

**МЕЖДУНАРОДНЫЙ XVII ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
КОНГРЕСС**

**УРАЛЬСКАЯ
ЭКСКУРСИЯ**

**Ю Ж Н Ы Й
М А Р Ш Р У Т**

ОИДН НКВН СССР 1957

МЕЖДУНАРОДНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОНГРЕСС

XVII СЕССИЯ

СССР • 1937

55(06)

Э-41

[Экскурсия]

УРАЛЬСКАЯ ЭКСКУРСИЯ

ЮЖНЫЙ МАРШРУТ

ПОД РЕДАКЦИЕЙ
А. Н. ЗАВАРИЦКОГО



БИБЛИОТЕКА
Геологического Ин-та
Ари. Фил. Аи. Нарн. ССОР

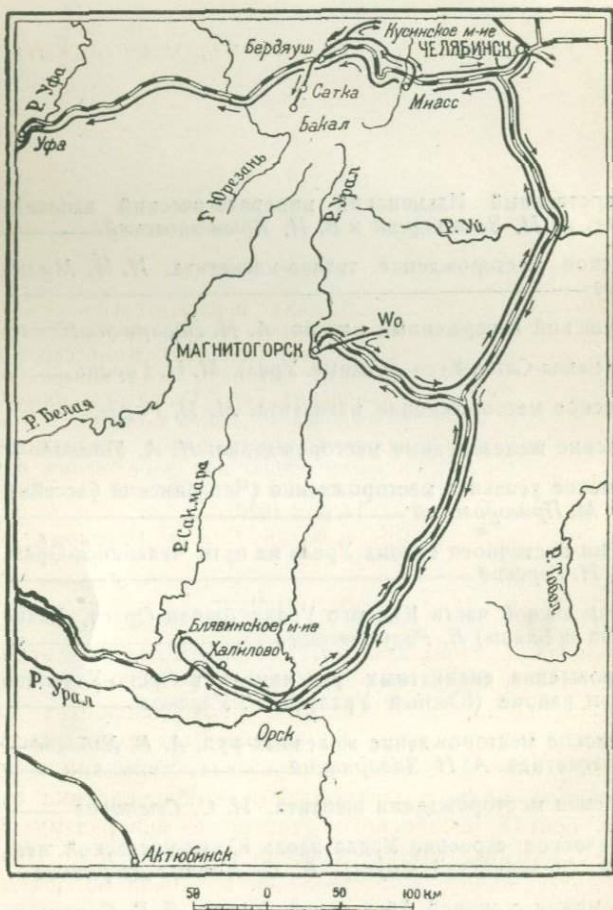
ОНТИ НКТП СССР • ГЛАВНАЯ РЕДАКЦИЯ
ГЕОЛОГО-РАЗВЕДОЧНОЙ И ГЕОДЕЗИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
ЛЕНИНГРАД • 1937 • МОСКВА

5817

Цена 3 руб. 10к

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Государственный Ильменский минералогический заповедник. <i>А. Н. Заварицкий и В. И. Крыжановский</i> _____	5
Кусинское месторождение титано-магнетита. <i>И. И. Малышев</i> _____	18
Бердяушский изверженный массив. <i>А. Н. Заварицкий</i> _____	23
Район Бакал-Сатка-Куса (Южный Урал). <i>М. И. Гарань</i> _____	32
Саткинское месторождение магнезита. <i>М. И. Гарань</i> _____	40
Бакальские железорудные месторождения. <i>Н. А. Ушаков</i> _____	48
Коркинское угольное месторождение (Челябинский бассейн). <i>М. М. Пригоровский</i> _____	58
Геология Восточного склона Урала на пути Челябинск-Орск. <i>И. И. Горский</i> _____	70
Геология южной части Южного Урала (район Орска, Халилова и Блявы) <i>Е. Разумовская</i> _____	73
Месторождения силикатных руд никеля в Орско-Халиловском районе (Южный Урал) <i>Д. Г. Ульянов</i> _____	82
Халиловское месторождение железных руд. <i>А. В. Хабаков</i> —	88
Гора Магнитная. <i>А. Н. Заварицкий</i> _____	92
Гумбейские месторождения шеелита. <i>И. С. Степанов</i> _____	108
Геологическое строение Урала вдоль Южно-уральской жел. дор. (Челябинск-Златоуст). <i>В. С. Коптев-Дворников</i> —	112
Район между станцией Ай и рекой Саткой. <i>Д. Г. Сапожников</i> _____	122
Район между р. Саткой и с. Тугузлы. <i>В. Н. Крестовников</i> —	126



Южный маршрут экскурсии

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ИЛЬМЕНСКИЙ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ ЗАПОВЕДНИК

А. Н. ЗАВАРИЦКИЙ И В. И. КРЫЖАНОВСКИЙ¹

„В виду исключительного научного значения Ильменских гор на Южном Урале... Совет Народных Комиссаров постановляет объявить отдельные участки Ильменских гор... Государственным Минералогическим Заповедником, т. е. национальным достоянием, предназначенным исключительно для выполнения научных задач страны.“

14 мая 1920 г.

Председатель Совета Народных Комиссаров

В. Ульянов (Ленин)

ВВЕДЕНИЕ

Ильменские горы становятся известными в литературе со времени путешествия на Урал П. С. Палласа, который в 1768 г. застал на Ильменских горах разработку слюды; затем в 1785 г. акад. Р. Герман исследует амазонит, а в 1798 г. акад. В. Севергин описывает турмалин и гранат.

Большую роль в ознакомлении с Ильменскими горами сыграл проезд любекского торговца минералами Менге в 1824 г.; им был открыт нефелин (элеолит) и до 10 новых минеральных видов. Собранный им материал обрабатывался в Берлине братьями Розе.

¹ Введение к настоящей статье и заключительная глава „Минеральные копи“ написаны В. И. Крыжановским, остальные главы — А. Н. Заварицким.

В своем классическом сочинении „Reise nach dem Ural, Altai und Kaspischen Meer“ Г. Розе дает описание Ильменских гор настолько точное, что и до сих пор оно представляет некоторый интерес. С этого момента Ильменские горы становятся широко известными, и их замечательные минералы распространяются по всем музеям культурного мира. В дальнейшем работами Щуровского, И. В. Мушкетова, М. П. Мельникова, Д. С. Белянкина, рядом экспедиций Академии наук и др. этот замечательный район Южного Урала изучался с большой тщательностью, и, наконец, проф. А. Н. Заварицкий дал подробное описание пород и петрографического строения как самих Ильменских гор, так и отдельных минеральных копей, число которых в 1936 г. достигало 155.

До настоящего времени в пределах территории открыто 86 минеральных видов, среди которых 30 были впервые здесь найдены, причем многие из этих 86 могут считаться весьма редкими.

После долгих лет империалистической, а затем гражданской войны акад. А. Е. Ферсманом совместно с проф. Н. М. Федоровским, бывшим начальником Горного отдела, в 1920 г. был поднят вопрос о необходимости заповедания Ильменских гор.

По представлению проф. Н. М. Федоровского Совет народных комиссаров постановлением от 14 мая 1920 г. объявил эти части Ильменских гор Государственным минералогическим заповедником (см. выше).

Со времени этой даты произведено много работ на территории заповедника, открыто много новых месторождений, и каждый год дает все новые и новые находки как совершенно новых минеральных видов, например ильменорутилы окрестностей д. Селянкиной, содержащие до 10% окиси ниобия, так и новых типов месторождений уже известных минералов, например на горах Лохматой и Фирсовой (копи № 154 и 155 и копь № 16 П).

В 1935 г. к Ильменскому заповеднику присоединена новая обширная площадь в 25 000 га Аргазинского заповедника с громадными озерами, большими лесами и луговыми угодьями. Таким образом в настоящее время Ильменский заповедник занимает площадь до 42 000 га.

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ

Ильменский минералогический заповедник обнимает южную часть комплекса изверженных и метаморфических пород, в состав которого входят Ильменские горы, продолжающиеся далее на север в виде обособленного горного кряжа, заканчивающегося на севере Вишневыми горами. Этот кряж от Ильменских гор до Вишневых является наиболее восточным среди ряда цепей Урала, и к востоку от него расстилается Зауральская равнина, частью тоже захватывающая данный комплекс. Восточная граница его приблизительно совпадает с рядом многочисленных озер, вытянутым вдоль Урала. В длину этот изверженный и метаморфический комплекс простирается более чем на 135 км, в ширину достигает 15 км, редко более. Главным образом в его состав входят гранито-гнейсы и гнейсы с подчиненными слоями амфиболитов и реже кварцитов.

В западной части его расположены тела миаскитов, окаймленные гнейсовыми щелочными сиенитами. Два наиболее крупных массива миаскитов находятся у северного и южного окончаний изверженного комплекса: в средней части между ними имеются лишь незначительные конкордантные тела миаскитов и щелочных сиенитов среди гнейсов. Как миаскиты, так и другие названные породы обладают кристаллической сланцеватой конкордантной структурой с чередованием отдельных типов горных пород. Эта сланцеватость и переслаивание пород позволяют установить антиклинальное строение всего комплекса изверженных и метаморфических пород.

Южная значительная масса миаскитов, находящихся в ядре антиклинали около железнодорожной станции Миас, погружается на юг и здесь куполообразно облекается гнейсами со слоями амфиболитов и кварцитов. В краевых частях миаскиты сами принимают сланцеватость, согласную со сланцеватостью сводообразно облекающих их гнейсов. Это можно видеть вблизи построек Ильменского заповедника.

В центральной части миаскитового массива Ильменских гор гнейсовая структура миаскитов менее резка; она имеет здесь меридиональное простираие и почти вертикальное падение. Изогнутая наподобие антиклинали, серия кристал-

лических пород Ильменских гор имеет крутое падение, частью даже опрокинутое, на западном склоне хребта и пологое ($20-30^\circ$) к востоку на восточном. Таким образом антиклиналь наклонена к западу и погружена к югу.

В северной части оконечности комплекса в Вишневых горах имеем подобное же строение, но там антиклиналь погружается к северу и наклонена к востоку.

Антиклиналь кристаллических пород Ильменских гор пересечена многочисленными дайками пегматитов, широтных и меридиональных, а также инъецирована пегматитами согласно сланцеватости. Инъекция и образование мигматитов играли важную роль в образовании кристаллических пород комплекса.

С западной стороны кристаллический комплекс Ильменских гор ограничен зоной метаморфизованных вулканических пород, имеющей в общем синклиналиное строение, несколько осложненное более мелкими складками, сильно сжатыми и крутыми.

Возраст этой толщи относится к силуру-девону, причем на севере в строении синклинали принимают участие, видимо, более древние породы, чем на юге, указывая также и на погружение оси складок к югу. С восточной стороны кристаллический комплекс постепенно сменяется менее метаморфизованными песчаниково-сланцеватыми осадками, по общему литологическому характеру напоминающими осадки угленосной формации восточного склона Урала. Еще восточнее появляются известняки нижнего карбона, содержащие фауну.

Предполагают, что в образовании кристаллических сланцеватых пород ильменского комплекса принимали участие осадки палеозоя, которые в менее метаморфизованном виде появляются по обе его стороны.

ПЕТРОЛОГИЯ

Здесь будут упомянуты только горные породы, принимающие участие в строении Ильменского заповедника. Эти породы могут быть разделены на следующие группы: 1) мискиты и связанные с ними породы; 2) сиенитовые породы; 3) граниты и гнейсы и подчиненные им прослой метаморфических пород; 4) пегматиты,

1. Миаскиты

Миаскиты могут быть определены как биотитовые нефелиновые сиениты с более или менее ясно выраженной гнейсовой структурой; не редка полосчатая текстура; характерные акцессорные минералы, кроме обычных циркона, ильменита и апатита, представляют кальцит и пироклор. Нормальный миаскит содержит около 70% микропертита, 20% нефелина и 10% биотита и акцессорных минералов. В некоторых типах биотит замещается гастингситом; количество цветного минерала тогда обыкновенно несколько возрастает, появляется титанит. Такие породы, сохраняющие еще лейкократовый характер, называют роговообманковыми миаскитами. Они в особенности развиты по окраинам миаскитовой зоны, особенно с западной стороны.

Среди миаскитов обнаружены также породы, более заметно отличающиеся от типичных миаскитов. Наиболее резко отличаются меланократовые породы из гастингсита и эгирина, являющихся преобладающими минералами, ортоклаза и нефелина в подчиненном количестве и из относительно обильных акцессорных минералов ильменита, апатита и особенно титанита, который становится здесь существенным минералом. Нередко появляется в составе породы меланит. Тогда как структуру миаскитов можно сравнивать со структурой гнейсов, эта меланократовая порода имеет структуру, похожую на структуру амфиболитов. Химический состав такой породы,

SiO ₂ — 43,68%	FeO — 8,41%	Na ₂ O — 6,80%
TiO ₂ — 2,32 "	MnO — 0,55 "	K ₂ O — 3,34 "
Al ₂ O ₃ — 17,73 "	MgO — 4,11 "	H ₂ O — 0,90 "
Fe ₂ O ₃ — 2,63 "	CaO — 9,41 "	P ₂ O ₅ — 0,50 "

Итого 100,20%

Эта порода замечается среди миаскитов в виде небольших линзообразных тел. Главнейшие из них указаны на геологической карте заповедника (масштаб 1 : 25 000). По составу порода близка к малигнитам, отличаясь по структуре. Ей дано название сандыит.¹

¹ По названию реки Санды-елга, в вершинах которой имеются значительные выходы этой породы,

Постепенно миаскиты местами переходят в канадиты с альбитом вместо калиевого полевого шпата. Около речки Черемшанки среди миаскитов наблюдались небольшие тела монмутитов, отличающихся тем от типичных представителей их, что, кроме гастингсита, в породе Ильменских гор цветной минерал в значительном количестве представлен лепидомеланом.

