, тальковые сланцы. Порит, графит. Туфы, граувакки. Линзы итабиритов. Вниз конгломераты из обломков яшм, руды. Диабазы и ультри основные породы
а О	Баррнеро. Ср. 120 м	Графитовые филлиты, сланцы, аргиллиты с темными кон- крециями. Мощность от 80 до 300 м	~~~	Несогласие		Графитовые и серицитовые филлиты. Линзы доломито Итабириты мощностью около 2 м и длиной сотни метро граувакии. Вулканические породы. Туфы на разнь
χ χ	Табоес. Ср. 10 м	Кварциты рыхлые, тонкозернистые, рассыпающиеся в белый порошок. Зерна округлые. Мощность от 2 до 40 м	голько адинхо		= 1	рознях (формирование в условиях глубокого бассейн поднятие краев геосинклинали). Мощность сотви метро
Пира	Фехо-де- Фунил. Ср. 300 м	Доломитовые филлиты, известняки, линзы железистых кварцитов. Мощность карбонатных пород до 100 м, протяженность до 600 м. Общая мощность от 100 до 600 м и более	Присутствует . формация Церк	Доломитовые филлиты с пятнами окислов марган- ца. Кварциты, конгломераты, сланцы и тонкие прослон гематита, магнетит. Доломиты, итабири- ты. В кровле филлиты, в основании песчаники. В филлитах марганцевые минералы. Мощность 225 м	группа	
	Церкадинхо. Ср. 550 м	Кварциты и слюдистые филлиты. Линзы железистых квар- цитов мощностью до 100 м, длиной более 2 км. Мощность от 400 до 900 м			Верхняя	
	Ì	Несогласие		Несогласне	ас	
бира	Гандарелла	Доломиты, известняки. Доломитовые аргиллиты и филлиты. «Доломитовые итабириты» с окислами марганца. Мраморная брекчия с FeCO ₃ и гематитом. Хлорит. Тонкие слои туфов на доломитах. Мощность от 160 м на юге до 400 м на севере, местами 500 м	и окисью марганца. «Доломитовые итабириты» (менее		па серин Мин	Вверху доломиты. Доломитовые, амфиболовые итабирит и доломит-магнетитовые итабириты. Богатые спекуля гематитовые и железо-марганцевые руды. Лавы. По сли истости итабиритов туфы, пепел (1 м), тальк, хлори пирит. Граувакки, вулканиты. Брекчиевые конгломераты кварциты. (Железа в итабиритах от 40 до 70%). Мощ ность от 100 до 700 м
N T a	Кауэ- Итабирите	Итабириты только в окисной фации (гематит и силицит). Тигровые руды. Железо-марганцевые итабириты. Богатые спекуляр-гематитовые руды. 20 м переходной зоны к Бататаль. Мощность от 200 до 700 м (средняя 350 м)	Спеку ты.] 450 м	приты и доломитовые нтабириты. Богатые руды. ляр-гематит, магнетит, лимонит. Филлиты, доломи- Ширина пояса на севере 100—900 м, на юге 100— Мощность от 40 м на востоке до 65 м на западе. одная зона вниз — 2—3 м	Средняя груп	
е С	Бататаль	Грубые и тонкие кластические осадки. Темно-серые филлиты и сланцы. Слоистый силицит. Магнетит. Условия, переходные от кластического к хемогенному осадконакоплению. Мощность 100—200 м	Переслаивание филлитов, сланцев, кварцитов разных цве тов. Итабириты вверху. Мощность от 15 до 30 м (средняя 9 м)		группа Минас	Белые кварциты, немного серицитовые. Слюдистые сла цы, филлиты, конгломераты. Внизу песчанистый и гл нистый материал. Мощность от 100 м на юго-запа района до 650 м (иногда 900 м) на севере
Кар	Моеда	Кварциты, филлиты, конгломераты из галек кварца и амфиболита. Внизу песчаные филлиты. Переслаивание и перекрестная слоистость. Мощность от 200 до 900 м	рит, і Среді	иты, кварциты, конгломераты (серицит, кварц, хло- іесчаный материал). яя мощность 9 <i>и</i>	Нижняя группа серии Минас	
	1	Глубокое структурное и эрознонное несогласие	 	Слабое несогласне	<u> </u>	Несогласие
	Тамандия	Перерыв	(мощность 924 ж) без названия (мощность 286—300	Доломиты, доломитовые сланцы, итабириты. Фил-	сланцы»	Хлоритовые, графитовые, тальковые и зеленые сланц Граувакки, амфиболиты, доломиты, итабириты. Вулкан ческие породы разных типов и возраста. Туфы. Гондит Ультраосновные интрузни. Днабазовые дайки
t	Там		K 3	Почти всецело из тонкозернистых слюдистых квар- цитов. Зона шириной 1900 м. Тонкие слои филли- тов, очковых сланцев. Дайки, тонкие прослойки гематита	«Доминасские	
	Нова-Лима	Преобладают кварц-мусковитовые и серицитовые сланцы. Карбонатные сланцы. Мраморы и филлиты. Граувакковые сланцы, амфиболиты. Прослои железистых кварцитов (карбонатная фация) пересланваются с гранат-ставролитовыми сланцами. Много хлорита. Метавулканические породы. Мощность 4200 м, на севере 1000 м	Нова-Лима (мощность 2300 м)	Хлорит-тальковые серицитовые углистые и желё- зистые сланцы и филлиты (частично вулканиче- ского происхождения). Железистые кварциты. Мощность от 1 до 35 м. Присутствуют только на юге синклинали		
	-	Мощность трех серий 5—6 км		Измеренная мощность серий Минас и Рио-дас- Вельяс 3600 м		
			'		:	1

Сходный характер имеют отложения «доминасских сланцев», которые названы так П. В. Джильдом (Guild, 1953), изучавшим район Конгоньяс

в центральной части штата Минас-Жераис (см. табл. 16).

Выше (почти везде) с большим несогласием залегают слои серии Минас различной мощности (табл. 16), местами доходящей до 7 км. Верхняя (Пирасикаба) и нижняя (Караса) группы серии Минас преимущественно кластические (кварциты, сланцы, филлиты, конгломераты), но верхняя содержит также хемогенные породы (доломиты, итабириты) и пирокластику. Средняя группа серии Минас (Итабира) почти полностью хемогенная. Вулканогенные и кластические породы развиты в небольшом количестве. В нижней части группы Итабира (свита Кауэ-Итабирите) итабириты и богатые руды переслаиваются чаще со сланцами или филлитами, чем с доломитами. В верхней части (свита Гандарелла) преобладают известняки, доломиты, мраморы, карбонатные сланцы, аргиллиты и мощные толщи доломитовых итабиритов, с которыми связаны слои и линзы марганцевых руд.

В штате Минас-Жераис обнажения доломитов и итабиритов протягиваются с востока на запад на 150 км, а с севера на юг более чем на 75 км. В этом направлении они, возможно, продолжаются на 500 км. Мощность известняков в некоторых местах доходит до 500 м. Мощность слоев итабиритов меняется от немногих метров до более 1 км (в среднем 150 м).

В районах сильного метаморфизма с итабиритами ассоциируют амфиболиты, амфиболовые и кристаллические сланцы (биотитовые, хлоритовые, ставролитовые, гранатовые, серицитовые и другие). Многие из них сохранили признаки вулканических пород, первично представлявших туфы и эффузивы. Местами доломиты покрыты метровым слоем зеленых хлоритовых сланцев, содержащих крайне тонкие иглы рутила. П. В. Джильд (Guild, 1953) считал эти сланцы измененным слоем пепла, предполагая, что вулканизм создавал более кислые условия в бассейне и осаждение доломитов прекращалось. Непосредственно на слое пепла залегают нормальные итабириты.

В кровле, подошве и среди рудных слоев постоянно встречаются доломиты в виде линз и прослоев различной мощности, тесно ассоциируя с итабиритами. Иногда доломиты отделены от итабиритов железистокарбонатными сланцами малой мощности. Важно отметить, что все эти породы взаимно переходят друг в друга: прослои итабиритов, постепенно исчезая, выклиниваются в доломитах, а тонкие прослои последних часто встречаются в итабиритах. Местами наблюдается определенная последовательность по горизонтали: окисная фация итабиритов переходит в карбонатные породы, которые, возможно, образовывались дальше от берега. Состав карбонатных пород показывает смесь карбонатов кальция, магния, марганца и железа с примесью гематита. Доломитовые итабириты свиты Гандарелла отличаются от нормальных итабиритов свиты Кауэ-Итабирите. В верхней части группы Итабира они не имеют большого латерального протяжения, как это наблюдается в нижней части. ${\sf K}$ роме того, в верхней части разреза богатые кварцем слои в 3-4 раза более мощные, чем слои, богатые гематитом.

С. К. Лейт и Е. С. Хардер (Leith, Harder, 1911) отмечали присутствие в доломитах и других карбонатных породах Бразилии тонкозернистого халцедона (chert), а не песчаных зерен кварца, в то время как в итабиритах, по их мнению, встречается крупный кварцевый песок. Эти же авторы утверждали, что железистые кварциты районов оз. Верхнее почти всегда сопровождаются не кластическим кварцем, а хемогенным кремнеземом. С. А. Тайлор (Tylor, 1948) опроверт это заключение. Он исследовал многочисленные образцы пород и руд серии Минас и для сравнения изучил железистые кварциты оз. Верхнего. С. А. Тайлор пришел к заключению, что в обоих случаях в железистых кварцитах рудные прослои чередуются с хемогенным халцедоном, который не содержит акцессор-

ных минералов, характерных для кластического кварца (циркона, ильменита, рутила, турмалина, магнетита и др.). В процессе последующих изменений и перекристаллизации кластический кварц и хемогенный кремнезем делаются неразличимыми. Только анализ тяжелой фракции позволил установить наличие в рудах Бразилии первичного аморфного кремнезема, впоследствии перекристаллизованного и получившего сходство с кластическим кварцем.

Верхняя группа серии Минас, названная Г. Эбертом «Пирасикаба» (Ebert, 1957) сложена кластическими породами (сланцы, филлиты, граувакки) и химическими осадками: железистыми кварцитами с прослоями марганцевых минералов, доломитами, а также метаморфизованными основными лавами и туфами (Dorr a. o., 1956). Мощность группы Пирасикаба местами доходит до 4 км. В южной части района Конгоньяс П. В. Джильд (Guild, 1953) отметил мощную толщу зеленых сланцев частично доминасского времени, частично эквивалентную серии Минас. Сланцы состоят из кварца, полевого шпата, биотита, хлорита, мусковита, тремолита, актинолита, талька, кальцита, спессартина и других минералов и, вероятно, первично представляли подводные туфы.

На породах серии Минас с несогласием залегает комплекс отложений, называемый серией Итаколуми, достигающий в районе Пико-до-Итабирито мощности 1000 м и протягивающийся в северном и северовосточном направлениях. В основании серии Итаколуми залегают конгломераты, сложенные гальками и валунами хлоритовых и мусковитовых филлитов, итабиритов, доломитов и других пород, образовавшихся при эрозии подстилающей серии Минас. Цементом конгломератов является гематит того же происхождения. Выше конгломератов залегают кварциты с горизонтами филлитов, доломитовые известняки, аргиллиты и песчаники с косой слоистостью. Встречаются многочисленные дайки диабазов и ультраосновных пород. Так заканчивается Итабиритовая доломитово-кремнистая формация в штате Минас-Жераис. За время ее формирования по крайней мере три раза изменялись условия, благоприятные для отложения кластических пород, на условия, благоприятные для образования хемогенных и смешанных пород. Так же несколько раз менялись более глубоководные условия отложения на более мелководные.

Итабириты серии Минас

Нижняя часть серии Минас (группа Караса), представленная сланцами, филлитами и чистыми кварцитами, мощностью от 18 до 650 м, местами 1100 м, не содержит повышенных количеств железа.

В средней группе серии Минас (Итабира) отложение железистых пород началось резко, без каких-либо постепенных переходов. Верхние слои кварцитов свиты Моеда становятся сильно слюдистыми и постепенно переходят в зону сланцев (свита Бататаль), на которой и залегают самые нижние слои итабиритов. Они сложены тонкозернистым спекуляргематитом с мозаичными зернами кварца. В рудах постоянно присутствуют крупнозернистый доломит и амфибол (тремолит, антофиллит). По плоскостям слоистости пород обычно развит тальк, часто встречается хлорит. Можно наблюдать все переходы от светлых чисто кварцевых слоев, чередующихся с гематитом, до красных пород с рассеянными хлопьями гематита и, наконец, гематита, вообще лишенного кварца. Также можно наблюдать все переходы от кремнистого итабирита через кварц-доломит-магнетитовые итабириты до почти чистого доломита. Карбонатные прослои, переслаивающие рудные слои, всегда содержат большее или меньшее количество гематита (Guild, 1953). Богатые гематитовые и магнетитовые руды образовывались только в итабиритах. По отношению к массе итабиритов их процент невелик и железа вполне достаточно, чтобы образовывать богатые руды при его перераспределении

и замещении им нерудных минералов (помимо выщелачивания карбонатов и кремнезема).

В настоящее время среди итабиритов Бразилии выделяются следующие типы руд:

- 1. Тонкослоистый гематит или «якутинга» (твердая, мягкая и порошковидная руда). Большинство разностей кристаллического или зернистого гематита пористы в связи с выщелачиванием кремнезема и карбонатов. Такие руды без изменения прослеживаются на глубину более 25 м. Они протягиваются по простиранию более чем на 5 км и иногда имеют мощность 600 м (Leith, Harder, 1911). Содержание железа в них более 65%.
- 2. Толстослоистый массивный гематит-спекулярит образует слои и линзы среди тонкослоистых гематитовых руд или переслаивается с кварцитами и аргиллитовыми сланцами без постепенных переходов, а с резкой границей. Мощность его меняется от немногих метров до 300 м. Такие богатые руды тонкозернисты, массивны, имеют стально-серый до синего цвет. Местами кроме спекулярита встречаются магнетит и мартит, часто присутствует тальк. Такие руды развиты главным образом в средней группе серии Минас в Пико-до-Итабиро, Кампо, Мотто-Дентро и многих других районах.
- 3. Обломочные руды «канга», состоящие из обломков других типов руд, сцементированных гидроокисью железа и кремнеземом (chert). Обломочные руды развиты в районах распространения итабиритов и состоят из обломков гематита. Местами это богатые руды. В понижениях рельефа мощность обломочных руд увеличивается, но не превышает 20 м. Залегающая над мягкими рудами «канга» состоит из мелких обломков «якутинги» с большим количеством цемента охристой окиси железа, глины, почвенного материала и содержит много алюминия и фосфора. Цвет «канга» красный или желтый.
- 4. Галечные руды, состоящие из свободных обломков итабиритов и руд, скопившихся как детритные отложения.
- 5. Россыпи гематитового песка, которые образуются вдоль рек, протекающих через районы развития итабиритов. Эти отложения не имеют практического значения.
- 6. «Рассеянные» руды, развитые близ поверхности и состоящие из смеси лимонита, псиломена и вада. Кроме того, вторичные руды могут состоять из смеси известняка и доломита, карбонатов марганца и железа, вада и зерен спекуляр-гематита. Это мягкая землистая руда.

Из этого перечня видно, что в Бразилии коренные руды ассоциируют с огромным количеством остаточных и обломочных руд, образующихся на поверхности (типы 3-й—6-й), чего не отмечается для руд других формаций, например протерозойских руд района оз. Верхнего.

Массивные гематиты и «якутинга» содержат от 63 до 69% Fe. Однако очень много и низкосортных руд. О. А. Дерби (Derby, 1909—1910) опре-

делил запасы руд Бразилии в 2 млрд. т.

Однородность итабиритов и повсеместное отсутствие в Итабиритовой формации силикатов и сульфидов железа показывают, что первичные минералы осаждались в виде гидрата окислов железа, чередующегося с коллоидным кремнеземом. Одновременно отлагались слои доломитов и известняков. Форма выпадения железа определялась окислительной и сильно щелочной реакцией среды. Совместное или чередующееся осаждение окислов железа, кремнезема, известняков или доломитов доказывается переслаиванием последних с итабиритами. В слоях итабиритов кремнезем встречается только в форме халцедона — chert (Tylor, 1948), а в карбонатных прослоях есть и песчаные зерна кварца (Guild, 1953, Barbosa, 1956).

Метаморфизм и складчатость привели к дегидратации первичного осадка и превратили слои кремнезема и окислов железа в итабириты. Метаморфизм в результате гранитных и других интрузий вызывал перекристаллизацию минералов и превращал часть карбонатных слоев в амфиболитовые сланцы.

Выветривание и выщелачивание способствовали выносу кремнезема и карбонатов из руд с уменьшением при этом их объема или с образованием пор. Замещение кремнезема рудными минералами и формирование богатых руд могли происходить и на значительной глубине, при высокой температуре. Дальнейшее выветривание и тектонические движения способствовали образованию брекчиевых руд, «канга» и песчаных разностей.

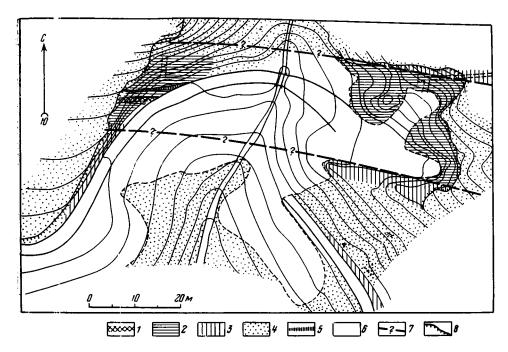
Марганцевые итабириты и марганцевые руды

Формация Итабиритового типа в штате Минас-Жераис и в других районах Бразилии содержит прослои, богатые окислами марганца, тесно связанные с итабиритами. Окись марганца осаждалась синхронно с окисью железа и кремнеземом и встречается в отдельных зонах развития итабиритов, которые вместе с доломитами считаются «материнскими породами» марганцевых руд — «marble-itabirite protore» (Dorr а. о., 1956). Распределение марганца в итабиритах крайне неравномерно. Большею частью в итабиритах не более 1% марганца, но обогащенные слои и участки содержат его от 1 до 10%. Марганцевые руды обычно залегают на контакте между итабиритами и доломитами и тогда содержат около 16,5% железа и до 45% окиси марганца (месторождения Сауде, Лагоа-Гранде и др.). В итабиритах серии Минас, средняя мощность которых до 150 м, обычно имеется от одной до пяти зон. обогащенных марганцем. Эти тонкие зоны (мощностью от 0,5 до 6 м) образуют среди итабиритов согласные слои и линзы, прослеживаясь по простиранию от сотен метров до 1 км в длину, а близ Лагоа-Гранде до 10 км. Иногда марганцевые слои отсутствуют, а местами окислы железа и марганца тесно смешаны и составляют в сумме от 40 до 60%, а марганца обычно менее 25% (фиг. 13).

В штате Минас-Жераис среди итабиритов группы Итабира имеется более 50 богатых марганцевых месторождений и более 100 месторождений, не связанных непосредственно с итабиритами (Park a. о., 1951). Однако и они являются членами формации Итабиритового типа и ассоцинруют с известняками, доломитами, кварцитами, графитовыми, хлоритовыми, серицит-амфиболовыми и другими сланцами и филлитами. Повышенное содержание марганца отмечается во всех породах серии Минас, а также в породах серии Рио-дас-Вельяс и серии Итаколуми. Но главным образом богатые марганцем отложения приурочены к так называемой «формации Гандарелла» (верхняя часть группы Итабира), где наблюдается определенная связь между обилием кремнистых доломитов, переслаивающихся с доломитовыми итабиритами, и присутствием богатых марганцем пород.

Местами в доломитовых итабиритах присутствует магнетит, что указывает на низкий Eh и pH менее чем 7,8 во время отложения осадков (Huber, 1959).

В верхней части серии Минас (группа Пирасикаба) марганец связан с филлитами и туфами. Карбонатных пород в этой части формации меньше, чем в средней, однако возможно, что они были выщелочены. Большинство авторов считают источником марганца в группе Пирасикаба вулканические породы. Отмечая высокое содержание марганца в доломитах (до 4% MnO), некоторые авторы полагают, что марганец выщелачивался из них и концентрировался в итабиритах. Во всяком случае, внешний вид и состав доломитов очень различны. Встречаются белые, серые, красные и коричневые разности. В них присутствует рассеянный гематит. Железо и марганец иногда замещают кальций и маг-



Фиг. 13. Схема соотношения рудных зон в штате Минас-Жераис, Бразилия (Рагк а. о., 1951)

I —марганцевая руда; 2 —марганцевые итабириты; 3 —итабириты; 4 —«канга»; 5 —окислы марганца, замещающие тонкие слои филлитов; 6 — вмещающие породы; 7 — граница марганцевых итабиритов; 8 — обнажения

ний в доломитах. Встречаются железистые, марганцевые и анкеритовые доломиты. Однако наблюдается гораздо более тесная связь марганца с итабиритами, чем с какими-либо другими породами.

Несмотря на многочисленные дискуссии, можно, по-видимому, утверждать, что первичными минералами марганца были окислы и, в меньшей степени, карбонаты. В прослоях марганцевых руд среди итабиритов никогда не встречались силикаты, сульфиды и даже карбонаты марганца.

Марганец, железо и кремнезем отлагались одновременно и тесно генетически связаны, являясь химическим осадком. Ближе к современной поверхности вследствие выноса кремнезема и выветривания содержание марганца в итабиритах резко повышается (с 3 до 9%).

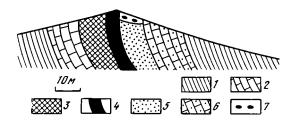
Из марганцевых минералов чаще всего встречаются пиролюзит, псиломелан, криптомелан, манганит, полианит, вад, манган-доломит. Браунит очень редок. Высокие окислы марганца (биксбиит, якобсит, гаусманит) не встречаются. В железо-марганцевых рудах отношение Mn: Fe=3:1. Такое или близкое соотношение железа и марганца позволяет отличать руды серии Минас от доминасских гондитов Бразилии, в которых отношение Mn: Fe=(8—10):1.

Последовательность залегания пород и руд можно проследить в разрезе рудника Мигель-Бурниер (фиг. 14). Здесь наблюдаются богатые, хорошо определимые и отграниченные слои марганцевой руды (в среднем мощностью 3 м) с содержанием марганца 40—50%. Эти богатые руды сильно меняющейся мощности подстилаются железо-марганцевыми итабиритами, залегающими на белых известняках. Богатая марганцевая руда кроется гематитовыми итабиритами, переходящими в чистый гематит («якутинга»), а выше лежит серый доломитовый известняк.

В Лагоа-Гранде присутствуют два главных марганцевых горизонтав верхней части итабиритов, залегающих согласно с ними (фиг. 15). Эти линзообразные горизонты имеют протяженность 550 м и мощность от 1 до 10 м. В одном из горизонтов наблюдается по крайней мере три такие линзы, которые протягиваются с севера на юг. Руда состоит сейчас из пиролюзита, криптомелана и псиломелана с большим или меньшим количеством гематита, магнетита, а близ поверхности и лимонита. Часть руд жеодиста и имеет колломорфную текстуру. Составруд нижней и средней линз следующий (в %):

	Обр. 1	Обр. 2
Mn	39,2	20,3
Fe	15,1	32,7
SiO_2	0,65	0,80

Такие соотношения железа и марганца более или менее постоянны (содержание Fe местами доходит до 50—60%, а Мп до 40—48%).



Фиг. 14. Схематический разрезпород рудника Мигель-Бурниер-

1 — сланцы;

2 — белые известняки;

— железо-марганцевые руды;

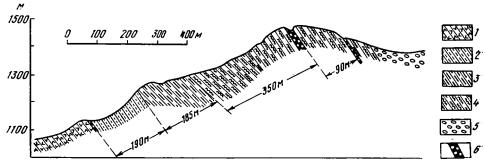
4 — марганцевые руды; 5 — «якутинга»,

6 — серые доломиты;

7 — «канга»

В 9 км к северо-востоку от Лагоа-Гранде протяженность марганцевой зоны среди итабиритов (по выходам на поверхность) составляет 75 м, ширина 22 м. Здесь не менее двух марганцевых горизонтов, сложенных окислами марганца. На поверхности весь район покрыт рудами «канга», итабиритовыми щебнем и галькой.

Рассматривая соотношения пород Итабиритовой формации, можносделать заключение, что внезапных изменений условий среды осадконакопления во время образования пород этой формации не было. Смена условий происходила постепенно и была незначительной. Железо и кремнезем осаждались постоянно, временами маскируясь обильной садкой карбонатов или кластических пород. Правильная слоистостьитабиритов и других пород формации указывает на длительные спокойные условия седиментации.



Фиг. 15. Разрез части рудника Лагоа-Гранде, штат Минас-Жераис, Бразилия (Park a. o., 1951)

I — грубозернистые складчатые гнейсы; 2 — тонкозернистые кварциты в основании серии Минас с аргиллитами; 3 — красные и серые тонкослонстые филлиты; 4 — итабириты; 5 — «канга», перекрывающая итабириты; 6 — марганцевые слои

Тонкие прослои марганцевых минералов в итабиритах, смешанные железо-марганцевые месторождения серий Минас и Рио-дас-Вельяс Итабиритовой формации резко отличаются от более древних гондито-

вых марганцевых руд.

Гондиты (квелузиты), образовавшиеся из силикат-карбонатных материнских пород, содержат не более 6% железа и много алюминия. Они не связаны во времени и пространстве с железистыми кварцитами, которые осаждались в иной (окислительной) обстановке. Гондиты (квелузиты) ассоциируют с комплексом осадочных и вулканических пород, испытавших региональный и контактовый метаморфизм под влиянием гранитных интрузий. Глубокозалегающие мало измененные породы состоят из халцедона, спессартита, граната, родонита, неотоцита, родохрозита и алабандина. В этих породах, образовавшихся при восстановительных условиях, наблюдаются все стадии изменения силикат-карбонатно-сульфидных пород при окислении до чистой окиси марганца (Dorr a. о., 1956). Происхождение гондитов дискуссионно, нобольшинство исследователей предполагают их связь с вулканизмом или с гидротермальными процессами.

3. ЮЖНАЯ АФРИКА

Положение и распространение формации Итабиритового типа

Доломитово-кремнистая формация Итабиритового типа хорошо представлена в Южно-Африканской Республике и Юго-Западной Африке. Наиболее интересны районы Зищен и Постмасбург в Грикваленде с крупными запасами железных и железо-марганцевых руд, а также

районы Табазимби и Претория в Трансваале.

В этих районах к формации Итабиритового типа относится средняя часть трансваальской системы, соответствующая свите Кемпбелл-Ранд в Грикваленде и доломитовой свите в Трансваале, и верхняя часть этой системы — свита Грикватаун в Грикваленде и свита Претория в Трансваале (без самых верхних слоев Ройберг). По Ж. Веллиеру (Villiers, 1956а), трансваальская система относится к среднему протерозою, а покрывающая ее система Лоскоп — к нижней части верхнего протерозоя. Однако в последние годы на основании определений абсолютного возраста отложения системы Трансвааль приходится относить к нижнему протерозою. А. И. Тугаринов и Г. В. Войткевич (1966, стр. 297) отмечали, что «седиментация систем Трансвааль, Вентерсдорп и Витватерсранд происходила в интервале 2000—3000 млн. лет». Впрочем, свиты Претория и Грикватаун, относящиеся к верхней части системы Трансвааль, вероятно, могут быть среднепротерозойскими, поскольку красный гранит Бушвельдского комплекса, внедрившийся в систему Трансвааль до отложения ее самых верхних слоев Ройберг, дал более низкое значение возраста, равное 1950 ± 50 млн. лет.

Для понимания взаимоотношения систем и свит протерозоя в Южной Африке приведены табл. 17—19. В трансваальское время большая часть Южной Африки была погружена под уровень океана и в еспределах отлагались карбонатные и кремнистые породы, кварциты, глинистые сланцы и железисто-кремнистые осадки. Отложение этих пород прерывалось вулканической деятельностью; мощная доломито-яшмово-эффузивная толща имеет местные несогласия (фиг. 16).

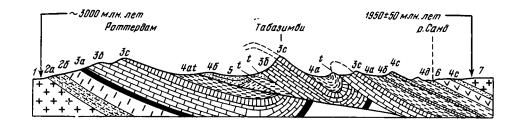
В западном Грикваленде на севере Южно-Африканской Республики породы трансваальской системы образуют длинные пояса меридионального простирания. В Центральном Трансваале породы этой системы слагают крупную мульду, протягивающуюся от Драконовых гор до Лобаца в Бечуаналенде, и окружают площадь развития пород

Таблица 17 Разрез протерозоя в районе Постмасбурга и пустыни Калахари (Villiers, 1956a)

Возраст		Послеватербергские отложения, прорванные дайками основных пород					
7	Систем	иа Ватерберг	E	Верхний Метсап	Кварциты, галечные конгломераты		
НИЙ РОЗО			ferca	Средний Метсап	Эффузивы, кварциты, конгломераты		
EPX OTE	Систем	ла Лоскоп	ита М	Нижний Метсап (на западе)	Кварциты, сланцы, известняки		
ВПР			CBI	Ω	Гамагара стадия (на востоке)	Кварциты, сланцы, базальные кон- гломераты	
030Й	а я	я серия		z z		Верхний Грикватаун	Слоистые железняки, силициты, яшмы, известняки, сланцы, кварциты, спилиты
POTEP	альск гема	альск ема риквата Претори		Средний Грикватаун (или Онгелук)	Эффузивы, силициты, яшмы		
дний п	Трансва	рансв сис Свита		Нижний Грикватаун	Слоистые железняки, силициты, яшмы, тиллиты. Известняки, сланцы, кварциты, марганцевый горизонт		
CPEL	,	Дол	ЮМИТОЕ	вая свита	Доломиты, известняки, сланцы, силициты		

Таблица 18 Стратиграфическая схема протерозоя Южной Африки (Дю-Тойт, 1957)

Системы	Формации и свиты	Вулканизм	Тектонические движения		
Ватерберг	Ватерберг, Метсап, Умкондо	Щелочные сиениты и др. Молодой гранит	Постватербергская складчатость		
Нама	Куибис-Ньюверюст, черный известняк, огложения р. Фиш, Отави	Бушвельдский комплекс	Складчатость		
Трансвааль	Блек-Риф, Доломит, Кемпбелл- Ранд, Претория, Грикватаун, Стинкфотейн-Кайгас, Ломагунди- Малмсбери	•	Складчатость		
Вентерсдорп	Вентерсдорп, Пниль Корас (?), Деверас (?)	Мощные изверже- ния	Небольшая склад- чатость		
Витватерсранд	Верхняя и нижняя Зотфлиб, Понгола (?)	Малые извержения			
Первичные об- разования	Шамваянская, Фротьер, Дамара, Гариеп Себаквианская, Булаваянская, Аббабис, Кейс, Крайпан	Древние граниты Малые извержения	Многократная складчатость и сбросы		



Фис. 16. Разрез через северо-западное окончание Бушвельдской мульды у рудников Табазимби; длина 24 км (Дю-Тойт, 1957). Абсолютный возраст приведен по А. И. Тугаринову (1966)

I — древний гранит; 2a — породы системы Витватерсранд (кварциты и сланцы); 26 — породы системы Вентерсдорп (кислые лавы); 3a — свита Блек-Риф; 36 — доломиты; 3c — железистые кварциты; 4a — сланцы свиты Претория; 46, 4c, 4∂ — кварциты свиты Претория; 5 — ватербергские песчаники; 6 — бушвельдский норит; 7 — красный гранит; t — поверхности надвигов

магматического Бушвельдского комплекса. На западе породы трансваальской системы залегают на вентерсдорпских эффузивах, как и в северной части Южно-Африканской Республики. Если включать в эту систему свиту Ройберг (без интрузий), то мощность ее измеряется от 4800 до 8400 м (Дю-Тойт, 1957; фиг. 17).

Итабиритовый тип формации в Южной Африке содержит комплекс пород, очень сходный с парагенезом пород Бразилии. Итабириты связаны с известняками, доломитами, сланцами и кварцитами. При общем сходстве отложений трансваальской системы в Западном Грикваленде

Таблица 19

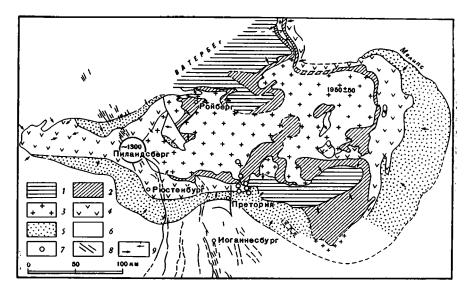
Схематическая возрастная последовательность пород Трансвааля, по А. И. Тугаринову и Г. В. Войткевичу (1966)

1300 млн. лет	Вулканический комплекс Пиландсберг. Система Ватерберг.
1950 ± 50 млн. лет	Магматический комплекс Бушвельда. Система Трансвааль с Fe. Система Вентерсдорп.
3100 млн. лет	Древнейшая кластическая урановая минерализация Ранда. Система Витватерсранд.
3100—3400 млн. лет	Древнейшая минерализация Розетта. Древний гранит Трансваадя, Система Барбертон (Свазиленд)

и в Трансваале наблюдаются, однако, некоторые отличия ее разрезов, что привело к выделению местных горизонтов. А. Дю-Тойт (1957) приводит сопоставление разрезов этих двух районов (табл. 20).

В трансваальской системе Трансвааля выделено три свиты (снизу вверх): Блек-Риф, доломитовая и Претория, а на севере Капской провинции аналогичные двум последним: свиты Кемпбелл-Ранд и Грикватаун.

Свита Блек-Риф в обоих районах сложена золотоносными кварцитами, известняками, сланцами и мелкогалечными конгломератами с пиритово-хлоритовым цементом. В самом верху под доломитовой свитой лежат глинистые сланцы, часто сильно магнитные. Северо-западнее Врейбурга также в самом верху свиты есть горизонт основных эффузивов, вулканических брекчий и туфов, мощностью 30 м. Их подстилают и переслаивают известняки. У Мотитона в известняках верхней части свиты Блек-Риф залегают железистые горизонты. В кварцитах также встречен горизонт основных эффузивов. Количество кремнистых пород везначительно. Мощность свиты от 60 до 750 м.



Фиг. 17. Геологическая карта Большого Бушвельдского лополита (Дю-Тойт, 1957)

1 — система Ватерберг; 2 — ройбергская группа. Интрузивы: 3 — красный гранит; 4 — норит. Подошна, сложенная породами трансваальской системы: 5 — область, инъецированная диабазами, 6 — область без диабазов. Послебушвельдские интрузии: 7 — район развития сиенитов; 8 — дайки; 9 — направления падения слоев. Цифры на карте — значения возраста (в млн. лет)

Доломитовая свита в Трансваале согласно залегает на породах свиты Блек-Риф и окружает Бушвельдский интрузивный массив полосой, ширина которой от 6,5 до 19 км. В районе Почефстром-Претория еемощность 1000—1200 м, а на северо-западе Рюстенбурга достигает 2100 м. В окрестностях Врейбурга в этой свите встречены вулканические породы.

Доломиты и известняки доломитовой свиты отлагались в море далеко от побережья, но на небольшой глубине. А. Дю-Тойт считает, что высокое содержание марганца делает эти породы похожими на современные океанические илы (Дю-Тойт, 1957). На западе в Лихтенбурге, Марико и на плато Кап доломитовая свита перекрыта пористым кальцитовым туфом.

Таблица 20 Сопоставление разрезов трансваальской системы в районах Западного Грикваленда и Трансвааля (Дю-Тойт, 1957)

Западный Грикваленд и Бечуаналенд			Трансвааль		
Грикватаvн	свита	Верхний горизонт (1500 м) Средний горизонт (900 м)— вулкани- ческие породы (или Онгелук) Нижний горизонт (750 м)	Претория свита	Ройберг Магалисберг Даспорт Онгелук Тимболл-Хилл	
Сві	Свита Кемпбелл-Ранд. Известняки и доломиты			Доломитовая свита	

Свита Кемпбелл-Ранд, выделенная на севере Капской провинции как эквивалент доломитовой свиты, сложена теми же известняками и доломитами. В верхней части она становится кремнистой и содержит яшмы, силициты и ожелезненные горизонты. Ее мощность 1300 м.

Свиты Претория и Грикватаун представлены мощными толщами яшм, сланцев и карбонатных пород, с которыми связаны итабириты и богатые железные руды, а в некоторых горизонтах развиты эффузивные толщи (Страхов, 1947).

Смена фаций и частые несогласия, которые явились причиной не вполне еще точных сопоставлений и подразделений разрезов, объясняются тем, что во время отложения пород трансваальской системы на территории большей части Южной Африки происходили довольно интенсивные тектонические движения, сопровождавшиеся проявлениями магматической деятельности.

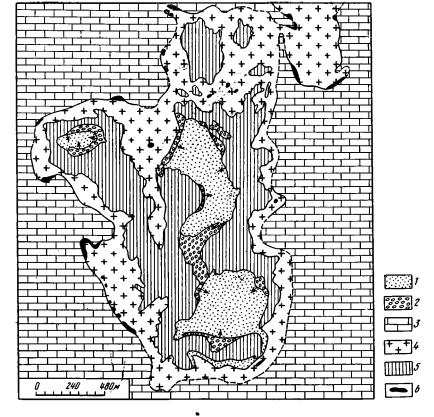
Ниже будут описаны отложения районов развития верхней части системы Трансвааль в Южной Африке: свита Грикватаун в районе Постмасбурга и свита Претория в Трансваале, отстоящие одна от другой приблизительно на 720 км. Возможно, что в этих районах, несмотря на близость парагенезов пород, имеются две подформации, характеризующиеся разными сочетаниями итабиритов, вулканических и осадочных пород, а также несколько разным геологическим возрастом их образования. В районе Постмасбурга типичные итабириты начали формироваться несколько раньше, чем в Трансваале, — в самой доломитовой серии (нижний протерозой) и содержат многочисленные горизонты железо-марганцевых руд и отдельные марганцевые месторождения. В Трансваале богатых марганцем отложений мало. Можно отметить только месторождение близ Иоганнесбурга, образовавшееся несколько позднее. Вся толща, относящаяся к формации Итабиритового типа в Трансваале, возможно, является переходной к верхнепротерозойской формации Оолитового типа.

Свита Грикватаун в районе Постмасбурга

Название свиты Грикватаун предложил Г. В. Стоу (Stow, 1874) для полосчатых железистых яшм, развитых в районе одноименного поселка к северу от р. Оранжевой. Позднее было выяснено, что существуют два горизонта таких яшм, разделенных основными эффузивами, и название Грикватаун стали применять для всей совокупности этих пород, разделив свиту на три горизонта (см. табл. 20).

1. Нижний горизонт, наиболее распространенный, достигает 660—750 м мощности. Он развит в районе Постмасбурга, районе Зишен и других районах северо-запада Капской провинции. Он залегает иногда с резкой границей на доломитах свиты Кемпбелл-Ранд, но чаще переходит в них постепенно. Доломиты обычно перекрываются известковокремнистой брекчией различной мощности с рассеянным халцедоном, прослоями и линзами белых кварцитов и сланцев. С этой карбонатнокремнистой брекчией связан марганцевый горизонт (фиг. 18), а выше залегают желтые, красные, коричневые и черные железистые кварциты — итабириты, которые переходят в толщу массивных темных яшм, а затем тиллитов. Этот комплекс пород перекрывается андезитовыми лавами средней части свиты.

Итабириты, железистые кварциты и железистые яшмы переслаиваются с графитовыми сланцами, песчаниками, а в верхней части с магнезиальными известняками и доломитами. Многочисленные интрузии и силлы диабазов прорывают эти породы. Диабазы сходны с Онгелукскими эффузивами. В результате надвигов и обрушений, образовавшихся при растворении подстилающего доломита, в районе Постмасбурга развиты железистые брекчии из крупных обломков железистых кварцитов,



Фиг. 18. Геологическая карта, показывающая залегание марганцевых отложений, встречающихся в катакластических породах, на доломитах (Южная Африка; Kupferburger a. o., 1956)

1 — сланцы; 2 — железные руды; 3 — доломиты; 4 — кремнистая брекчия; 5 — железистые кварциты; 6 — марганцевые руды

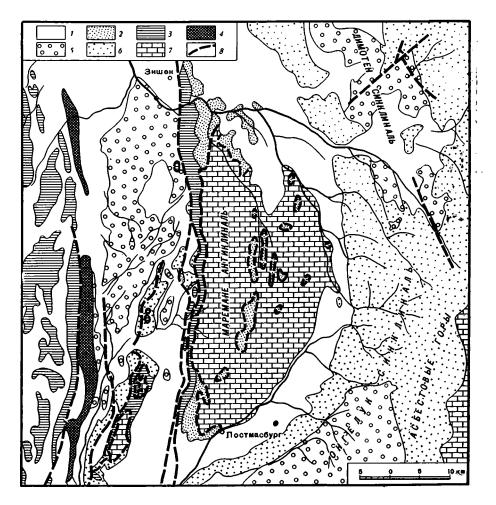
сцементированных гематитом и кремнеземом. Эта порода названа брекчией Блинк-Клип.

Первичные породы нижнего горизонта свиты Грикватаун отлагались венеглубоком море и состояли из ритмично чередующихся слоев кремнезема, железистых глин и алевролитов, сидерита, первичного магнетита и доломита, силикатов железа и марганца, графитового материала и пирита. Многие вещества отлагались в виде коллоидов. Присутстние выше по разрезу ледниковых отложений позволяет предполагать низкую температуру придонных вод бассейна.

- 2. Средний горизонт свиты Грикватаун представлен мощной толщей довольно однородных вулканических пород (900—1000 м). Красные, черные и зеленые породы этого горизонта состоят из андезитов (потоки), вулканических брекчий и туфов с линзами яшм и белого халцедона. Вулканическая деятельность была связана с длительными опусканиями. Верхняя часть разреза в результате дифференциации основной магмы представлена фельзитами.
- 3. Верхний горизонт свиты Грикватаун формировался после затухания интенсивной вулканической деятельности. Вновь образовывались химические и кластические осадки. Этот горизонт сложен еще более мощными железистыми породами, переслоенными лавами и туфами. Кроме того, в нем развиты массивные и полосчатые железистые яшмы,

сланцы, кварциты, доломиты и известняки. Мощность горизонта 1500 м. Его породы лежат согласно на онгелукских лавах и согласно кроются породами свиты Метсап системы Лоскоп. Руды верхней части свиты Грикватаун развиты в районах Постмасбурга — Гамагара, Клипфонтейн — Хиллс и Брюс полосами, длина которых несколько километров.

Слагая большую часть территории Западного Грикваленда, отложения трех горизонтов свиты Грикватаун протягиваются полосой в 550 км от Мороквена на восток-северо-восток до Молопо, затем скрываются под песками пустыни Калахари и снова появляются в 16 км к юго-западу от Каньи. Слои полого падают на запад, образуя своды и мульды, и уходят под медсепские породы хребта Лангеберг. Итабириты и железистые кварциты этой свиты кроме указанных районов встречаются также к югу от р. Оранжевой в области интенсивной складчатости и в 112 км к северу от Зишена в Блек-Роке (фиг. 19). Железные и марганцевые руды широко распространены в Западном Грикваленде и обладают большой мощностью (до 300 м). Они состоят из чередующихся слоев (от долей миллиметра до 12 см) черного, красного или серого спекуляр-гематита и тонкозернистой яшмы. Местами встречается



Фиг. 19. Геологическая карта Постмасбургского марганцевого района (Villiers, 1956a) 1— псверхностные отложения; 2— катакластические породы; 3— слон Гамагара и Метсап. Система Трансвааль: 4— верхний горизонт Грикватаун; 5— средний горизонт Грикватаун; 6— нижний горизонт Грикватаун; 7— доломитовая свита; 8— нарушения

магнетит и сохранился первичный сидерит. Характерна яркая окраска итабиритов (желтые, розовые, красные, коричневые и почти черные тона). Примерный состав их следующий (в %): кварц до 40; гематит—52,35; магнетит—7—8. По простиранию они переходят в железистые глинистые сланцы, обогащенные глиноземом (Gubert a. o., 1952; Strauss, 1946).

Свита Претория в Трансваале

Комплекс пород Итабиритовой формации в районе Табазимби (Трансвааль) отличается по геологическому строению от пород Западного Грикваленда.

Относящиеся к этой формации породы системы Трансвааль кольцеобразно окружают интрузивный Бушвельдский комплекс и круго падают к его центру. Вся структура осложнена крупными тектоническими нарушениями.

Породы свиты Претория, самой верхней в системе Трансвааль, были инъецированы согласными силлами диабазов, в связи с чем они сильно метаморфизованы, а сланцы раскристаллизованы.

В свите Претория во всем Трансваале хорошо выделяются три мощных сланцевых горизонта и три менее мощных кварцитовых горизонта. Последние образуют вытянутые на несколько километров «стены» возвышенностей. Свита Претория содержит также несколько горизонтов вулканических пород, переслаивающих осадочные отложения (табл. 21).

Таблица 21 Разрез свиты Претория* в районе г. Претории (Дю-Тойт, 1957)

Толщн	Осадочные породы	Мощность (без интрузивных силлов), м	Вулканические породы	Мощность ж
Ройсберг	14. Песчаники и сланцы	0—600	13. Ройсбергские фельзиты	1—2400
Магалисберг			12. Дуллстромские вул- канические породы	0—300
	11. Кварциты 10. Сланцы 8. Сланцы графитовые	600 1—1500 (?) 600	9. Туфы Мачадодорп	0—180
Даспорт	7. Кварциты 6. Сланцы Даспорт на онгелукских лавах	25—75	5. Онгелукские вулка- нические породы	0—1500
	4. Сланцы Даспорт (графитовые)	150—600	породи	
Тимболл- Хилл	3. Кварциты 2. Сланцы 1. Базальный конгломерат. Обломки кремней, доломитов и железняков в кремнистой массе	25—150 150—900 1—25		

[▶] Общая мощность свиты без пластовых интрузий 4200—7200 м.