2. Гнейсовые щелочные сиениты.

Как сказано, щелочные сиениты окаймляют миаскитовый массив, отделяя его от гранито-гнейсов наподобие реакционной каймы и местами прослаиваясь с миаскитами. От миаскитов щелочные сиениты по наружному виду отличаются, прежде всего, розоватой или желтоватой окраской вместо светлосерой окраски миаскитов. Постепенные переходы от миаскитов редки, и мало распространенными являются типы, где цветной минерал представлен биотитом. Более обычны в Ильменских горах щелочные сиениты с эгирином, замещаемым бледноокрашенной голубой щелочной роговой обманкой. В некоторых случаях появляется кварц, и порода переходит в эгириновые гнейсо-граниты. Структура сиенитов, особенно слюдяных, в некоторых зонах очень неоднородна

3. Гранито-гнейсы.

Объединяемые под этим названием породы довольно разнообразны. Эгириновые гранито-гнейсы встречаются в виде узкой зоны, отделяющей гнейсовидные щелочные сиениты от биотитовых гранито-гнейсов. Они здесь отличаются от щелочных сиенитов только существенным присутствием кварца. Кроме этого эгирин вытесняет слюду в гранито-гнейсах около жил пегматитов. Изредка попадаются отдельные жилы гнейсовидного эгиринового гранита среди других гнейсогранитов. Наиболее распространенные типы гнейсов и гранито-гнейсов содержат в качестве цветного минерала биотит; кроме щелочного полевого шпата присутствует в некотором количестве олигоклаз или олигоклаз-альбит. В более меланократовых породах появляется роговая обманка и более основной плагиоклаз.

Гнейсы, распространенные к востоку от Ильменских гор, представляют пример инъекционных гнейсов. Они обильно пересечены жилами пегматитов и аплитов и инъецированы ими

по сланцеватости. Тонкие апофизы от жил, следующие по сланцеватости пород, неотличимы от светлых прослоек этих пород. Пласты лейкократовых гнейсовых гранитов одинаковы с аплитовидными гранитами, пересекающими слоистую толщу. Инъекция пегматитовым материалом нередко достигает большой интенсивности. Эти явления хорошо видны в выемках железной дороги к востоку от Ильменского болота.

Среди гнейсов залегают пласты амфиболитов, в которых также хорошо выражены явления инъекционного метаморфизма. Нередко амфиболиты имеют полосатую структуру, состоя из более светлых и более темных слоев; в отдельных полосках вместо амфибола наблюдается клинопироксен, а вместо плагиоклаза — скаполит. Гранатовые амфиболиты в этой части комплекса редки.

Среди гнейсов местами сохранились кварцитовые прослои. Нередко кварциты содержат примесь графита и оранжевой под микроскопом слюды. Обогащаясь полевым шпатом, кварциты постепенно переходят в гнейсы. Таким путем некоторые слои кварцита исчезают по простиранью, заменяясь гнейсами, содержащими в этом случае некоторую примесь графита. Таковы гнейсы около месторождения графита, заключенного в виде небольших сферических образований в пегматитовой линзе (копь № 14).

В более удаленных от Ильменских гор верхних частях толщи гнейсов среди них встречаются в виде прослоев и другие метаморфические породы: гранатовые амфиболиты, энстатитовые и антофиллитовые породы, кварциты с дистеном и т. д. Среди гнейсов залегают небольшая масса серпентинизированного перидодита, которая подвергается позднему метаморфизму с образованием оливиново-энстатитовых пород.

4. Пегматиты.

Многочисленные и разнообразные пегматиты Ильменских гор разделяются на три естественные группы по составу: гранитовые пегматиты, сиенит-пегматиты и миаскитовые (нефелин-сиенитовые) пегматиты. В своем распространении разные типы пегматитов до известной степени связаны с характером окружающих пород. Среди миаскитов чаще всего встречаются миаскит-пегматиты, гораздо реже сиенит-пегматиты, и только в исключительных случаях миаскиты

пересекаются жилами гранитового пегматита. Среди сиенитовой оболочки миаскитового массива главным образом встречаются сиенит-пегматиты, которые изредка принимают в свой состав кварц. В гранито-гнейсах чрезвычайно обильны гранитовые пегматиты; довольно многочисленны дайки сиенит-пегматитов к востоку от миаскитового массива, но крайне редки нефелиновые пегматиты.

Зависимость минералогического состава гранитовых пегматитов от состава вмещающих пород проявляется иногда в деталях: среди прослоев графитовых гнейсов залегает пегматит, содержащий сферические выделения графита, в гранатовых гнейсах и в пегматитах содержится гранат.

Миаскитовые пегматиты имеют состав миаскитов (элеолит, пертит, черная слюда, циркон, ильменит); содалит и канкринит (карбонат-канкринит и, реже, сульфат-канкринит) встречаются, замещая элеолит. Развитие вторичного альбита слабо выражено; на стенках миаролитовых полостей встречаются ильменит, титанит, пироклор, иногда циркон. Полости заполнены нередко кальцитом, содержащим кристаллы апатита; стенки цеолитизированы.

Сиенит-пегматиты разнообразны. Чаще всего это породы из полевого шпата и черной слюды. Структура их очень неоднородна, состав тоже непостоянен; характерный минерал, который добывался в них, — циркон, как во вросших в породу кристаллах, так и в занорышах; таковы пегматиты в сиенитовой оторочке миаскитового массива; они простираются меридионально. Из поперечных жил биотит-сиенитовых пегматитов, секущих гранито-гнейсы, характерны породы, содержащие относительно обильный эшинит. Близкий тип представляют уралортитовые сиенит-пегматиты. Особую группу образуют сиенит-пегматиты с мусковитом, переходящие в пегматиты, содержащие в своем составе кварц.

Сиенит-пегматиты с эгирином и щелочной роговой обманкой тесно связаны в своем распространении с эгириновыми и роговообманковыми гранито-гнейсами, представляя жилообразные выделения в этих породах. К числу таких пегматитов относятся месторождения молибденита. Несколько отличный тип представляют пегматитовые жилообразные выделения в роговообманковых гранито-гнейсах, связанных с амфиболитами. Эти пегматиты, состоящие из

полевого шпата и роговой обманки, содержат крупные кристаллы сфена. Как крайний тип таких пегматитов можно рассматривать жилу из крупных кристаллов роговой обманки с зальбандами, находящуюся недалеко от месторождения графита.

Корундовые сиенит-пегматиты с биотитом и мусковитом распространены севернее, чем большинство копей Ильменского заповедника; в небольших размерах они разрабатывались в последние годы для добычи корунда.

Гранитовые пегматиты чрезвычайно обильны в зоне гранито-гнейсов. Большинство копей находится на широтных дайках таких пегматитов. Они состоят, главным образом, из розового микроклин-пертита, серого кварца и черной слюды. В пегматитовой дайке, секущей миаскиты, вместо слюды находим эгирин. Нередки письменные прорастания кварца и полевого шпата. Последний находится обычно в центральной части дайк, иногда представлен амазонитом, причем отношение его к розовому полевому шпату в некоторых случаях таково, что позволяет говорить о превращении последнего в амазонит. В гранитовых пегматитах сильно развита вторичная альбитизация. К альбитизированным участкам и занорышам, усаженным гребенчатым вторичным альбитом, приурочено, главным образом, нахождение редких минералов: аквамарина, топаза, турмалина, фенакита; в альбитизированных участках распространен и гранат (спессартин); повидимому, несколько более ранними минералами, чем указанные, являются монацит, колумбит, самарскит, и, наоборот, более поздними — встреченные в одной из жил криолит и хиолит.

Взаимоотношения разных пегматитов. Миаскит-пегматиты, дайки которых пересекают гранито-гнейсы, переходят по простирацию в слюдяные сиенит-пегматиты, не содержащие нефелина, причем постепенно светлая слюда сменяется биотитом.

Миаскитовые пегматиты в гранито-гнейсах имеют кроме того в контакте с вмещающими гранито-гнейсами более или менее узкие зоны, лишенные нефелина. В некоторых пегматитовых дайках сиенитового состава нефелин появляется только в центральной части, где порода переходит в миаскит-пегматит. Гранито-гнейсы около контакта с миаскит-

пегматитами утрачивают кварц, и биотит заменяется эгирином и щелочной роговой обманкой. В дайке гранитового пегматита, пересекающей миаскиты, в свою очередь в контакте с последними исчезает кварц, а порода принимает сиенитовый состав; одновременно в узкой зоне миаскита в контакте исчезает нефелин. Таким образом сиенитовые породы отделяют породы, содержащие, с одной стороны, кварц, а с другой — нефелин наподобие реакционной каймы, как это имеет место в структуре всего комплекса.

В копи № 57 обнаружено пересечение меридиональнопростирающейся гранит-пегматитовой дайки с амазонитом более молодой дайкой миаскит-пегматита, переходящей по простиранию в сиенит-пегматит и простирающейся с запада на восток. Здесь можно видеть указанные явления реакции в контактах.

МИНЕРАЛЬНЫЕ КОПИ

Осмотр минеральных копей Ильменского заповедника начинается маршрутом от ст. Миас к вершине одной из четырех гор, слагающих южную оконечность Ильменских гор.

Эти горы сложены миаскитами. Часть копей, расположенных на их склонах, — весьма древнего происхождения, другие, наоборот, — совершенно новые.

За последние годы произведен ряд поисковых работ для добычи полевого шпата, ильменита и других ископаемых. Эти разработки вскрыли ряд пегматитовых жил и выявили новые типы минералообразующих процессов и некоторые новые минералы.

Так, особого внимания заслуживает группа копей № 117 (I—VIII) и среди них — небольшая копь 117-I, где можно хорошо наблюдать процессы изменения нефелина в натролит с попутным выделением гидрагиллита в виде друз кристаллов в пустотах натролита, или кремнезема в цеолит типа уэльсита. Кроме указанных выше минералов нужно отметить: микроклин, нефелин, биотит, ильменит, циркон и апатит.

Соседняя с этой копью разработка, известная под № 117-IV, дает несколько иной тип процесса. Здесь встречается нефелин, превращенный в шпрейштейн, в котором включены зеленоватые боченкообразные отдельные кристаллики гидрагиллита. В этой копии, кроме указанных выше минералов, встречается сфен.

При посещении копей следует взойти на вершину горы и оглянуться на широко развертывающийся вид: на запад видны долина р. Миас и цепи гор западного склона Урала, Александровская сопка и далее цепи гор Уреньги, Таганая и др.; на юг и юго-запад видны Ильменское озеро и Чашковские горы, селение Миасского завода с его красивым прудом и широкая долина р. Миас, перерытая золотоискателями в первой половине XIX столетия с холмами старинных отвалов, уже давно заросших травой и деревьями. Отсюда видны новые работы по добыче золота с новыми постройками, с линиями передач и новым крупным Мелентьевским рудником.

Совсем другой вид на восток: здесь видно начало Западносибирской равнины — степные пространства с плоскими озерами.

Ниже находятся две копи — № 115 и 114. Копь № 115, так же как № 117, совершенно новая. В ней хорошо можно видеть обычный карбонатный канкринит и новую разновидность его — сульфатный канкринит. Кроме того здесь встречаются натролит, апатит, циркон и своеобразный пирохлор (в натролите). Копь № 114 расположена на крутом обрыве в меланократовом миаските. Здесь встречен яркожелтый канкринит, иногда переходящий в розовый.

Около построек Ильменского заповедника расположено много копей циркона, черной слюды, содалита, ильменита и других минералов миаскитового комплекса. Подлежащая осмотру копь № 6 представляет собой типичный пример минеральной копи миаскитового массива. Среди миаскитов проходит мощная пегматитовая полевошпатовая жила с нефелином, биотитом и ильменитом. В этой копии встречаются включения крупнозернистого кальцита с кристаллами апатита; находились также и кристаллы нефелина, пирохлора и содалита.

Дальше экскурсия посетит группу копей сиенитовой зоны. Как выше указывалось, сиениты располагаются узкой полосой между миаскитами и гранито-гнейсами, и месторождения, находящиеся в этой зоне, заключают в себе ряд типичных минералов.

Характерной копью является здесь копь роговой обманки № 13. Роговая обманка залегает здесь в виде мощного выделения в многослюдистых гнейсовидных сиенитах, обра-

зую зеленые шестоватые кристаллы до 0,5 м длиной. Она сопровождается бурой слюдой, небольшим количеством апатита и редкими кристаллами циркона характерного облика. Несколько севернее от нее лежит копь графита № 14, ярко иллюстрирующая связь состава пегматитовой жилы и окружающих графитовых гнейсов. Графит в копи № 14 встречается в виде сферолитов лучисторадиальной структуры, причем иногда внутри таких сферолитов находятся зерна кальцита.

По левую сторону дороги расположен целый ряд копей самых разнообразных минералов: циркона, пирохлора, сфена, молибденита, эшинита и монацита, не говоря уже об апатите, биотите, полевых шпатах и мартите, которые весьма характерны для Черемшанского района.

Может быть наиболее интересным и характерным минералом данного района является пирохлор. Не будет ошибкой сказать, что во всех музеях мира ильменские пирохлоры происходят именно из этих копей. Все копи Черемшанского района содержат циркон.

Следует обратить внимание на широтное направление типичных пирохлоровых и эшинитовых копей, в то время как вообще минеральные копи сиенитовой зоны меридиональны. Кроме того, копи пирохлора связаны с нефелином, который сопровождает эти широтные жилы.

Непосредственно к сиенитам с восточной стороны, как мы видели, примыкают гранито-гнейсы, заключающие целый ряд пегматитовых жил разного типа. Здесь находятся копи зеленого микроклина — амазонита, или с голубым бериллом-аквамарином, или с фенакитом, с колумбитом, с топазом; это или малакитово-колумбитовый тип или гольвиновый. Постоянными спутниками их являются дымчатый кварц, биотит, спессартин и черный турмалин.

Другой тип жил — без амазонита — представлен в копиях белой слюды, ортита (урал-ортита), корунда. Отдельный тип представляли копи криолита и хиолита. Копи белой слюды имеют за собой глубокую давность. Начало их разработки относится к концу XVIII столетия; затем они периодически разрабатывались в первой половине XIX века. В этих копиях мусковит сопровождается монацитом.

Особенно интересной и своеобразной копью гранитного поля является Блюмовская копь № 50, прославленная радио-

активными минералами самарскита, оннеродита и целого ряда других редких и интересных минералов, как малакона, монацита, крупных кристаллов топаза, берилла, фенакита, спессартина, слюд, полевых шпатов (олигоклаза и микроклина) и т. д.

Блюмовская копь открыта в 1835 г., и только в последние годы, при больших разработках полевого шпата, когда копь в значительной мере была выработана, к сожалению, выяснилось, что самая интересная часть ее — западная, разработанная Блюмом, — занимает значительно меньшую площадь, чем предполагалось, и за долгие годы сильно выработана. Здесь можно наблюдать тип и характер месторождений и найти самарскиты и ряд других минералов.

Наблюдающиеся здесь амазониты не отличаются ярким цветом. Они более ярко выражены в целом ряде других копей.

ЛИТЕРАТУРА

- 5817
1. Белянкин Д., Очерки по петрографии Ильменских гор. Изв. СПб. Политехн. инст., т. XII, 1909.
 2. Белянкин Д., Петрографическая карта Ильменских гор. Труды Радиев. эксп. Ак. наук, № 3, 1915.
 3. Заварицкий А., Н. Петрографические наблюдения в окрестностях Миасского завода. Зап. Горн. инст., т. III, вып. 1, 1910.
 4. Karpinsky A., Versant oriental de l'Oural, d'Ourjom à Ekathérinebourg. Guide des excursions du VII Congr. Géol. Intern., St. Pétersbourg, 1897, V.

БИБЛИОТЕКА

Геологического Института
Академии Наук СССР

КУСИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ТИТАНО-МАГНЕТИТА

И. И. МАЛЫШЕВ

Месторождение расположено на левом берегу р. Кусы, в 15 км на восток от Кусинского завода и в 18 км от железнодорожной станции Златоуст. Оно связано с интрузией габбро, имеющей простирание $40-50^\circ$ СВ, мощность от 0,3 до 1 км и протяжение, далеко уходящее за пределы района месторождения (рис. 1). Рудные тела являются длинными по протяжению, уходящими на большую глубину жилообразными залежами. Всего имеется 5 главных залежей, расположенных друг от друга на расстоянии 30—40 м. Кроме этих залежей, бурением и горными работами встречен ряд мелких прожилков, шпир и зон различной концентрации рудного вкрапленника. Из всех залежей две центральные (№ 2 и 3) прослеживаются до 2,5 км, остальные имеют незначительное протяжение. Средняя мощность залежей около 3 м. Простирание залежей соответствует простиранию вмещающих пород. Падение их крутое — $70-80^\circ$ ЮВ.

С северо-востока к габбровому интрузиву примыкают известняки, с юга-востока гнейсо-граниты более поздней интрузии. Гранитная магма, воздействуя на сформировавшиеся габбровые породы, создала приконтактовую зону биотито-актинолитово-хлоритовых сланцев 10—20 м по мощности. Кроме того отдельные небольшие по мощности гранитные дайки рассекают габбровую полосу и залегающие в ней рудные залежи. Отпрыски гранитной интрузии встре-

чаются в габбровом массиве в виде пронизанных в него кварцевых, аплитовых и пегматитовых жил и располагаются преимущественно вблизи контактовой зоны с гнейсо-

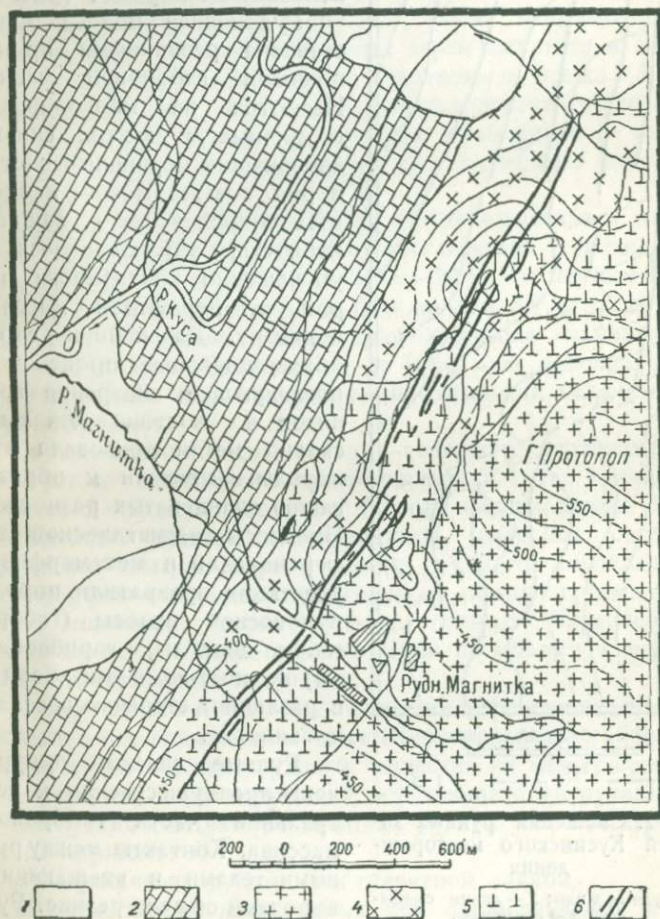


Рис. 1. Геологическая карта Кусинского месторождения

1 — наносы; 2 — известняки; 3 — гранито-гнейсы; 4 — габбро; 5 — амфиболиты; 6 — рудные залежи.

гранитами. С периодом образования гранитной интрузии связано происхождение целого ряда параллельно ступенчатых сдвигов, надвигов, флексур в рудных телах и в вмещающих их породах (рис. 2).

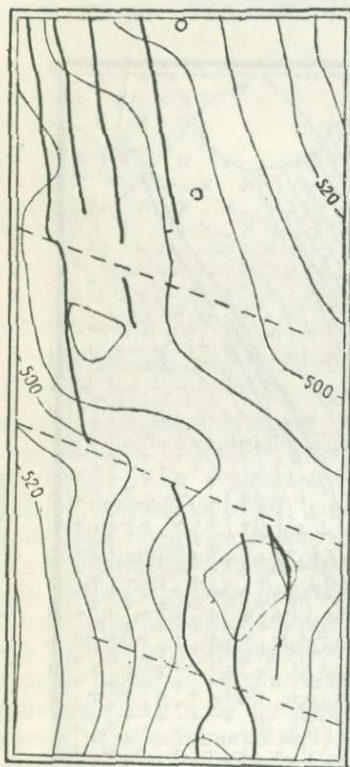


Рис. 2. Смещения рудных залежей Кусинского месторождения

1 — рудные жилы; 2 — линии смещений; 3 — скважины.

Рудоносная полоса представлена различными производными габбровой магмы. Несмотря на многообразие вторичных процессов, сильно изменивших первичный состав пород, все же можно наблюдать определенную закономерность, выражающуюся в уменьшении кислотности пород от периферии массива к центру. Дальнейшие горообразовательные процессы и последующее внедрение гранитов на востоке довольно сильно метаморфизовали эти породы и привели к образованию сланцеватых разностей. Процессы магматической дифференциации и метаморфизма участками превратили породы рудоносной полосы (габбро, габбро-диориты, горнблендиты) полностью в амфиболиты с различной степенью рассланцованности.

Рудные залежи приурочены преимущественно к центральной части габбрового массива. Контакты между рудными телами и вмещающими породами обычно резкие. Рудные тела имеют зальбанды,

состоящие из хлорита, граната, вкрапленника титано-магнетита и небольших количеств биотита.

Руда Кусинского месторождения — титано — магнетит состоит из агрегата минералов магнетита и ильменита. Зерна магнетита и ильменита, тесно примыкающие друг к другу имеют полиэдрические формы. Иногда они в большей или, меньшей степени разобщены друг от друга силикатами (чаще всего хлоритом), имеют округлые, также неправильные и ксеноморфные очертания. Размеры зерен магнетита и ильменита однозначны (наиболее распространены от 0,2 до 0,3 мм). Наблюдается также тесное взаимное прорастание по возможным плоскостям спайности магнетита ильменитом (и наоборот) и ламмельчатое прорастание этих минералов железным блеском и шпинелью.

Интересен порядок выделения в руде магнетита и ильменита, в зависимости от их количественных соотношений: если в руде ильменита меньше чем 20%, то первым начинает выделяться магнетит; если больше чем 35%, то первым выделяется ильменит. В пределах содержания ильменита от 20 до 35% и магнетита от 65 до 80% идет одновременная кристаллизация этих минералов со взаимными включениями друг в друга.

Вмещающие породы всегда содержат неравномерное количество включений титано-магнетита, от единичных включений рудных зерен до густого вкрапленника. Зоны, обогащенные рудным вкрапленником, залегают согласно с рудными телами. Зерна редкого рудного вкрапленника ксеноморфны и занимают пространство между зернами силикатов; наоборот, зерна весьма густого вкрапленника (от 40 до 60% и выше рудных зерен по объему в породе) имеют идиоморфные очертания.

Автор считает, что Кусинское месторождение титано-магнетита образовалось из остаточного расплава габбровой магмы, путем отжатия рудного вещества из междузерновых пространств в зоны нарушения остывающего интрузива.

Экскурсия следует по выходам рудных тел с севера на юг, осматривая:

- 1) пересечение рудных тел гранитной дайкой;
- 2) взаимоотношения рудных тел с вмещающими породами, типы руд и рудные зальбанды;
- 3) формы рудных тел;
- 4) тектонические нарушения рудных тел.

ЛИТЕРАТУРА

1. Малышев И. И. Пантелеев, П. Г. Пэк А. Б. Титаномагнетитовые месторождения Урала. Ак. наук СССР. Сов. по изуч. прир. ресурсов (СОПС). Уральск. фил. Ак. наук. Серия уральская, вып. 1, 1934.
2. Титаномагнетитовые месторождения Урала, ч. 2, Ак. наук СССР. Сов. по изуч. произв. сил (СОПС) и Ломон. инст. Серия уральская, вып. 2, 1936.

БЕРДЯУШСКИЙ ИЗВЕРЖЕННЫЙ МАССИВ

А. Н. ЗАВАРИЦКИЙ

Бердяушский массив представляет интерес с петрографической точки зрения, особенно сравнительно с знаменитым изверженным комплексом щелочных горных пород Ильменских гор.

Бердяушский массив представляет относительно небольшой сложный шток, образованный различными изверженными горными породами. Этот шток расположен на границе двух различных формаций, представляющей тектоническую линию, вдоль которой доломиты, относимые к нижнему кембрию или даже докембрию, приподняты по отношению к толще более молодых кварцитов и мергелей, распространенных к северо-западу от массива.

Отсутствие контактового метаморфизма в породах, прилегающих с этой стороны к изверженному массиву, позволяет предположить, что тектоническое перемещение произошло после образования массива. Со всех других сторон массив окружен доломитами, явно претерпевшими воздействие контактового метаморфизма. Доломиты здесь мраморизованы, и в них развиваются силикаты, главным образом форстерит, минералы группы гумита и реже другие контактово-метаморфические силикаты.

Бердяушский массив несколько вытянут в направлении общего простиранения пород. Его длина составляет около 10 км, ширина—около 4 км.

Площадь, занятая массивом, отличается относительно более крупным рельефом. Здесь находятся наибольшие воз-

вышенности ближайшего района (горы Вилесова, Голая и др.). К северо-востоку от массива за р. Саткой поднимается пологий хребет горы Сулея, сложенный кварцитами и сланцами. С юго-восточной стороны, параллельно возвышенности Бердяушского массива, протягивается более низкая гряда, сложенная черными (аспидными) сланцами, представляющими толщу, залегающую среди доломитов кембрия или докембрия (?). Многочисленные дайки и жилы диабазов залегают среди доломитов и сланцев кембрия. Стратиграфический разрез окрестностей Бердяушского массива дан в отдельной главе, где описаны магнетитовые месторождения Сатки и железорудные месторождения Бакала (см. стр. 32).

Как площадь, занятая Бердяушским массивом, так и его ближайшие окрестности бедны обнажениями, что в особенности затрудняет изучение внутренней структуры массива. Геологическая съемка и сравнительно немногие хорошие обнажения позволяют сделать некоторое предположение о его строении.