Нижележащая доломитовая свита подверглась эрозии во время кратковременного подъема, на ней согласно залегает базальный конгломерат и кремнистая брекчия нижней толщи свиты Претория — Тимболл-Хилл. Угловатые и слабо окатанные обломки светло-серых кремней, известняков и кварцитов погружены в кварцево-гравелитовый или кремнистый цемент. Характер галек указывает на отложение их на морском побережье. Мощность базального конгломерата от 1 до 25 м, чаще не превышает 6 м.

Согласно А. Дю-Тойту (1957), нижний (первый) горизонт железистых кварцитов, который развит на западе, севере и северо-востоке от Бушвельдского комплекса (район Табазимби и бассейна р. Олифантс), лежит ниже перекрывающего его конгломерата и относится еще к до-

ломитовой свите.

Железистые кварциты повсеместно подстилаются доломитами, а перекрываются конгломератами и сланцами. Они обнажаются в районе Табазимби на пространстве многих десятков километров. Богатые гематитовые руды протягиваются на 9 км. Мощность итабиритов и железистых яшм на р. Крокодиловой 200—250 м. Средняя мощность рудных тел 25—30 м. Местами мощность богатых гематитовых руд достигает 75 м, содержание железа в них 68%. Известковые и тальковые руды имеют в среднем 35% железа. Резкий переход вверх по разрезу итабиритов в конгломераты и глинистые сланцы указывает на возникновение новых условий среды осадкообразования, отличных от предшествующих.

Мягкие слоистые глинистые сланцы, плитняки и конгломераты свиты Тимболл-Хилл серого и темно-синего цвета в зонах выветривания становятся желтыми и красноватыми. По направлению к Зерюсту они становятся все более железистыми. Сланцы во многих местах метаморфизованы. В районе Претории мощность сланцев 150—250 м, к западу она возрастает до 350 м (на р. Марико), а к востоку от Потгитерсрюста — до 450 м. Между Забедида-Докености и р. Олифантс мощность сланцев увеличивается до 900 м и они постепенно переходят в железистые кварциты. В нижней части сланцев залегает тонкий слой кварцита Полограунд мощностью от 6 до 12 м. В верхней части толщи Тимболл-Хилл сланцы постепенно переходят в тонко- и среднезернистые кварциты с прослоями плитняков и сланцев, мощностью 75 м.

К югу от Бушвельдского комплекса железистых кварцитов с типичной первичной полосчатостью нет, не заходят туда и карбонатные породы. На более высоком стратиграфическом уровне в толще Даспорт по южной и восточной периферии Бушвельдского комплекса развиты оолитовые гематит-шамозит-сидеритовые руды, протягивающиеся на 5 км. Содержащая их формация будет описана в главе VII.

Верхний горизонт железистых кварцитов в Итабиритовой формации лежит ниже оолитового горизонта и вмещающих его пород. Следовательно, можно считать, что непосредственно кверху и частично, может быть, по горизонтали Итабиритовая формация переходит в Оолитовую формацию.

Толща Даспорт состоит из сланцев, онгелукских вулканических пород, яшм и кварцитов, общей мощностью от 175 до 2200 м.

Такое резкое изменение мощности объясняется тем, что преимущественно сланцевые породы толщи, суммарная мощность которых от 150 до 600 м, местами расклиниваются эффузивами среднего состава, мощность которых достигает 1500 м. Сланцы толщи Даспорт отличаются от нижележащих присутствием прослоев яшм. Вблизи г. Претории в их основании залегает слой глинистого оолитового железняка. Однако к западу от р. Крокодиловой характер сланцев меняется. Здесь они более метаморфизованы, а руды в их основании превращены в горизонт черных плитняков, состоящих из кварца и магнетита.

Эффузивы, расслаивающие сланцы Даспорт, известны под названием онгелукских. Это тонкозернистые серые и сине-зеленые андезиты, подобные вулканическим породам свиты Грикватаун. Характерные подушечные отдельности с промежутками, заполненными кремнеземом, указывают на подводные излияния. Миндалины их заполнены кварцем и халцедоном. Местами они переходят в вулканические брекчии. Наибольшей мощности (1500 м) вулканические породы достигают в районе Зерюста. Южнее мощность их уменьшается до 500 и 250 м. Кварциты, лежащие выше, имеют мощность 60—70 м и к северо-западным отрогам гор Матц переходят в серицитовые сланцы.

Толща Магалисберг состоит главным образом из сланцев (мощностью 600 м), нижняя часть которых (по долине р. Хетс) сильно графитиста, туфов (максимальной мощностью 180 м), а в верхней части ее развиты кварциты и эффузивы. Общая мощность толщи доходит местами до 3500 м. Туфы встречаются на протяжении 40 км от Каролины до Мачадодорпа и, кроме того, на протяжении 50 км от р. Стелпорт до р. Олифантс. Их структура флюидальная и стекловатая. Подобные

породы встречены среди онгелукских лав.

Полевошпатовые кварциты с косой слоистостью и волноприбойными знаками достигают 300—450 м мощности, но к югу от Потгитерсрюста их мощность равна 60—70 м, а в долине р. Олифантс только 30 м. Вдоль восточной и южной частей синклинали Бушвельда выше кварцитов развиты сланцы, известняки и мергели; еще выше залегают андезитовые лавы и туфы мощностью от 0 до 300 м (дуллстромские

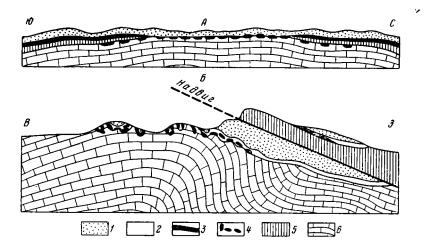
вулканические породы).

Самая молодая в свите Претория толща Ройсберг сложена в нижней части фельзитами изменчивой мощности (местами до 2400 м), а выше песчаниками и сланцами, мощностью до 600 м. Из этого описания можно сделать вывод, что в Трансваале формация Итабиритового типа охватывает верхи доломитовой свиты системы Трансвааль и низы свиты Претория, а именно толщу Тимболл-Хилл. К западу от р. Крокодиловой в нее, вероятно, входят также низы вышележащей толщи Даспорт. Все более молодые горизонты свиты Претория уже не могут включаться в состав формации Итабиритового типа.

Железо-марганцевые и марганцевые руды района Постмасбург

Как и в Бразилии, с формацией Итабиритового типа в Южной Африке связаны месторождения не только железистых кварцитов, но также железо-марганцевых и марганцевых руд. В районе Постмасбурга в Грикваленде на северо-западе Капской провинции концентрация марганца во многих местах привела к образованию крупных эксплуатируемых месторождений. Они вытянуты двумя меридиональными полосами. Западная полоса приурочена к восточному склону хр. Гамагара и прослеживается непрерывно на 64 км к северу от Постмасбурга. Восточная полоса месторождений марганцевых руд образует в плане выпуклую к востоку дугу и состоит из нескольких изолированных рудных тел (см. фиг. 19).

Геологическое строение района Постмасбурга довольно сложное. После отложения системы Трансвааль породы были смяты в пологие меридиональные складки, затем размытые. Вследствие этого вышележащая система Ласкоп, начинающаяся свитой Гамагара, залегает то на различных горизонтах свиты Грикватаун, то на подстилающей ее в нормальном разрезе доломитовой свите. После отложения свиты Ласкоп в результате новых тектонических нарушений образовался субмеридиональный пологий надвиг железистых кварцитов нижнего горизонта свиты Грикватаун на безрудные кварциты более молодой свиты Гамагара (фиг. 20). Эти плотные кварциты слагают осевую часть хр. Гамагара.



Фиг. 20. Разрезы возвышенности Гамагара, Южная Африка (Villiers, 1956а) A — продольный разрез; B — поперечный разрез средней части возвышенности. I — молодые отложения (для A), кварциты Гамагара (для B); 2 — сланцы; 3 — железные руды; 4 — марганцевые руды на доломитах (для A), в сланцах (для B); 5 — железистые кварциты; 6 — доломиты

Основная масса марганцеворудных тел тянется меридиональной полосой восточнее линии надвига и приурочена к контакту доломитовой свиты системы Трансвааль и несогласно перекрывающей ее свиты Гамагара. В подошве последней доломиты на значительную глубину окремнены и брекчированы. В этой кремнистой брекчии залегают неправильные по форме линзообразные тела марганцевых руд. Они сложены главным образом пиролюзитом и псиломеланом, но также браунитом, гаусманитом, манганитом и якобситом (фиг. 18, 21, 22). Чаще всего рудные линзы встречаются в верхней части кремнистой брекчии близ контакта ее с глинистыми сланцами основания свиты Гамагара.

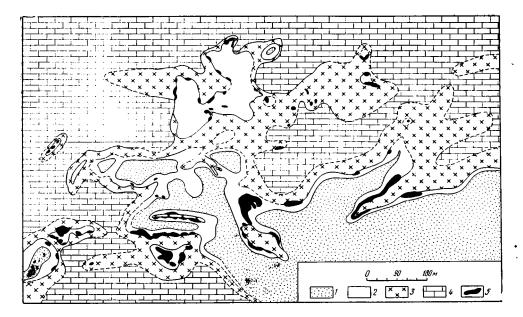
Руды содержат от 25 до 40% марганца (после обогащения — до 48%). Железа в рудах мало. В небольшом количестве встречаются гематит, магнетит, барит, диаспор, халцедон, а также аутигенные апатит, гранат и полевые шпаты. Спектральными анализами определены кобальт, свинец и цинк.

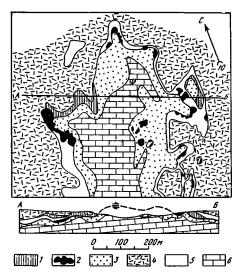
Генезис таких марганцевых руд служит предметом дискуссии. Форма залежей и размещение их внутри явно эпигенетической кремнистой брекчии показывают, что и руды не имеют осадочного происхождения. Однако предложенная ранее гипотеза их гидротермального генезиса сейчас оставлена. Обнаружено, что породы доломитовой свиты обогащены марганцем (3—4% близ Приски, к югу от Грикватауна). В связи с этим образование руд марганца связывают с накоплением его в процессе древнего выщелачивания и растворения пород доломитовой свиты и перераспределением марганца подземными водами при образовании кремнистой брекчии.

Линзы марганцевой руды сформировались еще до отложения пород свиты Гамагара, так как последние местами начинаются базальными конгломератами, содержащими гальку руды. Кроме того, местами в выработках вскрыта кремнистая брекчия с линзами марганцевой руды под коренными породами свиты Гамагара.

Однако в районе Постмасбурга развиты марганцевые руды не только описанного типа.

К западу от надвига, а также на некотором расстоянии к востоку от него доломитовая свита не содержит в верхней части кремнистой брекчии и согласно перекрывается мощной свитой Грикватаун.





Фиг. 21. Геологическая карта типичного района марганцевых отложений вдоль основания слоев Гамагара, лежащих на доломитах

1 — кварциты;
 2 — сланцы;
 3 — кремнистая брекчия;
 4 — доломиты;
 5 — марганцеворудная зона

Фиг. 22. План и разрез района типичного развития марганцевых и железных руд в Постмасбурге (Villiers, 1956a)

I — железные руды;
 2 — марганцевые руды;
 3 — кремнистая брекчия;
 4 — кварциты серии Гамагара;
 5 — сланцы серии Гамагара;
 6 — доломиты системы Трансвааль

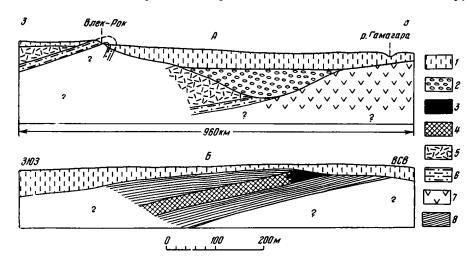
По возрасту она соответствует свите Претория в Трансваале. Полный разрез этих отложений был описан Ж. Виллиером (Villiers, 1956а) в склоне возвышенности Куруман в 48 км к востоку от Зишена. Этот разреснизу вверх имеет такой характер.

- 1. Доломиты и известняки с кремнистыми включениями (мощностью от 1300 до 5000 м) согласно покрываются породами свиты Грикватаун (около 670 м).
- 2. Нижний горизонт свиты Грикватаун состоит из трех зон. Нижняя зона сложена железистыми кварцитами с прослоями яшм и сланцев мощностью 300 м. Черные и красные слойки гематита чередуются с коричневой яшмой (ширина слойков не более 1 дюйма). Содержание окиси железа (главным образом гематита) от 30 до 50%. Нижняя половина этой зоны, сильно окремнелая и ожелезненная, содержит синий асбест. Выше зоны железистых кварцитов лежит яшмовая зона мощностью более 300 м. В верхней зоне нижней части свиты Грикватаун имеется го-

ризонт тиллитов мощностью от 17 до 30 *м* с полевошпатовыми кварцитами, глинами и известняками.

- 3. Средний горизонт сложен однородными зеленоватыми плотными андезитовыми лавами мощностью около 1000 м, спорадически переслаивающимися с красной яшмой. Вулканические породы средней части свиты Грикватаун залегают на горизонте тиллитов, а кроюгся железистыми яшмами верхнего горизонта.
- 4. Слои верхнего горизонта свиты Грикватаун ясно отличаются от железистых кварцитов нижнего горизонта по твердости, ярко-красному цвету и большому количеству тонко расслоенных железистых яшм. Толща железистых яшм верхнего горизонта содержит прослои глинистого лимонита и гораздо беднее железом, чем породы нижнего горизонта свиты Грикватаун. Кроме того, в верхнем горизонте развиты филлитовые сланцы, переслаивающиеся с андезитовой лавой, известняками и доломитами. Мощность верхнего горизонта свиты Грикватаун 1500 м. Выше с большим несогласием на эродированной поверхности и опрокинутых пластах доломитовой серии и свиты Грикватаун залегает мощная толща (3000 м) свиты Гамагара системы Ласкоп, сложенная лавами, туфами, песчаниками и сланцами. В Гамагара-Ранд и Клипфонтейн железистые кварциты нижней части свиты Грикватаун разрушены и превращены в брекчию, сцементированную спекуляритом и кремнеземом (брекчия Блинк-Клип).

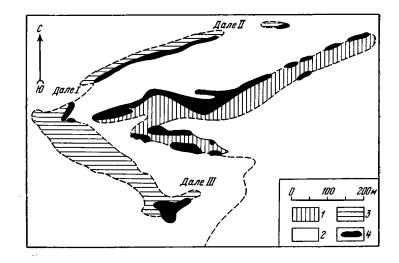
Железистые кварциты и яшмы нижнего и верхнего горизонтов свиты Грикватаун во многих местах района Постмасбурга содержат линзы, прослои или выдержанные слои марганцевой руды. Так, в 112 км к северу от Зишена в районе поселка Блек-Рок железистые кварциты верхнего горизонта свиты Грикватаун, залегающие на вулканических породах Онгелук, содержат три выдержанных пласта марганцевых руд мощностью от 2 до 7 м (фиг. 23). Несколько южнее — в Смарте — марганцевые руды залегают внутри мощных железистых кварцитов верхнего Грикватауна (фиг. 23, Б). В районе Дале наблюдается три горизонта марганцевых руд, вытянутых вдоль контактов итабиритов с безрудными кварцитами (фиг. 24), мощность их от 1 до 17 м. В 19 км к югу от Зишена выходит на поверхность широкая полоса богатых гематитовых руд,



Фиг. 23. Разрезы, показывающие залегание железных и марганцевых руд в районе Калахари, Южная Африка

А — поперек Блек-Рок; Б — рудное тело в Смарте

I— третичные и четвертичные отложения; 2— слои карру; 3— богатые железные руды; 4— марганцевые руды; 5— кварциты серии Гамагара; 6— железистые кварциты с марганцевой рудой; 7— лавы стадии Онгелук; 8— железистые кварциты



Фиг. 24. Карта складчатости в зоне марганцевых руд и их соотношения с итабиритами (район Дале)

1 — верхние кварциты; 2 — итабиритовые сланцы; 3 — нижние кварциты; 4 — руды марганца; Дале І, Дале ІІ, Дале ІІІ — рудные участки

также содержащих линзы марганцевой руды и перекрытых тонкозернистыми доломитовыми известняками верхов свиты Грикватаун.

Линзы железо-марганцевых руд встречаются также в кремнистых сланцах, залегающих под базальным конгломератом свиты Гамагара и имеющих мощность от 7 до 33 м. Железо-марганцевые руды залегают согласно со слоистостью сланцев и явно имеют седиментационное про-исхождение.

Все это позволяет считать, что на территории Грикваленда в течение времени отложения свит доломитовой и Грикватаун, а также в начале отложения свиты Гамагара вместе с образованием кремнистых пород, доломитов и железистых кварцитов происходило хемогенное осаждение карбонатов и окислов марганца. Местами современный характер марганцевых месторождений этого района связан со вторичными процессами. Все эти руды относятся к формации Итабиритового типа.

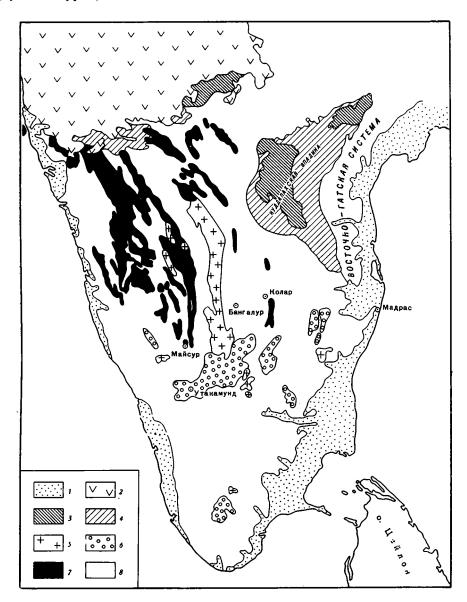
4. ИНДИЯ

Более половины докембрийских пород, широко развитых на Индостанском полуострове, относятся к дарварской системе. Они выполняют в древних «гнейсах основания» глубокие синклинальные впадины, оси которых простираются с юго-юго-востока на северо-северо-запад (Кришнан, 1954; Krishnan, 1960; Pichamuthu, 1963, фиг. 25).

Доломитово-кремнистая вулканогенная формация, содержащая итабириты, развита во многих районах Индии и относится главным образом к среднему и верхнему отделам дарварской системы. Кроме того, к формации Итабиритового типа местами относятся породы системы Аравалли, которая развита на северо-востоке Индии в Раджастане.

Докембрийские породы северной и южной частей полуострова разделены крупным широтным разломом, проходящим вдоль долины р. Нарбады, но характер их по обе стороны от разлома остается сходным.

Архейские породы северной части полуострова представлены слоистым гнейсовым комплексом и гранитами Бундельканд, а нижне- и среднепротерозойские — отложениями системы Аравалли, с которой местами связана Итабиритовая формация (фиг. 26). Древняя геосинклиналь Аравалли простирается полумесяцем от Дели до разлома р. Нарбады на юге, занимая полосу шириной от 175 до 200 миль (330 км). Протерозойские породы этой геосинклинали представлены филлитами, сланцами, известняками и кварцитами. Все породы сильно кремнисты, среди них встречаются метаморфизованные основные вулканические породы и многочисленные интрузии. Комплекс пород Аравалли и развитые среди них гематитовые кварциты Д. В. Сикка и другие (Sikka a. o., 1964) считают соответствующими среднему Дарвару, а может быть, и верхнему. Эти авторы, а также и многие другие сравнивают отложения системы Аравалли с породами области Гренвиль в Канаде (средний гурон).



Фиг. 25. Схема строения Южной Индии (Кришнан, 1954)

 — мезозойский и кайнозойский чехол платформы; 2 — декканские траппы; 3 — отложения куддапахской системы; — отложения виндийской системы; 5 — граниты Клосепет; 6 — чарнокиты; 7 — выходы пород дарварской системы; — гнейсы полуострова и другие архейские породы С. М. Паское (Pascoe, 1957) приводит таблицу соотношения разрезовдревнего докембрия в разных районах Раджастана (табл. 22). Таблица показывает, что в некоторых районах система Аравалли представлена только обломочными породами верхней части, лежащими несогласнона древнем гнейсовом комплексе. Породы формации Итабиритового типа встречаются лишь в районах развития более мощной нижней части системы Аравалли.

А. И. Тугаринов и Г. В. Войткевич (1966) считают, что верхний предел времени накопления системы Аравалли определяется в 1500 млн. лет, что очень близко к границе среднего и верхнего протерозоя. К следующему, более высокому структурному ярусу относится система Дели, сложенная сходным комплексом пород, но без железистых кварцитов

формации Итабиритового типа.

Итабиритовая формация более ясно развита в геосинклинали Сатпура и в смежных районах на юге и юго-востоке Индии, где главнейшие месторождения железистых кварцитов связаны с дарварской системой. Нижняя часть ее сложена зеленокаменными породами, среди которых развиты железистые кварциты. Они относятся к формации Киватинскоготипа и были описаны в главе I.

Породы среднего и верхнего Дарвара возникли в интервале 1900—2600 млн. лет и относятся к среднему докембрию (нижнему протерозою; Тугаринов, Войткевич, 1966). Они представлены в значительной части осадочными породами — сланцами, филлитами, доломитами. Однако вулканических пород также много. Участки развития этих отложений сохранились в осевых частях прогибов, указывая на былое значительно более широкое их распространение (Кришнан, 1954; см. фиг. 26).

В районах Западного Деккана (Майсур, Дарвар, Южный Бомбей) типично развиты породы дарварской системы. Богатые промышленные месторождения железистых кварцитов и руд, принадлежащих формациям Итабиритового типа, находятся, кроме того, в центральных и восточных провинциях: Чандадург, Бастар, Хайдарабад, Мадрас, Салем, на юге Центрального Майсура, в Кануре, Бабабудане, Бихаре и Ориссе округа Сингхбум, Бонайгарх и других. В Бихаре, Ориссе и центральных районах имеется не менее 20 млрд. т руды.

Ниже приведены таблицы стратиграфической последовательности пород дарварской системы Шимогского пояса в районе Майсур по Рао Б. Рама (Rao B. Rama, 1940) и пород Сатпурской геосинклинали в их временном сопоставлении с подразделениями докембрия Канадского щита (районы оз. Верхнего и Лабрадорской геосинклинали) по Д. В. Сик-

ка (Sikka a. o., 1964) (табл. 23 и 24).

Дарварская система сначала целиком была отнесена к протерозою (гуроп — Holland, 1907). Другие авторы, в частности А. М. Херон (Негоп, 1953), относили к гурону не только систему Дарвар, но и систему Аравалли (в Раджастане). Д. Н. Вадиа (Wadia, 1953) доказывал стратиграфическое соответствие Дарвару серии Саусар в Начпур-Чиндварском районе и «гондитовой серии», выделявшейся Л. Фермором (Fermor, 1909) в центральных районах Индии.

Сейчас нижний Дарвар сопоставляется с археем, а средний и верх-

ний — с протерозоем (см. табл. 24).

Нижний Дарвар в Майсуре развит в узком складчатом поясе и сложен вулканическими породами и их метаморфическими эквивалентами с бедными кремнистыми железистыми кварцитами. Эти породы очень сходны и, как пишет Д. В. Сикка (Sikka, 1963), аналогичны вулканическим породам и сланцам серии Киватин района оз. Верхнего. Вулканическая активность в разных частях складчатого пояса преобладала в разное время, вследствие чего разрезы нижнего Дарвара изменяются на коротких расстояниях. Среди вулканических пород отмечены: кварц-порфиры, риолиты, фельзиты, кератофиры и основные разности с прослоями

AOTAHNCTAN AOTAHNCTAN

Фиг. 26. Схема размещения железорудных месторождений в провинциях Бихар, Орисса и Мадья-Прадеш в Индии, по Сикка (Sikka, 1963)

Частые точки — геосинклиналь Аравалли; редкие точки — геосинклиналь Сатпура; цифры в кружках — рудные районы:

- 1 Сингхбум Бонай Коньяр,
- 2 Чанда,
- 3 Ровгхат-Бастар,
- 4 Байладила-Бастар,
- 5 Райарадург
- 6 Мадья-Прадеш

туфов. С этими породами связана золотая и медная минерализация (как в Канаде и Бразилии). Вся система Дарвар пронизана интрузиями гранитов и ультрабазитов. В железорудную серию внедрились ультраосновные породы, граниты, гнейсы, гранофиры и долериты (Кришнан, 1954).

Железистые кварциты развиты главным образом в среднем Дарваре и, в меньшей степени, в верхнем. По Ж. А. Дану (Dunn, 1935, 1937), железорудная серия залегает несогласно на более древних метаморфи-

Таблица 22 Разрезы докембрия в Раджастане (Pascoe, 1957, стр. 247)

я		Несогласие	
papaរារា	Кварциты Рантамбара, (или Мендельчерн)	Галечники Кеной. Кварциты Бедесар	Галечники Карде- олы, амигдалоиды Керимелья
A p	Согласный переход	Несогласие (?)	Несогласие
Система	Мощные глинистые сланцы, филлиты, слюдистые сланцы, местами содержащие кварциты и известняки. Железистый известняк. Тонкие базальные кварциты или конгломераты, часто с аркозами		
<u> </u>	Вулканические породы	Несогласие	
Формация до-Аравалли	Граниты Бандельканда	Амфиболиты. Биотитовые граниты и хлоритовые сланцы. Кварциты слоистые. Кварцитовые жилы, пегматиты и аплиты	

Верхний Дарвар 5. Железистые кварциты и кремнистые железистые сланцы с (сулекерская серия) тонкими прослоями аргиллитов и, возможно, слоями вулканического пепла, со следами дождевых капель и трещин усыхания. 4. Рыхлые железистые отложения и слюдистые железистые гравелиты, в верхней части переслаивающиеся с тонкими слоями известняков. Основные роговообманковые силлы. 3. Аргиллитовые и известковые алевролиты и тонкозернистыекварциты с мелкими зернами опаловидного кварца. 2. Кварциты. 1. Конгломераты Джандиматти и Калдурга с галькой гранитов, железистых кварцитов, кристаллических сланцев и т. п. Средний Дарвар 6. Гранит-порфировые массивы Рангандурги, Балекала и, воз (хосурская серия) можно, граниты Хоннали, Шимоги и прилегающих районов. 5. Полосчатые гематитовые кварциты (Чандигудские выходы). 4. Известняки, доломиты и кремнистые известняки. 3. Филлитовые и хлоритовые сланцы серые и зеленоватые. 2. Серицитовые гравелиты и кварциты с крупными зернами опаловидного кварца. 1. Конгломераты (с галькой кварцитов и кварцевых порфиров). Фельзитовые гравелиты и граувакки Нижний Дарвар 3. Силлы кварцевых порфиров, фельзитов и других кислых (изверженный комплекс) изверженных пород. 2. Кислые и средние лавы — риолиты, кератофиры и другие, переслаивающиеся с туфами и слоями пепла, ныне представленными в виде темно-серых или голубоватых слоев и прослоев аргиллитов, в контакте с нижележащими слоями местами измененных в плотные роговики. 1. Плотные зеленокаменные породы и зеленые сланцы, слюдистые или известковистые хлоритовые сланцы и др. (метамор ризованные основные и средние эффузивы, перемежающиеся со слоями туфов)

зованных породах архея (нижнего Дарвара). Везде она связана с известняками, мраморами и доломитами и уже этим отличается от среднегуронских пород США с таконитами.

Серии Хозур, Байладила и Соколи в штатах Бастар, Бихар и Ориссе включают «железистую формацию», железистые сланцы и кварциты, конгломераты, филлиты, доломиты, известняки и вулканические поро-

ды, частично превращенные в амфиболиты.

Железистые кварциты развиты в отложениях среднего Дарвара вдоль края древнего континента Сугрива, в геосинклинали Сатпура, где осадочные породы переслаиваются с вулканическими (Sikka, 1963). Мощность их увеличивается к востоку, югу и западу от несогласного контакта с древними гнейсами. Считается, что эта контактная зона параллельна береговой линии древнего бассейна (Sikka a. o., 1964). Железистые кварциты подстилаются в одних местах доломитовым известняком (в руднике Надини), а в других кварцитами (в Белоде).

М. С. Кришнан (1954) приводит краткую таблицу сопоставления

разрезов дарварской системы в разных районах Индии (табл. 25).

Сходство железистых кварцитов Индии с таконитами железорудных районов Бивабик, Айронвуд, Вулкан в США и Сокоман в Канаде отмечали многие исследователи: Х. Р. Ван-Хиз и С. К. Лейт (Van Hise, Leith,

1911), М. С. Кришнан (1954), Х. Л. Джемс (James, 1954), Д. В. Сикка (Sikka, 1963) и другие.

Однако это сходство относится главным образом к измененным железистым кварцитам — богатым рудам, состоящим из чередования гематита, яшмы и белого халцедона. Время, температура и давление при

Таблица 24 Стратиграфическая последовательность пород в Сатпурской геосинклинали, Индия (Sikka a. o., 1964)

			Эквива	аленты
Эра	вые). Оливин-долериты Сингхбума, Коньяра. Серии Колхан, Чандерпур, Райпур, Куддапах в Ориссе. Конгломераты, кварциты, гематитовые кварциты Кремнистый известняк и сланцы близ Ягдалпур Бастар (?). Серии: Каладжи, Кришна, Нелламалей Крастар (?). Серии: Каладжи, Кришна, Нелламалей Папагницеп, Сулекере, стадия Копайи. Далма-лава			Лабрадор
ρ̈́	Куддапах	Лавы, дайки долеритовые, базальтовые (диабазовые). Оливин-долериты Сингхбума, Коньяра. Серии: Колхан, Чандерпур, Райпур, Куддапах в Ориссе. Конгломераты, кварциты, гематитовые кварциты	НО	O Å
Кремнистый известняк и сланцы близ Бастар (?). Серии: Каладжи, Кришна, Н Папагницеп, Сулекере, стадия Копайи. Д Данжори-лава. Чарнокиты. Граниты Граниты Чотанагпур ———————————————————————————————————	Кремнистый известняк и сланцы близ Ягдалпур, Бастар (?). Серии: Каладжи, Кришна, Нелламалей, Папагницеп, Сулекере, стадия Копайи. Далма-лава, Данжори-лава. Чарнокиты. Граниты Сингхбум. Граниты Чотанагпур Несогласие	Кивино	OTEPO3C	
	Средний Дарвар	Серия Хозур. Железорудная серия Байладила. Серия Бенгпал. Железорудные серии Сингхбум, Бонай, Горумахисани. Стадия Пендульнар. Магнетитовые кварциты Мадраса, Майсора и Керала. Серии: Соколи и Саусар, Гангпур. Серия Пакхаль Несогласие	봉	ПР
АРХЕЙ	Нижний Дарвар	Вулканический комплекс, Кандара-вулканик. Гнейсы полуострова. Гнейсы Чемпион в Пичимуту. Метаморфические породы, лежащие под сериями Гангпур и Саусар	ат	Киватин

орогении делают железистые кварциты разных формаций сходными, в то время как первичные минералы и первичные текстуры пород могут быть совершенно различными. Разрезы перечисленных железорудных районов Северной Америки, описанные в главе VI, обладают другим парагенезом пород и не могут быть отнесены к формациям Итабиритового типа, развитым в Индии.

Детальное изучение показало, что каждый слоек в неизмененных железистых кварцитах является самостоятельным осадком, минералы которого образовались в особых условиях. Первичные минералы могут быть однородными вдоль слоистости и различными поперек ее (Stubbins a. o., 1961).

Д. В. Сикка (Sikka, 1963; Sikka a. о., 1964) отмечал, что в железорудных районах Индии (Бонай, Байладила, Рожвхат, Ноамунди и других) встречаются первичные неизмененные последующим метаморфизмом руды, располагающиеся от более древних к более молодым в следующем порядке:

Древние 1. Сидерит, миннесотоит и небольшое количество магнетита с прослоями халцедона (силикат-карбонатная фация).

2. Тонкослонстая красная гематитовая яшма и толстослоистая гематитовая яшма с магнетитом. Магнетит-кремнистые слои образовались дальше от берега.

Древние

- Рассеянные окислы железа в основной массе из халцедона с небольшим количеством силикатов и карбонатов железа. Это серые, красные, зеленые и коричневые породы, из которых образуется голубой гематит (окислительная фация).
- Слоистый и сланцеватый сидерит, переслаивающийся со слоями халцедона, с очень небольшим количеством магнетита и силикатов железа (прибрежная карбонатная фация).
- 5. Магнетитовые сланцы, глины и роговики слоистые серые, бурые, зеленые или черные.

Молодые

6. Серые зернистые или плотные массивные или слоистые породы из халцедона, миннесотоита и стилпномелана с редкими прослоями глин (образовались на границе восстановительных и окислительных условий).

Таблица 25-Сопоставление разрезов дарварской системы в разных районах (Кришнан, 1954)

Майсур	Мадрас	Восточные Гаты и Бастар	Чота-Наглур	Центральные провинции
Клосепетские гра- ниты	Белларийские, хосурские и другие граниты	Граниты	Сингхбумские граниты. Домские гнейсы	Граниты Амлы
Чарнокиты. Гнейсы полуострова	Чарнокиты. Гнейсы полу- острова	Чарнокиты. Гранито-гнейсы	— Чота-Нагпур- ские или бен- гальские гнейсы	— Гранито-гнейсы
Верхний Дарвар (глины, илы, грубо- обломочные осадки)	è	Горизонт Копайи	Қоланская серия	,
Средний Дарвар (полосчатые желе- зистые породы, кварциты и др.)	Магнетитовые и гематитовые кварцевые сланцы	Железорудная серия Байла- дила	Железорудная серия	Соколийская серия и серия Чилпи
Нижний Дарвар (вулканические по- роды — хлорито- вые, роговообман- ковые, слюдистые и другие сланцы)	Хлоритовые сланцы и др.	Бенгпальская серия (кондалиты, кондуриты и др.)	Гангпурская серия (гондиты, мраморы и др.)	Саусарская серия (гондиты, мраморы)
Древнейший архей	,	,	Древние мета- морфические породы	Древние кри- сталлические сланцы

Формирование железистых кварцитов началось после отложения на древних породах конгломератов и грубокластических полевошпатовых песчаников. Железистые глины отлагались в бассейне, начинавшем отделяться от открытого моря. Пока бассейн был мелок, местами в окислительных условиях в прибрежной обстановке образовывались грубослоистые и конгломератовые железистые кварциты, а местами в восстановительных условиях в это время формировались силикат-карбонатные руды.

Тонкослоистые и сланцеватые магнетитовые кремнистые породы с небольшим количеством сидерита и силикатов железа отлагались в глубокой воде и дальше от береговой линии в условиях от слабо окислительных до слабо восстановительных. В таких же условиях образовалисьтонко рассеянные окислы железа в кремнистом цементе с малым количеством сидерита и силикатов железа. Кремнистые породы окисной фации обычно коричневые, красные или пурпурные (яшмы). Белые, черные, зеленые и серые кремнистые породы встречаются в закисной фации.

На границе окислительной и восстановительной среды отлагались зеленые и серые осадки силикатов железа, магнетит и халцедон.

В разрезе наблюдается перемежающаяся последовательность быстро сменяющихся типов железистых пород в зависимости от глубины, колебаний уровня дна бассейна, удаленности от береговой линии и смены окислительных и восстановительных условий среды. Ж. А. Дан (Dunn, 1941) подчеркивал, что щелочность или кислотность среды — это фактор, для образования различных рудных минералов железа более важный, чем температура метеорных или гидротермальных вод.

Из перечисленных выше первичных пород образование богатых руд происходило во время и после орогении и складчатости в связи с длительными процессами выщелачивания железа в одних местах и обогащения им пород в зонах, благоприятных по структуре и химической среде.

Нижняя граница Итабиритовой формации Индии местами совпадает с границей нижнего и среднего отделов дарварской системы, а местами заходит в породы ее нижнего отдела (зеленокаменные породы и кислые вулканиты верхнего архея). Верхняя граница формации или совпадает с кровлей верхнего отдела Дарвара, или заходит местами в нижнюю часть вышележащей системы Куддапах, если относить к этой системе серию Колан района Сингхбума, на чем настаивает М. С. Кришнан (1954, стр. 102).

По мнению большинства исследователей, железистые кварциты Индии образовались при прямом химическом осаждении железа и кремнезема из горячих термальных вулканических растворов при соприкосновении их с морской водой (Percival, 1931; Jones, 1934; Spencer, Percival, 1952; Кришнан, 1954, и другие).

Первичным минералом, вероятно, был сидерит, поскольку мелкие ромбоэдры карбоната железа встречаются не только в рудах, но также в туфах, филлитах и кремнистых породах.

В туфах много и железо-магнезиальных минералов, которые также могли быть первичными.

М. С. Кришнан считал, что на некотором расстоянии от берега осаждался почти чистый гематит, так как гематитовые кварциты районов Сингхбум — Бонай — Коньяр не содержат обломочного материала, в том числе кластических зерен кварца. Гематит в них чередуется с хемогенным халцедоном. Однако конгломераты из рудных галек и песчаника показывают, что были последующие нарушения и перемыв гематит-яш-

мовых кварцитов, филлитов и туфов. Ж. А. Дан (Dunn, 1935, 1941) единстсвенный считал, что гематитовые кварциты Индии образовались при окремнении подводно-морских железистых туфов и лав. Идея автора сложилась в связи с убеждением, что железистые кварциты ассоциируют почти всегда с метаморфизованными туфами и лавами и переходят в них по простиранию. Туфы иногда определимы визуально, но чаще представлены сейчас филлитами, богатыми хлоритом, магнетитом и углистым материалом. Гематитовые филлиты и сланцы Ж. А. Дан считал окисленными хлоритовыми филлитами, то есть туфами с сохранившейся первичной слоистостью. В доказательство такого генезиса он приводил реликты вулканических пород, сохранившиеся в железорудной серии, обогащение лав гематитом, а также высокое содержание первичного магнетита в хлоритовых филлитах и их прямой переход в гематитовые сланцы и богатую руду по простиранию. Филлиты переходят также в зеленые и белые слоистые силициты и местами далеко прослеживаются по горизонтали.

Источником кремнезема Ж. А. Дан (Dunn, 1941) считал термальные воды, приносившие его во время активизации вулканизма.

Таким образом, если железо было в осадке первично, то вскоре же после его отложения происходило окремнение пород (вторичный процесс).

Во время отложения пород серии Колан железистые кварциты, возможно, выходили на поверхность, и тогда или несколько ранее они изменялись и обогащались до руд.

Марганцевые руды развиты во всех трех отделах дарварской системы. Разбирая критерии для корреляции разрезов докембрия, М. С. Кришнан (1954) отмечал, что марганецсодержащие породы, тесно связанные с мраморами, относятся к более древним сериям, чем породы, содержащие железистые кварциты.

. Таблица 26 Состав гондитов центральных районов Индии, %

Компоненты	Балагхат	Бхандра	Чхиндвара
SiO ₂	6,5	8,0	60,45
Mn	51,0	5),5	10,36
Fe	7,0	7,5	5,33
P	0,1	0,16	0,30

Марганцевые руды, содержащие мало железа,— гондиты — развиты в Центральных провинциях Индии, простираясь от Балагхата на запад до Чхиндвара (область Нагпур). Они относятся к нижнему отделу дарварской системы и входят в особую гондитовую формацию. Пояс марганцевых руд в Центральных провинциях протягивается на 176 км, при ширине в десятки километров.

Гондитовая формация подстилает Итабиритовую с железистыми кварцитами и имеет сходный с ней парагенез пород. Поэтому ее, вероятно, можно считать подформацией Итабиритовой формации.

Типичное развитие гондитовая формация имеет в Мадья-Прадеш. Длина линз гондитов, залегающих согласно с вмещающими породами, здесь доходит до 6 км, а мощность до 15 м. Горизонт Мансар с гондитами залегает на мраморах, доломитах, известково-силикатных гранулитах и гнейсах, а кроется кремнистыми сланцами и кварцитами (горизонт Чорбаоли).

К низам горизонта Мансар саусарской серии нижнего отдела дарварской системы приурочены многие богатые марганцеворудные залежи (Нагпур, Бхандара, Чхиндвара и другие). Некоторые авторы подчеркивают, что гондиты и браунитовые руды тесно ассоциируют с известково-кремнистыми породами и пьемонтитсодержащими мраморами (Stračzek, a. o., 1956; Варенцов, 1962). Гондиты состоят в основном из спессартина и кварца в различных пропорциях. Кроме того, в них присутствуют: холландит, ситапарит, браунит, якобсит и другие минералы марганца.

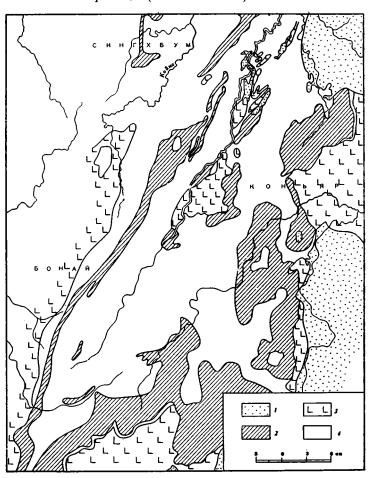
Обычно гондиты слагают концы рудных линз, средние части которых состоят из переслаивания браунита, родонита и спессартина с кремнеземом, точно воспроизводя слоистость железистых кварцитов (Fermor, 1909; Stračzek a. o., 1956; Stračzek a. o., 1964).

Первично гондиты состояли из глинистых и кремнистых осадков с окислами и карбонатами марганца, а связанные с ними филлиты первоначально были вулканическими туфами. В рудах присутствуют прослои гранулитов и сланцеватых кварцево-слюдистых и полевошпатовых пород, мощностью до нескольких метров. Содержание Al_2O_3 в гондитах до 18%. Железа обычно 6—7%, реже 15—17% (табл. 26).

В районе Чота-Нагпур (Центральные провинции) встречаются залегающие согласно с вмещающими породами пластовые тела первичного браунит-родонита длиной 210 м, мощностью от 3 до 6 м, залегающие в филлитах и углистых сланцах серии Гангпур нижнего отдела дарварской системы. Выше лежат известковые и доломитовые мергели (Кришнан, 1954).

В штате Майсур, в округах Шимога, Читалдург и Беллей марганцевые руды в виде неправильных тел и линз приурочены к сланцевой группе нижнего отдела дарварской системы, которая состоит из сильно измененных вулканических пород, пронизанных интрузиями гранитов, частично превращенных в гнейсы. Марганцевые руды состоят главным образом из псиломелана, вада, пиролюзита и манганита и залегают в филлитовых сланцах (Кагипакагап, 1956).

Железистые кварциты Итабиритовой формации в Индии часто ассоциируют с марганцевыми рудами, образуя с ними соседние горизонты, реже — богатые железо-марганцевые руды. Если в нижнем отделе дарварской системы гондиты всегда содержат малый процент железа, то руды среднего и верхнего отделов этой системы часто состоят из равных количеств железа и марганца (Fe: Mn = 1:1).



Фиг. 27. Карта распределения гематитовых кварцитов в южном Сингхбуме и в районе Бонай — Коньяр, Индия

I — серия Қолан; 2 — гематитовые кварциты железорудной серии; 3 — лавы; 4 — филлиты и туфы

В Джабалпуре (Центральные провинции) в среднем отделе дарварской системы железо-марганцевые руды связаны с филлитами, сланцами и доломитами (месторождения Луис и Бос).

В Гоа (район Сангуем) на западном побережье полуострова железистые кварциты с псиломеланом, вадом и пиролюзитом залегают двумя линзами в таких же породах. Длина их около 400 м, а ширина на

поверхности от 30 до 100 м (Mn — 32,60%; Fe — 24,0%).

В Ориссе имеется три района развития железо-марганцевых руд: Сингхбум — Бонай — Коньяр, Карапут — Калаханды — Патха, Гангпур. Длина пояса этих руд от месторождения Ямда на севере до месторождения Бута на юге 51,5 км, а ширина 22,5 км. Руды залегают линзами и пакетами на основных эффузивах верхнего отдела дарварской системы, местами выше гематитовых кварцитов и яшм, покрываясь сланцами серии Колан.

В Сандури (округ Белари), как и в Ориссе, железо-марганцевые руды залегают выше железистых кварцитов и переслаиваются с филлитами. Руды содержат псиломелан, пиролюзит, вад и манганит. Содержание марганца от 45 до 50%. В этом районе насчитывается до 90 рудных залежей длиной 60—300 м, шириной 15—120 м, мощностью 6—10 м.

Д. В. Сикка (Sikka, 1963) приводит следующую последовательность пород округа Белари (сверху вниз):

аллювий,

латериты,

железо-марганцевая руда,

жилы кварца,

основные вулканические породы,

филлиты и полосчатые железистые кварциты,

переслаивание железо-марганцевой руды с основными вулканическими породами.

В железо-марганцевых рудах, содержащих манган-магнетит, наблюдается первичная слоистость и переходы от марганцевых мало железистых руд до железистых руд с малым количеством марганца. Качество руд улучшается ближе к поверхности в связи с циркуляцией концентрированных рудных растворов при выветривании.

С крупным районом развития пород дарварской системы Сингхбум — Бонай — Коньяр, кроме железо-марганцевых руд, связаны богатые месторождения железистых кварцитов и менее значительные месторождения марганца (фиг. 27). В Бихаре и Ориссе насчитывается 135 отдельных железорудных тел (Jones, 1934).