По геологической карте (рис. 3) видно концентрическое расположение слагающих массив пород: в центральной части видны выходы нефелинового сиенита. Они окружены зоной сиенитовых пород, частью зернистых, частью порфириковой структуры. Наружная часть массива сложена гранитовыми породами, большей частью рапакиви, и в этих породах заключены небольшие тела меланократовых горных пород.

Нигде внутри массива не были встречены выходы осадочных пород, и мы имеем, очевидно, одно целное сложное тело изверженных пород. На северо-восточной оконечности можно видеть ряд даек рапакиви среди доломитов. Эти дайки являются, очевидно, апофизами массива.

Выходы изверженных пород на холме, известном под названием горы Корсакаловки, отделены от изверженных пород массива и представляют, по видимому, очень небольшую сателлитовую интрузию.

В северной части массива видно, как дайки рапакиви пересекают пологопадающую толщу вмещающих доломитов; вдоль юго-восточной границы непосредственного контакта не видно, но в ближайших обнажениях гранита можно местами различить директивную текстуру, обнаруживающую крутое падение, тогда как вмещающие доломиты образуют

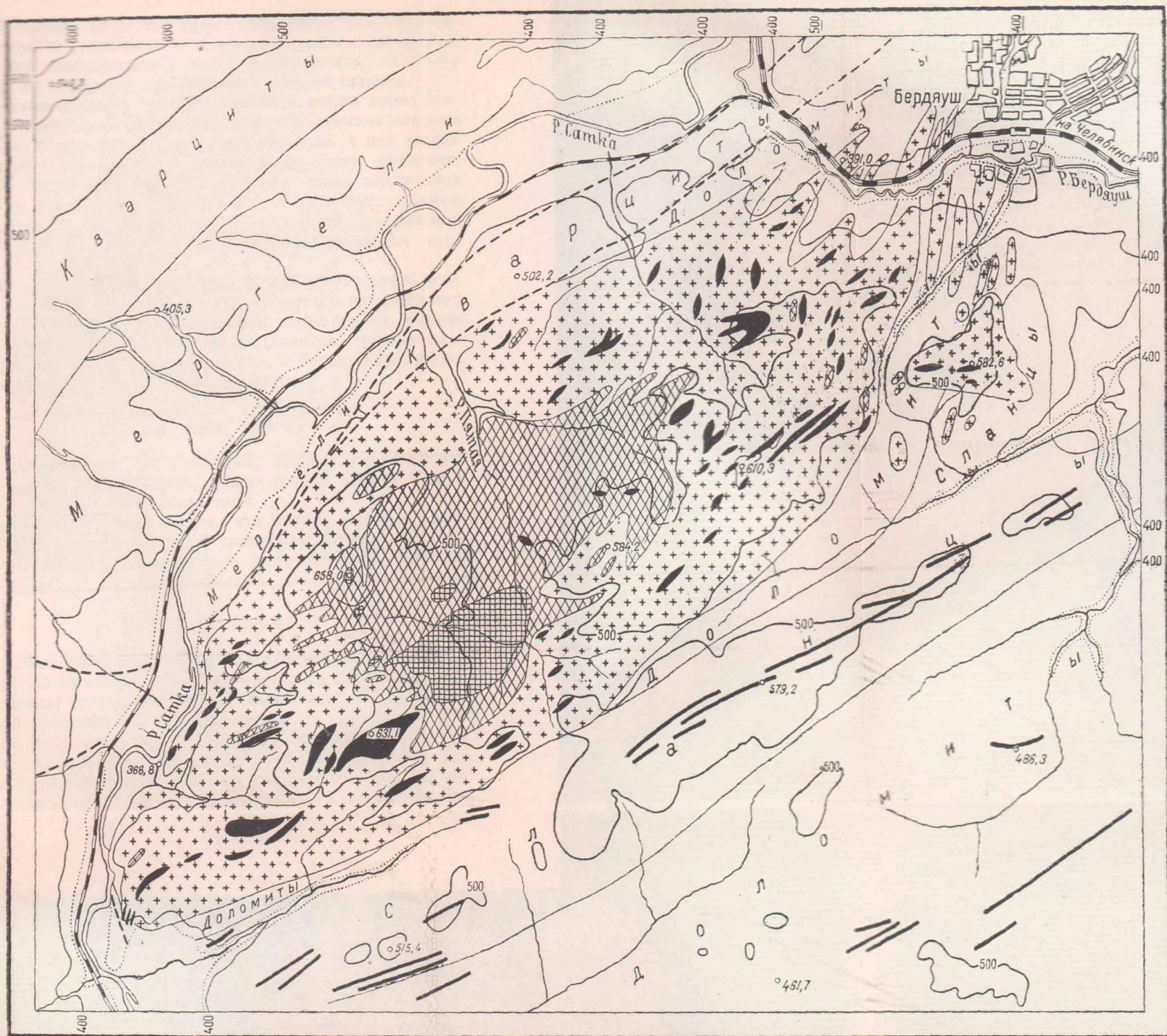


Рис. 3. Геологическая карта Бердяушского массива.

1 — граниты; 2 — щелочные сиениты и сиенит-порфиры; 3 — нефелиновые сиениты; 4 — меланократовые породы, преимущественно гибридные; 5 — дайки диабазы; 6 — сбросы.

пологопадающее на восток крыло синклинали. Эти отрывочные данные и геологическая карта заставляет рассматривать массив как аккордантный шток. С северо-запада, как было сказано, он ограничен тектонической линией разрыва.

Изучение взаимоотношений слагающих массив пород приводит к таким заключениям. Внешняя часть массива сложена гранитами (рапакиви) вместе с включенными в них телами гибридных меланократовых пород и жильными породами, которые были интродуцированы позднее: дайки сиенитовых порфиров пересекают рапакиви и имеют закаленные краевые зоны. Самыми молодыми являются породы центральной части — нефелиновые сиениты и нефелин-сиенитовые порфиры.

Таким образом Бердяушский массив представляет, очевидно, сложный шток. В отличие от другого изверженного комплекса Урала, в состав которого также входят породы серии от гранитов до нефелиновых сиенитов, именно ильменского комплекса щелочных пород, в Бердяушском штоке совершенно отсутствует гнейсовая фация.

ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ

Горные породы Бердяушского массива представляют значительное разнообразие. Здесь только кратко будут охарактеризованы главнейшие типы.

Из сказанного выше видно, что породы массива могут быть разбиты на такие группы: гранитовые породы; меланократовые породы, встречающиеся среди гранитов; сиенитовые породы и нефелиновые сиениты.

Гранитовые породы

1. Среди гранитовых пород Бердяушского массива давно получил известность уральский рапакиви (рис. 4). Эта порода отличается от ее финляндского прототипа меньшей правильностью овоидов калиевого полевого шпата, их меньшими размерами и меньшим постоянством своего состава, но она обладает самыми характерными чертами рапакиви, именно оболочками олигоклаза на более крупных округленных кристаллах калиевого шпата и идиоморфными

округлыми зернами кварца, наряду с присутствием этого минерала в виде ксеноморфных зерен и своеобразного *aussenkonkaver Quarz* (Попов), включенного в кристаллах калиевого полевого шпата. Роговая обманка и биотит по своим оптическим свойствам близки к таким же минералам финляндских рапакиви. Распространена примесь флюорита

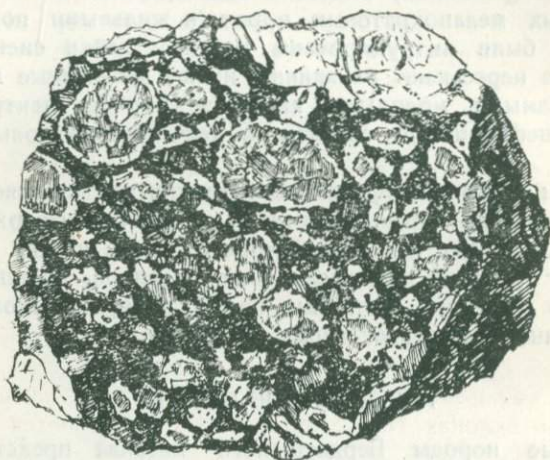


Рис. 4. Уральский рапакиви.

$\frac{1}{2}$ нат. вел.

и ортита. В химическом составе характерно богатство калия. По структуре среди уральских рапакиви различаются порфирированный тип и тип криптовый, в зависимости от относительного количества фенокристаллов (овоидов) калиевого полевого шпата и основной массы.

Нередко олигоклазовая кайма на кристаллах калиевого полевого шпата исчезает, и получается тип рапакивообразного гранита, отвечающего питерлитам Финляндии. Изредка встречаются разновидности, бедные кварцем, которые были отмечены как сиенитовая фация рапакиви.

В различных местах массива в рапакиви были встречены темные ксенолиты, имеющие состав и структуру гибридных пород.

2. Аплиты и аплитовые граниты. Наряду с рапакиви и рапакивиобразными гранитами в Бердяушском массиве находятся светлые аплитовидные граниты; в некоторых случаях они образуют несомненные жилы в рапакиви, в других, вследствие скудности обнажений, залегания их неясны. Эти породы несколько варьируют по составу и структуре. Цветным минералом является биотит в ничтожном количестве. Акцессорные минералы те же, что и в рапакиви; особенно надо отметить флюорит и ортит.

3. Мелкозернистые и среднезернистые роговообманковые граниты и кварцевые сиениты встречены в немногих местах.

4. Эгирин-авгитовый гранит образует дайку в доломитах около массива. Это беловатая среднезернистая порода из микропертита, кварца и эгирин-авгита. В контакте с дайкой в доломитах развивается диопсид и флогопит.

5. Пегматиты гранитного состава крайне редки в Бердяушском массиве. Они были встречены в отдельных глыбах.

6. Кварцевые порфиры и аплиты на восточном и южном склонах горы Корсакаловки отличаются обилием флюорита.

Маланократовые породы

1. Меладiorиты, вероятно представляющие гибридные породы, являются наиболее распространенными. Они богаты амфиболом, но в некоторых много диопсида; пропорции цветных и бесцветных минералов колеблются. Иногда присутствует кварц.

2. Несомненно гибридные породы сиенито-диоритового состава. Они отличаются неравномерным распределением в породе калиевого полевого шпата и отчасти кварца в виде отдельных пятен, иногда жилок. Иногда гибридные породы принимают необычный состав более редких пород: шонкинита, вебстерита, содержащего полевой шпат, и др.

3. Диабазы, встреченные в виде отдельных выходов и глыб среди гранитов Бердяушского массива, с одной стороны обнаруживают признаки метаморфизма, произведен-

ного в них гранитами, с другой стороны — они образуют дайки, секущие рапакиви. Были найдены даже диабазовые роговики. Дайки диабазовые тесно связаны в некоторых случаях с роговообманковыми лампрофирами типа камптонита, и было предположено, что по крайней мере некоторые из таких пород могут быть диабазовой фацией лампрофиров.

Петрографически диабазы довольно разнообразны, встречаются оливиновые и безоливиновые разновидности: в некоторых присутствует сильно окрашенный титан-авгит; иногда появляется бурая роговая обманка.

4. В некоторых местах среди рапакиви были встречены дайки роговообманковых лампрофиров, изменяющихся по минералогическому и химическому составу от спессартитов до камптонитов. Иногда также роговообманковые породы образуют краевую часть или апофизы даек, имеющие состав и структуру диабазов.

Сиенитовые породы

1. Среднезернистые сиениты мало распространены в Бердяушском массиве и тесно связаны с нефелиновыми сиенитами. Они принадлежат к группе щелочных сиенитов и состоят существенно из микропертита и гастингсита; иногда в небольшом количестве появляется кварц. По структуре может быть выделено несколько разновидностей.

2. Микросиениты и сиенитовые порфиры более распространены. Это желтовато-серые или зеленовато-серые плотные или порфировые породы. Наблюдались дайки этих пород, секущие рапакиви, но в большинстве случаев залегание сиенитовых порфиров неясно — вследствие плохих обнажений. Главными первичными минералами являются калиевый полевой шпат и щелочная роговообманковая порода, но они редко остаются в неизменном виде. Чрезвычайно характерной для сиенитовых порфиров является альбитизация калиевого полевого шпата с образованием тонкого микропертита: замещение, сопровождаемое разложением цветного минерала, превращающегося в хлорит и эпидот.

Нефелиновые сиениты

Нефелиновые сиениты слагают центральное ядро штока около 1 км в поперечнике. Его апофизы, в которых

породы приобретают порфировую структуру, пересекают сиениты и граниты рапакави.

Среди равномернозернистых нефелиновых сиенитов по текстуре различаются типы с гранитоидной и с трахитоидной текстурой. Рассматриваемые нефелиновые сиениты в общем относительно бедны нефелином. Цветной минерал чаще всего гастингсит, в более редких типах — биотит, эгирин и эгирин-авгит. Полевой шпат — микропертит со структурой замещения альбитом. Кроме нефелина иногда попадает анальцит. Порода бедна акцессорными минералами.

В порфировых типах пироксен более распространен, чем роговая обманка. Интересны в этих породах графические прорастания нефелином фенокристаллов полевого шпата. Только в одном месте в зернистых нефелиновых сиенитах была встречена тонкая жилка соответствующего пегматита. Из вторичных изменений в нефелиновых сиенитах заслуживают упоминания замещения нефелина бесцветной слюдой. Таким образом получают либнеритовые сиениты и порфиры Бердяушского штока.

КОНТАКТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ВОКРУГ БЕРДЯУШСКОГО ШТОКА

Как уже сказано, доломиты в контакте с Бердяушским штоком перекристаллизованы и превращены в мрамор, частью дедоломитизированы, и в них развиваются следующие минералы: форстерит, клиногумит, шпинель, диопсид, гранат, флогопит, тальк и тремолит, серпентин и брусит, образующие псевдоморфозы по форстериту и клиногумиту. Затем в контактовых породах встречен флюорит, апатит; в одном случае скаполит. Все эти минералы вкраплены в мраморах.

На горе Карсакаловке в одном пункте выступают грубозернистые скарновые породы, состоящие из граната, диопсида, везувiana, скаполита и эпидота. В этих породах, которые в общем отличаются непостоянством состава и структуры, кроме того, встречены роговая обманка, близкая к актинолиту, плагиоклаз, титанит, апатит, кальцит, магнетит и изредка молибденит.

К северу от Бердяушского массива в виде отдельных глыб были встречены амфиболиты, может быть тоже обязанные своим происхождением контактовому метаморфизму.

На восточном и южном склонах Корсакаловки и у южной оконечности массива можно наблюдать контактовый метаморфизм аспидных сланцев, которые переходят в пятнистые сланцы и затем в роговики. Последние нередко пересечены тонкими прожилками гранитного состава. Характерно присутствие в этих жилочках, а также и в самих роговиках пятнисто-окрашенного от бурого до синего — турмалина.

МАРШРУТ

У самой станции Бердяуш, восточнее вокзала, можно в выемках железной дороги видеть особенности доломитов кембрия, вмещающих Бердяушский массив. Эти породы местами со скорлуповатой структурой, обязанной своим происхождением постройкам водорослей *Collenia undosa* Walcott, полого падают к северо-западу и инъецированы интрузивными залежами диабазов. Около последних между слоями в доломитах развиваются прослойки лучистых агрегатов диопсида.

Западнее станции по линии железной дороги видно, как доломиты прорезаны апофизами массива рапакиви. Рапакивиобразный гранит этих апофиз в свою очередь перерезан дайками диабазов. Доломиты метаморфизованы, и в них развиваются контактово-метаморфические силикаты. В балластном карьере видны типичные рапакиви — граниты Бердяуша, пересеченные дайками диабазов и включающие округлые темные ксенолиты. Отдельные участки гранита (например в естественном обнажении у края карьера) необыкновенно богаты кварцем, значительно превышающим количество полевого шпата.

Дальнейший маршрут составляет, в случае хорошей погоды, пересечение массива по Пятой речке, к устью которой экскурсанты следуют в поезде.

С левой стороны от устья речки в берегу р. Сатки выступают ленточные мергели с падением к юго-востоку, т. е. под кварциты, образующие здесь высокие холмы по правую сторону р. Сатки. Эти кварциты определяются как стратиграфически более низкий горизонт палеозойской толщи; таким образом необходимо допустить здесь существование разлома. Другой подобный разлом отделяет кварциты от рапакиви.

Кварциты удобнее видеть по другую сторону Пятой речки. Вверх по речке за ними следуют выходы гранитов рапакиви. Поднявшись от этих обнажений рапакиви по склону долины, можно наблюдать неоднородность строения массива: гибридные диоритовые породы и дайки сиенитов, чередующиеся с выходами рапакиви.

Дальше вверх по долине Пятой речки в отдельных обнажениях выступают сиенитовые породы, представленные несколькими разновидностями, а также и рапакиви. В крутом склоне горы, против мостика через речку Пятую, видна пестрая смесь пород, среди которой преобладает рапакиви с темными ксенолитами и шлирами.

В русле ручья около этого места проявляются уже отдельные глыбы нефелинового сиенита. Лучшие выходы их находятся в 15 минут ходьбы от этого пункта.

РАЙОН БАКАЛ — САТКА — КУСА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

М. И. ГАРАНЬ

Район расположен на западном склоне Южного Урала. В геологическом отношении (рис. 5), а также и в тектоническом, район можно разделить на три зоны: 1) западную, представленную фаунистически охарактеризованным палеозоем, 2) центральную, обнимающую площадь распространения протерозоя и кембрия, и 3) восточную, сложенную метаморфической серией пород.

СТРАТИГРАФИЯ

Центральная зона, занимающая главную часть территории района, сложена мощной серией разнообразных нормальных или сравнительно слабо метаморфизованных осадочных пород (рис. 6.). Осадочная серия этой зоны на основании стратиграфического положения отдельных толщ и их петрографического состава расчленена на отдельные свиты и горизонты (снизу вверх):

Метаморфическая серия

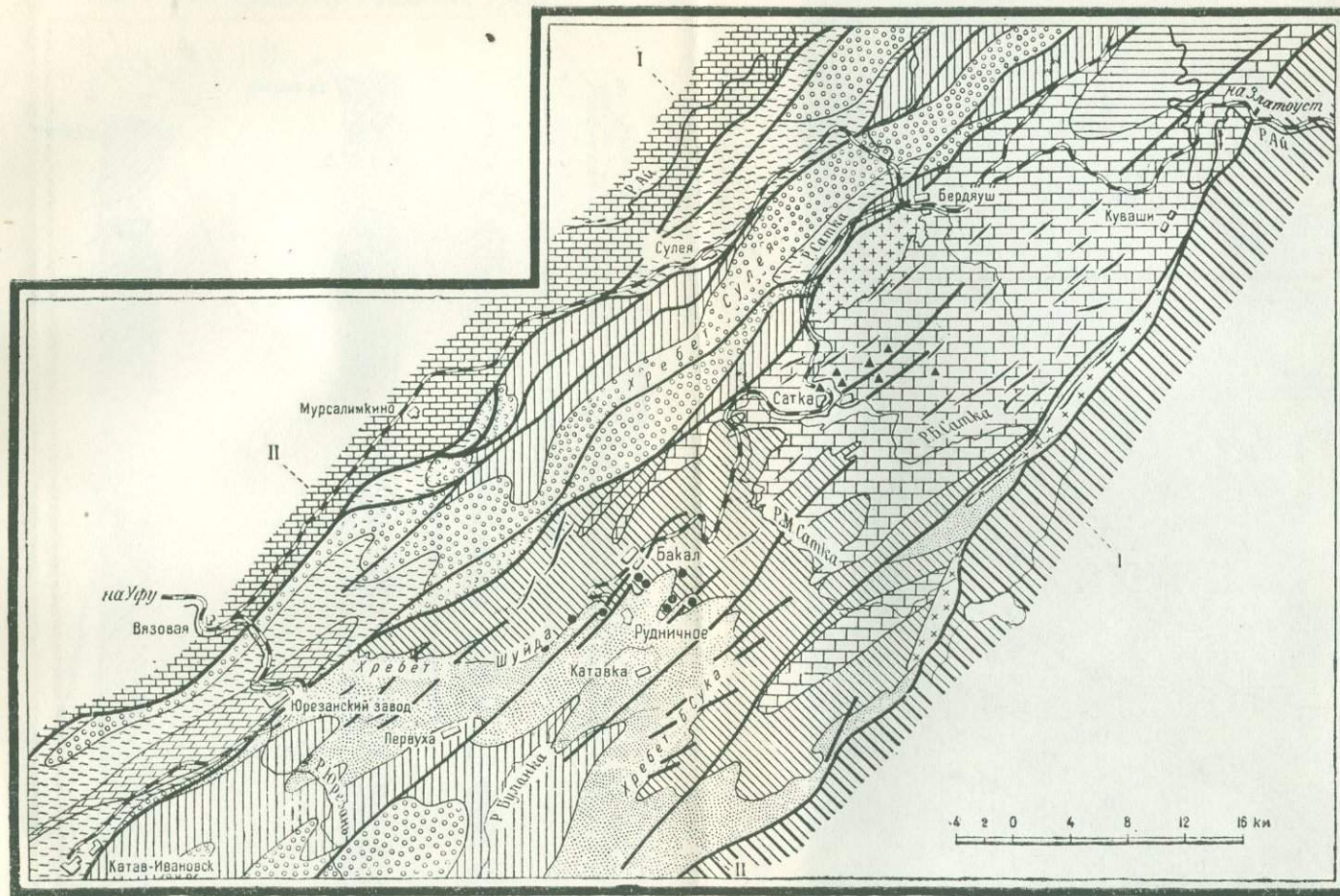
Метаморфические сланцы, гнейсы, амфиболиты —

Перерыв

Айская свита

а. Полимиктовые конгломераты с галькой кварцитов, аркозовых песчаников, сланцев, гнейсов —

б. Аркозовые средне- и мелкозернистые песчаники, переслаивающиеся сверху с зеленоватыми и светлосерыми мелкозернистыми песчаниками и сланцами. Мощность свыше 400 м



















-  Известняки и подчиненные им кварцевые песчаники девона и карбона;
-  Миньярская свита (См);
-  Катавская свита (См);
-  Зильмердакская свита (Ptz?);
-  Юрезанская свита (Ptz);
-  Надбакальская свита (Ptz);
-  Бакальская свита (Ptz);
-  Саткинская свита (Ptz);
-  Айская свита (Ptz);
-  Метаморфическая серия (А);
-  Изверженные породы Бердяушского плутона
-  Габбро и амфиболиты;
-  Дайки диабазы;
-  Линии тектонических нарушений;
-  Месторождения бурого железняка и сидерита;
-  Месторождения магнетита.

Рис. 5. Геологическая карта Бакало-Саткинского района.

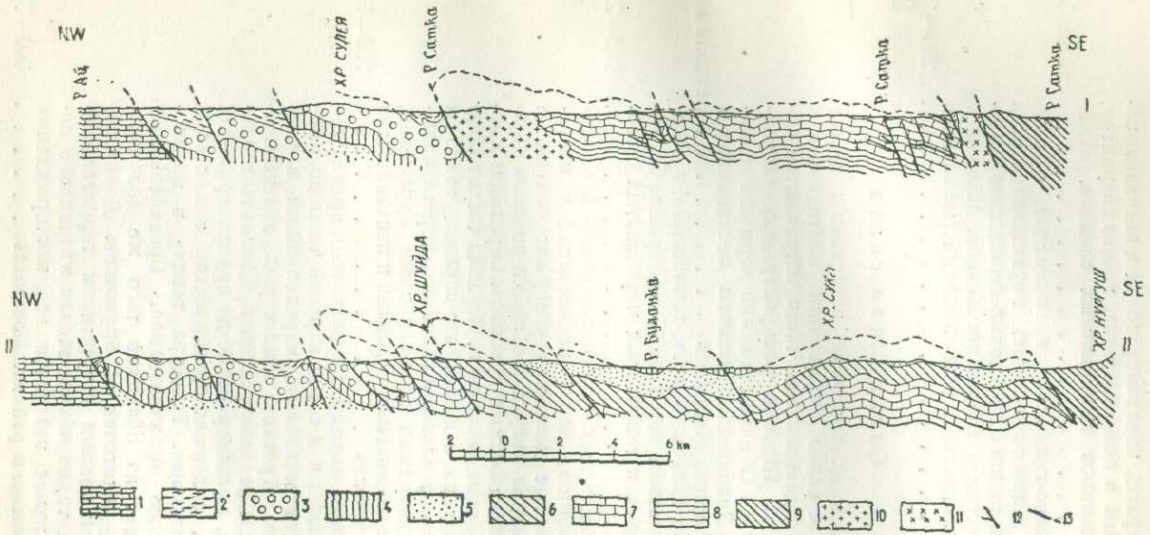


Рис. 6. Геологические разрезы Бакало-Саткинского района.

1 — известняки и подчиненные им кварцевые песчаники девона и карбона; 2 — катавская свита (Ст); 3 — зильмердакская свита (Рtz); 4 — юрезанская свита (Рtz); 5 — надбакальская свита (Рtz); 6 — бакальская свита (Рtz); 7 — саткинская свита (Рtz); 8 — айская свита (Рtz); 9 — метаморфическая серия (А); 10 — изверженные породы Бердиушского плу тона; 11 — габбро и амфиболиты; 12 — дайки диабазы; 13 — линии тектонических нарушений.