Общий разрез дарварской системы, характеризующий последовательность пород формации, сверху вниз следующий (Prasad-Rao, Munty, 1956):

Серия Колан Сланцы с марганцевой рудой Известняки з Песчаники с марганцевой рудой Кремнистые породы и конгломераты 3

Несогласие

Железорудная серия

Слоистые гематитовые яшмы Железистые кварциты с халцедоном Марганценосные сланцы Железистые и серицитовые сланцы Известняки Метавулканиты Кварциты и кварцевые сланцы

Несогласие

Граниты, гнейсы

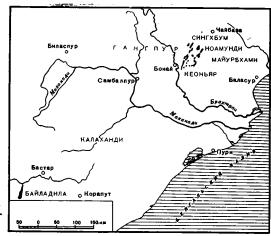


Рис. 28. Размещение железорудных районов в восточной Индии. Черное—железистые кварциты

Однако этот обобщенный разрез не вполне соответствует данным Х. С. Джонса (Jones, 1934) и Ж. А. Дана (Dunn, 1935, 1937, 1941), подробно изучавших породы дарварской системы в районе Сингхбум — Бонай — Коньяр. По наблюдениям указанных геологов, район делится на южную — неметаморфизованную и северную — метаморфизованную зоны. Их разделяет зона надвигов, связанная с опрокинутым крылом крупного антиклинория. В обеих зонах отмечены вулканические породы, но особенно активным вулканизм был в южной зоне, где так называемая формация Бонай имеет мощность 304 м (Jones, 1934). Именно в этой зоне много железистых кварцитов и руд (фиг. 28). В северном и восточном Сингхбуме вулканических пород меньше, а железистые кварциты местами замещены филлитами и туфами. Метаморфизм пород в северной зоне различен, но чаще доходит до стадии слюдистых сланцев. Серицитовые, хлоритовые и углистые сланцы и филлиты часто окислены до гематитовых. Основные вулканические породы сильно окремнены, часто грубослоисты, но прослои измененных туфов в них тонкослоисты и хорошо определимы.

Близкие типовые разрезы пород для южной зоны Сингхбума приводят X. С. Джонс (Jones, 1934) и Ж. А. Дан (Dunn, 1935, 1941), а также M. С. Кришнан (1954), который отмечал, что разрез в районе Джабалпура сходен с разрезом южной части Сингхбума (табл. 27).

Приведенные разрезы показывают, что в южной части района, где метаморфизм пород сравнительно слабый, формация сложена филлитами, сланцами и переслаивающимися с вулканическими породами железистыми кварцитами. Марганценосные сланцы и известняки залегают ниже гематитовых кварцитов. Эффузивы и туфы встречаются и в самых нижних горизонтах среднего Дарвара (например, в руднике Ноамунди, где они подстилают гематитовые яшмы), и среди верхнедарварских сланцев. Амигдалоидные лавы сильно ожелезнены и содержат много кремнистых и туфовых прослоев. М. С. Кришнан (1954) отмечал присутствие в районе более молодых, чем железные руды, вулканических пород, а также одновременных им прослоев эффузивов и туфов. Вся железорудная серия интрудирована ультраосновными породами, местами с телами хромитов.

В южном Сингхбуме более молодая серия Колан также входит в описываемую Итабиритовую формацию и содержит близкий парагенез пород: сланцы, филлиты, известняки, железные и марганцевые руды, вулканические породы. Несогласие, отделяющее эту серию от железорудной, по-видимому, следует считать внутриформационным.

Разрезы южной зоны района Сингхбум---Бонай---Коньяр

	Jones, 1934	Dunn, 1935, 1941	Қришнан, 1954
Колан серия	Неверские долериты, граниты, Ультраосновные породы	Долериты, гранофиры, грани- ты Сингхбум, гранито-гнейсы Нагпур	Долеритовые дайки. Граниты Сингхбум. Гранито-гнейсы Нагпур. Сланцы. Известняки. Вазальные конгломераты и песчаники Несогласие
Данжори серия	Не выделена	Вулканические породы Дальма и Данжори-лавы. Песчаники и конгломераты Несогласие	Вулканические породы Дальма и Данжори, Ультраосновные и гра- нитные интрузии
Железорудная серия	Основные лавы. Верхние глинистые сланцы. Богатые гематитовые кварциты (мощностью 300 м). Нижние глинистые сланцы с марганцем. Лиловые и серые известняки, Базальные конгломераты и песчаники	Верхние филлиты и основные лавы, сланцы. Гематитовые кварциты, пересланвающиеся с яшмой и туфами. Нижние филлиты, туфы, известияки, слюдистые сланцы. Песчаниты и контроменты Серовые	Основные лавы, Верхние сланцы, Гематитовые яшмы, залегают на сланцах (измененные трахиты и туфы). Нижние глинистые сланцы, Лиловые и серые известняки. Базальные конгломераты и песчаники
Древние метаморфиче- ские породы	Крупное несогласие Кварциты. Кварцевые, роговообманковые и хлоритовые сланцы	Кварциты. Слюдисто-силлима-	Верхние карбонатные филлиты и

Базальные конгломераты серии Колан высоко железисты, так как сложены галькой железистых кварцитов и гематитовой руды. Их кроют известняки и мошные сланцы.

Гематитовые кварциты железорудной серии среднего отдела дарварской системы переходят по простиранию в яшмы и светлые халцедоновые породы и переслаиваются с ними. Руды подстилаются и перекрываются филлитами и туфами с прослоями белого халцедона. Местами гематитовые кварциты тесно переслаиваются с туфами. Яшмы состоят из аутигенного кремнезема. Количество SiO2 в них всегда более 50%, а железа около 30%. Кроме перечисленных пород в южном Сингхбуме развиты богатые магнетитом рудные сланцы. Богатые железом массивные гематитовые руды (Fe—60—65%) обычно встречаются только близ поверхности. Их образование связано с процессами латеритного выветривания. Ниже руд начинается горизонт переслаивания полосчатых яшм с гематитом, магнетитом или мартитом. Часто наблюдается переход этого горизонта по простиранию и по вертикали в массивные или тонкослоистые стально-серые или темно-бурые руды. Синие порошковатые слюдистые гематиты встречаются на разных глубинах.

Железистые кварциты и руды практически лишены детритного материала, поскольку отлагались в бассейне на достаточной глубине вдали от источников его приноса. Первичными минералами были окислы железа и сидерит. Присутствие последнего обнаружено в глинистых рудах низов разреза.

В глинистых сланцах наблюдается повышенное количество марганца в виде пиролюзита, причем местами оно достигает рудных концентраций. Марганцевые руды встречаются, кроме того, в виде линз и пакетов з железорудной серии. Линзы марганцевых руд обычно подстилаются известняками, протягиваются в длину до 300 м и более и имеют мощность до 30 м. Обычно они залегают в нижней части железорудной серии.

Верхний отдел	Горизонт Копайи	Кварциты
Средний отдел	Серия железных руд Байладила (железоруд- ная серия)	Известковые сланцы, амфиболиты, цоизито- кварцевые гранулиты. Полосчатые желези- стые кварциты, грюнеритовые и магнетито- кварцевые сланцы
Нижний отдел	Бенгпальская серия	Андалузитовые гнейсы, антофиллито-кордиеритовые гнейсы, биотит√вые и гранатовые сланцы
	Пендулнерский горизонт	Кварциты с прослоями андалузитовых и кордиеритовых гнейсоз

Первично марганец присутствовал в виде окислов, карбонатов и сульфидов. Сейчас это главным образом псиломелан и пиролюзит. Редко встречаются манганит и родохрозит (Spencer, 1958).

Необходимо отметить, что в разрезе Итабиритовой формации Индии нет такой тесной пространственной связи между железом и марганцем, которая характерна для Бразилии, Южной Австралии и Южной Африки. В Индии, и в частности в районе Сингхбум — Бонай — Коньяр, железистые кварциты и марганцевые руды, близкие по возрасту, связаны с одной Итабиритовой формацией, но иногда отлагались оторванно друг от друга и образуют самостоятельные месторождения. Внизу разреза обычно залегают руды марганца, тесно связанные с известняками, а выше — железистые кварциты среди филлитов, туфов и лав. Местами марганценосные сланцы встречаются выше железистых кварцитов, например, в более молодой серии Колан, где они также залегают на известняках.

Самый крупный железорудный район Байладила в округе Бастар находится на востоке страны в 124 км от Ягдалпура. Крупные рудные тела протягиваются здесь с севера на юг вдоль двух параллельных гряд, разделенных долиной (фиг. 29, табл. 28).

Всего в районе западной гряды в разрезе серии Байладила девять рудных тел: четыре богатых выдержанных гематитовых горизонта и пять малых рудных горизонтов. В месторождении № 4 один из главных рудных горизонтов прослеживается на 3660 м при ширине на поверхности в 300 м. Среднее содержание железа 66,46%, запасы до глубины 100 м равны 115 млн. т. Руды месторождения № 5 прослежены на 1800 м при ширине их полосы на поверхности в 160 м. Они также представлены массивным гематитом.

Слабо метаморфизованные породы нижнего протерозоя образуют железорудную серию Байладила, в западной части округа сходную с железорудными сериями Сингхбума и Ориссы, серией Хосур в Майсуре и другими того же возраста.

В. Сикка (Sikka a. о., 1964) приводит такую последовательность пород в серии Байладила (сверху вниз):

железная руда;

«железистая формация Bose»; железистые песчаники и белый

кварцит;

галечники и конгломераты.

Известняки, сланцы, амфиболиты и цоизит-кварцевые гранулиты связаны с этой железорудной серией Байладила. Первичные железистые

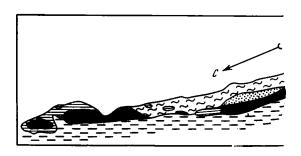
Классификация руд по фациям в «формации Бос»

· <u>-</u>	Минерал			
Фацни	до изменения	после изменения	Типы руд	
Окислитель- ная	Гематит, силицит, магнетит, силикаты железа, сидерит, халцедон	Мартит, гетит, гематит (кварц выщелочен)	Голубая	
Карбонатная	Сидерит, силикаты железа, халцедон	Гематит, гетит, лимо- нит, кварц	Красно-коричневая (Пейнт-Рок)	
Силикатная	Силикаты железа, магнетит, халцедон	Гетит, мартит, кварц	Коричневая или желтая (Пейнт-Рок)	
Силикаты железа		Гетит, лимонит	Желтая до коричневой	

породы «формации Бос», названной так по имени первого исследователя района Байладила, имеют мощность 450 м (Sikka a. o., 1964). Породы вдоль восточной гряды метаморфизованы ниже фации зеленых сланцев. В породах, выходящих на поверхность, много железистых хлоритов и щелочных амфиболов.

В окрестностях западной гряды можно видеть обнажения различных пород «формации Бос». На конгломератах и галечниках залегают железистые песчаники и белые кварциты, а выше — железистые сланцы шоколадно-коричневого цвета, содержащие много алюминия. Выше сланцев лежат гематиты и яшмы, представленные тонко- и толстослоистыми разностями. Красные гематитовые яшмы содержат прослои железистых сланцев и глин, а также карманы с рудой. Массивные гематитовые руды обычно стально-серого цвета, очень плотные или пористые. Многочисленные пустоты и трещины в них заполнены лимонитом. В низах «формации Бос» развиты только мелкие рудные линзы с магнетитом и мартитом, а верхние части гряды сложены одним гематитом. Слоистые и плойчатые руды состоят из гематита, спекулярита, мартита с небольшим количеством магнетита (фиг. 30). Кроме массивных и слоистых руд встречаются мягкие и порошковатые руды («голубой дуст»), а также конгломератовые руды и «канга». Выше коренных рудных тел находятся мягкие глинистые и твердые пористые латеритовые руды. В депрессиях между грядами лежат валунные и галечные железные руды, децементированные или заключенные в цемент из латерита. Содержание в них алюминия около 1,7%.

Для коренных горизонтов этого района характерны различные наручиения (разрывы, складки), что способствовало обогащению рудных тел.



Фиг. 29. План железорудного месторождения Байладила (Индия; Sikka, 1963)

Черное — выходы руд. Цифры на изолиниях — высоты над уровнем океана в футах

Последнее обусловлено выщелачиванием кремнезема, а также замещением его принесенными порциями окислов железа. Древние процессы окисления и выщелачивания были сходны с процессами латеритизации.

Мощность железистых кварцитов от 300 до 450 м, содержание железа в них от 55 до 69%.

Руды в Индии очень ярких цветов: желтые, красные, коричневые и голубые. Они имеют ясные минералогические и химические границы. Интересно, что в Индии, как и в Канаде, разработана классификация руд по цвету, зависящему от фациальных условий образования. Она очень полезна для практических целей и интересна теоретически (табл. 29).

5. ЗАПАДНАЯ И ЮЖНАЯ АВСТРАЛИЯ

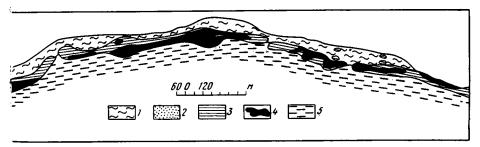
Итабиритовая формация хорошо представлена в районах Хемерслей (Западная Австралия) и Мидлбек (Южная Австралия). Железорудная провинция Хемерслей занимает площадь 48 300 км² и, по данным Ж. С. Лидди (Liddy, 1968), содержит три группы месторождений богатых железистых кварцитов нижнепротерозойского возраста. Железистые

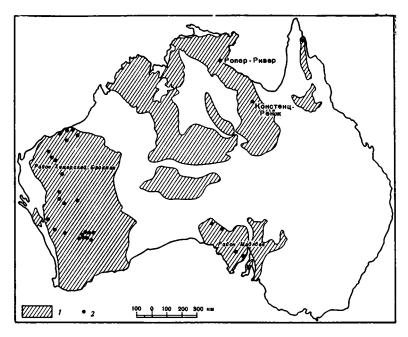
породы толщи Бульгиде имеют мощность более 200 m , толщи Меррей-Мемби — до 1800 m , а наиболее богатые руды толщи Брокман — более 660 m . Один только рудный район Брокман занимает площадь более 11 200 $\mathit{кm}^2$ (фиг. 31).

Железистые кварциты и вмещающие их породы (вулканиты, доломиты и сланцы) провинции Хемерслей имеют общую мощность свыше 2,5 км.

Более подробно описан детально изученный район Мидлбек (Южная Австралия) с одноименной группой пород, которая соответствует формации Итабиритового типа. Одни авторы относят комплекс пород группы Мидлбек к архею (Hudson, Dunkin, 1952), другие — к нижнему протерозою (Owen, Whitehead, 1965; табл. 30).

Х. Б. Овен и Сильвия Уайтхед отмечали, что материнские породы гематитовых кварцитов в обнажениях, протягивающихся на 65 км севернее района Айрон-Дук, — это джеспилиты, вулканиты, амфиболиты,





Фиг. 31. Распространение докембрия (1) и размещение железорудных месторождений (2) в Австралии (Liddy, 1968)

доломиты и сланцы. По слоистости руд (содержащих от 24 до 34% Fe) наблюдаются прослои апатита, пирита и пирротина. В районах Айрон-Барон и Айрон-Квин гематитовые кварциты переслаиваются с туфами и тонкозернистыми амигдалоидными базальтами.

Многие исследователи отмечали присутствие вулканических пород, одновременных осадочным отложениям группы Мидлбек (Edwards, 1936: Owen, Whitehead, 1965, и другие).

Железистые кварциты слагают две полосы, разделенные долиной «Кітва Gар» шириной около 5 км. Выделяются северный и южный районы Мидлбек. Северная линия холмов протягивается на 15 км и содер

Таблица 30

Разрезы пород докембрия в районе Мидлбек Возраст Miles (1954--1955) Owen, Whitehead (1965) Верхний протерозой Несогласие Группа Галечники Монаби: полевошпатовые Протерозой, Монаби Конгломераты и брекчии с сисистема Адедеритовым цементом, кварци-ты, галечники полевошпатокрупные песчаники, аркозы, кварциты, аргиллиты, конгломераты вые Крупное несогласие Нижний протерозой или поздний архей Железистые кварциты, Верхние кварциты: слоистые гематипротерозой Группа Мидлбек товые кварциты с прослоями сланцев. слаивающиеся со сланцами и туфами. Сланцы «Кук-Геп»: галечники и слансы, филлиты с прослоями доломитов и кремнистых пород. Группа Доломиты, Мидлбек Серидитовые сланцы и квар-Нижние кварциты: слоистые гемати-Нижний товые кварциты, сланцы, доломиты. Доломиты: кремнистые доломиты и мраморы. В основании серые или черные сланиы Угловое несогласие. Кварцитовые и роговообманковые сланцы, Архей Гнейсовый комплекс сснования филлиты, гранито-гнейсы, мигматиты, граниты

A dip our A dip

Фиг. 32. Геологическая карта части Южной Австралии и расположение железных руд в районе Мидлбек (Liddy, 1968)

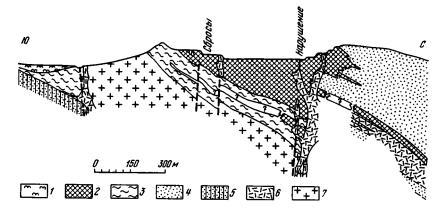
- 1 четвертичные отложения;
- 2 кембрий;
- 3 протерозой, галечники Монаби. Архей;
- 4 группа Мидлбек;
- 5 гнейсовый комплекс;
- 6 брекчии;
- 7 долериты;
- 8 граниты; 9 — руда;
- 10 нарушения

жит месторождения «Айрон-Принц» и «Айрон-Барон». K востоку от главной линии холмов на $5-6~\kappa M$ тянется вторая их линия.

Южный район образуют многочисленные параллельные холмы с месторождениями «Айрон-Дюшес», «Айрон-Дук» и другими. Севернее холмов Кетунга расположены месторождения «Айрон-Ноб», «Эш» и «Мунеби» (фиг. 32).

Таблица 31 Состав доломитов группы Мидлбек, %

Компоненты	Айрон-Принц	Айрон-Книгт	Айрон-Дюшес	Қемел-Хилл	Западная часть площади Мидлбен
SiO ₂	1,92	2,20	2,07	0,95	0,24
Al_2O_3	0,86	0,52	_	_	
Fe ₂ O ₃ FeO	4,78 0,87	4,76 2,75	5,61	5,30	6,90
MgO	18,90	15,04	17,05	16,24	17,30
CaO	27,75	29,65	23,33	29,14	29,73
Na ₂ O	0.02	0,16	_	<u>-</u>	_
K ₂ O	0,08	0,08	-	_	_
H ₂ O+ H ₂ O-	0,31	0,81 0,07	0,35	0,02	0,02
CO_2	42,98	42.56	-	_	
MnO	1.67	1,25	4,16	3,72	1,54
TiO ₂	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
P_2O_5	0,01	0,01	0,01	0,01	»



Фиг. 33. Продольный разрез через месторождение Айрон-Монарх, район Мидлбек, Австралия

1 — аллювий; 2 — богатая железная руда; 3 — сланцы; 4 — гематитовые кварциты; 5 — магнетитовые кварциты; 6 — амфиболиты; 7 — гнейсовый комплекс

Гнейсовый комплекс основания развит на поверхности между месторождениями Айрон-Принц и Кетунга, к юго-западу и юго-востоку от Айрон-Ноб, а также между месторождениями Айрон-Ноб и Виела. Преобладающие породы гнейсового комплекса — это тонкозернистые красные фельзитовые биотитовые гнейсы. В несколько меньшем количестве встречаются слюдистые и хлоритовые филлиты, гранитные гнейсы, богатые роговой обманкой, очковые гнейсы. Очки последних состоят из ортоклаза и олигоклаза. Встречаются также раскристаллизованные амфиболиты гранитной текстуры в виде линз, а также амфиболовые сланцы слабрадоритом.

Между породами гнейсового комплекса и группой Мидлбек местами наблюдается угловое несогласие, однако А. В. Эдвардс (Edwards, 1936) предполагал, что они одновременны и тесно связаны.

Группа Мидлбек наиболее развита на юге района. В самом низу разреза по окраинам района во многих местах встречаются черные, серыен голубые известковые серицитовые сланцы, являющиеся основанием доломитовой толщи и описываемой формации Итабиритового типа.

Доломиты Мидлбек представляют собой доломитовый мрамор. Это средне- и тонкозернистые кристаллические породы, белые, палевые или голубовато-серые в свежем виде и коричневые в зоне выветривания. Вверх доломиты переходят в зону переслаивания с халцедоном, а затем постепенно в кремнистую железосодержащую толщу. Хорошее обнажение доломитов имеется в 1,5 км севернее пос. Мидлбек в западной части района, где видимая часть их разреза имеет мощность около 60 м. На холме Кетунга мощность доломитов более 150 м. Они являются важной частью разреза и далеко протягиваются по простиранию. Часто в них встречаются следы интрузивных тел основного состава, превращенных в амфиболиты.

А. В. Эдвардс (Edwards, 1936) и другие исследователи отмечали тесную связь между железистыми кварцитами и доломитами, считая доломиты источником железа и марганца в рудах и обязательным членом железорудной серии. Во многих местах наблюдается тесная связь марганцевых руд с измененными доломитами. Значительное количество марганца (до 4%) в доломитах показывает табл. 31.

Местами доломиты метаморфизованы и превращены в кварцево-тремолит-пироксеновые марганецсодержащие породы.

В районе Айрон-Монарх доломиты отсутствуют, но К. Р. Милес и А. В. Эдвардс (Miles, 1954—1955; Edwards, 1955) считают, что они полностью замещены, а местами разрушены (фиг. 33).

В Айрон-Принц, Айрон-Барон и других рудных районах доломиты хорошо сохранились и подстилают кремнисто-хлоритовые сланцы со слоями кремнистого гематита.

Переход от доломитов сначала в слоистые кремнистые доломиты, а выше в слоистые железисто-кремнистые породы отмечает, по мнению некоторых авторов, смену глубоководных условий на более мелководные (Miles, 1954—1955). С другой стороны, присутствие туфовых прослоев в железистых породах указывает на начало поступления в бассейн железа и кремнезема в связи с одновременной вулканической деятельностью. Присутствие доломитов в осадке свидетельствует, что воды бассейна были щелочными высококарбонатными. Это способствовало быстрому осаждению соединений железа и кремнезема.

Первичными рудными минералами были сидерит и, в большей степени, гидрозоль окислов железа. Отсутствие (или только следы) детритного материала и оолитовых структур, в противоположность мнению К. Р. Милеса, указывает на те же глубоководные условия отложения рудного материала, которые существовали во время осаждения доломитов. Прослои туфов, доломитов и карбонатных сланцев в железистых кварцитах свидетельствуют об одновременности отложения и тесной связи этих членов парагенеза формации. По заключению А. В. Эдвардса и К. Р. Милеса, сланцы, содержащие амфибол, первично представляли собою туфы (Edwards, 1936; Miles, Rudd, 1953; Miles, 1954—1955). Пластовые тела долерит-амфиболитов, встречающиеся во всех породах группы Мидлбек, А. В. Эдвардс считал не интрузиями, а одновременными им потоками основной лавы (Edwards, 1936).

Гематитовые и магнетитовые кварциты нижних и верхних горизонтов сходны: это черные, серые, коричневые, красные и розовые породы с прослоями белого или серого халцедона и линзовидными телами измененных туфов, превращенных в сланцы. Переслаивание со сланцами часто очень тонкое и резкое. В железистых кварцитах наблюдается хорошо развитая правильная и волнистая слоистость с очень различной мощностью слойков (от 0,1 мм до 3 см и более). Размер кристаллов и зерен рудных минералов от 0,05 до 0,15 мм в диаметре, местами размер зерен магнетита и гематита доходит до 8 мм в поперечнике, в то время как зерна аутигенного кварца обычно имеют диаметр не более 2 мм.

Содержание железа в породах изменяется от 5—10 до 45—50% и выше (Edwards, 1951, 1955). Наиболее железистые разности магнитны.

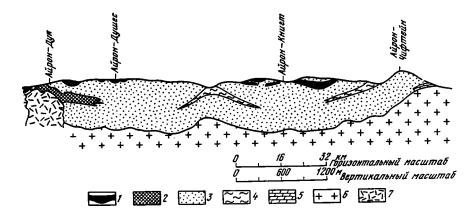
Ниже зоны окисления преобладает магнетит с агрегатами сульфидов (пирит и пирротин), кроме того, присутствуют вторичные железо-силикатные минералы: актинолит, роговые обманки, грюнерит, глаукофан и пироксен, которые иногда составляют 20—30% породы. Амфиболсодержащие магнетитовые кварциты нижнего горизонта местами содержат до 75% магнетита. В основании они брекчированы и частично замещены сульфидами и кальцитом. Удлиненные кристаллы магнетита и кварца вытянуты по слоистости пород.

В верхних 90 м нижнего рудного горизонта амфибола мало, но содержание его сильно увеличивается между 210 и 240 м магнетитовых кварцитов, считая от их подошвы. Местами слои, богатые магниевым пироксеном, указывают на первичное участие в их составе доломита.

Химические анализы показывают колебания соотношений SiO₂: Fe₂O₃ в значительных пределах (табл. 32).

Нижний горизонт железистых кварцитов развит в южном районе Кетунга-Хилл и образует рудные тела Айрон-Монарх и Айрон-Ноб. Все слоистые гематитовые кварциты северного района относятся к нижнему горизонту, как и пояс южнее Айрон-Книгт, Айрон-Дюшес и Айрон-Дук (фиг. 34).

Верхний рудный горизонт выходит на поверхность в северной половине месторождения Кетунга-Хилл, на западе Кемел-Хилл и в других



Фиг. 34. Продольный разрез западной полосы месторождений в южной части района Мидлбек (Miles, Rudd, 1953)

 $I \rightarrow$ гематитовая руда; $2 \rightarrow$ магнетитовая руда; $3 \rightarrow$ джеспилиты; $4 \rightarrow$ сланцы; $5 \rightarrow$ доломиты; $6 \rightarrow$ гнейсовый комплекс; $7 \rightarrow$ амфиболиты

местах. В Кемел-Хилл оба горизонта имеют мощность не более 180 м, но в Куэрду-Хилл около 400 м. В южном районе Мидлбек мощность верхнего горизонта более 240 м, нижнего 150—180 м. В Кетунга-Хилл мощность нижнего горизонта 210 м, верхнего 150 м.

Распределение железо-марганцевых и марганцевых горизонтов в рудах Мидлбек крайне неравномерно (табл. 33). Большая часть руд содержит много железа и мало марганца. Количество последнего варьирует от следов до 20%, реже до 30%.

Псиломелан образует цемент вокруг гематитовых зерен или скрытокристаллические массы. Встречаются браунит, манганит, вад, пиролюзит. Иногда эти минералы ассоциируют с магнетитом.

Богатые руды района Мидлбек внешне сходны со многими рудами других стран мира. Они обычно тверды, массивны и состоят главным образом из тонкозернистого гематита. Имеется также черно-синий рыхлый порошковатый гематит. Гематитовые кристаллы часто образуют псевдоморфозы по первичному магнетиту. По трещинам и в виде жил развит спекуляр-гематит. Более поздний магнетит ассоциирует с марганцевыми минералами и обладает сильными магнитными свойствами. В восточной и центральной частях рудного тела Айрон-Монарх магнетит

Таблица 32 Состав железистых кварцитов района Мидлбек, % (Miles, 1954—1955)

Компо- ненты	Айрон-Книгт, кремнистые сланцы	Айрон-Дук, магнетитовые кварциты	Қемел-Хилл, гематитовые кварциты	Айрон-Монарх, гематитовые кварциты	Район между Айрон-Монарх и Айрон-Ноб
SiO ₂	93,16	20,56	46,94	42,03	49,15
Al_2O_3	1,07	0,37	0.0	0,0	0,46
Fe_2O_3	1,79	73,10	51,00	54,08	43,03
FeO	0,18	4,49	1,41	3,24	0,94
MgO	0,08	0,10	0,0	0,0	0,15
CaO	1,24	0,27	Сл.	Сл.	0,50
H ₂ O ⁺	0,07 0,81	0,12 1,54	0,63	0,10	0,26
CO ₂	0,74	0.0		_	_
МпО	0,03	0.03	0,02	0,18	0,12
TiO ₂	0,06	Her	Нет	Нет	HeT
P_2O_5	0,01	>	0,39	•	0,10

Разрез рудного горизонта в районе Айрон-Монарх (Miles, 1954—1955)

		Fe	Mn	Глубина залегания,
Слои	Породы	%		м
1	Гематитовая руда	62,73	0,21	0-10,5
2	Массивная гематитовая руда	63,46		10,5-60,0
3	Сланцы железистые	36,69	0,16	60,0-93,0
4	Гематитовая руда	67,42	0,43	93,0-162,0
5	То же, с марганцем	56,70	8,64	162,0—177,0
6	Чистая гематитовая руда	66,14	0,62	177,0-220,5
7	Сланцы железистые	32,15	0,42	220,5-243,0
8	Гематитовая руда	47,26	0,36	243,0-349,5
9	То же, с марганцем	59,93	7,75	349,5-367,5
10	Гематитовая руда	40,61	0.36	367,5-406,5
11	Сланцы железистые	40.61	0,37	406,5-423,0
12	Гематитовая руда	53,87	1,41	423,0-543,0
13	Железо-марганцевая руда	54,16	9,33	543,0-553,5
14	Гематитовая руда	62,52	1,74	553,5-561,0
15	Железо-марганцевая руда	56,04	8,96	561,0-580,5
16	Гематитовая руда	59,14	0.84	580,5-630,0
17	Сланцы железистые	24,44	0,18	630,0-678,0
18	Гематитовые кварциты	29,74	0,49	678,0-690,0

образует цемент вокруг гематитовых кристаллов вместе с пиролюзитом и псиломеланом (Edwards, 1936, стр. 174). Лимонит представлен обильно, как вторичный продукт выветривания коренных руд.

Железо-марганцевые руды района Айрон-Монарх более темные, твердые и плотные, чем гематитовые маломарганцевые. Выделение типов руд по количеству марганца дано в табл. 34.

Руды района Айрон-Ноб, выходящие на северном продолжении месторождения Айрон-Монарх, содержат очень мало марганца (табл. 35). Они более высокого качества, чем руды Айрон-Монарх, и не имеют прослоев сланцев и доломитов. В этом районе доломиты отсутствуют, но по ряду косвенных данных можно предполагать их былое присутствие.

Связь мощного развития доломитов с повышенным количеством марганцевых минералов наблюдается и в докембрийских формациях других стран, и в формациях более молодого возраста.

Между верхним и нижним горизонтами железистых кварцитов залегает толща кремнистых зеленых амфиболитовых и хлоритовых сланцев и серых филлитов мощностью от 210 до 300 м на юге района и от 6 до 75 м в других местах. Иногда в них встречаются богатые магнетитом слои. В основании толщи сланцев наблюдаются мелководные галечники, содержащие окатанные гальки кварцитов и линзы кварцевого песчаника. Переход к вышележащим филлитам и сланцам явно отмечает новое углубление бассейна. Сланцы известковые и содержат линзовидные слои доломитов и мраморов, а вверх по разрезу все увеличивающееся количество кремнистых прослоев, отмечающих переход к верхнему железистому горизонту.

Промежуточные сланцы, как и все другие породы формации, содержат секущие и параллельные согласные тела долерит-амфиболитов, которые, вероятно, имеют эффузивное, а не интрузивное происхождение (Edwards, 1936). Близ рудных тел амфиболиты разрушены и содержат тонкий порошок гематита, но вдали от них свежи и имеют фибровую структуру.

Компо- ненты	Литейные руды	_	Основные руд	ы	Железо-марганцевые руды		
SiO ₂	0,60	1,09	0,37	1,96	1,58	1,88	
Al_2O_3	0,84	0,49	1,49	4,00	1,32	2,07	
Fe_2O_3	97,90	94,96	95,33	87,00	80,50	77,03	
FeO	0,39	0,27	0,07		<u> </u>	1 –	
MgO	0,03	0,04	Her	Нет	0,21	-	
CaO	0,12	0,24	0,45	_	0,45	0,68	
P_2O_5	0,03	0,20	0,02	0,08	0,085	0,15	
TiO ₂	Heт	Нет	Her	Нет	0,10	0,02	
CO_2	»	0,05	»	»	0,31	1,05	
H_2O^-	»	0,87	»	0,41	Her	0,23	
H_2O^+	0,34	0,95	0,30	1,35	2,08	2,07	
Fe	68,77	66,63	66,71	60,90	56,30	53,92	
Mn	0,06	0,13	1,36	2,90	9.30	10,17	

Состав богатых руд месторождения Айрон-Ноб, %

Таблица 35

Компо- ненты	Обр. І	Oбp. II	Oбp. III	Oбp.	Компо- ненты	O6p. I	Oбp. II	Oбp. III	O6p.
SiO ₂ Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃ FeO CaO P ₂ O ₅	1,14 0,47 96,55 0,34 Her 0,03	0,74 0,17 95,88 2,39 Her 0,03	0,74 0,32 96,24 1,71 Her 0,06	0,43 0,09 97,09 1,67 Her 0,04	TiO ₂ H ₂ O CO ₂ S Fe Mn	0,02 0,68 Her 0,04 67,76 0,02	0,02 0,51 Her 0,05 68,98 0,06	0,02 0,64 Her 0,06 68,70 0,05	0,02 0,56 Her 0,07 69,27 0,05

Последовательность пород и руд формации можно проследить по более чем 500-метровому разрезу буровой скважины в районе Кетунга-Хилл (сверху вниз):

Слои Верхний рудный горизонт 1. Разрушенная порода 0— 4,2: 2 Глина и лимонитовый конгломерат 4,2—12,0 3 Выщелоченный кварцит и глина 12,0—13,0 4 Пористая лимонитовая руда 13,0—15,6 5 Рыхлый выщелоченный кварцит 15,6—17,1 6 Лимонитовая руда 17,1—22,2: 7 Глинисто-лимонитовый песчаник 22,2—70,5 8 Рыхлые выветрелые сланцы 70,5—75,0 9 Железистые кварциты (частично выщелоченные) 75,0—87,3 10 Мартитовые и магнетитовые кварциты 87,3—94,2 11 Амфиболовые сланцы и кварциты 94,2—113,7 Разделяющие сланцы 12 Амфиболовые сланцы и кварциты 133,2—133,9 12 Амфиболовые сланцы с магнетитом 133,2—138,9 14 Амфиболовые сланцы с пиритом и пирротином 138,9—152,4 15 Магнетит-амфиболовые кварциты и сланцы 152,4—209,4 16 Долерит-амфиболовые сланцы с магнетитовыми кристаллами 209,4—210,0 17 Кварц-амфиболовые сланцы с магнетитовыми кристаллами 210,0—215,0 Нижний рудный горизонт 18 Слоистые магнетитовые кварциты 215,0—262,8 19 Богатые железом магнетитовые кварциты с прослоями халцед		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·		Глубина, ж
2 Глина и лимонитовый конгломерат 4,2— 12,0 3 Выщелоченный кварцит и глина 12,0— 13,0 4 Пористая лимонитовая руда 13,0— 15,6 5 Рыхлый выщелоченный кварцит 15,6— 17,1 6 Лимонитовая руда 17,1— 22,2 7 Глинисто-лимонитовый песчаник 22,2— 70,5 8 Рыхлые выветрелые сланцы 70,5— 75,0 9 Железистые кварциты (частично выщелоченные) 75,0— 87,3 10 Мартитовые и магнетитовые кварциты 87,3— 94,2 11 Амфибол-магнетитовые кварциты 94,2—113,7	Сло	ои Верхний рудный горизонт		. ,
2 Глина и лимонитовый конгломерат 4,2— 12,0 3 Выщелоченный кварцит и глина 12,0— 13,0 4 Пористая лимонитовая руда 13,0— 15,6 5 Рыхлый выщелоченный кварцит 15,6— 17,1 6 Лимонитовая руда 17,1— 22,2 7 Глинисто-лимонитовый песчаник 22,2— 70,5 8 Рыхлые выветрелые сланцы 70,5— 75,0 9 Железистые кварциты (частично выщелоченные) 75,0— 87,3 10 Мартитовые и магнетитовые кварциты 87,3— 94,2 11 Амфибол-магнетитовые кварциты 94,2—113,7	1.	Разрушенная порода		0-4.2
3 Выщелоченный кварцит и глина 12,0—13,0 4 Пористая лимонитовая руда 13,0—15,6 5 Рыхлый выщелоченный кварцит 15,6—17,1 6 Лимонитовая руда 17,1—22,2 7 Глинисто-лимонитовый песчаник 22,2—70,5 8 Рыхлые выветрелые сланцы 70,5—75,0 9 Железистые кварциты (частично выщелоченные) 75,0—87,3 10 Мартитовые и магнетитовые кварциты 87,3—94,2 11 Амфибол-магнетитовые кварциты 94,2—113,7 Разделяющие сланцы 12 Амфиболовые сланцы и кварциты с прослоями магнетитовых кварцитов 113,7—133,2 13 Амфиболовые сланцы с магнетитом 133,2—138,9 14 Амфиболовые сланцы с пиритом и пирротином 138,9—152,4 15 Магнетит-амфиболовые кварциты и сланцы 152,4—209,4 16 Долерит-амфиболовые сланцы с магнетитовыми кристаллами 210,0—215,0 Нижний рудный горизонт 18 Слоистые магнетитовые кварциты 215,0—262,8 19 Богатые железом магнетитовые кварциты с прослоями халцедона и зо-	2	Глина и лимонитовый конгломерат		
4 Пористая лимонитовая руда 5 Рыхлый выщелоченный кварцит 6 Лимонитовая руда 7 Глинисто-лимонитовый песчаник 22,2—70,5 8 Рыхлые выветрелые сланцы 75,0—87,0 9 Железистые кварциты (частично выщелоченные) 75,0—87,3 10 Мартитовые и магнетитовые кварциты 11 Амфибол-магнетитовые кварциты Разделяющие сланцы 12 Амфиболовые сланцы и кварциты с прослоями магнетитовых кварцитов 12 Амфиболовые сланцы с магнетитом 133,2—138,9 14 Амфиболовые сланцы с пиритом и пирротином 133,2—138,9 14 Амфиболовые сланцы с пиритом и пирротином 138,9—152,4 15 Магнетит-амфиболовые кварциты и сланцы 152,4—209,4 16 Долерит-амфиболовые сланцы с магнетитовыми кристаллами 200,4—210,0 17 Кварц-амфиболовые сланцы с магнетитовыми кристаллами 215,0—262,8 19 Богатые железом магнетитовые кварциты с прослоями халцедона и зо-	3	Вышелоченный кварцит и глина		
5 Рыхлый выщелоченный кварцит 15,6— 17,1 6 Лимонитовая руда 17,1— 22,2 7 Глинисто-лимонитовый песчаник 22,2— 70,5 8 Рыхлые выветрелые сланцы 770,5— 75,0 9 Железистые кварциты (частично выщелоченные) 75,0— 87,3 10 Мартитовые и магнетитовые кварциты 87,3— 94,2 11 Амфибол-магнетитовые кварциты 94,2—113,7 Разделяющие сланцы 12 Амфиболовые сланцы и кварциты с прослоями магнетитовых кварцитов 113,7—133,2 13 Амфиболовые сланцы с магнетитом 133,2—138,9 14 Амфиболовые сланцы с пиритом и пирротином 138,9—152,4 15 Магнетит-амфиболовые кварциты и сланцы 152,4—209,4 16 Долерит-амфиболовые кварциты и сланцы 152,4—209,4 16 Долерит-амфиболовые сланцы с магнетитовыми кристаллами 210,0—215,0 Нижний рудный горизонт 18 Слоистые магнетитовые кварциты 215,0—262,8 19 Богатые железом магнетитовые кварциты с прослоями халцедона и зо-	4	Пористая лимонитовая руда		
6 Лимонитовая руда 17,1— 22,2 7 Глинисто-лимонитовый песчаник 22,2— 70,5 8 Рыхлые выветрелые сланцы 70,5— 75,0 9 Железистые кварциты (частично выщелоченные) 75,0— 87,3 10 Мартитовые и магнетитовые кварциты 87,3— 94,2 11 Амфибол-магнетитовые кварциты 94,2—113,7 Разделяющие сланцы 12 Амфиболовые сланцы и кварциты с прослоями магнетитовых кварцитов 113,7—133,2 13 Амфиболовые сланцы с магнетитом 133,2—138,9 14 Амфиболовые сланцы с пиритом и пирротином 138,9—152,4 15 Магнетит-амфиболовые кварциты и сланцы 152,4—209,4 16 Долерит-амфиболовые сланцы с магнетитовыми кристаллами 210,0—215,0 Нижний рудный горизонт 18 Слоистые магнетитовые кварциты 215,0—262,8 19 Богатые железом магнетитовые кварциты с прослоями халцедона и зо-	ล์	Рыхлый вышелоченный квариит		
7 Глинисто-лимонитовый песчаник	6	Лимонитовая руда		
8 Рыхлые выветрелые сланцы 70,5— 75,0 9 Железистые кварциты (частично выщелоченные) 75,0— 87,3 10 Мартитовые и магнетитовые кварциты 87,3— 94,2 11 Амфибол-магнетитовые кварциты 94,2—113,7 Разделяющие сланцы 12 Амфиболовые сланцы и кварциты с прослоями магнетитовых кварцитов 113,7—133,2 13 Амфиболовые сланцы с магнетитом 133,2—138,9 14 Амфиболовые сланцы с пиритом и пирротином 138,9—152,4 15 Магнетит-амфиболовые кварциты и сланцы 152,4—209,4 16 Долерит-амфиболовые сланцы с магнетитовыми кристаллами 210,0—215,0 Нижний рудный горизонт 18 Слоистые магнетитовые кварциты 215,0—262,8 19 Богатые железом магнетитовые кварциты с прослоями халцедона и зо-	7	Глинисто-лимонитовый песчаник		
9 Железистые кварциты (частично выщелоченные) 75,0—87,3 10 Мартитовые и магнетитовые кварциты 87,3—94,2 11 Амфибол-магнетитовые кварциты 94,2—113,7	8	Рыхлые выветрелые сланиы		
10 Мартитовые и магнетитовые кварциты 87,3—94,2 11 Амфибол-магнетитовые кварциты 94,2—113,7 Разделяющие сланцы 12 Амфиболовые сланцы и кварциты с прослоями магнетитовых кварцитов 113,7—133,2 13 Амфиболовые сланцы с магнетитом 133,2—138,9 14 Амфиболовые сланцы с пиритом и пирротином 138,9—152,4 15 Магнетит-амфиболовые кварциты и сланцы 152,4—209,4 16 Долерит-амфиболовые сланцы с магнетитовыми кристаллами 209,4—210,0 17 Кварц-амфиболовые сланцы с магнетитовыми кристаллами 210,0—215,0 Нижний рудный горизонт 18 Слоистые магнетитовые кварциты 215,0—262,8 19 Богатые железом магнетитовые кварциты с прослоями халцедона и зо-	9	Железистые кварциты (частично вышелоченные)		
Разделяющие сланцы Разделяющие сланцы Разделяющие сланцы 12 Амфиболовые сланцы и кварциты с прослоями магнетитовых кварщитов 13 Амфиболовые сланцы с магнетитом 133,2—138,9 14 Амфиболовые сланцы с пиритом и пирротином 138,9—152,4 15 Магнетит-амфиболовые кварциты и сланцы 152,4—209,4 16 Долерит-амфиболовые сланцы с магнетитовыми кристаллами 209,4—210,0 17 Кварц-амфиболовые сланцы с магнетитовыми кристаллами 210,0—215,0 Нижний рудный горизонт 18 Слоистые магнетитовые кварциты 215,0—262,8 19 Богатые железом магнетитовые кварциты с прослоями халцедона и зо-				
Разделяющие сланцы 12 Амфиболовые сланцы и кварциты с прослоями магнетитовых кварцитов				
12 Амфиболовые сланцы и кварциты с прослоями магнетитовых кварцитов		Taniphoon manormoodo noapanida		0.,2,.
цитов		Разделяющие сланцы		
цитов	19	Амфиболовые станцы и кравинты с простоями магнетитовых	VD2D.	
13 Амфиболовые сланцы с магнетитом <td>12</td> <td>нитов</td> <td>квар-</td> <td>1137-1339</td>	12	нитов	квар-	1137-1339
14 Амфиболовые сланцы с пиритом и пирротином	13	Амфиболовые слашим с магнетитом	• •	
15 Магнетит-амфиболовые кварциты и сланцы				
16 Долерит-амфиболиты				
17 Кварц-амфиболовые сланцы с магнетитовыми кристаллами				
Нижний рудный горизонт 18 Слоистые магнетитовые кварциты				
18 Слоистые магнетитовые кварциты	16	Долерит-амфиболиты		209,4—210,0
18 Слоистые магнетитовые кварциты	16	Долерит-амфиболиты		209,4—210,0
19 Богатые железом магнетитовые кварциты с прослоями халцедона и зо-	16	Долерит-амфиболиты		209,4—210,0
	16 17	Долерит амфиболиты		209,4—210,0° 210,0—215,0°
	16 17	Долерит-амфиболиты		209,4—210,0° 210,0—215,0°

Образование формации Итабиритового типа в Южной Австралии происходило в линейном сравнительно узком троге. В среднем докембрии море заливало весь северо-восток п-ова Ейре, но глубина его менялась. Бассейн седиментации сначала был относительно глубоким, о чем говорит правильная первичная слоистость известняков, доломитов, сланцев и железистых кварцитов, а также отсутствие в них грубого детритного материала. Одновременно с осадкообразованием периодически происходили вулканические извержения или небольшой интенсивности, или, может быть, несколько отдаленные, поскольку железо и кремнезем не разубоживались другими продуктами вулканической деятельности; они лишь переслаивали образовавшийся железосодержащий осадок. В короткие периоды обмеления моря, а также увеличения вулканической активности отлагались галечники, конгломераты и более тонкие осадки (филлиты и сланцы), которые многие исследователи называют туфами. После отложения туфовых слоев условия седиментации вновь стали благоприятными для осаждения коллоидов железа и кремнезема, образующих верхний горизонт железистых кварцитов, сходный с мотновидся мынжин.