- с. Конгломераты, конгломератовые и песчаниково-глинистые сланцы в конгломератах, галька кварцитов, аркозовых песчаников и глинистых сланцев. Мощность свыше 500 м
- д. Песчаниково-глинистые и глинистые сланцы, темносерые и зеленовато-серые, переслаивающиеся в нижних слоях толщи с прослоями серицитизированных мелкозернистых и грубых песчаников. Мощность „ 600 „
- е. Черные глинистые и углисто-глинистые сланцы. Мощность 250—300 „

Саткинская свита

- а. Доломиты и доломитовые известняки, серые и светлосерые, с резко выраженной плитняковой и толстослойной отдельностью. Часто встречаются сутуры и стилолиты. Широко распространены скорлуповатые доломиты. Обилие стяжений черных и темносерых кремней. Значительно развиты песчанистые и кремнистые доломиты. Мощность свыше 800 „
- б. Глинистые сланцы черные, темносерые и зеленовато-серые, местами переходят в шиферные. Содержат прослой серых и темносерых мергелистых доломитов. Мощность 200—225 „
- с. Нижняя часть толщи состоит из тонко- и мелкозернистых доломитов, часто песчанистых и мергелистых. Песчанистые доломиты содержат окатанные (до 1—1,5 мм) зерна кварца и обломки полевых шпатов. К востоку песчанистые доломиты переходят в доломитовые кварцевые песчаники. Верхняя часть толщи представлена серыми и зеленовато-серыми, тонко- и микрослойными мергельными сланцами, переслаивающимися с плитняковыми доломитовыми мергелями, черными углисто-глинистыми сланцами и песчанистыми доломитами. Мощность 250—300 „
- д. Карбонатные породы, представлены преимущественно доломитами и в самой верхней части доломитизированными известняками, переходящими в чистые известняки. Прослой темносерых, зеленовато-серых, и черных мергельных сланцев. Доломиты темносерые и черные, мелкозернистые до крупнозернистых мраморовидных, содержат органическое вещество и слабо пахнут битумами. Текстура тонко- и крупно-слоистая, а также брекчиевидная. Брекчиевидные доломиты состоят из обломков того же доломита, имеющих форму плиточек и брусочков. Доломиты отличаются почти полным отсутствием терригенного материала. Характерно обилие жилок вторичного доломита. В этой толще находятся все месторождения магнезита Саткинского района. Мощность 300—500 „

Бакальская свита

- а. Внизу: темносерые и черные сланцы, местами переходящие в шиферные. Средняя часть толщи — темносерые, черные, зеленые и зеленовато-серые глинистые и песчано-глинистые сланцы. Вверху: зеленоватые и зеленовато-серые песчаниково-глинистые сланцы, слоистые и микрослоистые. Мощность 400 м
- б. Известняки серые и светлосерые, тонкозернистые до плотных с толстослойной пластовой отдельностью. Мощность 200 „
- с. Сланцы песчаниковые и песчаниково-глинистые, мелкозернистые, серые, зеленовато-серые и желтовато-серые. Внизу толщи переслаиваются с черными кварцитизированными глинистыми сланцами. Мощность 125 „
- д. Доломиты и доломитизированные известняки серые, темные и желтоватые, тонко- и среднезернистые, иногда мраморовидные, обладают массивной и толстослойной плитняковой отдельностью. Вверху и внизу толщи переслаиваются с серыми, черными и зеленовато-серыми глинистыми сланцами и переходят в мергелистые разновидности. В пределах Бакала к этой толщи приурочены почти все железорудные месторождения. Мощность 100 „
- е. Темносерые и зеленоватые глинистые, известняково-глинистые, реже песчано-глинистые сланцы с подчиненными прослоями известняков и доломитизированных известняков. Весьма типичны в верхней части толщи известняково-глинистые сланцы из чередующихся, иногда очень тонких слоев глинистого сланца и известняка. Часто известняки образуют в глинистых сланцах мелкие неправильные стяжения. Мощность 250 „
- ф. Известняки, доломиты и доломитизированные известняки с подчиненными им прослоями черных, зеленовато-серых и зеленых сланцев. Окраска карбонатных пород серая, темносерая и желтовато-серая. Преимущественно мелкозернисты, реже крупнозернисты. Обладают толстослойной и плитняковой нередко также скорлуповой отдельностью. К толще приурочены железорудные залежи обоих склонов Буландихи, часть месторождений Шуйды и Гаевского на Иркутскане. Мощность 100 „
- г. Глинистые сланцы, разнообразно окрашенные: зеленые, красновато-серые и черные, а также пятнистые. Вверху толщи нередко прослой небольшой мощности кварцитовидных песчаников. Толща отличается резко выраженным непостоянством мощности

и на сравнительно небольшой рудоносной площади Бакала колеблется от долей метра до многих десятков метров. Мощность

100 м

Переры в

Надбакальская свита

а. Кварциты и кварцитовидные песчаники, слагающие хребты: Шуфду, Суку, Уван, Маткаль и Зюраткуль.

В основании кварцитовой толщи и в нижних ее частях отдельными участками залегают конгломераты. Средняя мощность конгломератов 2—4 м. Галька преимущественно кварцитовая. Цемент кварцитовый и песчано-глинистый. Размеры гальки 8—10, редко 30—40 см. Нижние кварциты неравномерно-зернистые, белые и светлосерые, часто обладают вторичной окраской буроватого, красноватого и желтоватого цвета.

Верхняя часть толщи представлена тонкозернистыми кварцитовидными песчаниками с грубоплитняковой отдельностью. Окраска породы зависит от распределения углистого вещества. Кварцит содержит местами пропластки черного филлита. На поверхностях пластовой отдельности кварцитов видны следы трещин высыхания. Мощность

200—250 „

б. Сланцы песчаниковые, кварцитовидные и песчаниково-глинистые, серого, темносерого и зеленовато-серого цвета, плитняковые, слоистые. Переслаиваются с черным филлитом. Толща содержит мелкие линзочки сидерита и небольшие скопления бурых железняков. Мощность

250 „

с. Черные глинистые сланцы, переходящие книзу в песчано-глинистые с прослоями мергелистых доломитов

100 „

д. Песчаники, песчаниково-глинистые и песчано-глинистые сланцы. Песчаники мелкозернистые, серые, зеленовато-серые. Содержат полевые шпаты, серицит, хлорит и т. п. Вверху толщи преобладают сланцы, местами с прослоями мергелистых доломитов. К толще приурочены месторождения бурых железняков. Мощность

300 „

Юрезанская свита

Песчаниковые, песчаниково-глинистые и песчано-глинистые сланцы, зеленые и зеленовато-серые. Переслаиваются с значительными по мощности толщами мелкозернистых серых и темносерых доломитов. Мощность не менее

500—600 „

Переры в

Зильмердакская свита

- а. Аркозовые песчаники, крупнозернистые до грубозернистых, переходящие местами в конгломератовидные. Состав: окатанные или угловато-окатанные зерна желтого, розоватого или красноватого полевого шпата (часто микроклина), кварца, каолина, серицита, хлорита, редких зерен эпидота. Мощность 200—250 м
- б. Сланцы песчаниковые и песчано-глинистые, тонко- и мелкозернистые, красного и шоколадного цвета, плитняковые с волновыми знаками ряби. Связаны непрерывными переходами с аркозами. Мощность 125 „
- в. Сланцы песчаниково-глинистые, песчано-глинистые и глинистые, слоистые. Цвет зеленый, зеленовато-серый и зеленовато-желтый. Мощность 125—150 „
- г. Кварцитовидные песчаники среднезернистые, светлые, сахаровидные, с толстослоистой отдельностью и редкими знаками ряби. Внизу и вверху с прослоями зеленых сланцев. Самые верхние части толщи состоят из мелкозернистых, серых, зеленовато-желтых и красноватых песчаников, часто с ясной косою слоистостью. Мощность 300—350

Катавская свита

Тонкозернистые до плотных известняков и мергели, окрашенные преимущественно в красновато-бурый, зеленый, сиреневый и светлосерый цвета. Они обладают идеальной тонкой слоистостью. Мощность 350—400 „

На катавскую свиту, как это установлено в более южных частях Урала, налегает инзерская. Она сложена из различно окрашенных кварцитовидных и аркозовых песчаников, а также песчаниковых сланцев с глауконитом. Выше инзерской залегают толща пород миньярской свиты, сложенной преимущественно серыми доломитами и известняками, иногда кремнистыми и скорлуповатыми. Карбонатная толща миньярской свиты покрывается породами ашинской свиты, представленной зелеными кварцевыми, серицито-кварцевыми, иногда аркозовыми песчаниками и сланцами с прослоями грубозернистых песчаников.

Возраст выделенных свит не установлен. Ашинская свита, повидимому, трансгрессивно покрывается известняками живетского и франского ярусов. В толще, литологически сходной с породами ашинской свиты, А. Блохиным найдена

нижнесилурийская фауна. В миньярской свите обнаружены формы, близкие к *Archaeocyathus* sp. *Etmophyllum parvum* Vol., а также водоросль *Epihyton* sp. В породах катавской свиты встречаются остатки известковых водорослей: *Collenia compacta*, *Gymnosolen*, *Osagia*. Указанные проблематические остатки кембрийской фауны и флоры, а также сопоставление приведенного стратиграфического разреза с другими разрезами Южного Урала заставляют считать вероятным кембрийский возраст для свит, залегающих выше зильмердакской. Докембрийский возраст нижних древних свит, начиная с зильмердакской, а равно и граница между кембрием и предположительным докембрием пока являются условными.

Осадочная серия выделенных свит отлагалась в условиях осцилирующего побережья, расположенного к востоку. Внутренний водоем существовал в конце саткинской эпохи. В нем при особых условиях происходило образование саткинских доломитов, богатых органическим веществом и лишенных терригенного материала. В условиях сильно обмелевшего бассейна образовались также карбонатные породы бакальской и юрезанской свит.

Изверженные породы. Изверженные породы занимают в районе подчиненное положение. В центральной части района они представлены сложным комплексом пород Бердяшского массива, который описан в отдельном очерке. В юго-восточной части района по линии тектонического контакта центральной зоны и метаморфической серии пород выступает ряд вытянутых в северо-восточном направлении мощных дайкообразных интрузий габбро. С ними связаны крупнейшие в Союзе Копанское и Кусинское месторождения титано-магнетита. В той же центральной зоне района широко развиты многочисленные дайки и особенно интрузивные залежи диабазов, габбро-диабазов, диабазовых порфиритов и оливиновых диабазов.

ТЕКТОНИКА

В тектоническом отношении мощная серия осадочных образований центральной зоны собрана в широкие складки северо-восточного простирания, осложненные более мелкой складчатостью. Складчатый комплекс осложнен разрывами, имеющими характер надвигов по крутопадающим на юго-

восток поверхностям. Характернейшая особенность строения всего складчатого комплекса — погружение осей складок в юго-западном направлении. Вследствие этого при движении с юго-запада на северо-восток на современной денудационной поверхности выступают все более древние отложения.

Основные черты тектоники хорошо видны в пределах Бакала. С вершины горы Буландихи или Иркутскана видна вся панорама этой складчатости. При взгляде на юго-запад перед наблюдателем лежит бакальская синклиналь шириной 12—14 км. Юго-восточным крылом этой синклинали является лишенный в верхних частях растительности кварцитовый хребет Суки. К востоку кварциты Суки переходят на горы Большой и Малый Уван и образуют большую уванскую антиклиналь. Кварциты хребтов Маткаля и Зюраткуля являются юго-восточным крылом этой антиклинали. Северо-западное крыло бакальской синклинали образуют кварциты хребта Шуйды; изгибаясь, они образуют антиклиналь, северо-западное крыло которой срезано бакало-саткинским надвигом. Громадные кварцитовые крылья бакальской синклинали осложнены складками меньших размеров, часто асимметричными, с более крутыми северо-западными крыльями. Эта складчатость также сопровождается разрывами.

В северо-восточной, замыкающейся части бакальской синклинали расположена рудоносная площадь Бакала. Здесь кварциты образуют складки второго порядка по отношению к основной складчатости района. Зона этой складчатости характеризуется сильным смятием кварцитов и, в особенности, подстилающей их сланцево-карбонатной толщи, развитием многочисленных второстепенных складок, а также разрывами.

САТКИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ МАГНЕЗИТА

М. И. ГАРАНЬ

На западном склоне Южного Урала в протерозойских толщах по территориальному расположению и условиям залегания можно выделить четыре группы месторождений кристаллического магнезита: Саткинскую, Бакальскую, Катав-Ивановскую и Белорецкую. Наиболее крупной из них является Саткинская.

Стратиграфическое положение этой группы в общем разрезе протерозоя западного склона Урала было указано в геологическом очерке Бакало-Саткинского района (см. стр. 32). Саткинская группа включает двенадцать месторождений, залегающих в темносерых до черных мраморовидных, частью брекчиевидных верхнесаткинских доломитах.

В этой группе можно выделить подгруппу, заключающую наиболее крупные месторождения района. Они располагаются сравнительно узкой полосой в направлении к северо-востоку от завода „Магнезит“ на протяжении около 7,5 км. Это — главная магнезитоносная полоса района. Она расположена в северо-западном крыле синклинали.

Саткинские месторождения магнезита — наиболее крупные не только в Советском Союзе, но и среди мировых месторождений. Они являются основной сырьевой базой магнезитовой промышленности СССР. Кроме того в течение последних 10 лет саткинский магнезит является предметом экспорта в крупнейшие страны Западной Европы: Англию, Германию, Францию и др. Существовавший до революции

небольшой завод в Сатке по переработке магнезита заново переоборудован, рядом с ним построен новый завод, значительно превосходящий по мощности старый. Горные работы и рудничный транспорт механизированы и электрифицированы, заканчивается строительство крупной обогатительной фабрики. Добыча магнезита с 70 тыс. тонн в довоенное время возросла в последние годы до 800—900 тыс. тонн.

Систематическая добыча и переработка магнезита начались в Сатке в небольшом размере в 1900 г. на Карагайском месторождении, частично в довоенное время она производилась также на г. Волчьей. В настоящее время добыча целиком сосредоточена на самом крупном в районе Карагайском месторождении (рис. 7).

До 1929 г. запасы магнезита в районе исчислялись в 31 млн. тонн. Проведенные за истекшие годы геолого-разведочные работы увеличили эту цифру до 145 млн. тонн, т. е. почти в пять раз.

Магнезитовые залежи имеют пластообразную форму и залегают согласно с доломитами. Все залежи главной магнезитоносной полосы имеют простираие СВ 30—50°, падают на юго-восток под углом 20—45°, редко более круто. Они прослеживаются по простираию от нескольких сотен метров до 1,5—2 км. Протяжение залежей вглубь по падению меняется в зависимости от их мощности и условий залегания. В одних месторождениях магнезит констатирован на глубине 60—80 м по падению, в других до 250—300 м. Мощность залежей обычно постоянна по падению и простираию, измеряясь несколькими десятками метров, а в крупных месторождениях равна от 60—80 до 110 м.

Контакт между магнезитом и вмещающими доломитами резкий и везде отчетливо виден вследствие разницы в структуре и цвете этих пород. Контакты — прямолинейные или слабо извилистые, но нередко наблюдаются резкие и бухтообразные проникновения магнезита в доломит. Часто магнезит содержит прослои или неправильной формы участки доломита боковых пород. Магнезитовые залежи и вмещающие их доломиты прорезаны жилами диабазы.

Магнезит представляет среднезернистую, часто крупно- и грубозернистую породу белого, сероватого или голубовато-серого цвета; в выветрелом состоянии приобретает желтова-

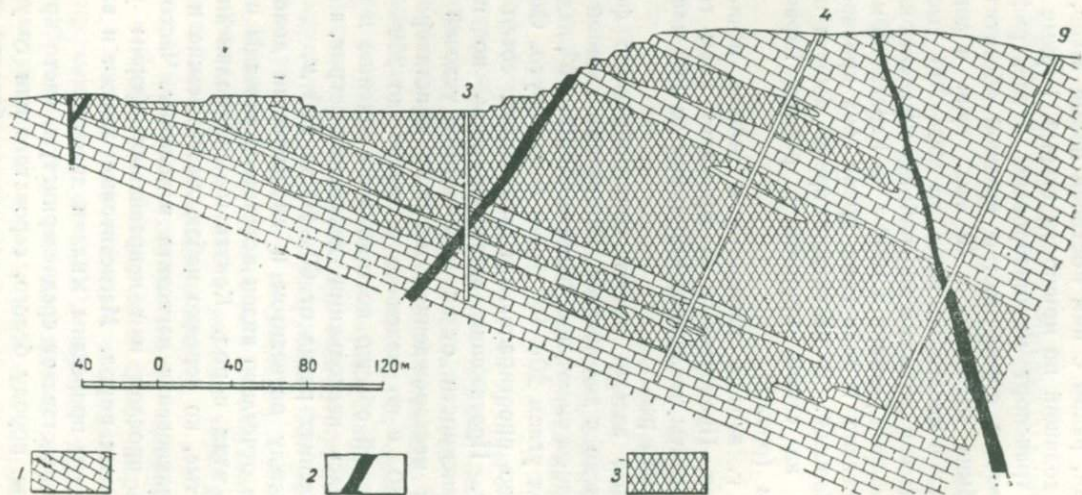


Рис. 7. Геологический разрез Карагайского месторождения магнетита.

1 — доломит; 2 — диабаз; 3 — магнетит.

тую окраску. Несмотря на грубозернистое сложение породы, хорошо образованные кристаллы встречаются крайне редко. Обычно порода состоит из агрегата крупных (1—1,5 см, иногда до 5—10 см) ромбоэдрических кристаллов. В других случаях ромбоэдрический габитус зерен-кристаллов выражен слабее, и порода состоит из изометрических зерен, иногда шестоватых или же сплюснутых, овалоидных.

Макро- и микроскопическое рассмотрение магнезита указывают, что все разновидности саткинского магнезита обладают типичной кристаллобластической структурой. Здесь могут быть выделены гомеобластические и гетеробластические типы. Необходимо отметить разновидность гетеробластической структуры, которую австрийские геологи называют пинолитовой.

Саткинский магнезит характеризуется большим разнообразием структурных рисунков. В зависимости от пространственного расположения составных частей породы можно выделить два основных типа структур: 1) ориентированных и 2) неориентированных. К ориентированным структурам относятся: полосчатая, гребенчато-полосчатая (рис. 1 и 2) и центрическая. Их возникновение связано с ориентированной перекристаллизацией породы. Часто такого рода кристаллизация сопровождалась оттеснением углистого вещества в комочки, тонкие нитевидные полоски, иногда мелкозубчатые и образующие стилолитоподобные образования.

К неориентированным структурам принадлежат: 1) массивная или беспорядочно-зернистая, 2) брекчиевидная. Массивная структура характерна для сплошных, компактных масс магнезита, представляющих агрегат из беспорядочно ориентированных зерен породы. Брекчиевидная структура обусловлена перекристаллизацией породы вдоль по тонким, в различных направлениях расположенным, трещинкам. Магнезит в современном его облике представляется породой, подвергшейся несколько раз перекристаллизации вследствие разнообразных причин. Перекристаллизация породы облегчалась циркуляцией водных растворов по тончайшим трещинкам и плоскостям слоистости породы.

По химическому составу саткинский магнезит характеризуется высокой чистотой. Это видно из табл. 1, где даны

результаты опробования магнезита при разведках на отдельных месторождениях.

Таблица 1

Месторождение	Средневзвешенное процентное содержание по месторождению				
	MgO	CaO	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Потеря при прокаливании
Карагайское	45,5	1,0	1,00	1,5	50,9
Волчьегорское:					
Верхняя залежь	45,21	1,89	1,18	0,06	50,49
Нижняя залежь	45,61	1,43	0,62	1,24	51,00
Мельничное	46,63	0,30	1,25	0,80	50,01

В отличие от магнезита других южноуральских, а также известных австрийских месторождений саткинский магнезит отличается малым содержанием окислов железа.

Характернейшей примесью в саткинском магнезите является черное углистое или углисто-глинистое вещество. Оно, как сказано, располагается в виде комков между зернами породы, образует пленки на них, или же распределяется тонкими мелкозазубренными полосками. Часто на плоскостях пластовой отдельности и в особенности на плоскостях давления и сланцеватости магнезита наблюдаются скопления и корки черного углистого вещества, превращенного в результате динамометаморфизма в графитит и частично, быть может, в графит с сильным металлоидным блеском. Помимо метаморфизованной органической массы в состав углистого вещества входят кварц, тальк, хлорит, тончайшие зернышки карбоната и тонкораспыленный глинистый материал. Серая и темносерая окраска магнезита обусловлена черным пигментом, представляющим тонкораспыленное углистое вещество в магнезиальном карбонате. Сопоставление состава магнезита, богатого примесью углистого вещества (образец 589), с магнезитом, содержащим последнее в небольшом количестве, дано в табл. 2.

Таблица 2

№ образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O+K ₂ O	S	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O	Органическое вещество
589	2,75	0,94	0,14	0,81	0,02	0,74	45,79	0,15	0,15	0,02	49,14	0,23	0,31
5	0,32	0,29	0,04	0,62	0,02	0,78	47,02	0,12	0,02	0,01	51,50	0,12	0,14

Минералогический состав магнезитовых залежей несложен. Кроме образующего их магнезита, в них были встречены вторичный белый доломит, кальцит, арагонит, гидромагнезит, аморфный магнезит, кварц, опал, тальк, брусит, серпентин, гимнит, хлорит, пирит, малахит, гетит, лимонит, сфалерит, магнетит и галенит. Большинство этих минералов возникло в результате гидротермальной деятельности, связанной, вероятно, с инъекцией диабазовой магмы, и они являются более поздними образованиями, чем магнезит. Из перечисленных минералов белый вторичный доломит, кварц, отчасти арагонит, кальцит и пирит в той или иной мере отражаются на химическом составе магнезитовой руды; остальные минералы встречаются редко и в ничтожных количествах. Обычно более интенсивная минерализация наблюдается в магнезите, прилегающем к диабазовым дайкам. В приконтактовых зонах с диабазитами особенно интенсивно проявляется доломитизация магнезита, его пиритизация и оталькование.

Большой интерес представляет способ образования громадных магнезитовых залежей в протерозойских доломитах. Д. В. Наливкин приписывает им осадочное происхождение. А. Н. Заварицкий рассматривает Саткинские месторождения как продукт метасоматического замещения вещества доломитового известняка крупнокристаллическим агрегатом магнезита. Замещение произведено восходящими термальными источниками.

Автор считает, что магнезит представляет собой образование эпигенетическое, т. е. вторичное по отношению к вме-

щающим его доломитам. Это доказывается соотношением магнезитовых залежей с боковыми породами. Магнезит образовался, как правильно считает А. Н. Заварицкий, путем метасоматического замещения доломита карбонатом магния. Магнезия, необходимая для образования магнезита, содержалась в самих доломитах. Формирование месторождений обусловлено циркуляцией магнезиальных растворов в доломитовой толще. В дальнейшем, под влиянием сильных дислокаций и постмагматических процессов, связанных с диабазовой магмой, произошла перекристаллизация магнезита и наложение на давно сформировавшиеся месторождения ассоциации минералов, принадлежащих гидротермальной фазе

МАРШРУТ

В Сатке на территории завода „Магнезит“ экскурсия направляется через заводскую площадь на северо-восточный борт карьера № 1. Отсюда с эстакады видна вся громадная мощность этого замечательного месторождения, раскрытого карьером длиной около 500 м и шириной 250 м. По высокому юго-восточному борту карьера верхними уступами вскрыты темносерые, до черных, плитняковые и массивные с брекчиевидной текстурой доломиты всяческого бока залежи. Они содержат прослой мергелистых доломитов и мергельных сланцев. Падение доломитов ЮВ 140—150°, под углом 20—25°. В них заключена 15—20-метровая толща грубозернистого магнезита, представляющая ответвление главной магнезитовой залежи Карагая. Этими же уступами обнажена дайка диабазы, падающая на северо-запад. В доломитах видны многочисленные тонкие секущие и пластовые жилки вторичного крупнозернистого белого доломита, часто сопровождающегося кварцем, пиритом, халькопиритом и тальком. Иногда в трещинах и в маленьких кавернах доломита видны выделения мутносерого и бледнорозоватого талька. В контактовой зоне с диабазом наблюдается оталькование, пиритизация и окварцевание магнезита и доломита.

Все широкое дно карьера раскрывает центральную часть мощной магнезитовой залежи. Здесь в свежих забоях можно наблюдать различные структурные и текстурные особенности, типичные для карагайского магнезита. Основные разновидности

ности их были упомянуты выше. Ближе к лежащему боку в магнезите видны прослойки плитняковых доломитов, темно-серых и черных, с пропластками черных и темносерых мергельных сланцев. В доломитах нередки выделения мутносерого и розоватого талька, вкрапленность пирита. Магнезит разбит многочисленными трещинами отдельности, которые группируются в три основные системы. Трещины часто выполнены вторичным белым или мутносерым доломитом, образующим тонкие (3—5—10 см) жилки с резко выраженными зальбандами. Иногда вдоль таких жилок видны оторочки из мутносерого доломита, заместившего магнезит, причем отчетливо сохраняются структура и текстура магнезита. Не редки также выделения в магнезите молочно-белого доломитового шпата, сопровождающегося часто кварцем и пиритом.

После осмотра Карагайского месторождения экскурсия направляется на осмотр завода „Магнезит“.

БАКАЛЬСКИЕ ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Н. А. УШАКОВ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Бакальские железорудные месторождения расположены на западном склоне Южного Урала, в пределах Саткинского района. Известные в настоящее время месторождения и рудники расположены по склонам гор Буландихи, Шуйды и Иркутсана.

Таблица 1

Количество добытой готовой руды из Бакальских месторождений с 1760—1936 гг. включительно

Период	Продолжительность в годах	Добыча тыс. тонн	Средняя годовая добыча в тоннах
1760—1860	100	1900,0	19 000
1861—1900	40	2600,0	65 000
1901—1917	17	2820,0	160 000
1919—1922/23	5	303,1	60 620
1923/24—1927/28	5	1168,8	233 760
1928/29—1932	4	1731,3	432 825
1933—1935	3	1918,5	639 500
1936	1	434,4	434 400
1760—1936	175	12876,1	

Известны месторождения с половины XVIII века и с тех пор непрерывно разрабатываются. За время с начала разработки по 1936 г. включительно добыто около 12—13 млн. тонн готовой руды (табл. 1).

После Октябрьской революции благодаря расширению геолого-разведочных работ выявлены новые рудные тела, и запасы руды увеличены более чем в 6 раз.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ФОРМА РУДНЫХ ТЕЛ

Очерк стратиграфии и тектоники всего района уже дан выше (стр.).

Как там уже отмечено, Бакальские месторождения залегают в пределах бакальской свиты, преимущественно в двух горизонтах; небольшие рудные залежи имеются и в горизонте между этими двумя. На участке месторождений в пределах бакало-саткинской синклинали имеем серию более мелких складок, с той же ориентировкой осей, что и основная синклираль, и ряд нарушений с разрывом сплошности. Вследствие древней и более поздней эрозий на большей части рудоносной площади верхние горизонты бакальской

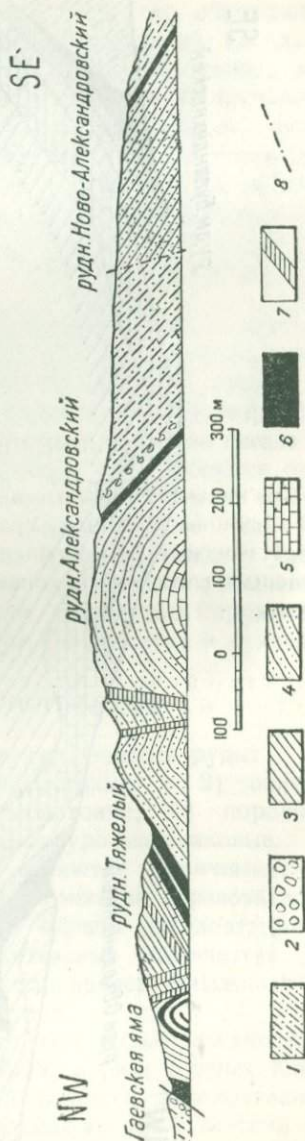


Рис. 8. Геологический профиль через г. Иркутскан.