52 Кремнистый доломитовый мрамор с графитом

53 Зеленые хлоритовые, тальковые и карбонатные сланцы

Сходство железистых кварцитов формации Итабиритового типа района Мидлбек в Австралии с рудами других формаций, о котором пишут многие исследователи, лишь внешнее.

552,0—555,4

555,4-556,9

Действительно, наблюдается сходство первичной и явно осадочной слоистости, в рудах мало кластического материала, богатые руды присутствуют только в ограниченном комплексе пород, а рудные минералы часто достаточно близки в разных формациях. Однако Итабиритовая формация в районе Мидлбек имеет свои характерные черты и хорошо отличается от формаций раннего докембрия (Киватинской и порфиролептитовой), а также от Таконитовой (протерозойской) формации.

Присутствие доломитов и других карбонатных пород во время отложения осадков обусловило щелочную реажцию среды морского бассейна и быстрое выпадение из коллоидного раствора геля кремнезема и железа, которые сохранились в осадке в виде сидерита, анкерита, но преимущественно в виде окислов железа. Характерно отсутствие силикатов железа (гриналита и шамозита). Редки и другие первичные силикаты, которых много в упомянутых выше формациях. В Итабиритовой формации Южной Австралии никогда не встречались оолиты и водорослевые структуры, как в таконитах оз. Верхнего, формировавшихся в иных условиях. Только в Итабиритовой формации встречаются марганцевые и железо-марганцевые руды, отсутствующие или слабо выраженные в других докембрийских железосодержащих формациях. Только в Итабиритовой формации руды содержат прослои доломитов, но не чередуются со слоями граувакк или конгломератов, что характерно для некоторых других формаций.

Мощность формации в районе Мидлбек не менее 700—1000 м. Она

переходит выше в терригенную формацию (система Аделаида).

Итабиритовая формация встречается во многих странах. Наиболее типично она представлена в Бразилии. Некоторые черты ее могут быть менее ясно выражены в других районах, но всегда наблюдаются главные характерные особенности, которые определяют эту формацию.

6. ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ ФОРМАЦИЙ ИТАБИРИТОВОГО ТИПА

- 1. Доломитово-кремнистые формации с итабиритами образовывались в эвгеосинклинальных условиях, главным образом в течение раннего и среднего протерозоя, местами начиная с позднего архея.
- 2. Связь руд с основными вулканическими породами и интенсивность вулканизма в разных районах различны.
 - 3. Осадочных пород часто больше, чем вулканических.
- 4. Характерны доломиты с повышенным количеством железа, кремнезема и марганца.
- 5. Железистые кварциты итабириты и железо-марганцевые руды сравнительно глубоководные, образовывались в бассейнах со свободной циркуляцией морской воды.
 - 6. Терригенный материал в рудах отсутствует.
 - 7. Оолитовые и водорослевые текстуры отсутствуют.
- 8. Первичные минералы обычно представлены окислами и карбонатами железа и марганца.
- 9. Минералы гриналит, шамозит и другие силикаты железа чаще отсутствуют, встречаясь только в зонах активного вулканизма.
 - 10. Быстрой смены фаций нет. Окисная фация итабиритов устойчива.
 - 11. Руды обычно образуют несколько горизонтов.
- 12. Часто переслаивание железистых кварцитов с доломитами и амфиболитами, которые замещают кварц и халцедон.
 - 13. Богатые руды имеют гематит-магнетитовый состав.
- 14. Постоянно присутствуют в большем или меньшем количестве марганцевые или железо-марганцевые руды.

Глава шестая

ТАКОНИТОВЫЙ ТИП

(кремнисто-сланцевые формации)

1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Таконитовый тип ясно отличается от других докембрийских типов железосодержащих формаций, но в районах накопления значительного количества основных вулканических пород приобретает некоторое сходство с Киватинским типом.

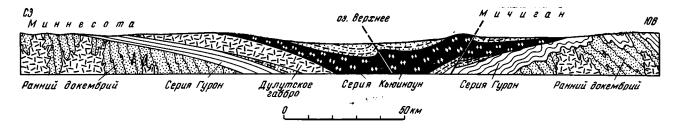
Лучше всего формации этого типа представлены в США и Канаде в Онтарио и на п-ве Унгава (Лабрадорская геосинклиналь). В первом случае она образовалась в геосинклинали оз. Верхнего, причем центры вулканической деятельности, существовавшие во время ее формирования, располагались под водами современного озера. Железистые кварциты протягиваются на сотни миль вдоль границ геосинклинального бассейна. В районе оз. Верхнего формация объединяет породы среднего и верхнего гурона, т. е. серии Анимики (средний докембрий). В старых работах гурон делился на две части, причем нижнюю часть считали известково-кварцитовой безрудной, а верхнюю — железорудной. В дальнейшем наличие несогласий позволило разделить его на средний, верхний и нижний гурон. Ф. Кинг (1961) и другие авторы отмечали характерное повторение одних и тех же типов пород в далеко расположенных друг от друга районах США и Канады, как, например, «железистые формации» в серии Анимики, которые всегда подстилаются кварцитами, а перекрываются сланцами. Породы этих районов различно, но часто слабо деформированы и полого погружаются к бассейну оз. Верхнего (фиг. 35). В его южной части отложения среднего и верхнего турона часто выходят на поверхность, и можно проследить их полный разрез. Протяженность пород формации достигает здесь 1200 км с востока на

Мощность Таконитовой формации очень различна и меняется от 1 км (Gill, 1927; Goodwin, 1956) до более 10 км к югу от оз. Верхнего (James a. о., 1968). В последнем случае нижняя граница формации совпадает с границей среднего и нижнего гурона, отмеченной в ряде мест крупным несогласием. В штатах Мичиган и Висконсин ниже по разрезу лежит мощная карбонатная формация группы Чоколай нижнего гурона (доломиты Рендвил, Бед-Ривер, Саундерс и др., а также аркозы и кварциты; фиг. 36). В штате Миннесота Таконитовая формация залегает несогласно на сланцах группы Найф или сланцах, зеленокаменных породах и гранитах раннего докембрия.

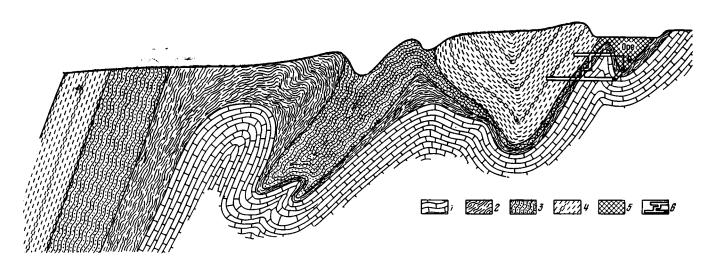
Выше Таконитовой формации на размытой поверхности гуронских отложений и прорывающих их интрузий в районе оз. Верхнего залегают вулканогенно-терригенные породы серии Кивино (верхний докембрий),

также лишенные железистых кварцитов.

Несогласие между средним и верхним гуроном местами отсутствует, а местами дискуссионно из-за более поздних тектонических нарушений. Наиболее полный разрез гурона можно видеть в районах Маркет и Айрон-Ривер — Кристел-Фелс (табл. 36, фиг. 37).

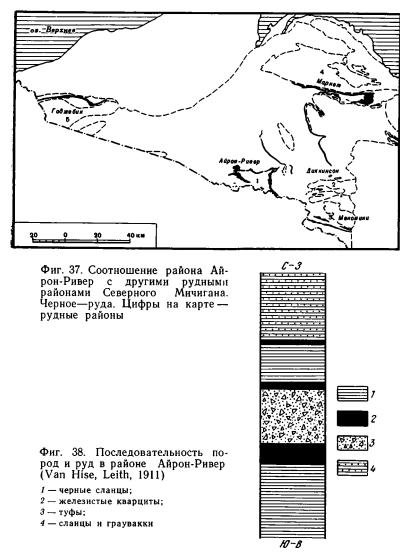


Фиг. 35. Обобщенный разрез через бассейн оз. Верхнего (Leith a. o., 1935)



Фиг. 36. Поперечный разрез в районе Меномини, Мичиган (Van Hise, Leith, 1911), показывающий залегание Таконитовой формации на безрудной карбонатной формации

1 — доломиты Рендвил; 2 — тальковые сланцы; 3 — рудосодержащие слои; 4 — сланцы Бриер; 5 — богатые руды; 6 — шахты



В наиболее мощных разрезах формаций Таконитового типа ясно наблюдается многократная смена трех типов пород: вулканических, хемогенных и терригенных (фиг. 38). Подводно-морские основные эффузивные породы (среди которых присутствуют базальты с эллипсоидальной и подушечной текстурой), туфы и агломераты (суммарной мощностью до $5 \, \kappa M$), силлы, дайки и вулканогенные филлиты сменяются железистыми породами, часто сильно магнитными ($500-600 \, M$). Переслаивающие их кремнистые, хлоритовые, сидеритовые и черные графитово-пиритовые магнетитовые сланцы, филлиты, яшмы и другие силициты, туфогенные породы, граувакки, алевролиты местами достигают $3 \, \kappa M$ общей мощности. Грубой терригенной кластики формация не содержит, а в железистых горизонтах она вообще отсутствует 1 .

Иногда в литературе встречаются указания, что железные руды района оз. Верхнего ассоциируют с кварцитами, сланцами и известняками. Однако нижележащие известняки и доломиты не связаны с железистыми кварцитами и отделены от последних крупным несогласием. Таконитовая формация залегает выше подстилающей безрудной доломитовой формации нижнего гурона и обладает ясно отличным парагенезом пород.

Сис-			Щ	Ітат Мичиган			Штат Ві	исконсин		Шта	т Миннесота		Кан	ада
тема	Ce	рии	Годжебик	Маркет	Меномини	Флоренц	Кристел-Фелс	Айрон- Ривер	Фелх- Моунтин	Куюна	Мезаби	Вермильон	Метевин	Мичипи- котен
	Кив	вино	Основные ин новные и ки песчаники, к кварциты	трузии. Ос- слые лавы, онгломераты,					Основные и кислые интрузии	Основные интрузии	Габбро Д	улут	Диабазов: Основные	
отерозой		верхний	Сланцы Тайлор	Ж «Биджики» Н и	елезору жние сл еленока	дные г «Айро ганцы Л менные Кварциты	Мичигамм оризонты: н-Ривер» Мичигамм породы:			Верхние сланцы Мичигамме. Железные руды «Дирвуд». Нижние сланцы Мичигамме	Сланцы Виргиния	Сланцы Рове	Сланцы	
ПР	Гурон	средний	Лавы. Основные интрузии. Fе-руды «Айронвуд». Кварциты Пальм	Жел «Негаунее». Сланцы Сиамо. Кварциты Аджибек	«Вулкан» Зеленока породы	менные	оизонты: «Негаунее». Кварциты Аджибек. Зеленока- менные породы		Железные руды «Вулкан». Эффузивы, сланцы, кварциты, яшмы		Железні «Бива- бик». Покега- ма квар- циты	ые руды: (Гун- флинт»		
:		нижний	Бед-Ривер Сундей	•	ты:	Рендвил циты:	Саундерс	Стургеон	_					

i	Альгоманские граниты				
Найф группа	а	Сланцы Найф	Сланцы. Сланцы. Конгло- Ке-руды Ке-руды мераты «Агава», «Винди- Конгло- мераты Сланцы	Сланцы. Fe-руды «Винди- гокан». Сланцы	Конгло- мераты Доре
	Лаврентьевские граниты				
V Р Х Е Й	Зеленокаменные породы, зеленые сланцы	Зелено- каменные породы, сланцы, порфиры	Зелено- Желез- Железорудные каменные ные руды горизонты «Елен» сланцы, Зеленокаменные породы, туфы	Железору горизонть менные по	чые «Елен» оды,

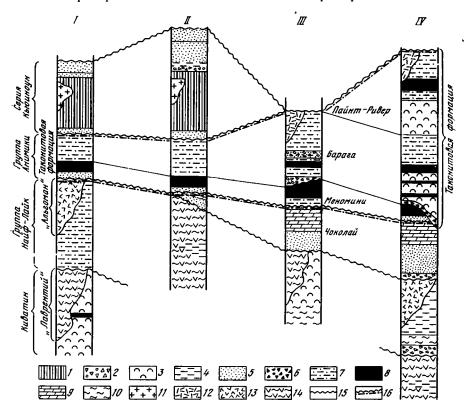
Отличительными особенностями кремнисто-сланцевых формаций Таконитового типа являются многократное переслаивание, чередование и взаимные переходы пород, а также ритмичная слоистость. Местами быстрая смена фаций по горизонтали указывает на крайне неровный вулканический рельеф морского дна.

Железорудных районов в штатах Мичиган, Висконсин, Миннесота и в провинции Онтарио очень (фиг. 39). Существует огромная литература по так называемым формациям Бивабик, Гунфлинт, Вулкан, Айронвуд, Айрон-Ривер и др. Большинство из них приурочено к среднему гурону. В верхнем гуроне некоторых районов железистых кварцитов нет, местами разрез меняется и формация включает только породы среднего гурона, а местами и они отсутствуют по тектоническим причинам. Там же, где железистые кварциты (такониты) присутствуют в верхах формации (верхний гурон), они менее мощны, чем в среднем гуроне, менее протяженны и отличаются от таконитов среднего гурона отсутствием спекулярита, большей фосфористостью и марганцевистостью (рудоносные свиты «Дирвуд» в Миннесоте; «Биджики» в Маркет и Меномини; «Айрон-Ривер» в нескольких районах штата Висконсин; табл. 36). Во всем остальном наблюдается полное сходство 1. Прямая и тесная связь руд с вулканическими породами отмечается не всегда. Местами вулканические породы подвергались сильному метаморфизму и их реликты можно видеть в филлитах и темных сланцах.

¹ Таконитами в США и Канаде называются первичные железистые породы (обычно небогатые железом) гранулярной текстуры. Их делят на сланцевые и кремнистые («slaty» и «cherty members») члены, черезующиеся в разрезе. Ф. Гроут и Ж. Ф. Вольф (Grout, Wolff, 1955) пояснили, что это лишь структурные термины и не обозначают в слоях (кремнистых до 100 м, а сланцевых до 600 м мощностью) присутствия только таких составляющих. Все сланцевые члены обладают тонкой осадочной сланцеватостью, а кремнистые члены — плотные толстослоистые или волнистослоистые конкреционные или водорослевые. К сланцевым и кремнистым членам относятся различные типы таконитов.

Первичные железистые отложения, как и в формациях Киватинского типа, в неокисленной фазе состоят из переслаивания сидерита и силицита (вулканогенного первичного кремнезема), силикатов железа (хлорита, гриналита) и рассеянного магнетита. Стильпномелан и миннесотоит имеются только в метаморфизованных рудах. Вместе с сидеритом встречаются тонкие прослои кальцита. Сидериты и силициты переслаиваются с черными пиритоносными сланцами и углистым материалом. Присутствуют гранулы, пизолиты, кремнистые оолиты и сферы с гематитовыми оболочками. Окисленная фация состоит из чередования слоев гематита, гетита, магнетита и первичного силицита (chert до 40—50%; James, 1954). В окисной фации особенно широко развиты оолиты с ядром из обломков яшмы, кварца или сидерита, облеченные концентрами из окислов железа (фиг. 40). В железистых кварцитах Таконитовой формации часты характерные водорослевые структуры (algal), которые не встречаются в других типах формаций.

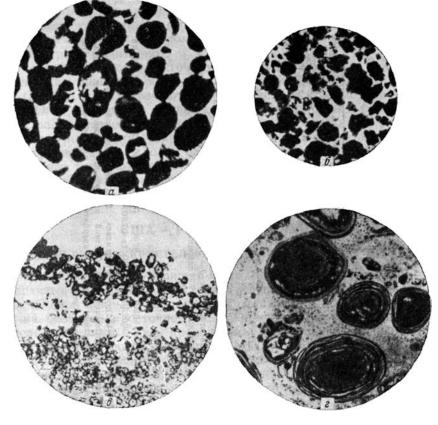
Железистые осадки накапливались медленно, с перерывами и содержали мало железа. Богатые гематитовые руды этой формации чаще образовывались только при последующем метаморфизме, выносе кремнезема и гидротермальном обогащении. В некоторых районах отмечает-



Фиг. 39. Сопоставление разрезов докембрийских пород провинции Великих Озер (Тугаринов, Войткевич, 1966)

Рудные районы: I — северная часть штата Миннесота и юго-западная часть провинции Онтарио; II — Годжебик — Куюна; III — Маркет; IV — Меномини.

I — базальты; 2 — зеленокаменные туфы и брекчии; 3 — зеленокаменные породы, частично сохранившие подушенную текстуру; 4 — амфиболиты базальтового состава; 5 — песчаники и кварциты; 6 — конгломерать, конгломератовые песчаники, аркозы; 7 — граувакки, аргиллиты, сланцы; 8 — железистые формации; 9 — доломиты; 10 — сланцы, вероятно, включающие некоторые породы вулканического происхождения; 11 — габбро и граниты постсреднекьюнноунского возраста; 12 — гранитные породы возраста пост-Анимики; 13 — гнейсо-граниты позднедоанимикского возраста; 14 — гранитогнейсы раннедоанимикского возраста; 15 — несогласие; 16 — верхчяя и нижняя границы Таконитовой формации (по π 1. Н. Формозовой)

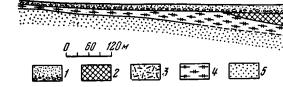


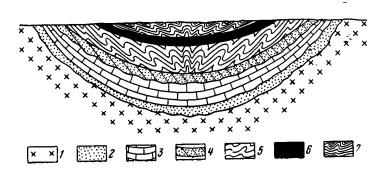
Фиг. 40. Микрофото руд группы Анимики, оз. Верхнее (Van Hise, Leith, 1911) a— зеленые и желтые гриналитовые гранулы, большей частью не измененные, состоящие из силиката и экислов железа, цемент кремнистый; δ — гриналитовые гранулы в силицитовом цементе, полученные в лаборатории; δ — кремнистый сидерит, местами измененный в железистый силицит, северный берег оз. Гунфлинт (Миннесота, Онтарио); ϵ — оолиты в кремнистом цементе (Висконсин)

ся повышенное содержание в рудах марганца, но оно редко превышает 10%. Самостоятельные марганцевые горизонты и, тем более, месторождения не возникали.

Различные представления о генезисе руд Таконитовой формации объясняются не только условиями образования пород и их метаморфизмом, но также и не одинаково детальной изученностью различных районов ее развития. Так, распространенное мнение о том, что в Мезаби руды не связаны с вулканическими породами, опровергается А. М. Гудвином (Goodwin, 1956), давшим очень подробное и обоснованное описание пород и истории развития отложений района оз. Гунфлинт. Он пишет, что туфовые слои, выделенные им в этом районе, в более метаморфизованных отложениях Мезаби описываются жак «промежуточные сланцы», котя «формация Бивабик» (в Мезаби) является юго-западным продолжением рудоносного горизонта района Гунфлинт (фиг. 41).

Приведенная табл. 36 показывает, что наиболее полное развитие формации и наличие железистых кварцитов как в среднем, так и в верхнем гуроне имеют место в штатах Мичиган и Висконсин (фиг. 42). Ниже для примера описан характер формации в районе Айрон-Ривер — Кристел-Фелс. Состав пород и последовательность их в районах Маркет и Меномини аналогичны (Leith, Harder, 1911; Leith, 1927; Leith a. o., 1935; Tanton, 1931, 1950).





Фиг. 41. Поперечный разрез с севера на юг через железорудный район Бивабик, Мезаби, штат Миннесота (Van Hise, Leith, 1911)

1 — ледниковые отложения; 2 — руда; 3 — железистые сланцы и разрушениые такониты; 4 — такониты; 5 — кварциты

Фиг. 42. Идеальный разрез через район Маркет, показывающий структуру и последовательность отложений Архей: 1—гранито-гнейсы фундамента. Нижний протерозой: 2—кварциты

Архей: 1— гранито-гнейсы фундамента. Нижний протерозой: 2— кварциты Меснард, 3— доломиты Кона. Средний протерозой: 4— железистые породы Аджибик, 5— сланцы Сиемо; 6— кварциты Гудриш с железными рудами Негаунее; 7— сланцы Мичигамме

В штате Миннесота развиты менее мощные формации. Для ознакомления с таким характером разрезов приводятся описания районов Куюна (горизонт «Дирвуд» предположительно верхнего гурона) и Гунфлинт

(средний гурон) в Онтарио.

На северном и северо-восточном берегах оз. Верхнего, в Канаде, как было сказано ранее, широко распространены формации Киватинского типа (архей), но встречаются и кремнисто-сланцевые Таконитового типа. В Онтарио заходит большая часть железорудного района «Гунфлинт». Полоса этих отложений тянется с перерывами до Тундер-Бай, но в верхнем гуроне сланцы Виргиния железистых кварцитов не содержат. Кроме перечисленных районов развития кремнисто-сланцевых формаций Таконитового типа приведено также описание парагенезов ее пород и руд в районе Лабрадорской геосинклинали и в районе оз. Вабуш.

2. США — РАЙОН ОЗ. ВЕРХНЕГО

а) АЙРОН-РИВЕР — КРИСТЕЛ-ФЕЛС, ШТАТЫ ВИСКОНСИН И МИЧИГАН

Район Айрон-Ривер — Кристел-Фелс расположен на южном берегу оз. Верхнего, на севере полуострова Мичиган, и занимает площадь в 483 км². Район покрыт гляциальными отложениями, но имеет много обнажений, особенно в восточной части. Он хорошо изучен и описан многими исследователями. Здесь проводились детальное картирование, буровые, магнитометрические и другие работы.

Треугольной формы бассейн Айрон-Ривер — Кристел-Фелс представляет собою синклинорий, ограниченный зеленокаменными породами и заполненный сложноскладчатыми, слабо метаморфизованными породами среднего и верхнего гурона — сланцами, граувакками, железистыми кварцитами (Swanson, 1930; James, 1951; Leith a. o., 1935; James a. o., 1968).

Этот район является прекрасным примером развития формации Таконитового типа. В местах полного развития формации на севере она достигает большой мощности — около 10 км, хотя Джемс (James, 1951) и отмечал, что нет такого места, где бы можно было изучить разрез целиком. В ранних работах (Allen, 1920) считалось, что породы идентичного характера повторяются во всех стратиграфических горизонтах. Однако детальные исследования последних лет позволяют привести более точный разрез и коррелировать отдельные его толщи с соседними районами (табл. 37).

По старому делению докембрия, формация охватывает в районе Кристел-Фелс средний и верхний гурон (или серию Анимики), несогласно (с угловым смещением) подстилаясь безрудной доломитовой формацией нижнего гурона (доломиты Рендвил группы Чоколай) (см. фиг. 39). Рудоносная Таконитовая формация покрывается породами серии Кивино (граниты, доломиты, кислые интрузии). В Айрон-Ривер нижняя часть формации (средний гурон) отсутствует и железистые кварциты («Ривертон») развиты в ее верхней части (верхний гурон), в то время как в Кристел-Фелс железистые кварциты имеются и в среднем гуроне («Негаунее») и в верхнем («Ривертон»). В районе Фельх-Маунтин отсутствует, наоборот, верхняя часть формации, а железистые кварциты «Вулкан» развиты в ее нижней части (средний гурон).

Возможно, что первоначально Таконитовая формация протягивалась западнее (в штат Висконсин) в район Годжебик, поскольку хорошо определимые магнитные пояса выявлены поперек так называемой сланцевой линии, протягивающейся с северо-запада к юго-востоку (см. фиг. 37).

Таконитовая формация в описываемом районе сложена вулканическими породами, кластическими породами (сланцами, аргиллитами, граувакками), хемогенными породами (железисто-кремнистыми). Все породы

Возг	аст	Группы пород и толщи		Мощность, м	Породы			
верхний Докембрий	Серия Кивино	Кремнистые доломиты и другие породы		0-60	Окремнелая поверхность доломитов			
веру ДОКЕ!	Cep	Днаба	3ы		Редкче неизмененные дайки магнит- ные, инверсионно поляризующие			
		Вулка	нические породы		Массивные граниты, трахиты, Внизу многочисленные дайки, силлы мета- диабазов и метагаббро			
			Сланцы Фортюн-Лайк	1200	Известна только нижняя часть разое- за. Серые и полосчатые сланцы, Си- серит, граувакки. Железистые породы			
		۵	Стембеуг	30	Массивные хлоритовые сланцы, грау- вакки, кремнистые породы. Магнети- товые сланцы			
	йнт-Ривер	йнт-Риве	Грауванки Хиевета	0—150	Массивные граувакки, сидеритовые сланцы, аргиллиты. Внизу обломки пород, брекчии			
мврий		Серия Анимики Группа Пе		Главная железистая тол- ща Ривертон	3—240	Небольшое несогласие Кремнисто-сидеритовые железистые кварциты. Гоафитовые сланцы. Много магнетита. Материнские породы богатых рудных тел		
ДОКЕ	нимик					н и ж к	Сланцы Дюн-Крик	120—450
ЕДНИЙ	ерия		Зеленокаменные породы Бедвотер	0—4500	Массивные хлоритизигованные вулканические породы. Вверху графит-пиритовые сланцы. Прослок железистых кварцитов, Магнитность			
CP					Группа Бередже	Сланцы Мичигамме	1800	Вверху железистые породы, Пересланвание граувакк и сланцев, в северовосточной части района сильный метаморфизм
		Групп	Амеза	540	Мартитовые и магнетитовые сланцы Местами магнитные железисто-крем нистые горизонты			
			Хемлок	1800	Зеленокаменные породы, главным образом метабазальты, Подводные потоки лавы. Железистые кварциты и сланцы. Местами сильно магнитные			
			•	•	ормации до 10710 <i>м</i> Несогласие			
•	Нижний гурон	Группа Чоколай	Саундерс		Главным образом массивные доломиты. На поверхность они выходят в южной части района			

богаты железом. Условия отложения их были нестабильны и все время менялись, делаясь благоприятными то для осаждения хемогенных пород, то преимущественно для кластических или смешанных. Хемогенные породы отлагались в небольшом бассейне (немного сотен километров) с ограниченной циркуляцией воды и сменой мелководных окислительных условий осадконакопления, до придонных относительно глубоко-

водных и слабо вентилируемых — восстановительных условий. Многие авторы отмечали редкое проявление в породах первично-поперечной или перемежающейся слоистости и отсутствие в них знаков ряби. Породы образуют плотные линзы различного размера и состава. Переход к соседним линзам и границы их часто постепенны и неопределенны (James a. o., 1968).

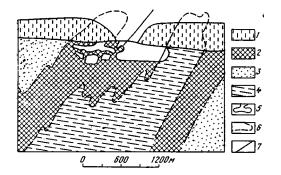
Формирование формации Таконитового типа началось во время переходной стадии от условий стабильного шельфа нижнего гурона, постепенно спускающегося к океану, на склонах которого отлагались чистые доломиты и кварциты, к геосинклинальным и орогеническим условиям с оболзованием структурных нарушений, пояса береговых валов и цепи вулканических островов (James, 1954).

Таконитовая формация объединяет группу Бередже (средний гурон) и группу Пейнт-Ривер (верхний гурон), выделенные Х. Л. Джемсом, С. Е. Дуттоном, Ф. Ж. Петижоном и К. Л. Виером (James a. о., 1968). Отложение пород группы Бередже связано с длительными, неспокойными тектоническими условиями. Указанные авторы делят ее на четыретолщи («формации»): Хемлок, Амеза, Мичигамме и зеленокаменную Бедвотер. Вышележащая группа Пейнт-Ривер, во время образования которой еще продолжались орогенические движения и садка железа с кремнеземом, делится на пять толщ — «формаций»: сланцы Дюн-Крик, Ривертон, граувакки Хиевета, Стембеуг и сланцы Фортюн-Лайк (см. табл. 37). Все породы более или менее богаты железом (фиг. 43, 44).

Доломиты, тальковые сланцы и карбонатные кварциты, подстилающие Таконитовую формацию, окаймляются на юге поясом зеленокаменных пород неясного возраста, выходящих во многих местах на поверхность (Брюл-Ривер). С севера доломиты ограничены зеленокаменными породами Бедвотер.

Формирование Таконитовой формации началось с отложения мощной серии зеленокаменных пород толщи Хемлок (1800 м), развитой в северовосточной части района. Это главным образом серые или темно-зеленые массивные, иногда порфиритовые метабазальты. Первичная текстура их меняется от среднезернистой диабазовой до тонкозернистой базальтовой. Местами они изменены до амфиболита. Встречаются подушечные отдельности, эллипсоидальные текстуры, агломераты. Зеленокаменные породы содержат роговую обманку, альбит, хлорит, эпидот, сфен, много магнетита, кварц, биотит, карбонаты. Большей частью это подводные потоки лавы и брекчии. Они очень сходны с зеленокаменными породами самой верхней толщи Бедвотер группы Бередже и также содержат железистые кварциты.

В нижней толще Хемлок отмечены два горизонта железистых кварцитов мощностью до 60 м. Первичные породы гранулярной или оолитовой текстуры состоят из гематита и магнетита в виде концентров оолитов или слоев гранул, которые погружены в кремнистый цемент. При увеличении содержания кластических зерен кварца они переходят постепенно в железистые сланцы. Пропорция кластических и хемогенных железистых пород в этой толще сильно варьирует. Они переходят друг в друга постепенно и согласно переслоены основными вулканическими породами. Контакт с вышележащей толщей Амеза также согласный, но очень резкий. На поверхности лавовых потоков (Хемлок) внизу толщи Амеза залегает железо-кластический материал, что указывает на внезапное и резкое окончание вулканической активности. Несколько выше начинается хемогенная седиментация тонкослоистых осадков, главным образом окислов железа в подвижных мелководных условиях. Отдельные слойки гетита и гематита имеют мощность от долей сантиметра и более. Переслаивающий их силицит (chert) очень тонкозернистый (размер зерен 0,01—0,02 мм). Местами встречаются сидерит и апатит. Железистые слои залегают на многих горизонтах, переходя по простиранию в магнетитовые и мартитовые



Фиг. 43. Поперечный разрез отложений в руднике Роджерс (James a. o., 1968)

- 1 ледниковые отложения;
- 2 толща Ривертон (материнские породы рудных тел);
- 3 граувакки Хиевета;
- 4 пиритовые слои Веусека в сланцах Дюн-Крик;
- 5 выветрелые руды;
- 6 геологические контакты;
- 7 нарушение

сланцы и переслаиваясь с ними, а также и с различными кремнистыми породами. В верхах толщи Амеза наблюдаются эрозия, срезание слоев и ослабление садки железа в связи со структурными нарушениями. Мощность толщи Амеза 540 м.

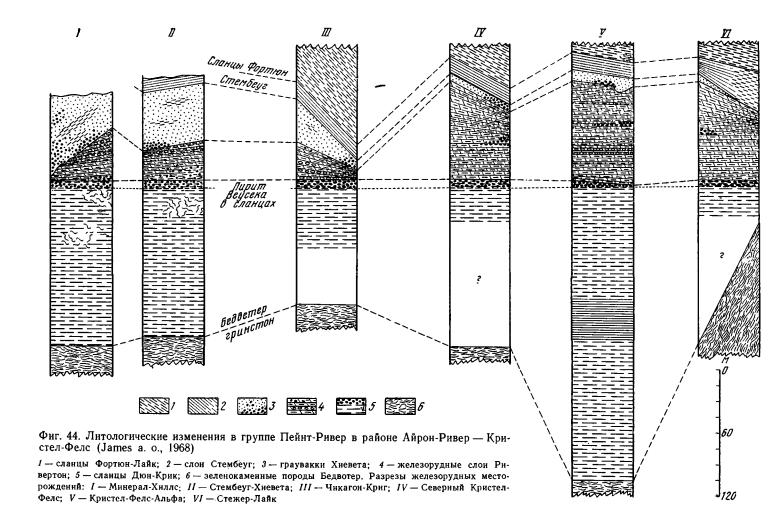
Хемогенное осаждение железа и кремнезема, возможно, в дальнейшем и не ослабевало, но эти осадки смешивались с большим количеством кластического материала и разубоживались. Толща сланцев Мичигамме в восточной и северной частях района довольно однообразна и состоит из сланцев, граувакк и филлитов и их метаморфических эквивалентов. Местами они переслаиваются с туфами. Породы содержат эллипсоидальные известковые конкреции, но конгломераты отсутствуют. На западе эта толща состоит из высоко метаморфизованных пород — гранулитов и кристаллических сланцев (биотитовые, хлоритовые, гранатовые и ставролитовые). В самой верхней части сланцев Мичигамме отмечены вулканические породы мощностью не менее 15 м. Так же вверху одновременно с вулканической активностью в восточной части района, переслаиваясь с вулканическими породами, появились железистые породы мощностью не более 15 м и кремнистые сланцы, отлагавшиеся, по-видимому, в небольшом, ограниченном баром бассейне. Характерной чертой этой мощной толщи (1800 м) сланцев Мичигамме является ритмичная слоистость граувакк, а также большое количество графитовых сланцев. Линзы и слои угля (антраксолитов) мощностью до 1 м и длиной 1,5 м залегают в сланцах согласно и постепенно в них переходят.

Состав углистых сланцев в верхней части толщи Мичигамме приведен в табл. 38.

Выше залегает мощная, но непостоянная толща зеленокаменных пород «Badwater greenstone» от 0 до 4500 м (севернее Айрон-Ривер). Нагромождения подводных потоков основных вулканических пород к востоку и юго-востоку от Кристел-Фелс образуют северный и восточный пояса.

. Таблица 38 Состав углистых сланцев Мичигамме (James a. o., 1968), %

·	Сла	инды		Сланцы		
Компоненты	Обр. 1	O6p, 11	Қомпоненты	Обр. І	Обр. ІІ	
SiO ₂ Al ₂ O ₃ FeO CaO MgO	59,06 9,78 1,58 Сл. 1,04	55,58 9,64 4,32 Сл. Нет	$\begin{array}{c c} \operatorname{TiO_2} \\ \operatorname{P_2O_5} \\ \operatorname{SO_3} \\ \operatorname{C} \end{array}$	0,56 0,007 2,25 22,87	0,63 Her 0,12 19,28	



Подушечные и эллипсоидальные лавы и туфы представлены главным образом хлоритизированными метабазальтами и в подчиненном количестве метаспилитами — тонкозернистыми серо-зелеными породами. Они переслаиваются с черными графитовыми сланцами и сильно магнитными туфами. Северный пояс вулканических пород мощностью около 3—5 км широкой дугой протягивается на 322 км (протяжение по горизонтали 16 км) от Кристел-Фелс, при ширине в 6,5 км, к западу. Южный пояс лежит вдоль южной границы бассейна, достигая 24 км. Его ширина 4 км. Пояса сливаются у западной границы района. Среди метабазальтовых пород встречаются порфириты, сильно магнитные туфы, агломераты и конгломераты. Джемс и другие (James a. o., 1968) считали, что эта толща представляет собою широкую подводную вулканическую насыпь более 32 км в диаметре. Железосодержащие породы тесно переслаиваются с вулканитами, особенно на юге района. Железистые кварциты представлены сидеритово-кремнистыми слоями, пиритом, магнетитом и в меньшей степени гематитом. Образование небольшого бассейна седиментации совпадало с активизацией вулканизма в соседнем районе (севернее Айрон-Ривер).

Несогласие в подошве вышележащей толщи является границей между средним и верхним гуроном. Группа Пейнт-Ривер верхнего гурона, мощностью около 2 км, разделена на две части несогласием и перерывом в осадконакоплении между главной железорудной толщей Ривертон и кроющими ее граувакками Хиевета. Однако это небольшое несогласие и явно внутриформационное (см. табл. 37). Все породы слабо метаморфизованы и хорошо сохранили черты своего первичного состава и текстуры, показывающие частую смену кластической и хемогенной седиментации, связанную с тектоническими причинами и вулканической деятельностью. Еще в 1922 г. Ж. В. Грюнер (Gruner, 1922) писал, что во время верхнего гурона в Северной Америке существовала огромная площадь, покрытая зеленокаменными породами и базальтами, а свежие вулканические породы (туфы и пеплы) осаждались на суше и в море. Климат

был гумидный, тропический.

Самая нижняя толща группы Пейнт-Ривер (верхний гурон), сланцы Дюн-Крик, развита очень широко и имеет мощность от 120 м в западной части района до 450 м в восточной, но менее 60 м в юго-восточной егочасти. Сланцы Дюн-Крик сходны с самой верхней толщей группы Пейнт-Ривер, т. е. со сланцами Фортюн-Лайк. Они отлагались в восстановительных условиях в относительно глубокой воде бассейна. Восточная часть района в Кристел-Фелс сложена внизу черными кремнистыми и сидеритовыми сланцами и брекчиями, с прослоями кремней, имеющими мощность от 200 до 240 м. Сланцы постепенно переходят в пирит-сидеритовые железистые кварциты от 30 до 60 м мощностью, сменяющиеся вверх по разрезу полосатыми коричнево-зелеными сланцами от 60 до 90 м мощностью. Последние вверх по разрезу снова переходят в железистые кварциты, подобные нижележащим, но более мощные (от 120 до 150 м).

Верхняя часть толщи (около 15 м) состоит из черных графитовых и пиритовых сланцев, содержащих сидерит. Химический состав их приведен в табл. 39. Интересно, что при большом количестве пирита (до 35 и 40%) в сланцах он обычно не виден простым глазом, настолько он тонко распылен (James, 1951). Этот верхний слой Дюн-Крик выделяется под названием wauseca pyritic member (мощностью около 3 м), представляющий тесную смесь неслоистого графита и пирита, местами с сидеритом. В западной и северной частях района ниже графит-пиритовых сланцев залегают светлые или темно-серые тонкослоистые серицитовые сланцы и аргиллиты, переслоенные тонкими граувакками, занимающие большую часть толщи Дюн-Крик. Встречаются также грубозернистые массивные граувакки. Один или более их слоев видны в низах многих шахт. Предполагается, что грубый материал отлагался в нижней части толщи, а тон-

Графит-пиритовые сланцы Дюн-Крик, подстилающие толщу Ривертон (James, 1951); %

SiO_2 Al_2O_3 Fe_2O_3 FeO FeS_2 MnO CaO	36,67 6,90 Her 2,35 3,70 0,002	MgO Na_2O K_2O TiO_2 V_2O_5 P_2O_5 H_2O^-	0,65 0,26 1,81 0,39 0,15 0,20 0,55	H ₂ O+ SO ₃ Орг. мат Общий углерод Сумма	1,25 2,60 7,60 7,28 100,21
---	---	---	--	--	--

козернистый доминирует в ее верхней части. Ритмичная слоистость связана с турбидитными течениями в еще неконсолидированных породах (James a. о., 1968). Сланцы и аргиллиты состоят из мелких кластических зерен кварца и полевых шпатов в серицитовом цементе. Они богаты железом (FeO—11,28 и 14,10%), которое входит в состав хлоритов и сидерита. Вулканических пород в этой толще немного. Метадиабазы и метагаббро встречаются в виде даек и штоков или неправильных тел менее 1 км в поперечнике. Бедные железистые кварциты, встречающиеся в сланцах, представляют переслаивание сидерита и силицита в черных графитовых сланцах. Местами они аналогичны породам вышележащей железорудной толщи Ривертон и содержат 27% Fe и 8,72% Mn. Однако во всем районе в толще Дюн-Крик не наблюдалось обогащения и окисления этих пород до железных руд.

Содержание железа и марганца в породах таково, что по нему они легко коррелируются с подобными породами района Куюна, расположенного к северо-западу. Такой состав железистых кварцитов характерен для верхнего гурона, т. е. верхов Таконитовой формации.

Почти везде в районе Айрон-Ривер — Кристел-Фелс подошвой главной железорудной толщи Ривертон являются графит-пиритовые богатые железом сланцы, которые, постепенно переслаиваясь, переходят в железистые кварциты, но этот контакт имеет мощность не более 1 м. Во многих местах, однако, граница черных сланцев и кремнисто-сидеритовых пород толщи Ривертон резкая. В таких пунктах железистые кварциты подстилаются кремнистой брекчией мощностью 3—9 м, а на юге — 80 м.

Обилие пирита и свободного углерода, отсутствие перекрестной слоистости и знаков ряби в черных сланцах Дюн-Крик показывают, что они отлагались на некотором расстоянии от берега, в сравнительно глубокой воде, при низком окислительном потенциале и отсутствии сильного действия волн и течений. Вышележащая толща Ривертон отличается более слабой кластической седиментацией.

Главная железорудная толща Ривертон содержит основные промышленные рудные тела в районе Айрон-Ривер — Кристел-Фелс. Мощность толщи Ривертон на востоке 180 м; на западе она уменьшается до 150 м. Большинство выработок вскрывает окисленную часть толщи, но местами сохранились неизмененные породы. Они состоят из тесного переслаивания гранулярного или сферолитового сидерита со слоями тонкозернистого силицита (chert). Х. Л. Джемс (James, 1954) отмечал отсутствие CaCO₃ при обилии сидерита. Мощность отдельных слойков меняется от 0,8 до 5 см, но местами они расширяются до 30 см. Размер гранул сидерита в среднем 0,025 мм, а зерен силицита от 0,01 до 0,03 мм. При метаморфизме размер зерен увеличивается до 1 мм. В кремнисто-сидеритовых породах постоянно встречается примесь аргиллитового и углистого материала.

В восточной части отмечены прерывистые слои, богатые магнетитом. Много прослоев графит-сидеритовых сланцев, постепенно переходящих в почти чистый сидерит с малым количеством кремнезема. Содержание железа в неизмененных железистых породах колеблется от 10 до 40%, а в среднем около 25%. Оно повышается в окисленной части толщи, которая представлена красными, коричневыми или голубыми силицит-гематит-лимонитовыми кварцитами. Состав первичных кремнисто-сидеритовых пород приведен в табл. 40 и 41, а состав выделенных сидеритовых прослоев — в табл. 42. В толще Ривертон часто наблюдается резкая смена в соседних слоях светлых сидеритовых пород красными окисленным породами.

Как уже отмечалось, в низах толщи Ривертон только в отдельных местах встречается кремнисто-графитовая брекчия мощностью от 1,5 до 60 м, но в верхах этой толщи она обычна. Брекчия состоит из хаотической смеси обломков сланцев, граувакк и кремней в хлоритовом или сидеритовом цементе. Породы брекчии местами содержат до 35% сидерита,

Таблица 40 Состав первичных кремнисто-сидеритовых слоистых пород толщи Ривергон (James a. o., 1968), %

Компоненты	Oбp. I	06p. II	Oop. III	Компоненты	O6p. I	Обр. II	06p. 111
SiO ₂	24,25	18,11	22,97	TiO ₂	0,0	Сл.	0.10
Ai_2O_3	1,71	0,18	1,08	V_2O_5	He onp.	_	_
Fe_2O_3	0,71	0,34	3,59	P_2O_5	0,91	0,47	0,62
FeO	35,22	40,68	33,17	H ₂ O ⁻	0,16	0,09	0,17
MnO	2,11	2,56	6,77	H ₂ O+	0,40	0,05	0,09
CaO	1,78	1,31	1,43	S	0,21	_	Не опр.
MgO	3,16	3,59	2,02	С (графит)	1,96	1,41	2,02
Na ₂ O	0,04	0,06	0,06	CO_2	27,60	_	_
K_2O	0,20	0,04	0,10	Сумма	99,86	99,47	100,65

Таблица 41 Пересчет минерального состава сидеритовых прослоев в слоистой железистой толще Ривертон (James a. o., 1968), %

Минералы	Обр. І	Oбp. II	Обр. III	Обр. IV	Обр. V
Кварц	18,1	23,0	0,6	0,4	0,3
Карбонаты	76,9	63,0	96,2	93,9	94,7
Апатит	1,3	1,3	1,3	2,7	2,3
Пирит	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1
Углерод	1,4	2,0	0,2	2,5	1,7
Примеси	2,1	5,7	1,5	0,4	0,9
Coc	тав карбонат	ной части в	пересчете на	100%	•
FeCO ₃	83,9	76,3	76,8	73,8	80,0
MnCO ₃	5,3	16,0	13,3	8,3	8,4
MgCO ₃ .	9,9	6,2	9,1	11,4	10,6
CaCO ₃	0,9	1,5	0,8	1,5	1,0

Состав карбонатно-кремнистых пород (James, 1951), средний %

			Состав карбо	натной част	и в пересчет	е на 100%
Компоненты	Обр. 1	O6p. II	Карбонаты	Ofr. 1	Обр. 2	C6p. 3
	62,4	66,2	FeCO ₃	81,0	81,8	73,6
Силицит	32,0	30,5	MnCO ₃	4,9	5,4	16,2
Графит	1,3	1,9	MgCO ₃	9,5	9,8	6,3
Фосфат, хлорит, окись			CaCO ₃	4,3	3,0	3,9
железа	3,8	1,3]

12,5% пирита и 7% углерода. Ее состав и положение показывают временное прекращение хемогенной седиментации железа и кремнезема, связанное со структурными нарушениями, и начало несогласного отложения кластических осадков, приносимых с запада. Местами брекчия переходит латерально в железистые кварциты, графит-пиритовые сланцы и граувакки. Толща Ривертон несогласно кроется темно-серыми массивными граувакками Хиевета. Эта толща состоит из обломков кремней и среднезернистых граувакк, переслаивающихся с массивными серыми сланцами, аргиллитами и тонкими слоями силицита (chert). Грубозернистые граувакки содержат много полевого шпата. Толща граувакк Хиевета крайне изменчива по мощности: на западе района она более 150 м, в восточной части не более 15 м, а в юго-восточном конце района выклинивается полностью. Во время отложения этих пород морская вода еще оставалась богатой железом и кремнеземом, но образованию железистых кварцитов мешало обильное поступление в бассейн кластических осадков. Содержание железа в породах этой толщи составляет от 12 до 20%, очень редко (рудник Бенгаль) — до 40%. Граувакковые брекчии трудно (или совсем невозможно) отличить от кремнистых брекчий, которые местами встречаются в основании железорудной толщи Ривертон. Различие только в цементе. Цемент граувакк Хиевета состоит из тех же тонких кластических зерен, в свою очередь сцементированных сидеритом и хлоритом, и составляет 25—40% породы. В брекчиях основания толщи Ривертон цемент чаще только сидеритовый без кластического материала.

Переход граувакк к вышележащей толще Стембеуг относительно постепенный. Иногда эта толща описывается как «магнитные сланцы», поскольку слагающие ее тонкослоистые магнетитовые сланцы обладают сильной магнитной аномалией. Магнетита в них до 40%. Это богатая железом толща мощностью не более 30 м, смешанного хемогенно-кластического происхождения. В районе Пейнт-Ривер выделяются следующие разности пород (снизу вверх): 1. Базальные зеленые немагнитные сланцы, расщепляющиеся, сильно сланцеватые, содержащие хлорит и магнетит. Мощность 6 м. 2. Серые кремнистые сильно магнитные сланцы из кремнезема и карбонатов железа, содержащие порцеланитовые прослои. Мощность около 12 м. 3. Оливково-коричневый алевролит, переслаивающийся со сланцеватым белым до черно-серого порцеланитом (прослои толщиной в 5-10~ cм), оконтуренным тонким слоем пирита, около 1~ cм толщиной. Мощность 10 м. В таких породах сидерит и силицит образуют мозаику в порцеланитовых слоях. Породы серые, белые и красноватые, по внешнему виду сходны с кремнисто-сидеритовыми сланцами или окисленными железистыми кварцитами. Характерная черта толіци Стембеуг — многочисленные мелкие деформации слоев, происшедшие еще до консолидации пород. Местами среди сланцев присутствуют небольшие прослои граувакк.

Толща Стембеуг согласно и постепенно переходит в самую верхнюю часть группы Пейнт-Ривер — сланцы Фортюн-Лайк, которые развиты главным образом в центральной части бассейна. Эта мощная толща (более 1200 м), состоит из полосчатых серых сланцев и граувакк с ритмичной слоистостью, переслоенных темно-серыми алевролитами, сидеритовыми сланцами и местами железистыми кварцитами с сидеритом и пиритом.

Верхней границей формации в районе Айрон-Ривер — Кристел-Фелс служат различные и многочисленные интрузии, дайки, граниты и трахиты. Выше лежит доломитово-кремнистая толща Кивино (верхний до-

кембрий).

Джемс, Дуттон, Петиджон и Виер (James a. о., 1968) отмечали для описываемого района повторяющуюся характерную цикличность в чередовании структурных нарушений (вероятно, в связи с активизацией вулканизма) и периодов спокойствия, когда уменьшалось отложение кластических пород и формировались железистые толщи (Ривертон и др.). Все богатые железом породы явно образовывались непосредственно после активизации вулканизма. Переход их в нижележащие породы всегда постепенный, а в вышележащие более или менее несогласный, связанный с землетрясениями и нарушениями. В то же время все породы формации, образовавшиеся и во время активизации вулканизма, и во время спокойствия, богаты железом. В кремнисто-сидеритовых слоях его 25% и более, в магнитных песчаниках 20%, в графит-пиритовых сланцах 20%;

в граувакках и брекчиях 15% (James, 1951).

Х. Л. Джемс (James, 1951) и Ж. В. Грюнер (Gruner, 1946) считали, что в различных пунктах накопления железистых осадков в районе оз. Верхнего первичные минералы неодинаковы. Сидерит и гриналит, как и в рудах Айрон-Ривер, отсутствуют в Меномини, а в Маркет их очень мало. В то же время Джемс отрицал наличие первичных окислов железа в районе Айрон-Ривер — Кристел-Фелс и предлагал специально исследовать причину этих фактов. Однако отсутствие первичных силикатов и карбонатов железа в одних районах, а окислов железа — в других связано с последующей деформацией пород и метаморфизмом, так же как с различной детальностью исследований. В глубоких частях разреза во всех районах развития Таконитовой формации в последующее время были найдены остатки первичных неизмененных пород, состоящих из сидерита, силикатов железа и силицита. Различия в минеральном составе руд в зависимости от условий их отложения и характера бассейна могут быть в том случае, если железистые осадки нижнего гурона были морскими, а верхнего гурона — мелководными дельтовыми, как это предполагали Аллен (Allen, 1920), Лейт и Лунд (Leith a. o., 1935) для районов Айрон-Ривер, Куюна, Кристел-Фелс и Маркет. Однако приведенные данные показывают, что во всех неокисленных железистых кварцитах Таконитовой формации главными составляющими частями являются силицит (chert) и сидерит, а в несколько меньшем количестве — гриналит.

Первичные железистые минералы в районе Айрон-Ривер — Кристел-Фелс, как и во всех других местах развития Таконитовой формации, были представлены в основном сидеритом и в меньшей степени силикатами железа (гриналит, шамозит, может быть, глауконит). Гранулярные зерна гриналита без ядра и оболочек сходны с глауконитом. Миннесотоит и стильпномелан появляются только в районах более сильного метаморфизма. Магнетит — частично первичный, а частично — диагенетический минерал. Гетит, гематит чаще являются результатом окисления карбонатов и силикатов железа, но в небольшом количестве встречаются и как первичные минералы. Сульфиды развиты широко, главным образом в зо-

нах обилия углистого материала.

Минеральный состав первичной железистой формации толщи Ривертон, по Джемсу (James, 1951), следующий (в %): сидерит — 62,4, угле-

род — 1,8, силицит (chert) — 32,0, примеси (силикаты, окислы, сульфиды железа и фосфаты) — 3,8. Сидерит по существу является смесью карбонатов и состоит из 81% FeCO₃, 4,9% MnCO₃, 9,5% MgCO₃ и 4,6% CaCO₃.

Богатые руды в районе Айрон-Ривер — Кристел-Фелс располагаются в синклинальных структурах, и очень редко они образовывались на антиклиналях. В рассматриваемом районе имеется 65 рудников. Богатые руды возникали главным образом в толщах Ривертон и Амаза и связаны с окисной фацией железистых пород. Многие их горизонты выходят на поверхность, прослеживаясь на глубину от 150 до 450 м. Самое крупное рудное тело в Минерал-Хиллс протягивается на 2,5 км в длину и 500 м в глубину. Руды бывают мягкие и твердые, компактные или пористые. Чаще всего они состоят из тонкозернистой пористой смеси гематита и гетита с небольшим количеством кварца, иллита, каолинита, хлорита, стильпномелана, апатита или вивианита и гипса. Цвет богатых руд обычно желтый, красный или голубоватый. В рудах встречается гаусманит в виде жил. Характерно, что неокисленные бедные железистые кварциты содержат обычно около 2% марганца, изредка много больше, но в богатой руде его всегда только около 0,5%. Такое поведение марганца еще не изучено.

Таблица 43 Пересчет богатых руд по нескольким рудникам (James a. o., 1968), %

Минералы	Рудник Девид- сон		Рудник Го м ер	Минералы	Рудник Девид- сон		Рудник Гомер
Гематит	23,9 54,1 4,2 1,2 3,0 3,4	64,7 12,7 5,5 5,9 - 5,9 2,6	53,9 13,0 5,5 4,5 5,5 1,6	Вивианит	3,5 0,5 0,7 0,2 0,1 0,2	0,4 - 0,1 0,2 0,2 1,8	3,0 1,9 0,2 0,1 0,4 0,2 0,2

Однако, по-видимому, рудообразовательный процесс — это результат отделения железа от марганца. Джемс (James, 1951) считал, что формирование богатых железных руд продолжалось не менее 500 млн. лет (время этой эпохи 1700—2000 млн. лет).

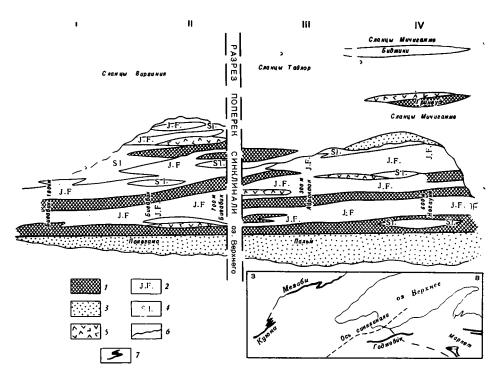
Местами в рудах хорошо сохранились первичные слои. Наиболее благоприятны для окисления слоистые сидеритово-силицитовые породы. Вообще отмечено, что сланцевые железистые породы меньше склонны к окислению и обогащению, чем кремнистые. В районе Чикагон-Крик сидеритово-кремнистые породы окислены на глубину 800 м в зоне аэрации и циркуляции вадозных вод. Химический состав измененных руд (после окисления и выноса кремнезема) сходен с рудами районов Маркет, Мезаби и др. (табл. 43).

б) КУЮНА (ШТАТ МИННЕСОТА)

Район Куюна в центральной части штата Миннесота расположен в 150 км к запад-юго-западу от оз. Верхнего. Железорудные отложения в этом районе протягиваются на 110 км (от Рендел в Морисон до Хесман в Эткин). Ширина полосы развития руд от 1,5 км близ северо-восточного конца площади до более 40 км в районе рудника Эмили. Наиболее крупный южный район имеет длину 70 км при ширине 15 км. В 6,5—8 км к северу расположен меньший, но сложенный слабо метаморфизованными породами и лучше изученный северный район. Длина его 20 км, а ширина не превышает 8 км. Северный район занимает площадь в

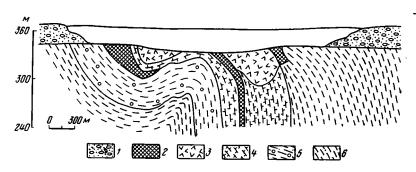
 $80,5 \ \kappa m^2$, вдоль его юго-восточного края развиты наиболее богатые рудные тела и находятся главные рудники.

Корреляция железосодержащих отложений района Куюна с соседними районами оз. Верхнего представляла большие трудности и вызывала много споров, поскольку обнажений в районе очень мало, весь он покрыт озерами, болотами и ледниковыми наносами, а породы и руды сильно складчаты, неравномерно метаморфизованы и довольно своеобразны (фиг. 45, 46).



Фиг. 45. Схема сопоставления разрезов и выклинивание стратиграфических слоев в железорудных районах оз. Верхнего (Grout, Wolff, 1955)

I — кремнистые железистые кварциты; 2 — сланцевые железистые кварциты; 3 — кварциты; 4 — сланцы; 5 — интругивы; 6 — несогласие; 7 — железорудные районы: I — Мезаби, II — Куюна, III — Годжебик, IV — Маркет. Врезка — план размещения указанных районов



Фиг. 46. Разрез в районе Куюна (Grout, Wolff, 1955)

¹ — ледниковые отложения; 2 — железные руды; 3 — руды с марганцем; 4 — карбонатные сланцы; 5 — сланцы кремнистые; 6 — подстилающие сланцы

В соседнем районе Мезаби, расположенном в 50 км к северу, Д. А. Уайт (White, 1954) приводит следующий разрез таконитовых слоев «Бивабик» (сверху вниз):

Верхние сланцевые слои

	Мощ	ность, ж
Кремнистый сидерит		50
Известково-кремнистые аргиллиты		17
Кремнистые такониты		40
Кремнистые силикатные и магнитные серые такониты .		76
Верхние кремнистые слои		
Правильно слоистые кремнистые и силикатные пятнистые такониты, магнети	r-	
содержащие (красные, коричневые и серые)		53
Силицит с водорослевой текстурой и конгломераты		8
Кремнисто-силикатные красные, черные, зеленые и серые такониты		45
Такониты магнетитсодержащие пестрые, правильно и неправильно слоисты	e,	
кремнисто-силикатные		62,5
Зеленые сланцевые и силикат-кремнистые такониты		31
Нижние сланцевые слои		
Такониты зеленые и коричневые, местами магнитные, кремнисто-силикатные		43
Те же такониты, более сланцевые		40
Те же такониты, но окисленные		50
Нижние кремнистые слон		
Кремнисто-силикатные такониты без магнетита		23
Такониты, богатые магнетитом, неправильно и правильно слоистые		104
Такониты гематитовые, кремнистые, пестрые с прослоями силицита	•	41,5
Гематитовые таконитовые яшмы	•	11
Железистый песчаник	•	14
	•	8
Силицит с водорослевой текстурой	٠,	55—24 4
Общая мощность	. i	oo 244

Рудные отложения «Бивабик» (штат Миннесота) протягиваются непрерывно, подстилаются кварцитами и кроются сланцами (Spurr, 1894), а в районе Куюна железосодержащие породы залегают на разных горизонтах сланцев (возможно, так называемых сланцев Виргиния) в виде серии линз или чешуй, перекрывающих одна другую. Погружающиеся под углом 50° по крутому наклону дна бассейна почти параллельные линзы вытянуты в юго-западном направлении и образуют ясные пояса (см. фиг. 46). Впервые эта толща была описана С. К. Лейтом (Leith, 1927), который дал ей название «формация Дирвуд» и привел следующий разрез (снизу вверх):

- 1. Кварциты и их измененные эквиваленты, кварцевые, слюдистые и роговообманковые сланцы.
- 2. Железистая формация, состоящая главным образом из неизмененных карбонатов железа или амфиболо-магнетитовых сланцев и руды. Руда состоит из красного мягкого гидратированного гематита, слоистого гематита или кремнистого голубого гематита и магнетита.
- 3. Хлоритовые и карбонатные сланцы, которые в нижней части переслаиваются с железистой формацией.
- 4. Более поздние интрузивы (гранит, диорит).
- 5. Меловые отложения.
- 6. Ледниковые отложения мощностью от 24 до 105 м.

Адамс (Adams, 1911) стмечал, что крутые линзы района Куюна сложены отчетливыми типами пород: железистыми сланцами, железо-карбонатными силицитами (chert) и амфибол-магнетитовыми породами.

Некоторые исследователи считают, что «формация Дирвуд» северного района Куюна сопоставляется с «Бивабик» (в Мезаби), Гунфлинт (в Вермильон), Айронвуд (в Годжебик) и другими железорудными районами среднего гурона. Породы и руды южного района Куюна предположительно относятся к сланцам Виргиния верхнего гурона, аналогично

районам Айрон-Ривер и Кристел-Фелс в штате Висконсин и Биджики в Маркет, штат Мичиган (Derby, 1929; Zapfee, 1930; Gruner, 1944, 1946; Grout, Wolff, 1955, и др.). Однако С. К. Лейт, Р. Ж. Лунд и А. Лейт (Leith а. о., 1935) при составлении теологической карты и корреляции железорудных районов оз. Верхнего и Канады пришли к выводу, что и северный и южный районы Куюна относятся к верхнему гурону. Р. Г. Шмидт (Schmidt, 1963) также считает, что все рудные торизонты района Куюна залегают в сланцах Виргиния.

Принадлежность отложений обоих районов Куюна к формации Таконитового типа не вызывает сомнений. Железистые кварциты развиты среди сланцев, филлитов, аргиллитов и кварцитов. Они содержат прослои измененных основных вулканических пород. Руды сильно кремнисты. В самих рудных горизонтах мало кластического материала. Кроме полосчатых железистых кварцитов присутствуют гранулы и оолиты, что очень характерно для Таконитовой формации. Повышенное содержание в рудах марганца и фосфора, при незначительном количестве этих элементов во вмещающих породах, свидетельствует о формировании железистых отложений в верхней части формации (верхний гурон).

Р. Г. Шмидт (Schmidt, 1963) выделяет в разрезе района Куюна три толщи пород, общей мощностью около 1350 м. Меномен, Троммельд и Ребит-Лайк. Все стратиграфические единицы пород рассечены прерывистой труппой даек не менее 10 км длиной и около 1 км шириной. Это главным образом дайки основных пород, измененных до хлоритовых и биотитовых зон. Интрузивы оказывают большое влияние на образование богатых руд, но, как и поверхностные излияния, путают и нарушают последовательность пород. К Таконитовой формации относятся толщи Тром-

мельд и Ребит-Лайк.

Нижняя толща Меномен, мощностью более 600 м, предположительно залегает на гранитах, гнейсах и сланцах кристаллического комплекса, поскольку нижний ее контакт неизвестен, но указанные породы местами были встречены в районе.

Породы Меномен состоят из хорошо отсортированного тонкого кластического материала, не содержащего железа и органического углерода, что характерно для стабильного шельфа (Theil, 1927; Schmidt, 1963). Это светлые аргиллиты, алевролиты, небольшое количество прослоев песчаников, граувакк и тонких прослоев известняков. Близ контакта с вышележащей толщей много линзообразных прослоев кварцитов и грубых песчаников из хорошо отсортированных зерен кварца с кварцевым же цементом, а также с небольшим количеством слюды, хлорита и кальцита.

Контакт с толщей Троммельд в большинстве мест отмечен слоем чистого силицита (chert) мощностью от 0,5 до 3 м, реже до 9 м. Выше наблюдается резкая смена седиментации и углубление бассейна. Рудоносная толща Троммельд характеризуется хемогенной седиментацией почти одних только соединений железа и кремнезема и очень небольшим количеством кластического материала в виде тонких песчаных прослоез толщиной не более 2 см. Они встречаются обычно в местах смены различных фаций или в подошве их (например, в шахте Жоан). В самих рудах кластического материала нет.

В железорудной толще Троммельд, мощностью от 15 до 150 м, наблюдается частая смена мощностей, минерального состава и текстур, а также физических свойств железистых пород. Это указывает на неровный вулканический рельеф бассейна отложения пород Таконитовой формации в районе Куюна. Первичные породы формации накапливались в синклинальных трогах в несколько сот километров длиной, в условиях слабо погружающейся геосинклинали. Бассейн седиментации (озеро, лагуна), не полностью отгороженный от моря, обладал слабой циркуляцией воды (Wolnough, 1941; James, 1954; Guild, 1953; White, 1954; Schmidt, 1963).

Р. Г. Шмидт (Schmidt, 1963) выделяет в толще Троммельд тонкослоистую более глубоководную фацию и толстослоистую более мелководную. Обе фации латерально переходят одна в другую и отлагались одновременно на разных участках неровного дна бассейна. Тонкослоистая фация развита более широко, но толстослоистая обычно кроет тонкослоистую фацию. Однако в некоторых местах вскрыта только тонкослоистая фация. Примером может служить рудник Сагоморе, где вся толща Троммельд сложена породами только тонкослоистой фации. Породы ее образовывались в спокойной, сравнительно глубокой воде при восстановительных условиях. От 40 до 90% всех железосодержащих минералов составляют сидерит, первично осаждавшийся при недостатке кислорода, а также силикаты железа, магнетит и тонкие прослои силицита (chert). Размер зерен последнего от 0,01 до 0,15 мм. Мощность отдельных слойков силикатов и карбонатов железа и силицита менее 1 *см.* В тонкослоистой фации постоянно присутствуют слои и линзы кремнистых пород (мощностью до 3 м) и аргиллитов (не более 10 м мощностью и 30 м длиной), содержащие 2% и более титана и до 10% турмалина. Шмидт считает аргиллиты переработанными водой туфами !! пеплами, поскольку они «поразительно» сходны по виду и составу с достоверными туфами вышележащей толщи Ребит-Лайк 1963, стр. 24). Местами титано-железистые породы достигают 150 м длины и 20 м ширины. По простиранию они переходят в железистые кварциты. Частично окисленная тонкослоистая фация состоит из гематита, гетита, магнетита, сидерита, грюнерита, миннесотоита и стильпномелана. Кроме того, встречаются смеси пиролюзита, криптомелана и манганита в зонах перехода тонкослоистой фации в толстослоистую. Мощность тонкослоистой фации от 60 до 150 м, содержание железа в ней 20—30%. Количество магнетита очень изменчиво, в среднем 30-40% от всех железосодержащих минералов. Тонкослоистая фация толщи Троммельд в руднике Сагоморе заканчивается 6-метровым слоем массивного силицита

Толстослоистая фация, состоящая из первичных гетита, гематита, магнетита, яшмы, небольшого количества хлорита и силицита, делится на правильнослоистую и волнистослоистую (рудник Мароко). Мощность отдельных слойков от 2,5 до 5 см, а иногда до 15 см и более. Мощность слоев силицитов от 15 см до 2 м. В этой фации во многих местах наблюдаются гранулярные, эллипсоидальные и оолитовые текстуры. Чаще всего они приурочены к кремнистым прослоям. Оолиты до 0,5 м в диаметре имеют ядра из зерен кварца, лимонита, нонтронита и др., а окружающие его отчетливые концентры могут быть различными. Они состоят из кремнезема с распыленным гематитом или из магнетита, гетита, гематита или гриналита. В сильно метаморфизованных и деформированных породах гранулярные и оолитовые текстуры искажены и сглажены, слоистость нарушена и наблюдается сильное замещение пород гетитом и гематитом. Мощность толстослоистой фации может быть от 13 до 36 м. В районах развития обеих фаций она достигает 120 м. Волнистослоистая фация хорошо представлена в руднике Мароко, где она образует всю толщу Троммельд и состоит из гранулярного силицита и гематита в магнетитовом цементе с небольшим количеством силицита.

По Р. Г. Шмидту (Schmidt, 1963), средний химический состав железистых пород толстослоистой фации толщи Троммельд следующий (в %):

SiO_2	37,50	CaO	2,19	CO_2	2,51
Al_2O_3	3,07	MnO	9,64	P_2O_5	0,49
Fe_2O_3	39,24	Na_2O	0,06	H_2O^+	3,88
FeO	Нет	K ₂ O	0,14	H ₂ O ⁻	0,61
MgO	0,13	TiO ₂	0,08	Fe мет.	28.0

В районе Куюна обычны покровы вулканических пород (Van Hise, Leitn, 1911).

Р. Г. Шмидт отмечает в основании толщи Троммельд (в Северном участке) не менее трех покровов базальтовых лав и много туфов. Вулканические породы содержат эпидот, альбит и сильно хлоритизированы. Остатки вулканической текстуры в виде фенокристов отмечали Ф. Гроут и Ж. Вольф (Grout, Wolff, 1955).

В кровле толщи Троммельд (рудник Мароко) встречены более мощные, чем нижележащие (до 75 м), слои основных вулканических пород протяжением до 300 м (Schmidt, 1963). Р. Г. Шмидт считает, что отложение толщи Троммельд внезапно закончилось большим поступлением в резко углубляющийся бассейн осадконакопления лав, туфсв и тонкого илисто-глинистого материала, образовавшегося при выветривании вулканических пород, богатых углеродом и железом. Придонная вода сослабой циркуляцией в отгороженном от моря бассейне, по-видимому, становилась стоячей. Об этом говорит состав толщи Ребит-Лайк, кроюшей толщу Троммельд. Породы Ребит-Лайк (мощностью 600 м) почти на 90% состоят из серых и черных сильно углистых аргиллитов, хлоритовых и биотитовых сланцев с прослоями железистых пород. Хемогенное отложение железа и кремнезема в толще Ребит-Лайк еще продолжалось, но оно разбавлялось большим количеством глинисто-кремнистого ила, алевролитов, туфов и лав и происходило только в застойных местах бассейна.

В основании толщи Ребит-Лайк часто встречаются прослои хлоритизированных вулканических пород. Они наиболее многочисленны в западной части района (рудники Мароко и Жоан № 1). Нижние 20 м туфов здесь содержат 2—4% титана, местами до 20% TiO₂. В вышележащих слоях туфов титана в среднем 0,5% и более чем 0,6% бора.

Местами линзы железистых пород многочисленны и прослеживаются на несколько километров, имея мощность до 100 м. Отличие этих пород от толщи Троммельд очень ясное. Они почти не изменены и состоят главным образом из сильно кремнистого сидерита с большим количеством углистого материала и множеством прослоев силицитов, яшм, аргиллитов, сланцев, туфов. Иногда вся железистая толща представлена пиритом, а окислы железа встречаются только в зонах выветривания. В нижних слоях Ребит-Лайк много апатита, связанного только с прослоями железистых кварцитов. За исключением немногих мест кластический кварц отсутствует.

В районе Виргиния мощность линз железистых кварцитов от 50 до 100 м. Длина их достигает 3 км, однако руды не промышленны, так как железа в них только от 13 до 20%.

Перед временем Кивино докембрийские породы подверглись глубокому выветриванию. На эродированной поверхности наблюдаются остатки амигдалоидных вулканических пород мощностью до 6 м.

Бассейн Анимики распространен широко, и область отложения железистых кварцитов простирается от пояса Мезаби — Куюна до пояса Висконсин — Мичиган. Железо и кремнезем доставлялись в этот бассейн из разных районов активного вулканизма. Там же собирались терригенные механические осадки и продукты разрушения более древних вулканических пород. Все эти породы, составлявшие ранее единую формациюкрупного бассейна, в последующие эпохи были разобщены.

Железистые кварциты могли возникать в нижних частях формаций, как это наблюдается во многих железорудных районах Айронвуд, Негаунее, Вулкан, Бивабик, Гунфлинт, или в верхних частях формаций, как, например, в районах Биджики, Айрон-Ривер, Дирвуд.

Тектонические процессы, вулканизм и метаморфизм изменили детали в последовательности и составе пород. Однако главные черты формации Таконитового типа во всех этих районах сохраняются полностью — парагенез пород, состав и текстуры первичных железистых отложений и приуроченность их к определенному геологическому времени. По Грюнеру

(Gruner, 1944, 1946), первичный еще неслоистый железистый материал состоял из глины, каолинита, нонтронита и опала.

Главными первичными минералами почти во всех железистых кварцитах Таконитовой формации были сидерит, магнетит и окислы железа, в меньших количествах — силикаты железа, пирит и марганцевые минералы. Силицит (chert) является постоянным спутником всех первичных минералов железа и марганца. В районе Куюна в результате выноса SiO₂, CO₂, MgO и других компонентов образовывались различные типы руд. Некоторые из них настолько богаты железом, что используются без обогащения (45—50% Fe). Мало измененные руды содержат 20—30%железа и от 0,5 до 10% марганца. Очень редко количество марганца доходит до 16%. Большей частью его около 5%, иногда присутствие его определяется только рентгеном, так тонко распылен он в железной руде. Но местами в середине толщи Троммельд (рудники Сагоморе, Мароко, Виргиния) встречаются небольшие прослои богатых марганцевых пород, содержащих манганит, пиролюзит, криптомелан и протягивающихся на сотни миль в длину в более глубоких частях и западинах морского дна. Распределение этих минералов крайне неправильное, но чаще они связаны с тонкослоистой фацией в толще Троммельд или приурочены к зоне перехода этой фации в толстослоистую. Отдельных марганцевых горизонтов без железа крайне мало. Они обычно находятся в центре горизоитов железных руд. Ф. С. Адамс (Adams, 1911) показал, что богатые руды образовывались в несколько стадий. Первичные кремнисто-сидеритовые породы, встречающиеся только в керне скважин, показывают все фазы изменения. Их состав в среднем следующий (в %): кварц 32,16, сидерит 31,5, магнетит 11,6, гематит 4,3, лимонит 2, каолин 12,75, акцессории 5,69.

Окисляясь, кремнистые сидериты переходят в железистый силицит с уменьшением объема породы и образованием пор. Слоистость обусловлена чередованием темных полос (кремнистый гематит и лимонит) и светлых (силицит, окрашенный гематитом). Средний минеральный состав следующий (в %): кварц 46,66, лимонит 21,20, гематит 19,51, магнетит 9,00, каолин 1,52 и акцессории 1,76.

В дальнейшем из железистого силицита при выносе SiO_2 образуется черная массивная порода, содержащая около $45\,\%$ железа. При выветривании она становится рыхлой.

В подошве рудных линз на контактах с интрузиями при воздействим высоких температур железо-карбонатный силицит превращается в амфибол-магнетиты. Эта черная мелкозернистая тонкослоистая руда иногда серого или черно-зеленого цвета состоит из магнетита, амфибола, кварца, гематита, лимонита, хлорита, с рассеянными пиритом, пирротином и сидеритом (до 66% Fe).

Промышленные руды района Куюна делятся обычно на твердые и мягкие и содержат 55—63% железа, 4—8% SiO₂. Минеральный состав этих руд, по данным Ф. С. Адамса (Adams, 1911), следующий (среднее из нескольких анализов, в %):

	Твердая руда	Мягкая руда	Твердая руда	Мягкая руда
Гематит	38	45,45	Кварц	10 0,47
Лимонит	40	29,0	Каолин	2,53 14,20
Магнетит	10	9,85	Акцессории	2,28 2,80

Среди богатых руд, приуроченных к верхним частям линз первичных пород, выделяются несколько типов, сохранивших следы этих первичных пород.

1. Пористые слоистые руды образовались из толстослоистой фации железистых кварцитов при замещении нерудной части и пор гетитом и гематитом.

- 2. К зонам перехода тонкослоистой фации пород в толстослоистуюприурочены твердые, массивные, кремнистые спекуляритовые руды. Ониобразовались из мощных слоев железистого силицита (chert). Местами они превращены в мягкие рыхлые руды, а на некоторых фазах изменения остаются ясно слоистыми.
- 3. Галечные руды без слоистости, содержащие гетит, нонтронит и немного кремнезема, образовались при изменении и брекчировании тонкослоистой фации первичных пород. Руды содержат мелкие пустоты, поры и каналы разнообразной формы. Выделяются столбчатые и эллипсоидальные формы. Размер эллипсов, образованных лимонитом, от 3 до 5 см в диаметре. Цементом является гетит или гематит.
- 4. Руды с ритмичной лизеганговой слоистостью распространены слабо, их происхождение мало изучено, но можно предполагать, что они: произошли из пород с волнистой слоистостью.

3. КАНАДА

а) РАЙОН ГУНФЛИНТ (ОНТАРИО)

Железорудный район Гунфлинт в провинции Онтарио (Канада) протягивается на 177 км от залива Тундер до оз. Гунфлинт, на границе с США, и заходит в штат Миннесота на 16 км. Его юго-западным продолжением является район Мезаби (Бивабик), породы которого несколько более метаморфизованы. В районе оз. Гунфлинт разрез серии Анимики, которая соответствует Таконитовой формации (сверху вниз), следующий (Goodwin, 1956):

		Мощность, м
Известняк		6
	Такониты	45—55
Верхний Гунфлинт	Туфогенные сланцы	5
	Яшмы и водорослевый силицит	15—26
	ГТакониты	45—65
Нижний Гукфлинт	Туфогенные сланцы	6 - 72
	Водорослевый силицит	2-6,5
Базальные конгломерать	, ы, лежащие с несогласием на породах фун-	
•		1-2

Мощность формации в районе Гунфлинт невелика (около 200—300 м), породы слабо дислоцированы и почти не изменены, что позволило подробно их изучить (Broderick, 1920; Gill, 1927; Tanton, 1931; Goodwin, 1956, и др.). Породы отлагались в очень большой лагуне, длиной не менее 177 км, частично или полностью отгороженной от моря поднятием, в пределах которого развивалась вулканическая деятельность. Вулканизм играл двойную роль: создавал цикличные колебания уровня воды в бассейне седиментации в связи с прерывистыми фазами извержений; являлся не только источником железа и кремнезема, но и причиной их стадийного осаждения. Таким образом, циклы вулканизма и циклы седиментации и «шли рука об руку». А. М. Гудвин отметил два цикла седиментации и назвал их «нижний» и «верхний» Гунфлинт (Goodwin, 1956, стр. 588). Нижняя граница формации отмечена маломощным базальным конгломератом (2 м), залегающим на древнем комплексе фундамента и переходящим в тонкий слой силицита с водорослевой текстурой.

Первый цикл седиментации (нижний Гунфлинт) начинается водорослевым гранулярным силицитом (Algal chert) с характерной бугорчатой поверхностью. В нем обильно рассеяны красные и белые кремнистогематитовые гранулы с небольшим количеством магнетита и пирита. Эта мелководная фация (мощностью от 1 до 6,5 м) ясно органического происхождения в центральной части района латерально сменяется первичной слоистой кремнисто-сидеритовой фацией с пиритом и углистым материалом, мощностью около 15 м. Породы образовались в восстановительных условиях мелкой стоячей воды, но к востоку и западу они переходят в типично глубоководные такониты мощностью от 45 до 65 м. Эти волнистослоистые породы с прослоями сланцев до 1,5 м мощностью состоят из гранул и оолитов размером от 0,3 до 1,5 мм в диаметре. Ядра их обычно сложены халцедоном или гриналитом, а оболочки оолитов — различным материалом: силицитом, сидеритом, гриналитом, гематитом и магнетитом в различных пропорциях. Цемент их сферолитовый кремнисто-сидеритовый, причем сидерит местами составляет 50% слоя. Миннесотоит и стильпномелан, широко развитые в соседнем районе Мезаби, здесь отсутствуют, что говорит об их вторичном генезисе. В таконитах рассеяна мельчайшая пыль гематита и антраксолита. Гриналит является главным первичным минералом во всех фациях железистых пород, кроме сидеритовой фации и туфовых слоев.

Гранулы округлы или эллипсоидальны и сложены мельчайшими сферами около 0,03 мм в диаметре. 20—30 сфер обычно заключены в одну гриналитовую или гематитовую оболочку. Размер гранул от 0,7 до 3 ми в диаметре. Среди них часто встречаются красные и белые сидеритовые и анкеритовые нодули до 2—2,5 см в диаметре. Местами в составе гранул и их цемента преобладает силицит.

На юго-западе района кремнисто-сидеритовая и таконитовая фации нижнего Гунфлинта подстилаются выдержанным постоянным горизонтом туфов и туфогенных черных тонкослоистых сланцев мощностью до 6 м, содержащим пирит и углистый материал. Туфогенные сланцы переходяг вверх в метровый слой толстослоистого гранулярного силицита с пиритом. Такой состав пород, по А. М. Гудвину (Goodwin, 1956, стр. 572), говорит о внезапном выпадении вулканического пепла, захоронившего органический материал.

Второй цикл, верхний Гунфлинт, точно повторяет по порядку фаций и составу пород нижний осадочный цикл, только гранулярные водорослевые силициты более мощные (26—40 м). Они включают потоки основной лавы (мощностью более 10 м) и прослои яшм. Нижний слой (3 м) состоит из обилия красных, черных или зеленых оолитов (диаметром 0,25—0,75 мм) с кремнистым ядром и гриналитовыми или магнетит-гематитовыми оболочками. Оолиты включены в слой красной яшмы. Вышележит пизолитовый силицит с водорослевой структурой и потоками амигдалоидной лавы. Ее состав, по А. М. Гудвину (Goodwin, 1956), следующий (в %):

	Al ₂ O ₃	SiO ₂	FeO	Ti	K₂O	CaO + MgO
Лава	13,52	49,30	4,87	2,33	1,12	11,54
лоидов	14.47	43,25	8.73	1,23	1.20	Не опр.

Выше силицита залегает яшма с оолитами из гриналита и гематита, подобная нижележащей, а на ней яшма со многими прослоями сланцев, состоящих из обломков пирокластического материала в иллитовом цементе.

Вышележащие туфы и черные туфогенные сланцы более выдержаны, чем такой же горизонт в нижнем цикле, и протягиваются на 161 км от оз. Лун до оз. Гунфлинт. По этому маркирующему горизонту определяется стратиграфическое положение всех других слоев. Мощность туфов от 5 до 35 м.

Туфы содержат прослои зеленого рыхлого пепла, линзы пирита, сидерита и силицита. Структура туфов эллипсоидальная. Вытянутые по слоистости эллипсы содержат обломки пирокластического материала и вул-

канического стекла. Зеленый пепел содержит (в %): Fe — 7,05, TiO₂—1,51, MgO —2,13 и CaO —0,25. Туфы везде постепенно переходят в такониты верхнего Гунфлинт (мощностью 30—57 м), подобные нижележащим. Как и в нижней части, туфы разделяют мелководную и глубоководную фации пород. Для таконитов характерна волнистослоистая текстура. Они содержат прослои сланцев и яшмы.

Основная составляющая часть таконитов — это гриналитовые гранулы и окисленные гематит-магнетитовые оолиты. Они явно не подверглись переносу и сортировке. Органический материал в этом слое отсутствует. Это позволило А. М. Гудвину (Goodwin, 1956) считать, что гранулы и оолиты образовались в желатинообразной среде в виде кремнисто-железистого геля in situ.

Период активного вулканизма, по-видимому, был непродолжительным, но осаждение железа и кремнезема было длительным.

По мнению А. М. Гудвина (Goodwin, 1956), в условиях диагенеза шли три процесса: а) объединение железа и кремнезема в железисто-кремнистый гель — минерал гриналит; б) агрегация его в гранулы и в) упорядочение кремнистого цемента гранул в волнистослоистые текстуры. Для образования подобных первичных составляющих в бассейне должны были существовать: высокая концентрация кремневой кислоты, кислые условия, окислительный потенциал, близкий к нейтральному, продолжительные спокойные условия (стоячие воды) и очень малое количество морских солей. Появление в кровле таконитов маломощного слоя известняка (5—7 м) показывает внезапное прекращение этих условий, благоприятных для осаждения железа и кремнезема. Осаждение их прекратилось в связи с поступлением в бассейн морской воды и отложением известняков. Вероятно, активизация вулканизма изменила конфигурацию бассейна.

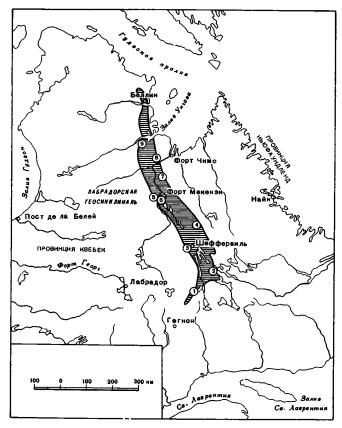
Маломощный горизонт известняков подстилает темно-серые тонкослоистые сланцы Ров, содержащие прослои граувакк и относящиеся к верхнему гурону (верхняя часть серии Анимики). В описываемом районе сланцы Ров, мощностью более 700 м, эквивалентные сланцам Виргиния, не содержат железистых кварцитов и вулканических пород.

В сланцах встречаются прослои светлых аргиллитов и известняков, а местами известковые конкреции до 2,5 м в поперечнике. Состав сланцев Ров позволяет предполагать, что они не входят в Таконитовую формацию. Таким образом, в районах Вермильон (США), в Онтарио и заливе Тундер (Канада) железистые кварциты развиты только в среднем гуроне.

б) ЛАБРАДОРСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬ (УНГАВА)

Протерозой в Лабрадорской геосинклинали лежит с большим угловым несогласием на архейских гранитах, гнейсах и гранодиоритах. Породы его сильно смяты в складки, опрокинуты и разбиты надвигами и сбросами, что затрудняло их стратиграфическое сопоставление. Складчатый пояс протерозойских вулканических и осадочных пород простирается изогнутой зоной от западной части залива Унгава на севере до горы Рид в субпровинции Гренвил (фиг. 47, 48).

Формирование формации Таконитового типа в Лабрадорской геосикклинали происходило в тектонической обстановке, сходной с обстановкой в районе оз. Верхнего. Мощность геосинклинальных отложений достигает 9 км. Мощность Таконитовой формации 1—2 км, но уменьшается к югозападу. Осадки ее отлагались в западной части длинной трогообразной депрессии одновременно с интенсивной вулканической деятельностью, происходившей на востоке и юге геосинклинали. В центре трога основные лавы, туфы и граувакки переслаиваются с обломочными породами, состоящими из материала, поступавшего с запада; сходные породы под-

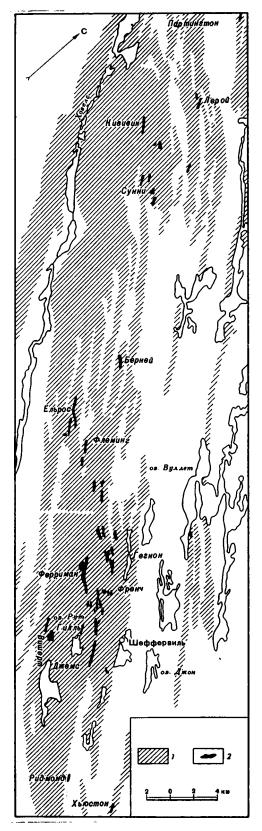


Фиг. 47. Расположение рудных районов в Лабрадорской геосинклинали (Gross, 1968) Заштрихована площадь распространения протерозоя. Цифры в кружках — разрезы рудных районов: 1 — Вабуш, 2 — Мичикемеу, 3 — Ноб, 4 — Эр, 5 и 6 — Кембриен, 7 — Херодиер, 8 — Тевенет, 9 — Берард

стилают Таконитовую формацию. К востоку Таконитовая формация пальцеобразно переходит в безрудную вулканогенно-карбонатную формацию.

После трансгрессии моря на запад отложение обломочных пород сменилось осаждением химических компонентов — кремнезема, силикатов, карбонатов и окислов железа, поступавших с востока. Вулканические породы встречаются и под Таконитовой формацией (в нескольких милях к юго-востоку от оз. Ноб), и над нею (у оз. Эстрей), и в самой рудной серии Сокоман (они найдены в 16 км к востоку от западной береговой линии бассейна). Небольшие горизонты железных руд встречены в районе оз. Мурдок среди мощной толщи (700 м) вулканических пород (Гестил и др., 1963). Многочисленные крупные интрузии обычно сходны по составу с эффузивами. В ряде мест отмечены ультраосновные интрузии.

Во всей западной части геосинклинали, длиной более 1000 км и шириной около 100 км, присутствует характерный, ясно маркирующий горизонт, имеющий определенную последовательность пород: кварциты—темные сланцы—руда—сланцы (Gross, 1968). Вместе с основными вулканическими породами они составляют парагенез Таконитовой формации. Первоначальная ширина бассейна ее отложения была не менее 500 м (Gross, 1968). Породы центральной части (длиной в 258 км от оз. Сэвбил до оз. Берард), слабо метаморфизованные (фация зеленых сланцев) и мало деформированные, впервые были изучены Ж. М. Харрисоном (Harrison, 1953). Выделенные им в районе оз. Ноб (Бернт-Крик)



группы пород и схема стратиграфии позднее были приняты для северной (длиной в 531 км) и южной (длиной 200 км) частей западного пояса, сильно метаморфизованных и деформированных (табл. 44).

Таконитовая формация в районе Шеффервиля объединяет несколько групп пород, выделенных Ж. М. Харрисоном (Harrison, 1953): кварциты Уишарт, сланцы Рус и такониты Сокоман. На этих породах с перерывом залегают черные сланцы и тонкозернистые граувакки Менихек (мощность 350 м), сходные со сланцами Рус (фиг. 49).

Формация образовывалась в крайне неустойчивых условиях, с постоянно меняющейся глубиной бассейна, имевшего пологий и неровный рельеф дна. Трансгрессии и регрессии, изменение течений обусловили частую смену и пестроту фаций. Переходы от глубоководных восстановительных условий отложения осадков и руд к мелководным окислительным происходили не менее трех раз (Gross, 1968).

Нижняя Таконитовой часть формации в районе оз. Ноб, мощностью от 35 до 70 м, сложена массивным полевошпатовым кварцитом (Уишарт) и в подчиненном количестве аркозами. В кварцитах рассеяна мельчайшая пыль гематита. Наблюдается косая слоистость, волноприбойные знаки и линзовидное залегание слоев с частым размывом. Кварциты Уишарт представляют собой песчаные отложения берегов трансгрессирующего моря И довольно постоянны по мощности. Они залегают с угловым несогласием местами на сланцах и кварцитах группы Флеминг, местами на доломитах группы Дено или на архейских породах.

Фиг. 48. Распространение железистых кварцитов и месторождений богатых руд в центральной части Лабрадорской геосинклинали

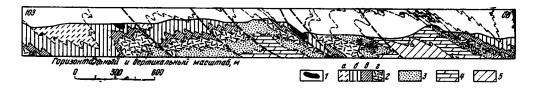
1 — общая площадь распространения железистых кварцитов; 2 — руда

Разрез пород Лабрадорского трога в районе Бернт-Крик (сверху вниз), по Ж. М. Харрисону (Harisson, 1953)

протерозой		Менихек (мощность от 300 до 1500 м)	Кремово-серые и черные углистые сланцы, граувакки. Вверху прослои доломитов. Пиритизированные и кремнистые сланцы						
			Тектоническое несогласие						
	Группа оз. Ноб	«Железорудная формация» Сокоман (мощность от 60 до 200 м)	Полосчатые железистые яшмы и кварциты. Руд ные и безрудные кремнистые сланцы, роговики Сидеритовые и углистые сланцы. Оолитовы руды с прослоями аргиллитов и граувакк. Про слои излившихся вулканических пород и туфо на нескольких горизонтах						
	Гр	Рус (мощность от 9 до 35 м, редко 100 м)	Черные массивные железистые, кремнистые, углистые и туфогенные сланцы с прослоями оолитовых руд, яшмы, туфов. Брекчии						
		Уишарт (мощность 35—70 м)	ты, аркозы. В основании небольшие слои из вестняков						
	·l	Флеминг	Несогласне						
		Флеминг	Массивные кремнистые сланцы, кремневая брекчия. Кварциты, конгломераты с кремнистым цементом						
		Дено	Доломиты с прослоями сланцев и кварцитов. Доломитовая брекчия						

К востоку кварциты Уишарт замещаются лавами, а вверх с резким контактом переходят в черные железистые сильно углистые и туфогенные сланцы Рус. Переход к сланцам отмечен слоем красного массивного силицита. В некоторых местах в основании сланцев Рус встречаются гальки кварцита Уишарт.

Сланцы Рус — хорошо выдержанный горизонт, прослеживающийся к северу от Бернт-Крик на 121 км, мощность его меняется от 10 до100 м. Массивные черно-серые кремнистые сланцы состоят из хемогенного и черного пирокластического материала. Они содержат тонкие и угловатые обломки кварца и полевых шпатов, чешуйки слюды и серицита, хлорит, гриналит, опал, магнетит, сидерит, в небольшом количестве миннесотоит и стильпномелан, а также много графитового материала. Иногда в сланцах встречаются прослои и линзы оолитовых руд и аргиллитов. Сланцы



Фиг. 49. Схематический структурный разрез протерозоя поперек части Лабрадорского трога, близ Бернт-Крик (Harrison, 1953)

1— железные руды; 2—группа Ноб-Лайк (Таконитовая формация, по Л. Н. Формозовой): a—сланцы Менихек, b— железорудные слои Сокоман, b— железосодержащие сланцы Рус, e— кварциты Уишарт; b— кремнистая брекчия Флеминг; b0— доломиты Денаульт; b0— сланцы Аттикамаген

Рус содержат до 20% железа и отлагались в спокойной глубокой воде бассейна.

Переслаивание сланцев с туфами и оолитовыми железистыми кварцитами создает местами ритмичную слоистость, напоминающую слоистость граувакк. Ж. М. Харрисон (Harrison, 1953) отмечал, что переслаивание сланцев с вулканическими породами на многих интервалах указывает на былую благоприятную обстановку для образования кремнистых пород, которые отлагались длительно. Осаждение кремнезема началось раньше, чем осаждение железистых минералов, и продолжалось во время и после их седиментации.

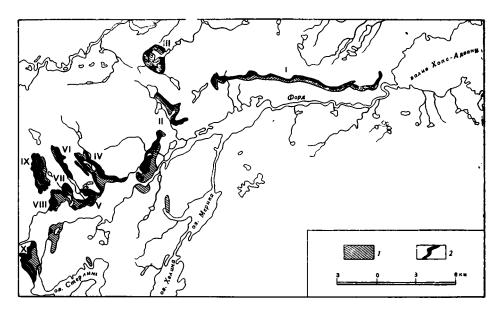
Сланцы Рус постепенно переходят вверх по разрезу в богатую железом толщу Сокоман мощностью 200 м, в которой содержание железа резко повышается (35—40%). К ней приурочена большая часть рудных пластов. В центральной части Лабрадорской геосинклинали имеется 45 месторождений железных руд. Состав их сходен с составом железистых кварцитов районов оз. Верхнего (Harrison, 1953; Gross, 1968; фиг. 50, 51).

Внизу залегают черные силициты с силикатами, карбонатами железа и магнетитом, образовавшиеся еще в восстановительных условиях глубокого бассейна, но выше лежат породы, характерные для мелководья подвижной и богатой кислородом среды. Красные гематитовые яшмы, нереслаивающиеся голубым гематитом с небольшим количеством магнетита и мартита, слагают прерывистые линзы с косой и перекрестной слоистостью и многочисленными прослоями оолитов Г. А. Гросс (Gross, 1968) установил три цикла седиментации для руд Сокоман. Первый цикл характеризуется отложением мелких однородных оолитов или гранул гематита с цементом и прослоями тонкозернистого кремнистого материала или переслаиванием гематита с силицитом. Во втором цикле отлагались более крупные овальные и менее однородные оолиты, перемежающиеся с кремнистым осадком (яшмой). Для третьего цикла характерен грубый кластический материал с разновеликими оолитами и пизолитами. Мощность руд третьего цикла сильно меняется, а содержание железа в них уменьшается.

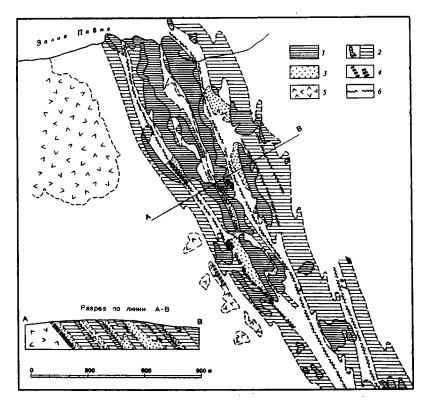
Руды переслаиваются тонко- и горизонтальнослоистыми кремнистыми сланцами с магнетитом, сидеритом и силикатами железа, постепенно переходящими в железистые кварциты или богатую железом яшму. Встречаются прослои граувакк и туфогенного материала; его количество увеличивается к югу и северо-востоку от района Бернт-Крик. Хемогенная седиментация железа и кремнезема временами прерывалась принообломочного материала. Первичный характер рудных отложений устанавливался с трудом, так как все породы трога изменены, хотя и сохранили первичные текстуры. Наиболее распространенными минералами являются гематит, магнетит и вторичные силикаты железа. Исследования последних лет показали, что первичными железистыми породами были гриналит и сидерит, чередующиеся с железистым силицитом. Ж. М. Харрисон (Harrison, 1953) считал, что образование группы оз. Ноб началось с отложения терригенного и туфогенного материала. Мощность толщи Сокоман в районе Бернт-Крик 200 м, но к юго-западной части трога уменьшается до 70 м. Она развита на площади в сотни квадратных миль.

Железорудная толща Сокоман несогласно перекрывается сланцами и граувакками Менихек с прослоями доломитов и большим количеством вулканических пород. Мощность ее около 300 м и более.

Только нижняя часть толщи Менихек входит в Таконитовую формацию, хотя Ж. М. Харрисоном она вся включена в группу оз. Ноб (или систему Каниаписко). Ее верхняя часть относится к вышележащей безрудной известково-доломитовой формации (со строматолитами).

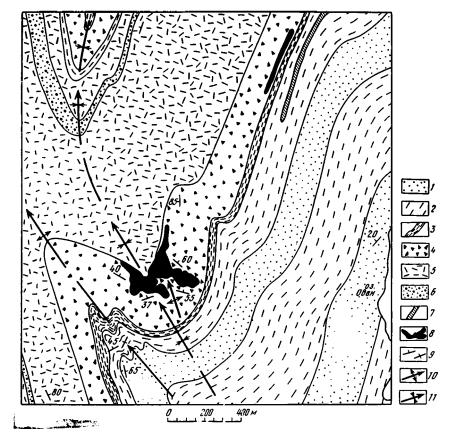


Фиг. 50. Рудные зоны (с I по X) в районе оз. Форд, Унгава (Gross, 1968) 1- силикат-карбонатные железистые кварциты; 2- магнетит-гематитовые кварциты



Фиг. 51. План и разрез рудной зоны в районе залива Пейн, Канада (Gross, 1968)

1 — железо-силикат-карбонатные кварциты; 2 — обнажения и перекрывающая зона магнетитовыя кварцитов с небольшим количеством гематита; 3 — кварциты; 4 — слюдисто-гранатовые сланцы; 5 — гранито-гнейсы; 6 — нарушения



Фиг. 52. Соотношение пород и руд Таконитовой формации в районе оз. Севьер, Лабрадор (Gross, 1968)

1 — кварциты; 2 — серые сланцы; 3 — железистые сланцы; 4 — кремнистые железистые слои; 5 — андезитовые лавы; 6 — богатые магнетитом кварциты; 7 — диоритовые порфиры; 8 — голубые гематитовые руды; 9 — простирание и углы падения слоев; 10 — ось антиклинали; 11 — ось синклинали

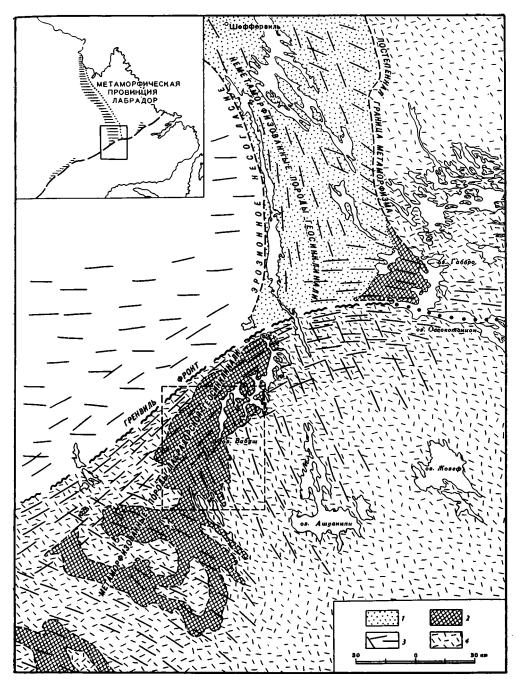
Ж. М. Харрисон (Harrison, 1953) писал, что комплекс пород, названный им системой Каниаписко (группа оз. Ноб), характеризуется: 1) высокой степенью сортировки обломочного материала; 2) наличием параллельной, перекрестной и косой слоистости в алевролитах и других породах; 3) присутствием шаровых базальтовых лав, указывающих на морское их образование; 4) широким развитием железных руд, ялим, гелеобразного кремнезема (chert) и связанных с ними гематита, магнетита и гетита.

Породы Таконитовой формации протягиваются до южной части Лабрадорской геосинклинали в субпровинцию Гренвиль, где во многих местах развиты в различной степени метаморфизованные железистые кварциты и оолитовые руды (районы оз. Вабуш, оз. Альбанель, гор Райт и Рид).

в) РАЙОН ОЗ. ВАБУШ (КВЕБЕК)

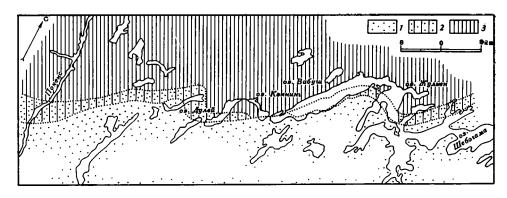
В районе оз. Вабуш на однообразных гранито-гнейсах фундамента несогласно залегают мраморы, кварциты, различные сланцы и железистые породы нижнего докембрия (группы Диккинсон, Тимискаминг).

Среди этих пород встречаются основные эффузивы и туфы в ассоциации с интрузиями того же состава (габбро, нориты, диабазовые дайки, силеподобные габброидные тела) и более редко — линзы кислых



Фиг. 53. Структурная схема и положение района Вабуш в Лабрадорской геосинклинали (Gastil, Knowles, 1960)

1- неметаморфизованные железистые кварциты; 2- метаморфизованные руды; 3- структурные линии; 4- плсщади интенсивного метаморфизма



Фиг. 54. Ареал распространения фаций в районе оз. Вабуш (Gastil, Knowles, 1960). Схема показывает контакт Таконитовой формации с безрудной карбонатной формацией — только доломиты; 2—зона пальцеобразного перехода кварцитов Таконитовой формации в доломиты; 3—только кварциты

вулканических пород. Район дважды подвергался последующей орогении и складчатости (около 1000 млн. лет назад). Породы нарушены, деформированы и различно метаморфизованы. Увеличение степени метаморфизма наблюдается по направлению к востоку (фиг. 53).

В районе оз. Вабуш, на юго-западе Лабрадора (восточный Квебек), породы метаморфизованы слабо. Изучавшие этот район Гестил и Ноулес (Gastil, Knowles, 1960) дают следующий разрез пород между оз. Севбил

и рекой Мениконга (снизу вверх):

- 1. Кремнистый доломитовый мрамор и известково-кремнистый гранулит, от 0 до нескольких сотен футов мощностью. Южнее и юговосточнее оз. Дулей карбонатные породы выходят на поверхность в виде отвесных скал и состоят из белого гранулярного доломита с различным количеством кварца, слюды, диопсида, тремолита и силикатов кальция.
- 2. Массивные белые кварциты, крупнокристаллические и стекловидные, иногда полевошпатовые с железистыми прослоями и слоистые. Они редко слабоокрашены. Кварциты развиты в северо-западной части района, в то время как мраморы и доломиты преобладают в юго-восточной части и, таким образом, по простиранию замещаются кварцитами. В тех местах, где эти породы встречаются вместе, кварциты залегают выше мраморов и имеют мощность от 0 до 140 м (фиг. 54).

3. Сланцы слюдистые, богатые мусковитом, тонкозернистые, расслаивающиеся, с включением песчанистых анкеритов, мощностью от ()

до 20 м и более.

4. Кремнисто-карбонатная железистая порода. Типичными минералами этой породы являются: магнетит-грюнерит, магнетит-гиперстен, магнетит-актинолит и магнетит-диопсид. Количество кварца и железосодержащих минералов сильно меняется. Мощность от 0 до 34 м.

5. Магнетитовая руда мощностью от 0 до 70 м.

- 6. Гематитовая руда мощностью от 0 до 170 м, содержание Fe 30—40%.
- 7. Графитовые и пиритсодержащие железистые породы, переходящие в карбонатные и кремнистые. Мощность их неизвестна.
- 8. Сланцы и гнейсы глиноземистые, известковые и графитовые. Роговообманковые, гранатовые, актинолитовые и другие сланцы, местами богатые пиритом. Мощность до нескольких сотен метров.

Этот комплекс пород (более 600 м) местами протягивается на сотни миль в длину вдоль тектонического и осадочного простирания.

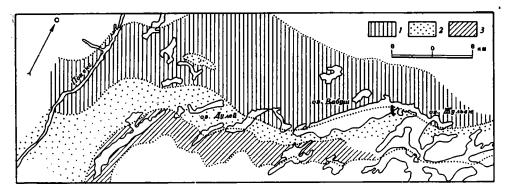
		Оз. Ноб. по Харрисону (Harrison, 1953)	Оз. Вабуш, по Гестил и Ноулес (Gastil, Knowles, 1960)						
протерозой	Менихек	Углистые, известковые, пиритовые сланцы. Отсортированные кластические осадки. Вверху доломиты Несогласие	Слюдисто-кианитовые породы, содержат пирит, графит, ассоциируют с амфиболитами метаосадочного генезиса Несогласие						
	Сокоман	Слоистые железисто-кремнистые породы. Сидерит, яшмы рудные. Железисто-силикат-карбонатные породы, оолитовые текстуры	Железистые породы. Верхний метаси лицит, сидерит, спекулярит, гематит магнетит, железо-силикат-карбонатны породы, оолиты. Нижний метасилици (chert)						
	Pyc	Железистые, углистые и туфогенные сланцы, переслаивание их с яшмой и оолитами	Мусковитовые, слюдистые, желези- стые сланцы, сидерит, силицит Несогласие						
	Уишарт	известняки	Массивные кварциты, латерально и вниз по вертикали переходящие в мраморы						
Архей]	Гнейсы, сланцы						

Характерными чертами описываемого комплекса пород являются сильная литологическая изменчивость, переслаиваемость, быстрая смена фаций и мощностей.

В районе оз. Вабуш Таконитовая формация несогласно залегает на безрудной карбонатной формации (мраморы и доломиты Дулей). Верхняя граница формации проходит, по-видимому, внутри толщи Менихек (табл. 45).

Железорудные горизонты представлены всеми фациями, описанными Джемсом (James, 1954). На фиг. 55 показано распределение преобладающих в разрезе фаций. Общая мощность руд меняется от 35 м близ Квебека до 170 м у южного конца оз. Вабуш. Наиболее развита окисная фация руд, особенно в западной части района, местами только она и встречается. Главные железорудные минералы окисной фации: гематит, спекулярит, магнетит, мартит и кварц в различных пропорциях. К юговостоку происходит постепенное замещение окисных минералов закисными, а вдоль восточного окончания железорудного района все железо присутствует в виде силикатов или карбонатов.

В силикат-карбонатной фации типичные минералы следующие: магнетит-грюнерит, магнетит-гиперстен, магнетит-актинолит, магнетит-диопсид. Кварц и железосодержащие карбонаты сильно меняются в количестве. По аналогии с неметаморфизованными породами более северных районов Лабрадорской геосинклинали и метаморфизованными породами других частей света Гестил и Hoyлес (Gastil, Knowles, 1960) считают, что первичными минералами перечисленных пород были карбонаты и силикаты железа и кремнезем. Мелководность и окислительная обстановка во время отложения пород наблюдаются на северо-западе.

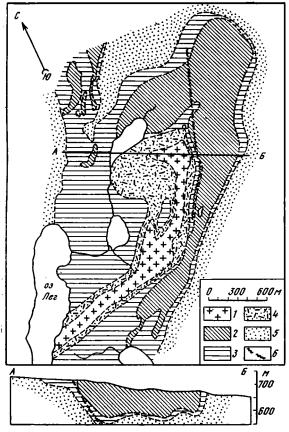


Фиг. 55. Распределение на площади преобладающих рудных фаций в районе оз. Вабуш, Лабрадорская геосинклиналь (Gastil, Knowles, 1960)

I — спекуляр-гематит-магнетит; 2 — магнетит и силикаты железа; 3 — силикаты и карбонаты железа в верхней части доломитов

Железистые горизонты покрываются тонкозернистыми аргиллитами и сланцами, местами известковыми, углистыми или пиритовыми. К востоку от оз. Вабуш встречаются амфиболиты и роговообманковые гнейсы, образовавшиеся из доломитов и известковых сланцев (см. табл. 45).

Осадконакопление началось вдоль крайне неправильной береговой линии бассейна длиной около 1200 км и более (Bergeron, 1957). Все породы отлагались одновременно в разных участках бассейна (фиг. 56). Близ берега отлагался кварцевый песок, дальше от берега глины и доло-



митовый известняк. дальше происходила седиментация химического осадка. Железистые и марганцевые карбонаты, силикаты и окислы формировались в зависимости от глубины и циркуляции воды в бассейне. Затем наступал перерыв в осадконакоплении в связи с активизацией вулканической деятельности (Sauve, 1956) разрушение шельфа, поступление детритного материала с востока и, наконец, возникновение железистых толш. Последующая складчатость и нарушения, интрузии и метаморфизм изменили облик формаций, но сохранили главные их черты.

Фиг. 56. Геологический план и поперечный разрез по линии А — Б рудника № 3 в районе оз. Вабуш (Gross, 1968)

- 1 габбро;
- 2 руда;
- 3 железистые кварциты;
- 4 кварцево-роговообманковые и гранатовые гнейсы;
- 5 кварциты;
- 6 нарушения

4. ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ ФОРМАЦИЙ ТАКОНИТОВОГО ТИПА

- 1. Формации Таконитового типа образовывались по краям геосинклинальных бассейнов, но не в начальные стадии прогибания.
- 2. В районах с большими мощностями формаций наблюдается неоднократная смена вулканических, химических и кластических отложений.
- 3. Вулканические породы развиты неравномерно. Железистые горизонты чаще связаны с туфами, чем с лавами. Иногда они отсутствуют.
 - 4. Осадочные породы в формациях Таконитового типа преобладают.
- 5. Известняки отсутствуют, но формации Таконитового типа местами подстилаются и кроются безрудными карбонатными формациями.
- 6. Наблюдаются смена мелководных и более глубоководных отложений и колебания уровня бассейна.
 - 7. Железорудных горизонтов обычно несколько.
 - 8. Наряду с железистыми кварцитами присутствуют оолитовые руды.
- 9. Первичные рудные минералы различны: карбонаты, силикаты, окислы, сульфиды, первичный магнетит. Наблюдается частая смена фаций железистых пород.
- 10. Для формаций характерно: обилие силицита с водорослевыми структурами, обилие пирита, гриналита и углистого материала, широкое развитие гранулярных текстур руд.
- 11. Содержание марганца в железистых породах не превышает 10%, а обычно около 2—3%. Самостоятельных прослоев, сложенных марганцевыми минералами, нет. Отсутствуют и марганцевые месторождения.

Глава седьмая

ООЛИТОВЫЙ ТИП

(кремнисто-сланцевые формации)

1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Пизолиты впервые появляются в нижнем протерозое в рудах известково-кремнистой формации (тип Тимискаминг). Они представляют собою крупные стяжения гематита в каолинитовом и диаспоровом цементе (Jolliffe, 1955). Такие пизолиты приурочены к самой верхней частирудного горизонта и иногда рассматриваются как вторичные образования, связанные с процессами выветривания.

В формациях Таконитового типа встречаются настоящие оолиты, гранулы и псевдоолиты. Скопления оолитов возникали в подвижной воде и часто приурочены к зонам выклинивания железистых кварцитов в удалении от вулканических центров. В формациях указанных типов рудные оолиты и пизолиты тесно связаны с другими текстурными типами руд и не образуют самостоятельных рудных залежей.

Особая характерная формация, содержащая оолитовые руды без всякой связи с железистыми кварцитами, выделяется в самых верхах протерозоя в Северной Австралии (Ропер-Ривер, Констанц-Ренж) и в свите Претория Южной Африки (Wagner, 1928; Edwards, 1959; Schwelgart, 1965).

В этих районах оолитовые руды образуют два-три сравнительно маломощных горизонта (6—9 м), протягивающихся на сотни километров (500 км в Африке, 100 км в Австралии). Они сопровождаются черными сланцами, зелеными песчаниками, прослоями сидеритов, кварцитами. Песчаники состоят из окатанных зерен кварца, содержат циркон, турмалин, лейкоксен и имеют сидеритовый, шамозитовый или гематитовый цемент. Карманы в руде заполнены кварцитом с редкими разбросанными рудными оолитами.

В рудовмещающих породах и рудах наблюдаются косая слоистость типа временных потоков, трещины усыхания, волноприбойные знаки. Внешне докембрийские оолитовые руды напоминают железистые кварциты. Это темные, почти черные породы, полосчатость которых обусловлена чередованием богатых оолитами слоев и кварцевых слоев с редкими оолитами. В свежем расколе руда обычно имеет зеленый цвет.

Подобно оолитовым рудам ордовика, юры, мела и олигоцена докембрийские оолитовые руды состоят из гематитовых и гематит-шамозитовых оолитов в гематитовом, сидеритовом или хлоритовом цементе. В нем много окатанных зерен кварца, чаще всего равных по величине оолитам, обломков кремней с гематитовыми оболочками и кремнистых микроконкреций. Прослои неоолитового сидерита такого же состава и мощности (30—50 см), как в оолитовых рудах более молодого возраста, с редкими шамозитовыми оолитами, часто сопровождаются графитовыми сланцами. Среди оолитов встречаются пизолиты от 8 мм до 1 см в диаметре с многочисленными (до 50) концентрами гематита, плоские пластинчатые оолиты и гематитовый гравий (1—2 см).

Н. М. Страхов (1947) писал, что железистые кварциты Южной Африки относятся к глубоководной фации континентального склона, а оолитовые руды мелководные.

Сравнение парагенезов пород, с которыми связаны железистые кварциты и оолитовые руды, показывает, что они относятся к разным, но смежным формациям, иногда латерально переходящим одна в другую.

Оолитовый тип верхнедокембрийских формаций близок ордовикской кремнисто-сланцевой формации с оолитовой рудой (Формозова, 1968). Руды Чехии и Уэльса формировались ближе к очагам вулканизма, а руды Тюрингии и Вабаны (Ньюфаундленд) — в удалении от них. В докембрийской формации Оолитового типа руды Южной Африки близвулканические, а руды Австралии — удаленные.

2. ЮЖНАЯ АФРИКА

Оолитовые руды Южной Африки, развитые на южной и восточной окраинах Бушвельдского комплекса, относятся к формации Оолитового типа. В районах их развития отсутствуют и железистые кварциты, и известняки (Дю-Тойт, 1957). Руды залегают несколькими горизонтами среди глинистых сланцев, песчаников и яшм, протягиваясь на 483 км. В некоторых горизонтах встречаются эффузивы. П. А. Вагнер (Wagner, 1928) считал оолитовые руды осадками дельт и эстуариев. Он отмечал, что в измененных породах оолитовая структура менее заметна, но не было случая полного исчезновения оолитовой структуры при метаморфизме и никогда такие руды не превращались в слоистые железистые кварциты.

Кремнисто-сланцевая формация Оолитового типа местами залегает непосредственно выше доломитово-кремнистой формации Итабиритового типа, а местами переходит в нее латерально с неправильной границей.

В Южной Африке железо начало концентрироваться в породах еще в раннем докембрии, где оно связано с вулканическими породами Киватинской формации (см. главу 1). Итабириты и железо-марганцевые руды формировались в доломитовой серии трансваальской системы и встречаются в серии Претория. Выше по разрезу, а местами латерально Итабиритовая формация сменяется другим комплексом пород, а итабириты замещаются оолитовой рудой, связанной с кремнисто-сланцевой формацией (Оолитовый тип).

Железистые кварциты встречаются на стратиграфическом уровне развития оолитовых руд на северо-запад и север от Бушвельдского комплекса и в области Западного Грикваленда.

Схема, показывающая стратиграфическое положение в разрезе трансваальской системы различных комплексов пород и руд разного типа формаций, приведена в табл. 46.

Оолитовые руды в Южной Африке развиты в двух крупных бассейнах. Центральный (Бушвельдский) бассейн протягивается, как указывалось, в длину на 483 км при ширине в 200 км. Меньший, южный бассейн — Витватерсранд, имеет ширину 128 км.

Оолитовая формация, развитая в южной и восточной частях периферии Бушвельдского комплекса в низах серии Претория, состоит из чередующихся аргиллитовых, сланцевых и песчаных слоев, оолитовых руд и находится выше вулканогенной формации, мощность которой от 900 до 1500 м.

В Центральном бассейне несколько выше основания кварцитовой толщи Тимболл-Хилл залегает характерный главный горизонт кремнистого оолитового железняка. П. А. Вагнер (Wagner, 1928) называл этот горизонт «магнитным кварцитом» и считал одним из «величайших железорудных пластов в мире» (стр. 130). Главный горизонт протягивается от

Стратиграфическая схема соотношения пород и руд в формациях трансваальской системы

Систе-	Серии	Свиты, их мощность	Породы	Руды	Формации						
		Ройберг, более 2 км	Развиты только близ Претории, Песчаники, сланцы, кварциты, фельзиты и их туфы	Нет	_						
		Мегалисберг, около 3 км	Кварциты, сланцы, известняки, андезиты, агломераты, туфы	Нет	-						
K	Претория	Даспорт, 200— 700 м	Кварциты, графитовые сланцы, яшмы, лавы и туфы. Внизу глинистые слои	Оолитовые руды на вулканических поро- дах	Оолитовый тип (кремнисто-сланцевая формация)						
Трансваальска	ďΙ	Онгелук, 1,5 км	Подводные андезито- вые лавы, различные кремнистые породы	Нет	Вулканогенно-крем- нистая						
		Тимболл-Хилл,	Вверху кварциты, сланцы, содержащие горизонты руд	Оолитовые и пизоли- товые руды от Дель- маса до Зерюста	Вверху Оолитовый тип (кремнисто-слан-` цевая формация)						
		более 1 км	Внизу карбонатные породы и железистые конгломераты	Доломитовые итабириты и железо-марганцевые руды	Внизу Итабиритовый тип (доломитово- кремнистая формация)						
	Доломи- товая	Более 2 км	Доломиты, известня- ки, вверху с прослоя- ми кремнистых пород	В верхах серии ита- бириты и марганце- вые руды большой мощности	Итабиритовый тип- (доломитово-кремни- стая формация)						
	Блек-Риф		Известняки, кварци- ты, сланцы, основные эффузивы	Нет	?						
	Блек		Вулканические породы	Железистые кварци- ты	Киватинская форма- ция						

Дельмаса до Зерюста на 265 км и сохраняет мощность от 2 до 6,5 м. В руде содержится (в %): Fe—44—55, SiO₂—18—25, P₂O₅—0,14—0,24, серы — около 0,03. Минеральный состав руд, по А. Дю-Тойту (1957), следующий (в %):

Магнетит			35,22	Ильмени	T		 		0,29	Кальцит					1,36
Гематит			17,01	Кварц		 	 	. 1	1,19	Вода .					5,50·
Шамозит .			28,60	Апатит					0,46	Избыток	C	aO	1	•	0,28
										Сумма					00 04

Местами количество магнетита увеличивается, и он составляет почти всю массу породы. Многие исследователи считают его первичным и самым ранним минералом, образующимся при нормальной температуре и давлении. Количество его, по их мнению, не связано со степенью метаморфизма (James, 1954; Schwelgart, 1965, и другие).

Руды серии Претория, бесспорно, представляют собою мало измененные осадочные породы. Руды главного горизонта состоят из оолитов, овулитов 1, пизолитов, нередко перемытых и деформированных, а также зерен хемогенного и кластического кварца в цементе из окислов железа,

¹ Овулиты — оолиты удлиненной формы,

железо-алюмосиликатов и карбонатов железа. Полосчатость руд обусловлена чередованием слоев, богатых оолитами, и слоев, более богатых кварцем. В руде иногда наблюдаются косая слоистость типа временных потоков, трещины усыхания, волноприбойные знаки и следы течений. Руды главного горизонта (магнитный кварцит) состоят из правильных и удлиненных оолитов и магнетитовых порфиробластов в цементе из криптокристаллических лепидокрокита, гетита, гематита, силикатов железа и кластического материала. Встречающиеся в рудах онколиты и строматолиты обычно состоят из тех же минералов, что и цемент. В рудах, богатых магнетитом, присутствуют шамозит, пирит и халькопирит. Размер оолитов, составляющих 20—40% руды, меняется от 0,1 до 0,7 мм. Ядра их чаще всего представлены округлыми зернами кварца, иногда циркона. Оболочки оолитов состоят из гематита, гетита или лепидокрокита. Множество идиоморфных октаэдров магнетита от 0,2 до 0,6 мм в диаметре замещают оолиты и зерна кварца. Средний размер кварцевых зерен от 0,45 до 1 мм. Большей частью они округлы или овальны, но угловатые зерна кварца также часто встречаются в цементе оолитом. Можно предполагать хемогенную природу таких зерен, так же как и в слоях халцедона, параллельных слоистости руд (Schwelgart, 1965).

Выше главного горизонта оолитовых руд (через 3—6 м) залегает слой красно-бурой пизолитовой руды мощностью в 0,8—2 м. Пизолитовый железняк свиты Тимболл-Хилл сложен крупными богатыми железом округлыми образованиями (до 1 см в диаметре) в цементе из мелких оолитов гематита, гетита, анкерита и зерен кварца. Количество цемента доходит до 70%. Оолиты цемента и окружающая их масса первично состояли из сидерита и анкерита и впоследствии замещались окислами железа. Крупные удлиненные пизолиты состоят из анкерита с тонкой гетитовой или гематитовой (одной или несколькими) оболочками. Между оболочками пизолитов присутствуют мелкие угловатые зерна кварца или оолиты, диаметром в 0,15 мм. Ядром также служат мелкие оолиты, которые, в свою очередь, имеют субмикроскопическое ядро из кварца или гетита.

В восточном районе, близ Эйрли, на 15 м выше основания пород свиты Даспорт залегают два постоянных рудных горизонта, разделенных одним или двумя метрами сланцев. Мощность нижнего слоя 8,5 м, верхнего — 2—2,5 м. Руды сильно магнитны и названы «рудами глинистых слоев».

Оолиты глинистых слоев свиты Даспорт состоят из смеси шамозита, каолинита, хлорита, гетита, анкерита и гематита в различных пропорциях.

Оолитовые руды имеют цемент магнетитовый, гетитовый, анкеритовый, шамозитовый или из кластического материала. Магнетит обычно замещает шамозит цемента, в то время как анкерит переходит в гетит. Оолиты глинистых слоев были первично сложены шамозитом и анкеритом и замещены гетитом и магнетитом.

Оолитовые и пизолитовые руды свиты Даспорт в Центральном районе обычно пористы и содержат угловатые зерна кварца в гетит-гематитовом цементе. Иногда овулиты и оолиты замещены кварцем. Размер оолитов, овулитов и спастолитов 1 0,1—0,2 мм в диаметре. Ядра большие посравнению с оболочками. Кроме оолитов встречаются угловатые онколиты. Они залегают вместе с округлыми оолитами и продолговатыми овулитами. Это показывает, что все они представляют элементы первичной седиментационной текстуры, а не образовались в процессе диагенеза. Пизолиты имеют размер от 2 до 5 мм, а редкие доходят до 3 см в диаметре.

¹ Спастолиты — деформированные оолиты.

Самый нижний рудный горизонт имеет шамозитовый и каолинитовый цемент оолитов. В нем порфиробласты магнетита и иголочки гематита

окружают оолиты.

В южном районе (Потчефстром) в верхних сланцах свиты Даспорт также имеются два рудных горизонта, залегающих выше онгелукских андезитов (Schwelgart, 1965). Нижний горизонт прослеживается в сланцах на 241 км. Верхний, или главный, горизонт очень постоянен. Он протягивается почти на 30 км от Боскопа на западе до Фошвиля на востоке. Общая мощность руд около 20 м. Руды в свите Даспорт Южного района характеризуются более редкими оолитами в глинистой массе цемента. Они содержат от 37 до 53% Fe, 11—22% SiO₂, 6—12% Al и немного ванадия и фосфора (Wagner, 1928; Дю-Тойт, 1957). Вокруг г. Претории кроме верхнего горизонта развиты еще мелкие и маломощные горизонты оолитовых руд, в западом Трансваале они более мощные.

Метаморфизованная руда вблизи Бушвельдского интрузивного комплекса состоит из спекулярита, гематита, лепидокрокита, магнетита, кварца, мусковита и ванадиевой слюды. Количество железа изменчиво, но близ Потчефстрома доходит до 50%. Первичные руды были, по-видимому, из шамозита, гидроокислов и карбонатов железа.

Большинством исследователей признается вулканогенный источник железа и кремнезема (Ван Хиз и Лейт, Гудвин, Мармо, Борхерт, Швельгарт и другие). Х. Швельгарт связывает образование руд (при температуре ниже 300° С) с кислыми эксгаляциями начинавшего уже в это время внедряться в породы серии Претория Бушвельского магматического комплекса. Время образования оолитовых руд серии Претория он считает близким 1950 ± 150 млн. лет. Х. Швельгарт (Schwelgart, 1965) устанавливает шесть возможных вариантов условий образования и отложения минералов оолитовых руд. Например, руды свиты Даспорт в Центральном районе образовались при осаждении в окисной зоне, а оолиты «магнитного кварцита» образовались в окисной зоне, но отлагались в карбонатной зоне (закисной). Фации руд зависят от глубины бассейна, действия волн, ветра и аэрации зоны осаждения руд.

Бассейн, в котором осаждались руды серии Претория, был мелководным, и море в это время медленно отступало на запад после стложения доломитовой серии. Это продолжалось все время, пока отлагались оолитовые руды, в связи с чем в породах наблюдаются следы течений, волнений и разрушенные оолиты. Встречаются водорослевые структуры, скелеты губок и радиолярий. В породах много биогенного углерода, как и в шамозитовых оолитах Австралии (Edwards, 1959). В близких по времени образования итабиритах и других породах Итабиритовой формации все перечисленные черты мелководья от-

X. Швельгарт (Schwelgart, 1965) считал бассейн седиментации трансваальской системы не геосинклинальным, а платформенным. Тектонические движения в нем продолжались все время, пока образовывались руды. После отложения серий Блек-Риф и доломитовой бассейн седиментации обмелел, а море отступило к западу. Главный этап образования железных руд был поствулканическим (верхняя часть доломитовой серии и свита Тимболл-Хилл с итабиритовыми рудами). Вулканизм этого времени сопровождался обильным выносом кремнезема, близ кровли доломитовой серии осаждался в виде «giant chert», способствуя развитию организмов с кремнистым скелетом. После отложения нижних рудных горизонтов в Центральном, Восточном и Юго-восточном районах Трансвааля породы серий Блек-Риф и доломитовой были подняты выше уровня моря и подвергались эрозии. Последующее прогибание бассейна сопровождалось прерывистой вулканической деятельностью. Перед началом Бушвельдской вулканической активности мощные фельзитовые лавы изливались в Центральном Трансваале.

сутствуют.

Большое количество диабазовых интрузий прорывало породы серии

Претория и способствовало их метаморфизму.

Подводные эксгаляции приносили в море кроме железа значительное количество ионов других металлов. В железных рудах серии Претория найдены в повышенных количествах многочисленные малые элементы: Mn, Pb, Cu, Zn, As, Bi, Ti, Cr, Mo, Li, B (Schwelgart, 1965).

Образование железных руд не было длительным и постоянным, а происходило время от времени, ограничиваясь кратким периодом их

концентрации во время или после вулканической активности.

А. Дю-Тойт (1957), Г. Шнейдерхен (1958), Х. Швельгарт (Schwelgart, 1965) и другие находят тесную связь между подводными излияниями диабазов, кератофиров и отложением железных руд. Оолитовые руды отлагались в более мелком бассейне, чем железистые кварциты,—в зоне действия волн (Джемс, Борхарт, Швельгарт, Дю-Тойт и другие).

3. СЕВЕРНАЯ АВСТРАЛИЯ

Кроме железистых кварцитов формаций Киватинского (архей) и Итабиритового типов (нижний протерозой) на севере Австралии открыты районы развития оолитовых руд: в Ропер-Ривер и в 564 км юго-восточнее его — в Констенц-Ренж (см. фиг. 31). Возраст рудовмещающих пород и руд верхнепротерозойский. Руды обоих районов совершенно идентичны, и разрезы их сходны. В районе Ропер-Ривер руды найдены в двух бассейнах. Один из них протягивается с северо-востока на юго-запад и имеет площадь около 2000 км². Другой расположен на юго-восток от Сент Видгеона и занимает площадь в 483 км² (Edwards, 1959).

Разрез рудоносной толщи (сверху вниз), по А. В. Едвардсу (Ed-

wards, 1959), следующий:

Слон	IVI	ющность, ж
1. Глинистые сланцы и песчаники		
2. Верхний оолитовый железорудный горизонт		14
3. Песчаники косослоистые с прослоями сланцев		
4. Средний железорудный горизонт		3,6—12
5. Глинистые сланцы с тонкими прослоями песчаников и кремнистыми п	кон-	
крециями		9—21
6. Нижний железорудный горизонт		19
7. Сланцы темные, ожелезненные.		

В северной части района Ропер-Ривер три горизонта оолитовых руд залегают почти горизонтально, образуя пологие изгибы. В районе Констенц-Ренж развиты два горизонта руд. Мощность нижнего до 9 \emph{m} , верхнего около 3-4 \emph{m} . Их разделяют железистые песчаники мощностью 3 \emph{m} .

Оолитовые руды переслаиваются с глинистыми сланцами и песчаниками при полном отсутствии известняков. Разрез рудных и вмещающих слоев сходен с разрезом рудоносных ордовикских отложений месторождения Вабана (Ньюфаундленд). Это частое переслаивание кремнистых и темных углистых сланцев, зеленых песчаников с рассеянными кремнистыми конкрециями и гематитовой оолитовой рудой. Песчаники часто косослоистые, состоят из кварца, зерна которого равны по величине оолитам, с гематитовым, сидеритовым или хлоритовым цементом, рассеянными округлыми обломками кремня и разбросанными рудными оолитами.

Встречаются характерные прослои кварцитов, из которых выщелочен гематит и от бывших гематитовых оолитов остались пустоты, иногда с зернами кварца, служившими ранее их ядрами. Иногда в кварцитах сохраняется рассеянный кристаллический гематит в пористой ячеисто-пузырчатой массе кварца. Такие кварциты содержат 80—95% SiO₂ и часто описываются как песчаники. Они сходны с «туфогенным кварцем» Вареша (Югославия).

Зеленые глинистые сланцы, переслаивающие оолитовую руду, обязаны своим цветом рассеянным чешуйкам хлорита. Темные сланцы богаты органическим веществом и сидеритом. В зоне выветривания сланцы, как и оолитовые руды, содержат много кремнистого цемента и вторичного кварца.

• В окисленной зоне гематитовый цемент обилен. Руды латеральнонереходят в песчаники и сланцы.

В основании формации наблюдаются тонкие прослои неоолитового сидерита, иногда с редкими рассеянными шамозитовыми оолитами. Такие горизонты часто встречаются в оолитовых рудах более молодого возраста (Формозова, 1962).

Оолиты в рудах Австралии лежат параллельно слоистости пород. Некоторые из них расплющены или искривлены в результате давления.. Размер оолитов от 0.2 до 8 мм в диаметре. Среди оолитов наблюдаются окатанные гальки гематита до 2 см в диаметре, жеоды и пизолиты (от 8 мм до нескольких сантиметров в диаметре). Невыветрелые руды, взятые из глубоких скважин, состоят из первичных шамозитово-гематитовых оолитов в сидеритовом цементе, который содержит хорошо окатанные зерна кварца от 0,05 до 0,5 мм в диаметре или равные по величине оолитам. Ядрами оолитов также являются зерна кварца, реже обломки гематита. В зоне выветривания руды состоят из гематитовых оолитов в кремнисто-гематитовом цементе. Нижние горизонты руды: обычно более кремнистые, чем верхние. Иногда цемент составляет до 50% породы, и редкие оолиты лежат в кремнистом цементе. Руды немагнитны, магнетит в них отсутствует. В настоящее время преобладают руды, оолиты которых сложены кристаллическим охристым или черно-голубым гематитом.

Близ южной, восточной и северо-восточной частей площади развития руд (более чем на 65 км²) скважины глубиной около 40 м вскрыли оолитовые сидеритовые руды. Расплющенные и разрушенные шамозитово-гематитовые оолиты сильно замещены сидеритом, можно проследить все стадии такого замещения (Edwards, 1959). Сидеритовые оолиты погружены в светлый или коричневый сидеритовый цемент. Сидеритизация гематита и шамозита связана с большим количеством черного аморфного изотропного графита в породах. Первичный сидерит содержит мутную опаковую субстанцию (вероятно, углистое вещество?) и остатки пластинок углистого материала. Перекристаллизованный сидерит их не содержит. Сидеритовые руды переслаиваются с тонкослоистыми черными сланцами и зелеными песчаниками. Последние сложены зернами кварца в шамозитовом цементе.

В других глубоких скважинах на юге района нижние горизонты руды представлены первичными шамозитово-гематитовыми оолитами в крупнокристаллическом сидеритовом цементе. Вокруг кварцевого зерна чередуются концентры шамозита и гематита. Сидерит местами имеет красную окраску от рассеянного гематита.

Кроме сидеритизации нижних горизонтов руды наблюдается сильное окремнение ее. Оолитовые руды отличаются повышенным количеством кремнезема, который везде замещает оолиты. Кремнистый цемент оолитов содержит от 20 до 32% SiO₂, а в редких случаях его количество доходит до 50%. Крупные отобранные пизолиты имеют до 7% SiO₂. Кроме окатанных зерен кварца в цементе встречаются округлые обломки кремня (иногда с концентрическими слоями гематита).

В некоторых шлифах видно замещение гематита кварцем. Он проникает в оолиты по трещинкам, расширяя их. Вновь образованные кристаллы кварца, в свою очередь, оконтурены красным гематитом. Иногда оолиты настолько замещены, что остаются только тонкие ободки гематита вокруг концентрически или радиально слоистых кремнистых образований. Окремнение приводит к образованию твердой блестящей

руды с оолитами, иногда целиком состоящими из кремнезема. Детали первичной структуры при этом полностью сохраняются (Edwards, 1959). Как объяснить выщелачивание гематита и окремнение — процесс, обратный обогащению руд при выносе кремнезема, пока неясно. В других местах идет нормальный процесс обогащения руд за счет миграции гематита и замещения им кварцевых зерен. Таким путем образовывался темно-синий кристаллический гематит в оолитовой руде и переслаивающих ее железистых песчаниках.

Оолитовые руды верхнего протерозоя Австралии образовывались в мелководных морских условиях, как и многие более молодые оолитовые руды. Докембрийские оолитовые руды отличаются обилием кварца в оолитах и в цементе, а также отсутствием других карбонатных минералов, кроме сидерита. Парагенез пород и рудные горизонты формации сходны с таковыми кремнисто-сланцевой формации ордовика в Тюрингии, Ньюфаундленде и других районах. Известняки в разрезе пород формации отсутствуют, так же как и вулканические породы.

Можно предполагать, что кремнисто-сланцевая формация Оолитового типа Северной Австралии является отдаленной формацией, по

терминологии Н. С. Шатского (1954).

4. ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ ФОРМАЦИЙ ООЛИТОВОГО ТИПА

- 1. Формации Оолитового типа образовывались только в позднем докембрии. Они приурочены к средним стадиям развития широких плоских прогибов с мощным осадконакоплением, которые одни авторы считают миогеосинклиналями, а другие — платформами.
- 2. Руды могут быть связаны с вулканическими породами, но чаще прямой связи нет.
- 3. Осадочных пород много (сланцы, песчаники, граувакки, яшмы, конгломераты).
 - 4. Известняки отсутствуют или встречаются в небольшом количестве.
- 5. Образование пород формации происходило в бассейнах с изменчивой глубиной, иногда отгороженных от моря, со сменой поднятий и опусканий дна бассейна.
- 6. Руды оолитовые, обычно они залегают несколькими горизонтами мощностью не более 10 м каждый.
- 7. Рудные минералы представлены хлоритом, сидеритом, окислами железа, магнетитом.
 - 8. В рудах много кластического материала.
 - 9. Во всех породах формации много кремнезема.
- 10. Развиты водорослевые текстуры, что является одним из признаков мелководья.
- 11. Оолитовые руды и вмещающие их породы докембрийских формаций сходны с рудами и породами кремнисто-сланцевых формаций более молодого возраста.

Глава восьмая

СХОДСТВО НЕКОТОРЫХ ДОКЕМБРИЙСКИХ ФОРМАЦИЙ С ПАЛЕОЗОЙСКИМИ

Сравнительное изучение железорудных формаций мира показало, что в палеозое встречаются сходные с докембрийскими парагенезы пород и руд. Достаточно ясное сходство наблюдается для двух типов протерозойских формаций — Итабиритового и Оолитового.

А. Сравнивая протерозойские доломитово-кремнистые формации Итабиритового типа, содержащие железо-марганцевые руды, с девонской формацией Атасуйского типа, можно увидеть много сходных черт. С протерозоя до конца девона в сравниваемых геосинклинальных формациях сохранился характерный парагенез пород, приведенный в табл. 47.

Таблица 47

Состав поред формаций Атас	уйского и Итабиритового типов				
Кремнисто-карбонатная формация Атасуйского типа в Центральном Казахстане	Доломитов -кремнистая формация Итабиритового типа в Бразилии, Индии, Австралии и других странах				
Кремнистые известняки и доломиты, яшмы	Кремнистые» доломиты и мраморы; яшмы, кварциты.				
Кремнистые и карбонатные сланцы и аргиллиты. Прослои туфов	Различные сланцы, много карбонатных и кремнистых, графитовые сланцы, амфиболиты.				
Руда на переходе вулканических (основных) пород к осадочным	Основные вулканические породы в разных странах в различном количестве. Местами их много.				
Богатые железо-марганцевые руды, тесно связанные с кремнисто-карбонатными породами.	Богатые железо-марганцевые руды, доломи- товые итабириты.				
Руды глубоков сдные, слоистые, без ооли- тов.	Руды глубоководные, слоистые, без оолитов.				
Первичные минералы железа и марганца представлены карбонатами и окислами	Минералы железа, преимущественно гематит и магнетит; марганца — манганит, браунит, якобсит, пиролюзит, псиломелан, гаусманит, вад				

Сходство ларагенезов пород в этих формациях очевидно. Состав вулканических пород и руд также очень близок. Источник железа и марганца в обоих случаях связан с основными вулканическими породами. Прослои туфов отмечены и в самих рудных отложениях (Guild, 1953; Соколова, 1958; Соколова, Ботвинкина, 1965). Лавы и туфы карбонатизированы.

Рудные горизонты в девонской формации залегают в зонах выклинивания вулканических пород, при переходе к осадочным. Связь руд с вулканическими породами в протерозойских формациях различна, но местами подобна соотношению их в девонской формации. Реликты туфов постоянно присутствуют в филлитах и сланцах.

Кремнистые породы в протерозойских и девонской формациях развиты очень широко, различны только их мощности. В Атасуйском районе мощность яшм измеряется десятками метров, а в протерозойских формациях—сотнями метров (мощность слоистых яшм в Южной Африке до 260 м, кварцитов Юго-Западной Африки—до 400 м).

Вулканогенный кремнезем присутствует в доломитах и мраморах протерозойских формаций, также образуя прослои и линзы, как в известняках девонской формации. Особенно много его близ перехода карбонатных пород к рудным горизонтам. Силициты переслаивают сланцы, аргиллиты и руды в сравниваемых типах формаций. Девонские руды Атасуйского района напоминают протерозойские железистые кварциты переслаиванием рудных горизонтов с кремнистыми прослоями, отсутствием оолитовых или водорослевых структур, а также кластических зерен кварца.

Большой выход вулканогенного кремнезема и широкое развитие кремнистых и карбонатно-кремнистых пород свидетельствуют об интенсивной фумарольной деятельности во время отложения руд.

Карбонатные породы удивительно сходны. В обеих формациях они часто представляют собою смесь карбонатов кальция, магния, железа и марганца, причем количество последних постоянно повышено (Fe — до 10%; MnO—4—5%, а близ контакта с рудой — до 16%). Известняки и доломиты содержат от 5 до 35% SiO₂ близ контакта с рудой.

Достаточно сходен и состав руд девонской и протерозойской формаций. Железистые минералы представлены главным образом гематитом и магнетитом. Первичные минералы в зависимости от условий среды осаждения были различны, но преимущественно это окислы и карбонаты железа и марганца. Количество марганца в рудах колеблется от следов до 20—30%.

Марганцевый горизонт часто залегает на кремнистых известняках и доломитах, а перекрывается кремнистой железной рудой.

Отмечено, что в девонской и протерозойских формациях для осаждения марганцевых соединений благоприятен переход карбонатных отложений в железисто-кремнистые или их смена.

Поразительное сходство наблюдается в распределении только железных, марганцевых с малым количеством железа и железо-марганцевых руд в докембрийских и девонских формациях. В районе Атасу Центрального Казахстана около 18 месторождений. Некоторые из них имеют железо-марганцевые руды, как, например, Караджальское месторождение. В Джаильминской мульде руды лишь марганцевые, с малым количеством железа, а в других районах встречены железные руды с ничтожным количеством марганца.

В районе Мидлбек Южной Австралии наблюдается та же закономерность. Среди нескольких месторождений железо-марганцевые руды имеются только в Айрон-Монарх, меньше их в Айрон-Барон (Fe—46%, Mn—18%), но в Айрон-Ноб марганца в железистых кварцитах нет, а в других районах его мало. Подобные соотношения имеются также в Бразилии и Индии. Причина их возникновения еще требует дополнительного изучения.

Можно предполагать, что местная недостаточность карбонатоотложения создавала неблагоприятные условия для осаждения марганца.

Однако все процессы — вулканическая активность, рудоотложение и карбонатоотложение — были гораздо интенсивнее в протерозойское время. Если мощность марганцевых руд и их протяженность всегда сильно уступали мощности и протяженности железистых горизонтов в обоих сравниваемых типах формаций, то общая мощность руд в протерозое во много раз превышает мощность девонских руд. Мощность итабиритов Бразилии превышает 1 км. Протяженность марганцевых горизонтов среди итабиритов Минас-Жеранс (Бразилия) до 10 км (Лагоа

Гранде). В районах, где они образуют прерывистые линзы, общая протяженность полосы таких линз более 200 км. Мощность марганцевого

горизонта в районе Постмасбурга (Южная Африка) до 35 м.

В девонской формации Атасуйского района протяженность марганцевого пласта около 2,5 км. Мощность марганцевых торизонтов не превышает 8—10 м, а мощность наиболее крупных тел железных руд не более 40—50 м (чаще 10—25 м). Протяженность рудного поля Караджальского месторождения 12 км, а отдельных рудных тел до 5 км.

Для сравнения последовательности отложения рудоносных горизонтов приводим разрез (сверху вниз) в западном Караджале (Центральный Казахстан) (по Д. С. Сапожникову и др., 1961), который можно сравнить с разрезом в районе Мидлбек (Южная Австралия), приведенным на стр. 97 (глава V):

		Моц	цность, м
1.	Марганцевый пласт (Mn 15—30)		1—12
2.	Яшма сургучно-красная (Fe 17 — 37%), протяженность $1 \kappa M$		1
	Первый пласт гематита (Fe до 58%), протяженность 4 км		16-24
	Второй марганцевый пласт (Мп до 20%)		9—10
ō.	Переслаивание железистой яшмы с железисто-кремнисто-карбонатны	ІМИ	
_	породами, слоистость тонкая (Ге до 39%)	•	до 24
	Второй пласт гематита (Fe 52 — 64%)	•	6 - 23
	Зелено-красная железистая яшма (Fe 40%)		17
8.	Гематит (Fe 47—58%)		до 47`
	Яшма железистая (Fe 20%)	•	0,7—10
	Магнетитовый пласт (Fe 55%)	•	до 40
11.	Яшма железистая (Fe 30%)	•	0,5—1
	Второй магнетитовый пласт (Fe 48—55%)	•	0-24
	Яшма, переходящая в красный известняк с оруденением (Fe 30%)	•	15
	Третий пласт магнетита (Fe 56—59%)		10-22
10.	Гематит (Fe 55%)	•	1— 8 1— 5
	Третий марганцевый пласт (Mn 17—18%)		
			1-5
10. 10	Тематитовая руда, три линэы (ге э/%)	•	
		•	1 — 7
18. 19.	Гематитовая руда, три линзы (Fe 57%)		до 20 1 — 7

Б. Формации Оолитового типа (кремнисто-сланцевые) по составу руд и вмещающих пород напоминают ордовикские геосинклинальные формации Ньюфаундленда, Франции, Чехословакии, Португалии, ГДР и Северного Уэльса (Формозова, 1962, 1968).

В сравниваемых формациях хлорит-сидерит-гематитовые оолитовые руды связаны с характерными вмещающими породами: темными сланцами, жварцитами, яшмами и песчаниками с сидеритовым, хлоритовым или гематитовым цементом.

В этих формациях прямая связь руд с вулканическими породами наблюдается только в ордовике Чехословакии и Уэльса, а также в верхнепротерозойской формации Южной Африки. В остальных районах основные вулканические породы встречаются в соседних с рудами зонах.

Поскольку щелочность или кислотность среды отложения определяет не только состав руд, но также их текстуры, структуры и даже мощность слоев, естественно, что отсутствие известняков в сравниваемых формациях и обилие кремнистых пород способствовали образованию оолитовых руд в виде нескольких маломощных горизонтов значительной протяженности (табл. 46 в главе VII).

Коллоидные растворы железа и кремнезема могли переноситься в кислой среде на большие расстояния, осаждаясь прерывисто и не полностью, а постепенно, перемываясь и вновь захороняясь.

Многие исследователи считают, что оолитовые руды образовывались в мелководных условиях в бассейнах с подвижной водой. Это хорошо доказывается для оолитовых руд послепалеозойского времени, но для оолитовых руд ордовика вызывает сомнение (Формозова, 1962, 1968).

Протерозойские оолитовые руды формаций Таконитового типа образовывались при постоянном изменении глубины бассейна, большой подвижности воды и высокой миграционной способности рудных растворов. Поэтому типы руд их довольно разнообразны и непостоянны. В одних районах, а иногда лишь на некоторых участках месторождений преобладают оолитовые руды, в других — нормальные железистые кварциты или они чередуются.

Таконитовый и Оолитовый типы формаций претерозоя относятся к кремнисто-сланцевому классу. Иначе говоря, оба типа формаций не содержат в парагенезе известняков, но богаты кремнистыми породами, что способствует подвижности рудных растворов. Тектонические и палеогеографические условия отложения таких формаций могут быть близки и, таким образом, руды Оолитового типа могли быть местами мелководными, но часто и достаточно глубоководными.

О сравнительной глубоководности оолитовых руд среднего и верхнего протерозоя говорят следующие факты:

- а) протерозойские оолитовые руды содержат прослои первичного неоолитового сидерита (мощностью не более 1 м), сопровождающиеся черными углистыми сланцами, подобные сидериту в глубоководных железистых кварцитах формаций Киватинского типа;
- б) в оолитовых рудах часто наблюдается правильная первичная не нарушенная слоистость, образованная чередованием богатых оолитами слоев и слоев, бедных ими, с преобладанием тонкозернистой основной массы:
- в) в Южной Африке местами отмечается горизонтальный и вертикальный переход доломитово-кремнистой формации Итабиритового типа с правильно слоистыми сравнительно глубоководными железистыми кварцитами в кремнисто-сланцевую формацию Оолитового типа с оолитовой рудой.

Смена формаций по горизонтали могла быть обусловлена не переходом к мелководью, как думают многие исследователи (глава VII), а изменением условий седиментации в связи с внедрением пород Бушвельдского комплекса (с его кислыми эксгаляциями) в породы серии Претория и прекращением карбонатонакопления.

Из табл. 46 видно, что оолитовые руды свиты Даспорт залегают на вулканических и кремнистых породах этой же свиты или свиты Онгелук. В таких условиях отложение доломитов прекратилось; рудные компоненты перестали быстро и полно осаждаться, что свойственно рудам Итабиритовой формации. Новые условия среды были благоприятны для миграции рудных растворов и формирования оолитовых руд в формации Оолитового типа.

Относительно глубины бассейнов, в которых отлагались железные руды Таконитового и Оолитового типов формаций, можно добавить следующее. Общепринятые жритерии мелководности осадков: знаки ряби, волнений, течений, косая слоистость,— опровергаются последними исследованиями океанологов, проводивших фотографирование и стереоскопическую съемку дна Тихого океана на экспедиционном судне «Витязь». Фотографии показали, что различные признаки существования придонных течений, волнений и высокой подвижности вод у дна океана распространены очень широко и встречаются на любых глубинах (2—6 км), вплоть до максимальных глубин океанических желобов (Зенкевич, 1970).

Другие типы формаций докембрия, вероятно, имеют некоторые сходные и аналогичные черты с формациями более позднего геологического времени, но признаки эволюции в них преобладают над сходством.

Сравнивая текстурные особенности руд Итабиритового и Оолитового типов в докембрийских геосинклинальных формациях, можно сделать вывод, что слоистые безоолитовые железистые кварциты — итабириты

свойственны карбонатным формациям, а оолитовые руды — бескарбонатным формациям. Прежде чем перейти к выяснению факторов, влияющих на образование текстур руд, необходимо напомнить, что слоистые железные руды присутствуют также в палеозойских вулканогенно-карбонатных формациях (руды типа Лан-Дилль, Атасу и алтайские руды). Все они не содержат оолитов или пизолитов, а в парагенезе рудовмещающих пород большое участие принимают кремнистые известняки и доломиты.

Однако в мезозое к карбонатным формациям приурочены оолитовые руды Лотарингии, Бельгии, Швейцарии, Англии и других стран. Эти руды развиты в известково-терригенных платформенных формациях, не связанных с вулканизмом. Формации этого типа маломощны (не более 200—250 м). Железные руды образовывались в прибрежной мелководной зоне неглубоких теплых морей. Рудные растворы приносились реками, и железо выпадало при смене рН, при смешивании речной воды с морской. Мощность прослоев известняков (с малым количеством SiO₂) и других карбонатных пород — от 1 до 3—5 м. Очень обилен обломочный материал. Много глинистых сланцев, песчаников и конгломератов.

Небольшие мощности карбонатных пород в мезозойских рудоносных формациях показывают, что высокая щелочность морских вод не была постоянной. Об этом же говорит прибрежное положение рудных залежей, формирование их в лагунах и мелких морях; рН морской воды во время образования мезозойских оолитовых руд изменялся, и щелоч-

ной резерв был невелик.

Наоборот, для парагенеза пород формаций Итабиритового типа характерны доломитовые толщи очень большой мощности (более 500 м в Бразилии) и переслаивание самой руды доломитами. Это показывает существование в докембрийских морях устойчивой и длительной высокощелочной среды, которая способствовала быстрому и полному осаждению окислов или карбонатов железа и марганца, приносившихся в придонный слой не за счет выветривания пород соседней суши, а из глубинных магматических источников. Соединения железа и марганца осаждались в виде непрерывных слоев большого протяжения, которые чередовались с кремнистыми слоями, создавая правильную тонкую слоистость. Кремнезем осаждался практически непрерывно, но медленно. Все первичные слойки его содержат очень мало рудного материала, а в рудных слойках всегда имеется кремнистый материал. Терригенный материал в рудах совершенно отсутствует.

Таким образом, выясняется, что для образования оолитов в молодых карбонатных формациях необходимы были мелкая, подвижная вода, легкая транспортировка растворов, не очень богатых железом, и обязательное присутствие обломочного материала, вокруг отдельных частиц и зерен которого (в виде ядра) наслаивались разно заряженные окислы железа, кремнезема или силикатов железа в виде концентров. Первичные минералы марганца в оолитовых железных рудах отсутствуют.

Примерно также образовались молодые оолитовые руды и в бескарбонатных платформенных формациях.

Возвращаясь к оолитовым рудам докембрия, можно увидеть некоторые сходные черты. Оолитовые руды в докембрии формировались в заключительные стадии геосинклинального развития, при сравнительно небольших глубинах морского бассейна и существовании по соседству размывавшихся участков суши. Мощности формаций Оолитового типа невелики (не более 1—2 км), в породах много обломочного материала, приносившегося с суши. Железо, по-видимому, поступало из двух источников: главным образом из отдаленных очагов вулканизма, но также и с суши. Во время транспортировки рудоносные растворы несколько обеднялись и рудный материал осаждался медленно в виде концентров вокруг обломочных частиц (ядер). В это время в бассейне не было отложе-

ния больших масс доломитов и известняков, т. е. не было постоянного высокого щелочного резерва в морской воде.

Поэтому в докембрийских формациях Оолитового типа, как и в более молодых формациях, одновременно с оолитовыми рудами не могли образовываться протяженные чередующиеся друг с другом тонкие слои окислов железа и кремнезема, которые создают впечатление правильной полосчатости итабиритов.

Подобные взаимоотношения условий формирования определенных текстур железных руд показаны в табл. 48.

Таблица 48 Факторы, влияющие на образование текстур руд

Факторы	Слоистые текстуры Итабиритового типа	Оолитовые текстуры			
Вулканические породы в парагенезе формации		Немного, отдаленные или отсут- ствуют			
Основные вулканиче- ские породы	Богатые слоистые железистые кварциты, без оолитов, часто на вулканических породах	Отдаленные или близкие, н малой мощности. Вулканизм слабый			
Кислые вулканические породы	Небогатые и нечистые слоистые железистые кварциты	Нет			
Карбонатные породы	Много, большие мощности	Немного, малые мощности или нет			
Доломиты	Слоистые руды, железо + мар-	Железо без марганца			
Известняки	Слоистые руды железа; мар- ганца мало				
Глубина бассейнов осаждения	Глубоководные	Мелководные или средней глу- боководности			
Подвижность воды бассейна	Спокойная вода	Волны, течения, прибой			
Миграция и транспорт рудных растворов	Недалекий перенос рудных растворов, быстрое выпадение осадка	Длительный перенос при низком рН из вулканических очагов или реками с суши			
Обломочный материал	Мало, в руде отсутствует	Всегда присутствует в большем или меньшем колич стве			
Источник и характер рудоносных растворов	Близкий. Богатые железом вулканогенные растворы и газы	Отдаленные и обедненные рудо- носные растворы с суши или более богатые железом, вулка- ногенные			
Реакция среды осаж- дения	Быстрое осаждение при высо- ком рН	Кислые растворы. Осаждение при низком или среднем рН			
Примеры	При основном вулканизме — итабириты Бразилии, Африки, Индии и других стран. Руды Лан-Дилль, Гарца, Караджата. При кислом вулканизме — руды Алтая, Центральной Швеции	Докембрийские руды п-ова Лабрадор, Вабуш (Таконитовый тип), Австралии, Южной Африки (Оолнтовый тип). Ордовичские руды Ньюфаундленда, Тюрингии. Девонские руды Южного Урала, Башкирин, Бельгаи, Турции и Марокко			

РЯДЫ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ФОРМАЦИИ ДОКЕМБРИЯ

Последовательные горизонтальные и вертикальные ряды для каждого формационного типа в докембрии установить очень трудно в связи с тектоническими нарушениями и неравномерным метаморфизмом пород.

Однако общая тенденция последовательности формаций, повторяю-

щаяся в разных странах, может быть схематично прослежена.

Формации Киватинского типа в большинстве случаев вниз и по горизонтали переходят в безрудную зеленокаменную формацию или высоко метаморфизованный комплекс основания (граниты, гнейсы, кристаллические сланцы). Вверх по разрезу наблюдается переход к вулканогенно-терригенным безрудным формациям, а во многих случаях еще выше лежат доломитово-кремнистые формации (Итабиритовый тип — Индия, Бразилия, Австралия, Южная Африка и др.).

В Канаде Киватинская формация геосинклинали оз. Верхнего содержит многочисленные тела лаврентьевских и альгоманских гранитов. В районах Вермильон и Метевин над Киватинской залегает терригенновланцевая маломощная формация (группа Найф) с бедными железистыми кварцитами Агава, вероятно, континентальными. Северо-западнее оз. Верхнего на том же стратиграфическом уровне развита вулканоген-

но-карбонатная формация Тимискаминг с рудами Стип-Рок.

В США выше лаврентьевских гранитов и гнейсов с большим несогласием повсеместно залегает безрудная доломитовая формация нижнего гурона, подстилающая Таконитовую формацию с железистыми кварцитами бассейна Анимики, а местами переходящая в последнюю латерально.

Порфиро-лептитовые и Лептитовые формации образуют особый ряд,

описанный ранее (Формозова, 1965, 1968; Чернов и др., 1970).

Итабиритовый тип формаций широко распространен в странах южного полушария. Доломитово-кремнистые формации этого типа, развитые в Бразилии, Индии, Южной Африке и в Западной Австралии, расположены на площади таким образом, что возникает предположение о существовании первично единой крупной формации, расчлененной последующими разломами и дрейфом материков.

Итабиритовые формации почти во всех перечисленных случаях подстилаются метаморфическими и вулканическими породами и гнейсовым комплексом основания с ультраосновными интрузиями. Местами они подстилаются безрудными кварцитовой или вулканогенно-карбонатной

формациями.

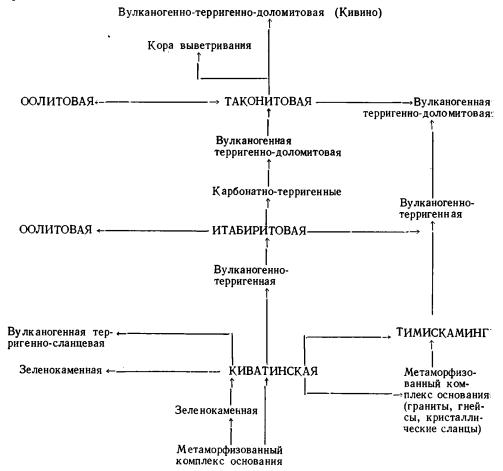
Вверх по разрезу они переходят в мощные вулканогенно-терригенные формации. В Индии и Бразилии в этих формациях преобладают риолиты, кварцевые порфиры и кератофиры, в Австралии—терригенные породы, в Южной Африке формация, кроющая Итабиритовую, становится известково-терригенно-вулканогенной.

Положение доломитово-кремнистой Итабиритовой формации выше вулканогенных и ниже терригенно-вулканогенных формаций напоминает

положение карбонатных толщ в формационных рядах некоторых палеозойских геосинклиналей Европы. Известняковые формации верхнего девона Рейнских сланцевых гор и Гарца залегают выше спилитовых или
спилито-кератофировых и ниже терригенных, содержащих большее или
меньшее количество вулканических пород.

Таконитовая формация, встреченная только в США и Канаде, как было отмечено, во всех случаях ее развития в геосинклиналях оз. Верхнего и Лабрадорской с несогласием залегает на безрудной вулканогенно-терригенно-доломитовой формации нижнего гурона (доломиты Рендвил, Кена, Бед-Ривер; кварциты Стургеон, Сундей и Меснард мощностью до 600 м; ниже чистые кварциты, аркозы, граувакки, сланцы, 150—1600 м).

Местами в этой формации встречаются вулканические породы. В Лабрадорском троге безрудная терригенно-доломитовая формация с большим количеством основных вулканических пород подстилает и перекрывает Таконитовую формацию, а также замещает ее к востоку по горизонтали.



В бассейне Анимики района оз. Верхнего сланцы верхнего гурона (сланцы Тейлор, Мичигамме, Вирджиния и Ров), которые слагают верхнюю часть Таконитовой формации, прорваны многочисленными основными интрузиями и подверглись глубокому выветриванию и эрозии до отложения вышележащих пород. С большим несогласием на верхнегуронской коре выветривания залегает вулканогенно-терригенно-доломитовая безрудная толща Кивино.

Оолитовая формация в Южной Африке, как уже отмечалось ранее «глава VII), связана переходами с доломитово-кремнистой вулканогенной формацией Итабиритового типа, переходя в нее по горизонтали и местами вниз по разрезу.

В остальных, не упоминаемых здесь случаях, необходимы дополнительные исследования и уточнения.

Выше приведена приблизительная схема последовательности и изменения во времени железорудных формаций докембрия. В схеме названия формационных типов приведены без упоминания преобладающих в парагенезе пород, а безрудные смежные формации указаны по главным членам парагенеза формаций.

Стрелки показывают общую тенденцию эволюции железосодержащих формаций.

Смена геосинклинальных железорудных формаций в докембрии от Киватинского типа в архее до Таконитового в среднем и верхнем протерозое напоминает ту последовательность формаций, которая наиболее обычна для отдельных палеозойских и даже мезозойских геосинклиналей. В основании разреза этих геосинклиналей обычно наблюдается инициальная вулканогенная спилито-кератофировая формация. Ей отвечает Киватинская формация. Кверху инициальная вулканогенная формация обычно сменяется карбонатной. Ей отвечает Итабиритовая формация. Выше в разрезах палеозойских геосинклиналей залегает терригенная формация, с которой можно, до некоторой степени, сравнить Таконитовую формацию.

Интересно, что в докембрии железные руды встречаются в формациях, соответствующих различным частям обычного геосинклинального формационного ряда. Связь железистых кварцитов на разных стратиграфических уровнях докембрия с различными типами формаций свидетельствует об эволюции условий образования руд.

Типы формаций докембрия, содержащих железные руды

							таконитовый	оолитовый	
Характерные черты, породы и руды формаций	КИВАТИНСКИЙ (вулканогенно-кремнистые формации)	КИРУНА (порфиро-лептитовые фор- мации)	ЛЕПТИТОВЫЙ (туфо-сланцевые формации)	КРИВОРОЖСКИЙ (кремнисто-сланцевые формации)	ТИМИСКАМИНГ (известково-кремнистые фор- мации)	ИТАБИРИТОВЫЙ (доломитово-кремнистые формации)	(кремнисто-слан	ицевые формации)	
Стратиграфическое положение	Архей	Архей или нижний протеро- зой	Архей или нижний протеро- зой	Верхний архей или нижний протерозой	Верхний архей или нижний протерозой	Нижний и средний протеро- зой	Средний и верхний протеро- зой	Верхний протерозой	
Абсолютный возраст	2,5—3,0—3,5 млрд. лет	1950—2600 млн. лет (около 3000 млн. лет — Кольский полуостров)		1900—2700 млн. лет	2000—2500 млн. лет	1950—2300 млн. лет — Южная Африка; 1100—1300 млн. лет — Брази- лия; 1900—2100 млн. лет — Индия; 1630—1700 млн. лет — Австра- лия	1800—1600 млн. лет	Данные различны: 630—1700 млн. лет— Северная Австралия, 770—1150 млн. лет— Южная Африка	
Тектоническое поло- жение	Переход от «пластичного» со- стояния земной коры к геосин- клинальным системам; «нукле- арная стадия»	прогибы с зачаточными средин-	Такие же прогибы, как при образовании порфиро-лептито- вой формации		Узкие длинные эвгеосинкли- нальные прогибы, троги, раз- вивавшиеся вдоль крупных раз- ломов земной коры	Крупные эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные прогибы	Линейные геосинклинальные прогибы, местами очень большого протяжения (до 3500 км)	Плоские, широкие прогибы, которые одни авторы считают геосинклиналями, а другие — платформами	
Вулканические породы	Преимущественно основные диабазы, базальты; также андезиты, кератофиры, трахиты, риолиты. Много туфов — шальштейнов	фиры, кварцевые порфиры и	лочные; туфы-лептиты преоб- ладают над лавами		ды: диабазы, базальты. Много пирокластики, агломераты.	Основные вулканические породы в зоне развития итабиритов или в соседней фациальной зоне на том же стратиграфическом уровне	вулканических пород с поду-	Основные вулканические породы в соседних зонах	
Масштаб вулканиче- ской деятельности. Со- отношение с рудой	Интенсивный вулканизм. Много стадий активности. При зату-хании образование руд	Интенсивный непрерывный длительный вулканизм. Тесная прямая связь руд с вулканическими породами	Средняя интенсивность. Мень- шая продолжительность. Связь руд с вулканитами различная	Интенсивностъ вулканизма различна. В железорудной серии прослои туфов, редко лав	Интенсивный вулканизм. Пря- мая тесная связь с рудой	Интенсивность вулканизма различна. Связь вулканитов с рудой разная	Вулканизм прерывистый. Руды не всегда прямо связаны с вулканическими породами	Прямой связи с вулканически ми породами нет	
Осадочные породы	Очень мало: яшмы, кремни- стые, карбонатные, хлорито- вые, углисто-пиритовые слан- цы. Прослои мраморов, грау- вакк, брекчий	стые, пиритовые, графитовые и другие сланцы. Редкие про-	товой формации. Различные	цы, филлиты, кварциты, яш-	цы, водорослевые известняки и доломиты с прослоями кремнистого, углистого и пирито-	Много. Мощные толщи доло- митов и известняков, яшмы- Различные кремнистые породы. Филлиты. Тальковые и другие сланцы. Граувакки. Брекчии известняков с Мп рудой	но без грубой кластики, грау- вакки, алевролиты, яшмы, клорит-сидерит-углистые и пи-	Много. Яшмы, темные сланцы, кварциты. Косослоистые песчаники с хлоритовым, сидеритовым и гематитовым цементом	
Мощности формаций, км	От 7 до 12,5	Около 5	2,5-3	Около 5	Немногие километры	От 3—4 до 8	От 1 км (Лабрадорская гео- синклиналь) до 10 км (местами в районе оз. Верхнего)	Первые километры, 2—3 км (?)	
Типы руд и формы рудных тел	Прерывистые, линзообразные иногда чешуеобразные много- пластовые залежи типично слоистых руд с прослоями лав и туфов	стовые протяженные бога-	тые кварциты, чаще небогатые. Иногда переход к массив-	ных железистых кварцитов и	рудный горизонт. Руда мас- сивная и слоистая, жеодистая,	Многочисленные мощные, протяженные богатые железистые кварциты. Итабириты переслаиваются с доломитами, яшмами, туфами	Типичные железистые кварциты с многочисленными слоями ослитовых руд, пизолитов, гранул и сфер с рудными оболочками	Типичные оолитовые руды с прослоями неоолитового сидерита, протяженностью 100—500 км; несколько маломощных горизонтов (6—10 м)	
Минеральный состав руд	Магнетит. Гематит. Первичные карбонаты и силикаты Fe перемежаются с креминстым, углистым и пиритовым материалом	дают. Апатит, силикаты, кар-	Реже силикаты, карбонаты, сульфиды железа. Апатит.	сидерит, силикаты железа, пирит. Немного доломитово-	Гетит. Гематит. Магнетита нет. Кремнистый материал рассеян неравномерно в разной форме. Много титана, до 2% Мл, гибб- сит, каолинит	руды, преобладают первичные окислы железа и марганца.	матита, магнетита, гриналита, хлорита, миннесотоита, стильп- номелана с кварцем и халце-	Хлорит-гематитовые и шамози- товые солиты в хлорит-сидери- товом и гематитовом цементе. Много халцедона, сильное окремнение	
Типичные районы распространения	Канада, США, Африка, Юж- ный Урал, Қазахстан, обоян- ская и михайловская серии ҚМА; метабазитовая серия Украинского массива	полуостров	Центральная Швеция, Кольский полуостров, Карелия	Нажние и средние свиты кур- ской серии КМА и криворож- ской серии Украинского мас- сива	Стип-Рок, Онтарио	Бразилия, Индия, Южная Африка, Южная Льстралия и др.	Район оз. Верхнего, Л абрадор- ский полуостров	Северная Австралия Южная Африка	

Глава десятая

ЭВОЛЮЦИЯ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ФОРМАЦИЙ ДОКЕМБРИЯ

Железные руды докембрия связаны с несколькими вулканогенноосадочными формациями. Они полиформационны (табл. 49; фиг. 57; Формозова, 1971).

Прослеживая изменения во времени различных типов докембрийских формаций, содержащих железные руды, можно отметить определенную направленность их эволюции. Прежде всего это связано с изменением структуры земной коры и интенсивностью вулканизма. Изменение типов руд меняется в зависимости от состава вмещающих пород и глубины бассейна их отложения.

Эволюция железосодержащих формационных типов в докембрии отмечается сменой широко развитых в архее всего мира зеленокаменных и Киватинских формаций карбонатными, а позднее кремнисто-сланцевыми.

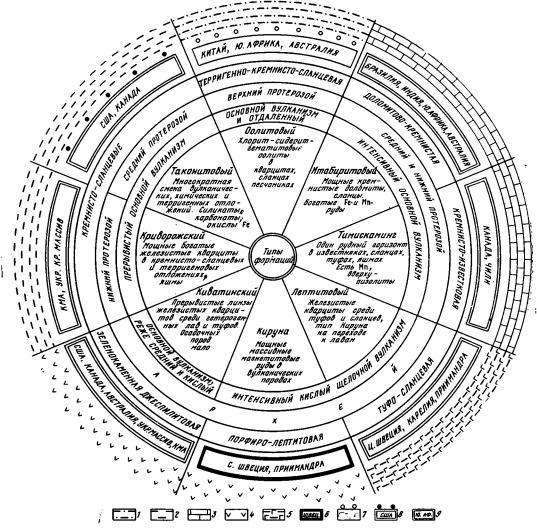
При появлении в раннем докембрии древнейших бассейнов на дне их началось отложение осадков, переслаивающих преобладающие массы вулканических пород. Среди них были слои и линзы первых железистых образований, которые изучены очень мало.

В дальнейшем вулканогенно-осадочные толщи накапливались на океанической коре уже в более глубоких бассейнах. На дне морей и океанов все еще преобладали вулканические продукты: лавы, туфы и продукты их разрушения. Осадочный материал возникал за счет размыва и переноса течениями тех же вулканических пород, образовывавших конусы вулканического рельефа, выступавшие над поверхностью воды. Кислая вода океанов этого времени (рН около 2, по Н. М. Страхову, 1963) содержала растворенные газы: CO₂, HCl, HF, H₂S, SiO₂, а также рудные компоненты: железо, марганец и другие.

В атмосфере преобладал CO_2 ; кислорода было очень мало. Он мог образоваться только за счет диссоциации $H_2O - CO_2$ под действием света (Виноградов, 1959). В это время формировались формации Киватинского типа с железистыми кварцитами, тесно связанными с вулканическими породами. Первичными минералами руд были главным образом сидерит, пирит и реже магнетит, чередующиеся с прослоями вулканогенного кремнезема. Толщи архейских метаморфизованных вулканических пород, с подчиненным количеством осадочных продуктов, достигают мощности $10-15\ \kappa m$, что свидетельствует о длительности и значительной скорости их образования.

Глубоководные вулканические породы, кремнистые сланцы и железистые кварциты характерны для сравнительно однообразного парагенеза пород формаций Киватинского типа, широко развитых на всех континентах.

Формации порфиро-лептитового ряда с мощными толщами кислых вулканических пород формировались позднее и в более ограниченных масштабах. Кислые породы возникали за счет дифференциации основных



Фиг. 57. Схема эволюции докембрийских железосодержащих формаций, связанных с вулканизмом определенного состава и интенсивности

1 — кварциты, сланцы, песчаники; 2 — кремнистые графитово-пиритовые сланцы, граувакки, янимы; 3 — кремнистые доломиты, известняки; 4 — вулканические породы; 5 — лептиты, туфы, сланцы; 6 — массивные руды; 7 — оолитовые руды без железистых кварцитов; 8 — слоистые руды совместно с оолитовыми; 9 — типичные железистые кварциты и итабириты

(базальтовых) магм (Муратов, 1971). К середине архея вода океанов изменила свой состав. Кислые воды нейтрализовались, подвергаясь воздействию сносимых в бассейны карбонатов К, Na, Ca и Mg. Эти карбонаты, а также золи SiO₂ и окислов Fe образовывались на поверхности островов в результате выветривания минералов вулканических пород под действием углекислоты атмосферы (Страхов, 1963). Кислотность воды падала постепенно; в ней начали преобладать хлориды K, Na, Mg и Ca, а также железа, марганца и алюминия.

Аммиак и метан атмосферы окислялись, освобождая азот, который к концу архея заметно вытеснил углекислый газ из воздуха.

В начале второй половины архея (2,9—3 млрд. лет) в широких плоских прогибах земной коры, ограниченных разломами,— протогеосинклиналях— накапливались мощные толщи довольно однообразных вулканогенно-осадочных пород.

К концу архея (2,6—2,5 млрд. лет) в океанах, которые приобрели хлоридно-карбонатный состав, началось отложение карбонатных осадков — CaCO₃, MgCO₃, FeCO₃ и MnCO₃ (доломитов и известняков), переслаивающихся с вулканическими породами.

В это время формировались формации типа Тимискаминг с железны-

ми рудами, содержащими небольшое количество марганца.

Конец архея на территории большинства древних щитов отмечается эпохой складчатости и возникновением первых площадей с континентальной земной корой (остовы древних платформ). В то же время, когда в океанах среди карбонатных и вулканических пород возникали морские железные руды (типа Тимискаминг), на суше образовывались бедные железные руды Агава (район Вермильон в США).

В нижнем и среднем протерозое (этап развития земли, продолжавшийся 1 млрд. лет) заложились и развивались первые настоящие геосинклинали. В нижнем протерозое состав атмосферы и гидросферы мало отличался от архейского. Формации этого времени преимущественно вулканогенно-карбонатные. В нижнем и среднем протерозое во многих странах формировались формации Итабиритового типа с характерныма железо-марганцевыми рудами и мощными толщами кремнистых доломитов.

В эвгеосинклинальных карбонатных формациях (типы Тимискаминг и Итабиритовый) вулканизм оставался еще очень интенсивным. Однако большие мощности и протяженность рудных горизонтов позволяют предполагать в нижнепротерозойских формациях по сравнению с архейскими более длительные промежутки времени затухания вулканической деятельности, благоприятные для спокойного отложения руд.

Парагенез железосодержащих карбонатных формаций усложняется увеличением количества осадочных пород. Лавы и туфы переслаиваются с известняками, доломитами, кремнистыми и кремнисто-карбонатными породами и различными сланцами. Широкое развитие известняков и доломитов указывает на уменьшающуюся глубину бассейна формирования формаций и иные, чем в Киватинском типе, физико-химические условия отложения руд.

В связи с изменением палеогеографических условий осадкообразования руды приобретали более сложный минеральный состав. В них сохранился характерный облик железистых кварцитов (правильная слоистость), но рудные прослои чередуются не только с вулканическими и кремнистыми, а также с карбонатными и марганцевыми горизонтами. Появляется тенденция образования руд на переходе от вулканических пород к осадочным и даже в небольшом удалении от вулканических очагов. Местами появились аномальные текстуры и типы руд (формация Тимискаминг).

В среднем и верхнем протерозое карбонатные формации отступают и железные руды связаны с иным парагенезом пород. Таконитовый тип формаций резко отличен от Итабиритового по парагенезу пород и текстурам руд (см. табл. 50). Большее значение приобретают рудные районы, удаленные от вулканических очагов. Вулканизм по сравнению с Киватинским типом формаций в формациях верхнего протерозоя ослабевает. Местами руды «переходят» из обширных глубоких морей в закрытые или отгороженные барами бассейны с непостоянным уровнем воды и даже мелководные. В связи с этим типы руд и их первичные минералы изменчивы и многообразны. Отсутствие в парагенезе пород известняков способствует более длительной миграции рудных растворов и медленному прерывистому осаждению железа и кремнезема. В формациях Таконитового типа несколько рудных горизонтов. Оолитовые руды перемежаются с железистыми полосчатыми кварцитами и массивными сидеритами. Близость суши, интенсивные тектонические движения обусловили наличие в парагенезе пород конгломератов, брекчий и граувакк.

Итабиритовый тип (нижний протерозой)

Таконитовый тип (средний и верхний протерозой)

- Встречены только в южном полушарии.
- 2. Интенсивный вулканизм. Переслаивание руд с туфами и амфиболитами.
- 3. Преобладают карбонатные породы: доломиты, известняки, мраморы, карбонатные сланцы. Яшмы.
- Железистые полосчатые кварциты итабириты и доломитовые итабириты. Оолитов нет.
- Первичный рудный осадок богат железом. Быстрое его осаждение без длительного переноса растворов.
- Первичные минералы: преимущественно окислы железа, реже карбонаты железа и марганца. Силикатов и сульфидов железа мало или совсем нет.
- Часто встречаются горизонты, сложенные марганцевыми минералами, смешанные железо-марганцевые руды и отдельные марганцевые месторождения.
- 8. Руды первично богаты железом и обогащение их быстрый и незначительный фактор.
- Итабиритовый тип формаций сохранился (с изменениями) до девона включительно.

- 1. Встречены только в северном полушарии.
- Прерывистый вулканизм. Не всегда прямая связь руд с вулканическими породами.
- Преобладают кремнисто-сланцевые породы. Известняков и доломитов нет. Характерно чередование вулканогенных, хемогенных и терригенных отложений.
- 4. Железистые кварциты с широким развитием оолитов и гранул.
- Первичный рудный осадок беден железом, длительная миграция растворов. Медленное накопление, прерывающееся терригенными осадками.
- 6. Первичные минералы: сидерит, гриналит, магнетит, реже окислы железа. Много сульфидов.
- Если встречаются марганцевые минералы, то они обычно распылены в железных рудах и не образуют самостоятельных прослоев.
- 8. Образование богатых руд длительный процесс.
- 9. Аналогичные Таконитовому типу формации в палеозое не встречаются. Имеются сходные лишь с Оолитовым типом формаций позднего докембрия

В конце среднего протерозоя сформировался складчатый кристаллический фундамент древних платформ.

Формации позднего докембрия (Оолитовый тип) приобретают сходство с палеозойскими (см. гл. VII). Они формировались не только в эвгеосинклиналях, но и в миогеосинклиналях. Среди них встречаются руды близвулканические и отдаленные.

Мощность рудных горизонтов в формациях Оолитового типа резко убывает. В районах интенсивного вулканизма принос железа и кремнезема мог быть еще достаточно большим, но условия для отложения руд были менее благоприятными, чем в более древние эпохи. Рудные растворы, мигрируя при частичном осаждении, разубоживались и «размазывались» среди увеличивающихся количеств терригенного материала. В это время истинные железистые кварциты исчезают. Железо и кремнезем под влиянием изменения рН и Еh среды бассейна образуют при осаждении только отдельные гранулы и оолиты, в строении которых принимают участие многие компоненты. Это окислы, гидроокислы, карбонаты, силикаты и сульфиды железа. Оолиты содержат также аутигенный кремнезем, терригенный кварц и глинозем, не говоря уже о других компонентах, встречающихся в малых количествах.

Главные черты эволюции железорудных формаций докембрия заключаются в следующем.

1. От древних (архейских) железосодержащих формаций к верхнепротерозойским интенсивность вулканизма уменьшается.

- 2. Расчленение вулканических областей и уменьшение размеров геосинклиналей влечет за собой увеличение площадей, занятых осадочными породами, и рассредоточивание в них химических компонентов железа и кремнезема.
- 3. С уменьшением интенсивности вулканизма связано уменьшение выноса железа и кремнезема.
- 4. Характер распределения кремнезема в железных рудах докембрия меняется вместе с изменением типов руд.
- 5. Мощные массивные руды типа Кируна и тонкослоистые железистые кварциты древних формаций связаны с вулканическими породами и образовывались в сравнительно спокойных водах глубоких бассейнов. Итабириты встречаются только в вулканогенно-осадочных карбонатных формациях. Верхнепротерозойские оолитовые руды в некоторых районах залегают только среди осадочных пород в удалении от вулканических очагов и формировались в подвижной воде с резко меняющейся глубиной бассейнов осаждения.
- 6. Первичный состав рудных минералов зависит не от геологического времени, а от геохимических условий среды осадкообразования. В каждой из выделенных формаций встречаются или все четыре рудные фации (окисная, карбонатная, силикатная и сульфидная) или только некоторые из них.
- 7. Таким образом, текстуры и состав руд докембрия зависят: а) от интенсивности вулканизма и его состава, б) от преобладания в парагенезе пород карбонатных или кремнистых членов, в) от скорости отложения осадка и г) глубины бассейна осадкообразования.

Именно эти основные критерии эволюционировали в докембрии и продолжали меняться позднее.

От докембрия к палеозою можно отметить следующие черты эволюции рудоносных формаций.

- 1. По сравнению с докембрием в палеозое бассейны формирования железосодержащих формаций сокращаются. Железные руды в палеозое, как и в позднем докембрии, приурочены не только к эвгеосинклиналям, но и к миогеосинклиналям и отлагались на меньших глубинах. Палеогеографические условия отложения руд в палеозое различны: руды образовывались и в центральных частях бассейнов, иногда на больших расстояниях от берега, и в лагунах или отграниченных от моря бассейнах.
- 2. Интенсивность вулканизма, уменьшившаяся в конце протерозоя, вновь увеличивается в среднем палеозое. «Возвращается» разделение формаций, связанных с основным и кислым вулканизмом.
- 3. Железорудные формации с кислыми вулканитами не содержат руд типа Кируна и в девоне становятся частично наземными.
- 4. В палеозое увеличивается образование сульфидных руд железа в связи с кислым вулканизмом.
- 5. В палеозое возрастает роль карбонатных железосодержащих формаций, причем, как и в докембрии, сохраняются кремнисто-карбонатные формации с основным вулканизмом и железо-марганцевыми рудами.
- 6. Сохраняются также кремнисто-сланцевые формации с оолитовыми рудами, связанные с основным вулканизмом. В дальнейшем значение формаций с оолитовыми рудами увеличивается, причем в мезозое они уже не связаны с вулканизмом.
- 7. Истинные железистые кварциты и руды типа Кируна в палеозое не встречаются. В это время возникают лишь отдаленно сходные с железистыми кварцитами руды Алтая, а с типом Кируна руды Лан-Дилль.
- 8. Вместе с уменьшением площадей развития железных руд уменьшаются их мощности и запасы по сравнению с докембрием.

- Белевцев Я. Н. 1964. Металлогения докембрийской геосинклинали Украинского щита.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Белевцев Я. Н., Скуридин С. А. 1957. История формирования пород криворожской серии. — В кн.: Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. М., Госгеолтехиздат.
- Белевцев Я. Н., Фоменко В. Ю. 1969. Состояние проблемы образования железистых пород докембрия и дальнейшие направления их изучения.— В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев, «Наукова думка».
- Бординов И. Н. 1964. Геология Кременчугского железорудного района.— Труды Ин-та геол. наук. АН УССР, серия геол., вып. 14.
- Бордунов И. Н. 1969. Осадочные фации железистых кварцитов Кременчуга.— В кн.:
- Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев, «Наукова думка». Борисов С. Ф., Извеков Э. П. 1961. Новые данные по конгломератам Коробковского месторождения КМА.— Бюлл. НТО комбината КМА-руда и фил. Ин-та горн. дела AH CCCP, № 1 (11).
- Варенцов И. М. 1962. О главнейших марганценосных формациях.— В кн.: Варенцов И. М., Формозова Л. Н. Осадочные руды железа и марганца. М., Изд-во АН СССР (Труды ГИН АН СССР, вып. 70).
- Виноградов А. П. 1959. Химическая эволюция Земли. М., Изд-во АН СССР.
- Гарань М. И. 1956. Протерозой и нижний палеозой Южного Урала. Тезисы докладов на совещании по унификации стратиграфических схем Урала и соотнощению древних свит Урала и Русской платфрмы. Л.
- Геохронология докембрия. 1970. М., «Наука». Гершойг Ю. Г. 1955. Генезис руд Кривого Рога.— В кн.: Геология и генезис руд Кри-
- ворожского железорудного бассейна. Киев, Изд-во АН УССР. Гестил Г., Блейз Р., Ноулс Д. М., Бержерон Р. 1963. Лабрадорская геосинклиналь.— В кн.: Труды ХХІ Международного геологического конгресса, вып. 1. М., ИЛ.
- Глаголев А. А. 1958. Взаимоотношения эгирина и щелочного амфибола в железистых
- жварцитах КМА.— Докл. АН СССР, 119, № 6.
 Глаголев А. А. 1961. Щелочной метаморфизм железистой формации КМА и его температурные фации.— В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М., Изд-во АН СССР.
- Горяннов П. М. 1964. Железистые кварциты Приимандровского района и их формационное положение. Автореф. канд. дисс. Воронеж.
- Горяннов П. М. 1969. Генетические соотношения пород железисто-кремнистых формации Кольского полуострова. В кн.: Проблемы образования железистых по-
- род докембрия. Киев, «Наукова думка». Гузенко Г. Ф., Доброхотов М. Н. 1964. Белозерская железисто-кремнистая формация и ее сопоставление с аналогичными формациями других районов Приднепровья.-В кн.: Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. М., «Недра».
- Гусельников В. Н. 1969. О вулканогенном происхождении кварцитов в КМА.—В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев, «Наукова думка».
- Доброхотов М. Н. 1958. Некоторые вопросы геологии докембрия КМА.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Центральных районов Европейской части СССР, вып. 1. М.
- Доброхотов М. Н. 1959. Геология железисто-кремнистых формаций Кременчугского района (Днепрово-Донецкая впадина).— В кн.: Геология железисто-кремнистых
- формаций Украины. Киев, Изд-во АН УССР. Доброхотов М. Н. 1961. Геология докембрия Курской магнитной аномалии.— Сов. геол., № 11.
- Доброхотов М. Н. 1967. Схема стратиграфии докембрия Украинского щита.— Сов. геол.,
- **Дю-Тойт А.** 1957. Геология Южной Африки. М., ИЛ.
- Ермаков В. К. 1959. О составе и генезисе железистых кварцитов в докембрийских отложениях западного склона Южного Урала.— Труды Горно-геол. ин-та Урал. фил.
- АН СССР, вып. 40. Ермаков В. К. 1966. Железистые кварциты Урала и юга Центральной Сибири. Автореф. докт. дисс. Казань.
- Жуков Г. В. 1962. Осадочные и вулканогенные формации нижнего протерозоя Украины и закономерности размещения в них полезных ископаемых. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 5. М., Изд-во АН СССР.

Зайцев Ю. С. 1963. Стратиграфия Курской метаморфической серии Белгородского железорудного района КМА. В кн.: Материалы по региональной стратиграфии

СССР. М., Госгеолтехиздат. Заищев Ю. С. 1964. Результаты геологического картирования докембрия Белгородского железорудного района КМА. В кн.: Геология и полезные ископаемые цен-

трально-черноземных областей. Воронеж, Изд-во Воронежск. ун-та.

Зайцев Ю. С. 1966. Михайловская серия Белгородского железорудного района и некоторые вопросы стратиграфии докембрия Воронежской антеклизы.— В кн.: Труды 3-го совещания по проблемам изучения Воронежской антеклизы. Воронеж, Изд-во Воронежск. ун-та.
Зенкевич Н. Л. 1970. Атлас фотографий дна Тихого океана. М., «Наука».

Илларионов А. А. 1965. Петрография и минералогия железистых кварцитов Михайловского месторождения Курской магнитной аномалии. М., «Наука».

Каляев Г. И. 1964. Схема стратиграфии Большого Кривого Рога на основании формационных критериев. Геол. журн. АН УССР, 36, вып. 3.

Каляев Г. И. 1969. Генетические типы джеспилитовых формаций и их тектоническое положение на Украинском щите. В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев, «Наукова думка».

Кинг Ф. 1961. Геологическое развитие Северной Америки. М., ИЛ.

- Клагиш Б. Д. 1959. О магнетито-карбонатных рудах в толще железистых кварцитов Курской магнитной аномалии.— Геол. рудных м-ний, № 2.
- Котляр В. Н. 1953. О генезисе железных руд Кривого Рога. Горн. журн., № 12. Котляр В. Н. 1964. Замечания по поводу стратиграфической схемы Большого Кривого

Рога.— Геол. журн. АН УССР, 24, вып. 3. Кришнан М. С. 1954. Геология Индии и Бирмы. М., ИЛ.

Кришнан М. С. 1963. Стратиграфия докембрия Индии.— В кн.: Труды XXI Междуна-

родного геологического конгресса, вып. 1. М., ИЛ.

Ладиева В. Д. 1959. Геология Конкского района Украины.—В кн.: Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Киев, Изд-во АН УССР.

Ладиева В. Д. 1964. Катархейские осадочно-вулканогенные формации Конкско-Белозер-

ской зоны — Геол. журн. АН УССР, 24, вып. 1.

Ладиева В. Д., Зейдес Б. Б., Ветштейн В. Е. 1963. Катархейский возраст пород Конкско-Белозерской зоны.— В кн.: Труды XI сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций АН СССР, М., Изд-во CCCP.

Мазарович А. Н. 1951—1952. Основы региональной геологии материков, ч. 1—2. М., Изд-во МГУ.

Макухина А. А. 1959. Геология железисто-кремнистых формаций Верховцевского района. — В кн.: Геология железисто-кремнистых формации Украины. Киев, Изд-во АН УССР.

Марков М. С. 1959. Джеспилитовые формации вулканогенно-кремнистого ряда в Карсакпайском синклинории. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 2. М., Изд-во АН СССР.

Марков М. С. 1962. Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии (Канадский щит). — В кн.: Геология и петрология докембрия. М., Изд-во АН СССР (Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та, серия геол., вып. 5).

Муратов М. В. 1971. Ранние эры в истории Земли. — Природа, № 11.

Овчинников Л. Н. 1958. К вопросу определения абсолютного возраста рудных место-

рождений Урала.— Геохимия, № 6.

Павловский Е. В. 1962. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. — В кн.: Геология и петрология докембрия. М., Изд-во АН СССР (Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та, серия геол., вып. 5).

Плаксенко Н. А. 1966. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления

в докембрии.— Воронеж, Изд-во Воронежск. ун-та.

Плаксенко Н. А., Грибков Л. П., Тулупов В. А. 1966. К стратиграфии докембрия юга Воронежской области.— В кн.: Труды 3-го совещания по проблемам изучения Воронежской антеклизы. Воронеж, Изд-во Воронежск. ун-та.

Полищук В. Д. 1964. Основные черты геологического строения и истории геологического формирования докембрия К.М.А.— В кн.: Геология и полезные ископаемые центрально-черноземных областей. Воронеж, Изд-во Воронежск. ун-та.

Половинкина Ю. И. 1955. Тальковые сланцы Кривого Рога, их генезис и стратиграфическое значение. — Материалы ВСЕГЕИ, вып. 4, петрогр. сб., № 1.

Половко Н. И., Грицков Я. М. 1959. Геология железисто кремнистых формаций Правобережного района.— В кн.: Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Киев, Изл-во АН УССР.

Салоп Л. И. 1970. Пересмотр геохронологической шкалы докембрия (статьи 1, 2).— Бюлл. МОИП, отд. геол., 45, № 4, 5.

Сапожников Д. Г., Кавун В. И., Калинин В. В., Рожков М. Н. 1961. Особенности распределения железа и марганца на Караджальском месторождении. — Геол. рудных м-ний, № 4.

Семененко Н. П. 1955. Вводная статья. В кн.: Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна. Киев, Изд-во АН УССР.

Семененко Н. П. 1959. Железисто-кремнистые формации, их состав и положение в средней части кристаллического массива.— В кн.: Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Киев, Изд-во АН УССР.

Семененко Н. П. 1961. Геохронологическая шкала докембрия по материалам АН УССР.— В кн.: Труды X сессии Комиссии по определению абсолютного возраста

геологических формаций АН СССР. М., Изд-во АН СССР.

Семененко Н. П. 1970. Межконтинентальная корреляция докембрия. — В кн.: Геохронология · докембрия. М., «Наука».

Семихатов М. А. 1964. К проблеме протерозоя.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2. Сиворонов А. А., Макаров В. Н. 1966. Состав и формационные особенности низов верхних свит криворожской и курской серий.— Вестн. Львовского ун-та, серия теол., вып. 4.

Смирнов Г. А., Смирнова Т. А. 1948. Железистые кварциты в разрезе протерозоя на Среднем Урале.— Докл. АН СССР, 61, № 2.

Соколова Е. А. 1958. Об условиях формирования отложений верхнего девона и нижнего карбона и связанных с ними железо-марганцевых руд в Джаильминской муль-

де.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.

Соколова Е. А., Ботвинкина Л. Н. 1965. Опыт фациального анализа рудоносных вулканогенно-осадочных отложений.— В кн.: Рудоносные вулканогенно-осадочные

формации геосинклиналей. М., «Наука». (Труды ГИН АН СССР, вып. 141). Страхов Н. М. 1947. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 73, серия геол., № 2.

Страхов Н. М. 1963. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. — М., Госгеол-

Точилин М. С. 1963. Происхождение железистых кварцитов.— М., Госгеолтехиздат.

Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. 1966. Докембрийская геохронология материков. М., «Недра».

Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. 1970. Докембрийская геохронология материков. Изд. 2-е. М., «Недра».

Уилсон М. Е. 1968. Докембрий Канады (Канадский щит).— В кн.: Докембрий Ка-

нады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. М., «Мир». Формозова Л. Н. 1962. Условия образования оолитовых железных руд в нижнем палеозое и докембрии.— В кн.: Варенцов И. М., Формозова Л. Н. Осадочные руды железа и марганца. М., Изд-во АН СССР. (Труды ГИН АН СССР, вып. 70).

Формозова Л. Н. 1965. Генезис и формационный характер докембрийских руд Северной Швеции. В кн.: Рудоносные вулканогенно-осадочные формации геосинклина-

лей. М., «Наука». (Труды ГИН АН СССР, вып. 141).

Формозова Л. Н. 1968. Закономерности образования вулканогенно-осадочных железных руд.— В кн.: Осаджообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. Т. 2. Полезные ископаемые. М., «Наука». (Труды ГИН АН СССР, вып. 196)

Формозова Л. Н. 1971. Типы формаций докембрия, содержащих железные руды.— Литология и полезн. ископ., № 5.

Херасков Н. П. 1967. Тектоника и формации. М., «Наука». Чайкин С. И. 1958. Геология Яковлевского месторождения, ресурсы и перспективы Белтородского железорудного района.— Материалы по геологии и полезным иско-паемым центральных районов Европейской части СССР, вып. 1. М. Чайкин С. И. 1959. Новые данные по геологии и структуре кристаллического фундамен-

та Белгородского железорудного района.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Центральных районов Европейской части СССР, вып. 2. Калуга.

Чернов В. М. 1964. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. М.— Л., «Наука».

Чернов В. М., Инина К. А., Горьковец В. Я., Раевская М. Б. 1970. Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии.-- Труды Ин-та геол. Карел. фил. АН СССР, вып. 5.

Чернов В. М., Стенарь М. М. 1961. Железорудные формации Карелии и их сопоставление с формациями Балтийского и Украинского кристаллических щитов.— В кн.: Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск, Кн. изд-во.

Шатский Н. С. 1954. О марганценосных формациях и металлогении марганца.— Изв.

АН СССР, серия геол., № 4. Шатский Н. С. 1955. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей.— В кн.: Совещание по осадочным породам, вып. 2. М., Изд-во АН СССР. Шатский Н. С. 1960. Парагенезы осадочных и вулканогенно-осадочных пород и фор-

маций.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5. *Шатский Н. С.* 1965. Избранные труды, т. 3. Геология формаций и осадочные по-

лезные ископаемые. М., «Наука». Шнейдерхен Г. 1958. Рудные месторождения. М., ИЛ.

Adams F. C. 1911. Iron formation of the Cuyuna range.— Econ. Geol., 6, N 1, 2 Aldrich H. R. 1929. The geology of the Gogebic iron range of Wisconsin.—Bull. Wisc. Geol. Nat. Hist. Surv., 71.

Allen R. C. 1920. Correlation of formations of Huronian group in Michigan.—Trans. Amer. Inst. Min. and Metallurgy, 63.

- Bäckström H. 1904. Om Ekströmsbergs och Mertainens jernmalmfälts geologi. Geol. fören. i Stockholm. forhändl, 26.
- Barbosa O. 1949. Menério de ferro no Brazil.— Mineração e metal, 14, N 82.
- Barbosa O. 1956. Manganese at Urucum, State of Mato Grosso, Brazil.—In: Symposium sobre yacimientos de manganeso. XX Congr. geol. internac. T. 3. Mexico.

 Bateman A. M. 1942. Magma and ores.—Econ. Geol., 37.
- Bateman A. M. 1951. The formation of late magmatic oxide ores. Econ. Geol., 46.
- Bergeron R. 1957. Late Precambrian rocks of the north shore of the St. Lawrence River and Mistassini and Otish Mountains areas, Quebec.—Roy. Soc. Canada. Spec. publ.,
- Blondel F. 1955. Les types de gisements de fer.—Chroniques mines colon., 23, N 231. Borchert H. 1960. Genesis of marine sedimentary iron ores.—Bull. Inst. Min. and Me-
- tallurgy, N 640.

 Broderick T. M. 1920. Detail stratigraphy of the Biwabik iron formation East Mesabi district, Minnesota. - Econ. Geol. (1919), 14, N 6.
- Brown D. A., Campbell K. S. W., Crook K. A. W. 1968. The Geological evolution of Australia and New Zealand. Pergamon Press.
- Bruce E. L. 1945. Pre-Cambrian iron formations.- Bull. Geol. Soc. America, 56, N 6. Cloud P. E., Gruner J. W., Hagen H. 1965. Carbonaceous rocks of the Soudan Iron Formation (Early Precambrian).— Science, 148, N 3678.
- Collins W. H., Quirke T. T., Thomson E. 1926. Michipicoton iron range, Canada.— Mem. Geol. Surv. Canada, N 147.

 Derby E. L. 1909—1910. The iron ores of Brazil.— In: The iron ore resources of the World.
- XI Internat. Geol. Congr., v. 2. Stoskholm.
- Derby E. L. 1929. Geology of ores on the Marquette range.—Mineral. Congr. J., 15. Dorr J. V. N. II. 1964. Supergene iron ores of Minas-Gerais, Brazil. - Econ. Geol., 59, N 7.
- Dorr J. V. N. II. 1965. Nature and origin of the highgrade hematite ores of Minas-Gerais,
- Brazil.— Econ. Geol., 60, N 1.

 Dorr J. V. N. II, Barbosa A. L. 1963. The geology and ore deposits of the Itabira district,

 Brazil.— U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, N 341-C.

 Dorr J. V. N. II, Coelho J. C., Horen A. 1957. The manganese deposits of Minas-Gerais,
- Brazil.— In: Symposium sobre yacimiectos de manganeso. XX Congr. geol. internac. T. 3. Mexico.
- Dunn J. A. 1935. The origin of iron cres in Singhbhum, India.—Econ. Geol., 30, N 6. Dunn J. A. 1937. Mineral deposits & Eastern Singhbhum. - Mem. Geol. Surv. India,
- Dunn J. A. 1941. The origin of banded hematite ores in India.— Etbn. Geol., 36, N 4. Ebert H. 1957. Beitrag zur Gliederung des Precambrius in Minas-Gerais.— Geol. Rundschau, 45, H. 3.
- Edwards A. B. 1936. The iron ores of the Middleback Ranges South Australia.— Proc. Austral. Inst. Mining and Metallurgy, n. s., N 102.
- Edwards A. B. 1951. Manganiferous dolomite and related rocks from the Middleback ranges.—C. S. J. R. O. Report 482. Forest Prod. Newsletter. Melbourne.
- Edwards A. B. 1955. The geology and iron ore resources of the Middleback range area.—
- Bull. Geol. Surv. South Austral., N 33.

 Edwards A. B. 1959. Oolitic iron formations in Northern Australia.—Geol. Rundschau,
- Fermor L. L. 1909. The manganese. Ore deposits of India.— Mem. Geol. Surv. India, 37. Forman F. G. 1953. The geological structure of shield in Southern Western Australia in relation to mineralization.— in: 5-th Empire Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, v. 1. Geology of Australians ore deposits. Melbourne.

 Freyberg B. 1932. Ergebnisse geologischer Forschungen in Minas-Cerais, Brazilien.—
- Neues Jahrb. Mineral. Geol. und Paläontol., Sonderband, 2, H. 11.
- Gair J. E. 1963. Geology and ore deposits of the Nova Lima and Rio Acima quandrangles, Minas Gerais, Brazil.— U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, N 341-A.
 Gastil G., Knowles D. M. 1960. Geology of the Wabush Lake area Southwestern Labra-
- dor and Eastern Quebec, Canada. Bull. Geol. Soc. America, 71, N 8.
- Geijer P. 1931. The iron ores of the Kiruna type.— Sver. geol. undersökn. Abh., Ser. C. N 367.
- Geijer P. 1957. Herkunft der quarzgebänderten Eisenerze. Eine Übersicht der Problem-
- lage.— Neues Jahrb. Mineral., Abh. 91.

 Gill J. E. 1927. Origin of the Gunflint iron bearing formation.— Econ. Geol., 22, N 7. Goodwin A. M. 1956. Facies relations in the Gunflint iron formation.— Econ. Geol.,
- Goodwin A. M. 1962. Structure, stratigraphy and origin of iron formation Michipicotenarea, Algoma district, Ontario, Canada.—Bull. Geol. Soc. America, 73, N 5.
- Gowett G. J. S. 1966. Origin of banded iron formations.— Bull. Geol. Soc. America, 77, N 11.
- Gross G. A. 1965. Geology of iron deposits in Canada, v. 1. Ottawa, Geol. Surv. Canada.
- Econ. geol. Rept., N 22.

 Gross G. A. 1968. Geology of iron deposits in Canada, v. 3. Iron range of the Labrador geosyncline.— Ottawa, Geol. Surv. Canada. Econ. geol. Rept, N 22.

Grout F. F., Gruner J. W., Schwartz G. M., Theil G. A. 1951. Precambrian stratigraphy in Minnesota. - Bull. Geol. Soc. America, 62.

*Grout F. F. 1919. Nature and origin of the Biwabik ironbearing formation of the Mesabi

district, Mennesota.— Econ. Geol., N 14. Grout F. F., Wolff J. E. 1955. The geology of the Cuyuna district. Bull. Minnesota Geol. Surv., 36.

Gruner J. W. 1922. Biwabik iron formation.— Econ. Geol., 17.

Gruner J. W. 1926. The Soudan formation and a new suggestion to the origin of the Vermilion iron areas.— Econ. Geol., 21, N 7.

Gruner J. W. 1944. The composition and structure of minnesotoite and stilpnomelane.-Amer. Mineralogist, 29.

Gruner J. W. 1946. Mineralogy and geology of the Mesabi range, Minnesota.— In: Iron range Res. Rehabilit. St. Paule Mine., Minnesota.

Gruner J. W. 1956. The Mesabi range, Minnesota.— In: Guidebook for field trips. Field

trip N I. Minnesota, Geol. Soc. America.

Gubert J. K., Strauss C. A., Boardman L. G. 1952. Iron ore in the Union of South Africa and in South West Africa.— In: Symposium sur les gisements de fer du monde. XIX Congrès géol. Internat., t. 11. Alger.

Guild P. W. 1953. Iron deposits of the Congonhas district, Minas-Gerais, Brazil.— Econ.

Geol., 48, N 8.

Guimareas D. 1951. Argri-Brazil e sua evalução geológica.— D. N. P. M. Div. Fom. Boi., 88.

Hackman V. 1925. Porkonen-Pahtavaaren rautamalmikentän geologista.—Geol. Techn. Paper, Geol. Surv. Finland, N 39.

Harder H. 1963. Uber die Entstehung der Quartzbändererze (Itabirite).-- Neues Jahrb. Mineral., 12.

Harder E. C., Chamberlen R. T. 1915. The geology of Central Minas-Gerais, Brazil. J. Geol., 23.

Harder E. C., Johanston A. W., 1918. Preliminary report on the geology of East-Central Minnesota, including the Guyuna iron ore district.—Bull. Minnesota Geol.

Harrison J. M. 1953. Iron formation of Ungava Peninsula. Canada.—In: Comptes rendus de la 19 session Congr. géol. internat. Alger, 1952, Fasc. 10.

Heron A. M. 1953. The geology of Central Rajputana. — Mem. Geol. Surv. India, 79. Hicks H. S. 1950. Geology of the iron deposits of Steep Rock Iron Mine limited.—Precambrian, 23, N 5.

Holland T. H. 1907. Geology of India.—Trans. Mining, Geol. Inst. India, 1, N 47. Hough J. L. 1958. Fresh-water environment of deposition of Precambririan banded iron formations.- J. Sediment. Petrol., 28, N 4.

Huber N. K. 1959. Some aspects of the origin of the ironwood iron-formation of Michigan

and Wisconsin.— Econ. Geol., 54, N 1.

Hudson S., Dunkin H. H. 1952. Iron ore in South Australia.— Mining Mag., 86, N 1. James H. L. 1951. Iron formation and associated rocks in the Iron River district, Michigan.— Bull. Geol. Soc. America, 62, N 3.

James H. L. 1952. Zones of regional metamorphism in the Precambrian of Northern Michigan.—Bull. Geol. Soc. America, 66, N 12.

James H. L. 1954. Sedimentary facies of the iron formations.—Econ. Geol., 49, N 3.
James H. L., Dutton C. E., Pettijohn F. J., Wier K. L. 1968. Geology and ore depostis of the Iron-River-Crystall-Falls district. Iron County, Michigan.—Geol. Surv. Profess. Paper, N 570.

Johansson H. 1911. Die Eisenerzführende-Formation in der Gegend von Grängesberg.— Geol. fören. i Stockholm förhandl., 32, Del. 1, N 268.

Jolliffe A. W. 1955. Geology and iron ores of Steep Rock Lake. - Econ. Geol., 50, N 4. Jolliffe A. W. 1966. Stratigraphy of the Steeprock Group Steep Rock Lake, Ontario.— In: Precambrian Sympos. Toronto. Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper, N 3.

Jones H. C. 1934. Iron ore deposits of Bihar and Orissa.— Mem. Geol. Surv. India, 63, N 2.

Kaitaro S. 1949. Über den Charakter der Eisenerzführenden Jaspisquartzite von Porkonen-Pachtavaara in Kitilla.— Bull. Commiss. géol. Finlande, N' 144.

Karunakaran C. 1956. Manganese ore depostis of Mysore, India.-- In: Symposium sobre yacimientos de manganeso. XX Congr. geol. internac., t. 4, Asia y Óceania, Mexico. Krishnan M. S. 1960. Pre-Cambrian stratigraphy of India.— In: Report of the Twenty-

First Session Internat. Geol. Congr. Norden, pt 9. Copenhagen. Kupferburger W., Boardman L. G., Bosh P. R. 1956. New considerations concerning the manganese ore deposits in the Postmasburg and Kuruman areas Northern Cape Province. Union of South Africa.— In: Symposium sobre yacimientos de manganeso.

XX Congr. geol. internac., t. 2, Mexico.

Landergren S. 1948. On the geochemistry of Swedisch iron ores.— Sver. geol. undersökn, Årsbok Ser. C. 42, N 696.

Launay L. de. 1913. Traité de métallogénie gites minéraux et metalliferes. T. 2. Paris.

Lawson A. C. 1912. The geology of Steep-Rock Lake, Ontario.— Mem. Geol. Surv., Canada, 28.

Leith C. K. 1927. Lake Superior Precambrian.—Bull. Geol. Soc. America, 40, N 2.

Leith C. K., Harder E. C. 1911. Hematite ores of Brazil and Lake Superior.—Econ.

Geol., 6, N 7.

Leith C. K., Lund R. J., Leith A. 1935. Precambrian rocks of the Lake Superior region.— U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, N 184.

Liddy J. C. 1968. The Jaspillite iron ores of Australia.— Econ. Geol., 63, N 9.

MacGregor A. M. 1951. Some milestones in the Precambrian of Southern Rodesia.— Trans. and Proc. Geol. Soc. Sci., Africa, 54, N 27.

MacGregor A. M. 1953. Precambrian formations of tropical South Africa.—In: Comptes rendus 19 session Congr. geol. internat., Alger, 1952, fasc. 1.

Marmo V. 1958. On the theory of exhalative-sedimentary ores.— Geol. fören. i Stockholm

förhandl., 80, h. 3, N 494. Miccola A. 1945. The Vanajoki Iron Ore in Tervola, Northern Finland.—Bull. Commiss. géol. Finlande, N 140.

Midley H. G. 1951. Chalcedony and flint.— Geol. Mag., 88.

Miles K. R. 1954-1955. The geology and iron ore resources of the Middleback range

area. - Bull. Geol. Surv. South Australia, N 33.

Miles K. R., Rudd E. A. 1953. Iron ores of the Middleback range South Australia.— In: Geology of Australians ore deposits. 5-th Empire Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, v. 1. Melbourne.

Moore E. S. 1948. Structure of the Michipicoton-Gourdreau area.— In: Structural geology of Canadian ore deposits. Montreal, Canad. Inst. Mining and Metallurgy.

Oelsner O. 1961. Zur genese der nord- und mittelschwedischen Eisenerzlagerstätten.— Geologie, 10, H. 6.

Oliveria A. G. 1956. Brazil.— In: Handbook of South America Geology. N. Y. Geol. Surv. America Mem., M-65.

Owen H. B., Whitehead S. 1965. Iron ore deposits of Iron Knob in the Middleback Ranges.—8 Cwelth Mining and Metallurgical Congress Australia, v. 1. Melbourne. Park C. F., Dorr J. W., Guild P. W., Barbosa A. L. 1951. Notes of the manganese ores of

Brazil.— Econ. Geol., 46, N 1.

Pascoe S. M. 1957. Stratigraphy Quirke-Elliot Lake sector, Blind River area, Ontario.— In: The Proterozoic in Canada. (Roy. Soc. Canada, Spec. publ., N 2)

Percival F. G. 1931. The iron ores of Noamundi India.—Trans. Min. Geol. Inst., India, 26, N 3.

Pichamuthu C. S. 1947. Some aspects of Dharwar geology. With special reference to Mysore State.— Proc. 34 Indian Sci. Congr. (Press Addr. Geol. Sect.).

Pichamuthu C. S. 1963. The «Darwar system» and its position in the Indian Precam-

brian.— J. Geol. Soc. India, 4, N 79.

Pomerene J. B., Dorr J. V. 1964. Geology and ore deposits of the Belo-Horizonte, Itabirite and Macacas Quandrangles Minas-Gerais, Brazil.— Econ. Geol., 59, N 7.

Prasad-Rao G. H., Munty Y. G. 1956. Manganese ore deposits of Orissa and Bihar, India - In: Symposium sobre yacimientos de manganeso. XX Congr. geol. internac., t. 4, Mexico

Rao B. Rama. 1940. The Arhaean complex of Mysore.— M. G. D. Bull., 17.

Roberts H. M., Bartley M. W. 1943. Replacement hematite deposits Steep-Rock Lake,

Ontario.—Trans. Canad. Inst. Mining and Metallurgy, 46.

Rourke J. E. 1957. Stratigraphy of the Rio de Pedras and Gandarella Quandrangles, Minas-Gerais, Brazil.—Doc. Diss. Univ. Wisconsin.

Royce S. 1936. Geology of the Lake Superior iron deposits.—Proc. Lake Superior Min. Inst. 29; Mining Congr. J., 22, N 3.

Rubey W. W. 1951. Geologic history of sea water.—Bull. Geol. Soc. America, 62.

Saune P. 1956. The geology of the east-half of the Gerid Lake area New Quebec Cana-

Sauve P. 1956. The geology of the east-half of the Gerid Lake area New Quebec, Canada. Maryland Univ. Hopkins.

Schmidt R. G. 1963. Geology and ore deposits of the Cuyuna range, Minnesota. — Geol. Surv. Profess. Paper, N 407. Schneiderhöhn H. 1955. Erzlagerstätten. 3 Aufl. Jena, Fischer.

Schwelgart H. 1965. Genesis of the iron ores of the Pretoria series, South Africa. - Econ. Geol., 60, N 2.

Sikka D. B. 1963. Banded hematite quartzite of Bihar and Orissa.— M. P. Mineral Markets, 2, N 1.

Sikka D. B., Rouce J., Nehru C. E. 1964. Geosynclines in the Precambrian of India, New Dehli.

Simmons G. C. 1968. Geology and mineral resources of the Barao de Cocais area, Minas-Gerais, Brazil.— Geol. Surv. Profess. Paper, N 341-H.

Smith W. E. 1960. The siliceous constituents of chert.—Geol. en mijnbouw, N 1.

Spencer E., Percival F. 1952. The structure and origin of the banded hematite jaspers of

Singhbium India.— Econ. Geol., 47, N 4.

Spencer G. H. J. 1958. The role of interstitial and combined waters in the development of Lake Superior iron ores (abs.).— In: Institute of Lake Superior Geology, Minneapolis, Univ. Min. Center Continuation Study.

Spurr J. E. 1894. The iron bearing rocks of the Mesabi range in Minnesota.—Bull. Minnesota Geol. Surv., 10.

Stow G. W. 1874. Quart. J. Geol. Soc., N. 581.
Straczek I. A., Narayanswanie S., Shukla K. D., Vemban N. A., Chakravarty S. C., Subramanyan M. R., Venkatesh V. 1956. Manganese ore deposits of Madhya Pradesh. India.— In: Symposium sobre yacimientos de manganeso. XX Congreso geologico-Internacional, T. 4. Mexico.

Straczek J. A., Subrama M. R., Vemban S. 1964. Manganese ore deposits of Madhya Pradesh, India.— XXII Geol. Congr.

Strauss C. A. 1946. Notes in the microscopic features of the magnetic iron ores of the

Bushveld Complex.— Trans. Geol. Soc. Sci. Africa, 49.

Stubbins I. B., Blais R. A., Zaiac S. I. 1961. Origin of the soft iron ores of the Knob Lake Range.— Trans. Canad. Inst. Mining and Metallurgy, 64.

Swanson C. O. 1930. Report on the portion of the Marquette range covered by the Michigan Geological Survey in 1929. Michigan, Geol. Surv.

Tanton T. L. 1931. Iron formation at Gravel Lake, Thunder Bay district, Ontario, Ca-

nada.— Geol. Surv. Summ. Rept, mèm. N 167. Tanton T. L. 1946. The iron ore at Steep-Rock Lake.—Trans. Roy. Soc. Canada, ser. 3,

40, N 4. Tanton T. L. 1948. New Helen mine.—In: Structural geology of Canadian ore deposits.—Montreal Canad. Inst. Mining and Metallurgy, M-422.
Tanton T. L. 1950. The origin of iron range rocks.—Trans. Roy. Soc. Canada sect. 4, ser. 3, 44.

Theil G. A. 1927. Geology of the Cuyuna Range.— Bull. Geol. Soc. America, 38, N 4. Tylor S. A. 1948. Itabirite of Minas-Gerais, Brazil.— J. Sediment. Petrol., 18, N 1—3. Van Hise Ch. R., Leith C. K. 1911. Geology of the Lake Superior region.— U. S. Geol. Surv. Monogr., 52.

Villiers J. 1956a. The manganese deposits of the Union of South Africa.— In: Symposium sobre yacimientos de manganeso. (XX Congreso geologica Internacional). T. 2. Mexico.

Villiers J. 19566. Manganese ores in India.—In: Symposium sobre yacimientos de manganeso (XX Congreso geologico Internacional). T. 4. Mexico. Wadia D. N. 1953. Geology of India. 3 ed. London, Macmilan.

Wagner P. A. 1928. The fron deposits of the Union of South Africa.— Mem. Geol. Surv. S. Africa, 26.

Wallace R. M. 1965. Geology and mineral resources of the Pico de Itabirito district, Minas-Gerais. Brazil.— Geol. Surv. Profess. Paper, N 341-F.

White D. A. 1954. The stratigraphy and structure of the Mesabi range, Minnesota.—

Bull. Minnesota Geol. Surv., 38.

Wilson M. E. 1956. Early Precambrian rocks of the Timiskaming region, Quebec and Ontario, Canada.—Bull. Geol. Soc. America, 67, N 10.

Wilson M. E. 1958. Precambrian classification and correlation in the Canadian Schield.— Bull. Geol. Soc. America, 69, N 6.

Winchell H. V. 1893. The Mesabi iron range.— Minnesota Geol. Surv. Annual Rept, 20. Wolnough W. G. 1941. Origin of banded iron deposits.— Econ. Geol., 36, N 5.

Zapffe C. 1930. Cuyuna stratigraphy. Proc. Lake Superior Min. Inst., 28. Zapffe C., Barrows W. A. 1912. The iron ores of the South range of the Cuyuna district, Minnesota.— Bull. Amer. Min. Inst. Engrs. Trans., 44.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Глава первая	
Киватинский тип (вулканогенно-кремнистые формации)	11
1. Общие замечания	11
	13
а) Район Мичипикотен (Канада)	14
2. Канада и США	18
3. Финляндия	19
4. Юг Русской платформы	20
а) Район Курской магнитной аномалии	21
б) Украинский кристаллический щит	24
5 Южный Урал	$\frac{1}{26}$
5. Южный Урал	28
6. Индия	$\overline{29}$
	31
8. Африка	32
9. Бразилия	$\frac{32}{32}$
10. Характерные черты формаций Киватинского типа	32
Глава вторая	
Типы Кируна и Лептитовый	34
••	34
1. Порфиро-лептитовые формации 2. Лептитовые формации	35
2. Исптитовые формации	00
Глава третья	
•	36
Тип Тимискаминг (известково-кремнистые формации)	
1. Стип-Рок (Канада)	36
2. Характерные черты формаций типа Тимискаминг .	42
Глава четвертая	
Криворожский тип (кремнисто-сланцевые формации)	43
1. Район Курской магнитной аномалии	43
2. Украинский кристаллический массив	$\frac{\hat{45}}{45}$
3. Характерные черты формаций Криворожского типа	49
о. Ларактерные черты формации криворожского типа	40
Глава пятая	
Итабиритовый тип (доломитово-кремнистые формации)	50
•	
1. Общие замечания	50
2. Бразилия	53
Строение Итабиритовой формации	53
2. Бразилия	58
марганцевые итабириты и марганцевые руды	60
3. Южная Африка	63
Положение и распространение формации Итабиритового типа .	63
Свита Грикватаун в районе Постмасбурга	67
Свита Грикватаун в районе Постмасбурга	70
Железо-марганиевые и марганиевые руды района Постмас-	. 0
fypr	72
6ypr	76
4. Индия 5. Западная и Южная Австралия	91
о. Западная и Южная Австралия	100
у, дарактерные чепты формации итариритового типа	700

Глава шестая Таконитовый тип (кремнисто-сланиевые формации) .	101
1. Общие замечания 2. США — район оз. Верхнего а) Айрон-Ривер — Кристел-Фелс (птаты Висконсин и Мичигап) 6) Куюна (штат Минпесота) 3. Канада а) Район Гунфлинт (Онтарио) 6) Лабрадорская геосинклиналь (Унгава) в) Район оз. Вабуш (Квебек) 4. Характерные черты формаций Таконитового типа	101 109 109 119 126 126 128 134 139
Глава седьмая Оолитовый тип (кремнисто-сланцевые формации)	140
1. Общие замечания	140 141 145 147
Глава восьмая Сходство некоторых докембрийских формаций с палеозойскими	148
Глава девятая Ряды железорудных формаций докембрия	154
Глава десятая Эволюция железорудных формаций докембрия	157
Литература	162

162:

CONTENTS

Introduction	5.
Chapter first	
Keewatin type (volcanic-cherty Formations)	11
General considerations	11 13 14
b) Vermilion lake district (U.S.A.)	18 19
4. South of the Russian Platform	20° 21 24
5. South Urals	26 28 29
7. Australia	31 32
10. Typical features of the Keewatin type Formations	32:
Chapter second	
Kiruna and Leptitic types	34
1. Porphyro-leptitic Formations 2. Leptitic-Formations	34 35
Chapter third	
Timiskaming type (limestone-cherty Formations)	36
1. Steep Rock (Canada)	36 42
Chapterfourth	
Krivorozhsky type (chert-shaly Formations)	43
Kursk Magnetic Anomaly	43 45
3. Typical features of the Krivorozhsky type Formations	49
Chapter fifth	
Itabiritic type (dolomite-cherty Formations)	50
1. General considerations .	5 0
2. Brazil Framework of Itabiritic Formation Itabirities of the Mines assists	53 53
Itabirites of the Minas series Manganese itabirites and manganese ores 3. South Africa	58 60 63
Position and distribution of the Itabiritic Formation Griquatown stage in Postmasburg district Pretoria stage in Transvaal	63 67 70
Iron-manganese and manganese ores of the Postmasburg district 4. India	72 76
5. West and South Australia	91 100

Chapter sixth	
Taconitic type (chert-shaly Formations) .	101
1. General considerations	101 109
 a) Iron-River — Crystal-Falls (Michigan and Visconsin states) b) Cuyuna (Minnesota state) 	109 119
3. Canada	126
 a) Gunflint area (Ontario) b) Labrodor Trough — Ungava c) Wabush Lake area (Quebeck) d. Typical features of the Taconitic type Formations 	126 128 134 139
Chapter seventh	
Oolitic type (chert-shaly Formations) 1. General considerations 2. South Africa 3. North Australia 4. Typical features of the Oolitic type Formations	140 140 141 145 147
Chapter eight Similarity of some Precambrian and Paleozoic Formations	148
Chapter ninth Succession of Precambrian iron-ore Formations	154
Chapter tenth	
Evolution of Precambrian iron-ore Formations	157
Bibliography	162

Любовь Николаевна Формозова

Формационные типы железных руд докембрия и их эволюция

Утверждено к печати Ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом АН СССР

Редактор издательства Р. Л. Мишина Художестренный редактор В. Н. Тикунов Художник В. Г. Виноградов Технические редакторы Т. Д. Панасюк, Л. И. Куприянова

Сдано в набор 19/VII—1972 г. Подписано к печати 1/XI—1972 Формат 70×108¹/₁₆. Усл. печ. л. 15,925 Уч.-изд. л. 14,9 Тираж 800 экз. Тип. зак. 5136 Бумага № 1 Т-17732 Цена 1 р. 82 к.

Издательство «Наука», 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21 2-я типография издательства «Наука», 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

Итабиритовый тип доломитово-кремнистых формаций Характеристика разных районов «Железорудного четырехугольника» в штате Минас-Жераис, Бразилия

							·	
Серии	Группь	Свиты (или формации)	Западная часть, район Пико-до-Итабирито в синклинали Моеда (Wallace, 1965)	Север Ганда	ная часть, район Берео-де-Коканс в синклинали релла (Simmons, 1968)	Серии	Район Конгоньяс в центре штата Минас-Жеранс (Guild, 1953)	
ИТАКОЛУМИ	€3		Кварциты, песчаники, в середине филлиты, аргиллиты. Внизу серицитовые кварциты с прослоями конгломератов. В основании грубые конгломераты из обломков нижележащих пород и железистых кварцитов. Граниты. Мощность более 1000 м	лезист жащи	иты, сланцы, аргиллиты, серицитовые кварциты. Же- ные кварциты. Конгломераты из обломков нижеле- х пород	Итаколуми	Кварциты, серицитовые филлиты, тальковые сланцы. Пирит, графит. Туфы, граувакки. Линзы итабиритов. Внизу конгломераты из обломков яшм, руды. Диабазы и ультраосновные породы Несогласие, деформация	
400 ж)	сика 6	и Ж	Барриеро. Ср. 120 м	Графитовые филлиты, сланцы, аргиллиты с темными кон- крециями. Мощность от 80 до 300 м	~~~	Tiecoratine		Графитовые и серицитовые филлиты. Линзы доломитов. Итабириты мощностью около 2 м и длиной сотни метров.
1 1			Табоес. Ср. 10 м	Кварциты рыхлые, тонкозернистые, рассыпающиеся в белый порошок. Зерна округлые. Мощность от 2 до 40 м	только адин х о		серии Минас	уровнях (формирование в условиях глубокого бассейна, поднятие краев геосинклинали). Мощность сотни метров
синклинали Гандарелла	Пира	Фехо-де- Фунил. Ср. 300 м	Доломитовые филлиты, известняки, линзы железистых кварцитов. Мощность карбонатных пород до 100 м, протяженность до 600 м. Общая мощность от 100 до 600 м и более	ствуе я Це	Доломитовые филлиты с пятнами окислов марганца. Кварциты, конгломераты, сланцы и тонкие прослои гематита, магнетит. Доломиты, итабириты. В кровле филлиты, в основании песчаники. В филлитах марганцевые минералы. Мощность 225 м	яя группа		
Д		Церкадинхо. Ср. 550 м	Кварциты и слюдистые филлиты. Линзы железистых квар- цитов мощностью до 100 м, длиной более 2 км. Мощность от 400 до 900 м		Несогласие	Верхия		
3300		Four-re-				Минас	Property Townserver II Consumers and III Consume	
а мощность 2	бира	Гандарелла	Доломиты, известняки. Доломитовые аргиллиты и филлиты. «Доломитовые итабириты» с окислами марганца. Мраморная брекчия с FeCO ₃ и гематитом. Хлорит. Тонкие слои туфов на доломитах. Мощность от 160 ж на юге до 400 м на севере, местами 500 м	Доломиты, известняки, филлиты со слоями спекулярита и окисью марганца. «Доломитовые итабириты» (менее протяженные, чем в Кауэ-Итабирите,— не более 100 м длиной). Окислы и карбонаты марганца. Хлоритовые сланцы-туфы (?). Переходная зона 10 м. Мощность 64 м			Вверху доломиты. Доломитовые, амфиболовые итабирит и доломит-магнетитовые итабириты. Богатые спекуля гематитовые и железо-марганцевые руды. Лавы. По слистости итабиритов туфы, пепел (1 м), талык, хлори пирит. Граувакки, вулканиты. Брекчиевые конгломераты кварциты. (Железа в итабиритах от 40 до 70%). Мошность от 100 до 700 м.	
сниклинали Моеда мощность 2300 м,	Ига	Кауэ- Итабирите	Итабириты только в окисной фации (гематит и силицит). Тигровые руды. Железо-марганцевые итабириты. Богатые спекуляр-гематитовые руды. 20 м переходной зоны к Бататаль. Мощность от 200 до 700 м (средняя 350 м)	Спеку ты. 1 450 м	ириты и доломитовые итабириты. Богатые руды. ляр-гематит, магнетит, лимонит. Филлиты, доломи- Ширина пояса на севере 100—900 м, на юге 100— . Мощность от 40 м на востоке до 65 м на западе. содная зона вниз — 2—3 м	Средняя групі		
A С (вси	Караса	Бататаль	Грубые и тонкие кластические осадки. Темно-серые филлиты и сланцы. Слонстый силицит. Магнетит. Условия, переходные от кластического к хемогенному осадконакоплению. Мощность 100—200 м	Переслаивание филлитов, сланцев, кварцитов разных цветов. Итабириты вверху. Мощность от 15 до 30 м (средняя 9 м)			Белые кварциты, немного серицитовые. Слюдистые сланцы, филлиты, конгломераты. Виизу песчанистый и глинистый материал. Мощность от 100 м на юго-западерайона до 650 м (иногда 900 м) на севере	
мин		Моеда	Кварциты, филлиты, конгломераты из галек кварца и амфиболита. Внизу песчаные филлиты. Переслаивание и перекрестная слоистость. Мощность от 200 до 900 м	рит, і Среді	иты, кварциты, конгломераты (серицит, кварц, хло- несчаный материал). няя мощность 9 м	Нижняя серии		
АС-ВЕЛЬЯС	1	Тамандия	Глубокое структурное и эрозионное несогласие	андия (мощность 924 м) ос без названия вза м (мощность 286 до	Доломиты, доломитовые сланцы, итабириты. Фил- литы. сланцы углистые. железистые. кварцито-	«Доминасские сланцы»	Хлоритовые, графитовые, тальковые и зеленые сланцы Граувакки, амфиболиты, доломиты, итабириты. Вулкани ческие породы разных типов и возраста. Туфы. Гондиты Ультраосновные интрузии. Диабазовые дайки	
рио.		Нова-Лима	Преобладают кварц-мусковнтовые и серицитовые сланцы. Карбонатные сланцы. Мраморы и филлиты. Граувакковые сланцы, амфиболиты. Прослои железистых кварцитов (карбонатная фация) переслаиваются с гранат-ставролитовыми сланцами. Много хлорита. Метавулканические породы. Мощность 4200 м, на севере 1000 м	Нова-Лима (мощность 2300 м)	Хлорит-тальковые серицитовые углистые и желе- зистые сланцы и филлиты (частично вулканиче- ского происхождения). Железистые кварциты. Мощность от 1 до 35 м. Присутствуют только на юге синклинали			
			Мощность трех серий 5—6 км		Измеренная мощность серий Минас и Рио-дас- Вельяс 3600 м			
Apxeñ (?)			Тонкослоистые серые гнейсы (2400 млн. лет)	Гней	сы, габбро, дайки, силлы	Архей	Гнейсы, граниты	