1—кварциты; 2—конгломераты; 3—сланцы глинистые и карбонатно-глинистые, средне-бакальского горизонта; 4—сланцы иркутского горизонта; 5—карбонатные породы; 6—сидериты и окисленные породы; 7—диабазы; 8—сбро́сы.

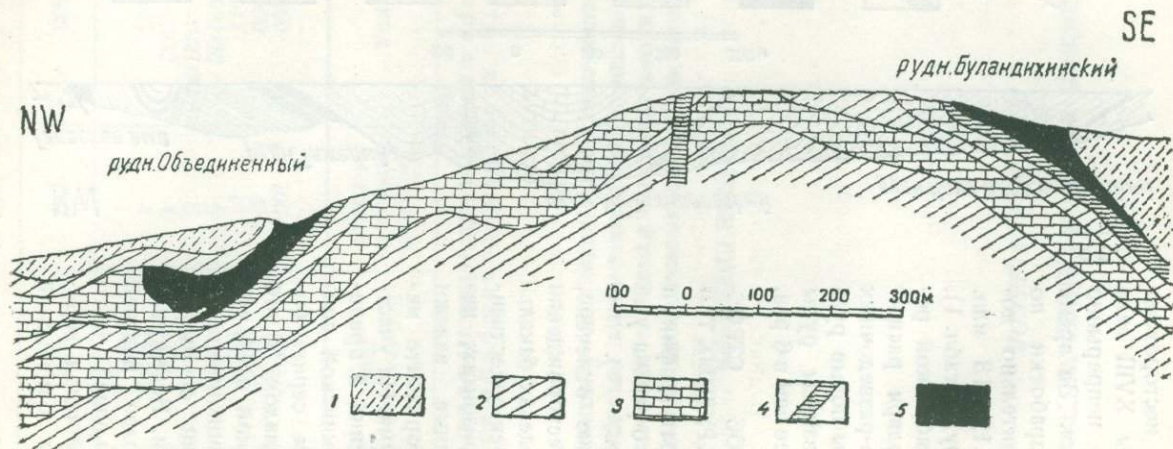


Рис. 9. Геологический профиль через г. Буландиху (по Г. М. Мокшанову)
 1 — кварциты; 2 — сланцы; 3 — карбонатные породы; 4 — диабазы; 5 — окисленные и сидеритовые руды.

свиты отсутствуют, вплоть до мест, где обнажаются или непосредственно перекрываются кварцитами сланцы иркусканского горизонта (гребень горы Иркускана, карьеры Ивановских рудников и др.). Рельеф участка месторождений в основном отвечает тектоническим элементам: антиклиналям отвечают возвышенности, синклиналиям — междугорные долины, в большей или меньшей степени заполненные делювием и элювием (рис. 8). Известные рудные тела залегают в крыльях антиклиналей. Размеры их по простиранию до 1,5 км, по падению 200—300 м, мощность до 60—70 м.

Кроме мощных залежей известны пачки сближенных, относительно тонких пластовых залежей и гнезд, разделенных прослоями сланцев, доломитов, диабазов; таковы рудные тела Ленинского рудника, Тяжелого № 1 (северо-западная часть) и т. д. Кроме того, встречаются мелкие гнезда в доломитах и реже в сланцах. Размеры их колеблются от долей кубического метра до нескольких десятков тысяч кубических метров. Примером могут служить рудные тела Верхне-Буланского северного рудника (рис. 9). Следует упомянуть еще совершенно не имеющие практического значения тонкие, до несколько сантиметров мощностью, прожилки карбонатных или окисленных руд в доломитах и в кварцитах.

ХАРАКТЕРИСТИКА РУД

В Бакальских месторождениях имеются руды:

1) карбонатные или сидеритовые и 2) окисленные: а) тонкопористые турьит-лимонитовые, б) порошокватые турьит-лимонитовые, в) натечные бурожелезняковые.

Карбонатные руды всюду являются первичными; за счет их глубокого химического выветривания образовались окисленные руды. За 175-летний период эксплуатации месторождений накопились значительные количества рудной мелочи, так называемые высева, представляющие в настоящих условиях полезный материал.

Карбонатные или сидеритовые руды слагают глубокие горизонты большинства залежей, в ряде рудных тел составляют главную массу руд и вскрыты эксплуатационными карьерами на глубине нескольких метров (Гаевский рудник,

карьер № 3 рудника им. ОГПУ). Они имеют массивное, реже концентрически-скорлуповатое и иногда брекчиевидное сложение, плотны, но иногда с небольшими пустотами — полостями до 1 дм² в пределе. Частью эти руды совершенно однородны и состоят почти из одного минерала (в руднике Объединенном, частью в Верхне-Буланском южном); частью же они резко неоднородны с многочисленными прожилками и полостями, выполненными крупнозернистыми карбонатами, кварцем, реже баритом.

Как правило, эти выполнения прожилков и полостей содержат сульфиды (пирит, халькопирит, редко галенит), а также гематит, горный хрусталь. Обычно в полостях имеются крупнозернистые сидериты, которые к центру сменяются железистыми доломитами, и наконец, в центре всегда находится кварц, а иногда и барит. В рудах отличается концентрически-скорлуповатая и брекчиевидная структуры. Структура сидеритовых руд — от тонко- до крупнозернистой. Размеры зерна колеблются от сотых долей миллиметра до нескольких миллиметров, а в выделениях нередко зерна от 1—1,5 см и даже более. Главным минералом в них является преимущественно марганцовистый сидероплезит (FeCO₃ 62,5—87%) и значительно реже пистомезит (FeCO₃ 37,5—62,5%).

На окисленных сидеритах обычны гипергенные тонкие налеты и примазки сульфатов (купоросов, гипса), местами образования арагонитов.

Химический состав сидеритов приведен в табл. 2.

Таблица 2
Химический состав сидеритов

Место взятия пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	S	P ₂ O ₅	Потери при прокаливании
Глевская яма, обр. 450 .	0,39	0,19	1,23	—	48,1	1,75	следы	8,60	следы	0,003	40,5
Верхне-Буланское Юж- ное	2,44	—	0,70	—	56,76	2,74	следы	6,55	0,50	0,010	30,3
Рудник им. ОГПУ, карьер № 3	3,32	—	0,95	0,69	41,75	1,29	3,27	10,7	0,322	0,008	—

Удельный вес сидеритовых руд 3,5—3,6.

Окисленные тонко-пористые турьит-лимонитовые руды представляют продукты химического выветривания карбонатных руд. По практическому значению являются одной из главных разновидностей руд. Состоят они из тесно ассоциирующихся турьитового и лимонитового рудного вещества. Местами рудные тела нацело или почти нацело лимонитовые или реже нацело турьитовые, во многих же случаях турьит и лимонит присутствуют одновременно. Сложение турьит-лимонитовых руд сплошное или неправильно полосчатое с чередующимися турьитовыми и лимонитовыми слоями и корками. Изредка в них встречаются небольшие полости, отчасти или полностью выполненные тонкой желтой охрой, а также небольшие каверны. Структура их может быть названа землистой с обильными мельчайшими порами в тысячные или сотые доли миллиметра; пористость достигает 35—40% по объему, поэтому удельный вес их всегда 2,3—2,6.

В забое турьит-лимонитовые руды сохраняют в большей или меньшей мере сложение и отдельность первичных карбонатных руд, а также включения кварца, барита, сланцев. Нередко в обнажениях они заметно трещиноваты и от удара распадаются на небольшие более или менее равномерные полиэдрические куски; при добыче они дают прекрасную ровную кусковатую руду. В качестве примесей в них наблюдаются остаточные минералы — кварц, барит, сульфиды, гематит, рутил, циркон, апатит, новообразования — охры лимонитовые, пленки гидроокислов марганца, выцветы купросов, кальцит, арагонит и некоторые другие. Кроме того, всегда встречается сланцевый материал, иногда включения сидеритов, кварцитов и др.

Химический состав тонкопористых турьит-лимонитовых руд приведен в табл. 3.

Порошковатые турьит-лимонитовые руды („черноталы“), широко развитые в карьерах № 1, 2, 4—7 рудника им. ОГПУ, представляют по составу материал, аналогичный турьит-лимонитовым рудам, от которых отличаются порошковатостью (рыхлым землистым сложением). Крупность частиц в них очень небольшая — 50% материала проходит через сито с 4900 отверстиями на 1 см².

Таблица 3

Химический состав тонкопористых турьит-лимонитовых руд

Место взятия пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	S	P ₂ O ₅	Потери при прокаливании	Вода — 110°
Гаевская яма	1,20	0,75	1,81	86,0	—	3,06	0,27	0,23	следы	0,009	6,7	—
Тяжелый рудник № 1 обр. 294	4,0	—	0,45	78,3	—	1,67	0,51	1,76	следы	0,010	12,7	2,18
Объединенный рудник	4,78	—	1,20	84,46	0,8	3,11	0,88	0,27	0,007	0,078	4,6	1,56
Рудник им. ОГПУ	3,17	—	0,57	85,01	—	2,10	0,54	0,45	следы	0,16	5,5	1,11
" " " "	3,309	—	0,60	87,07	—	2,10	1,00	0,08	следы	0,045	4,9	1,12

Химический состав черноталов приведен в табл. 4.

Таблица 4

Химический состав черноталов

Место взятия пробы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO		P ₂ O ₅	Потери при прокаливании
Рудник им. ОГПУ	9,25	3,20	74,6	1,70	1,20	0,57	1,52	сл.	0,010	9,83
	1,00	2,29	90,5	—	1,87	0,13	0,18	0,03	0,031	3,11

Кроме черноталов, встречаются, в качестве самостоятельных скоплений, лимонитовые охры, которые, однако, практического значения не имеют и отдельно не добываются.

Натечные бурожелезняковые руды представляют продукты глубокого химического выветривания первичных карбонатных руд и в некоторой мере и ассоциирующих с ними пород; в частности имеет место метасоматическое отложение бурожелезняковых руд на месте кварцитов. Рудное вещество натечных руд в значительной части испытало некоторое, в общем незначительное, перемещение (в виде коллоидных растворов). Рудная масса натечных бурожелезняковых руд представляет смесь натечных образований гидро-

окси железа с охристо-глинистыми продуктами. Для этих руд характерно обилие сравнительно крупных полостей — жеод, размеры которых достигают 2—3 м в длину. Сложены натечные руды лимонитом, гетитом, гидрогематитом, причем гетит (игольчатая руда) образует внутренние корки жеод, сталактиты и вздутия на внутренней поверхности последних. Гидрогематит всегда образует неправильные небольшие корки среди лимонитового материала. Лимонит слагает главную массу руды, образуя различной толщины плотные корки. Так называемая „буростеклянная голова“ состоит, как правило, из гетита.

Из примесей обычны остаточные — кварц, барит, сульфиды; последние в виде мельчайших зерен встречаются даже в сталактитовых формах. Из новообразований обильны железные охры и охры других металлов, выполняющие в некоторой мере пустоты. Иногда встречаются очень небольшие скопления пиролюзита, вада, полианита, манганита.

Первоначальная типичная пластовая форма залегания руд в большей или меньшей мере усложняется при образовании руд натечных. Встречаются эти руды почти во всех залежах в верхних горизонтах рудных тел вплоть до глубины 50—75 м.

Химический состав натечных руд см. табл. 5.

Таблица 5

Химический состав натечных сырых руд

Место взятия пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	S	P ₂ O ₅	Потери при прокаливании
Объединенный рудник Буландихинский . . .	12,33	—	4,88	69,20	—	0,82	0,38	0,010	0,050	10,23
Тяжелый № 1, гетит . . .	6,45	—	0,39	80,41	0,66	0,78	0,22	следы	0,045	11,30
Тяжелый № 1, гидрогетит	1,08	0,36	0,14	84,54	0,58	—	0,08	следы	следы	—
Александровское месторождение	1,04	0,87	1,97	83,3	1,46	0,85	0,04	следы	0, 8	10,72
Александровское месторождение	9,98	—	6,05	70,7	1,43	0,09	0,22	—	0,042	11,58

Высева — отходы (мелочь) от просева сырых и обожженных руд. Практическое значение они приобрели с по-

стройкой рудопромывочной фабрики на Бакале, где после промывки эти руды попадают на заводы.

ГЕНЕЗИС

На происхождение Бакальских месторождений существует две основных точки зрения.

По первой, в основном разработанной А. Н. Заварицким, гипогенные рудоносные термы поднимались до горизонтов известняков или доломитов и, замещая последние, образовали залежи сидеритовых руд. Образование сульфидов, кварца, барита относится к последующим стадиям того же гидротермального процесса. Значительно позднее, вследствие эрозии, сидеритовые руды были обнажены и под влиянием поверхностных агентов перешли в турьитовые или буро-железняковые руды.

По второй точке зрения, разработанной Н. А. Ушаковым, образование месторождений трактуется следующим образом.

Первичные известковые осадки в процессе раннего диагенеза частью перешли в доломиты, а частью в карбонаты железа и магнезия, которые в процессе глубокого диагенеза и позднее под влиянием терм, связанных с внедрением диабазов, дали кристаллические мраморовидные доломиты, сидериты и магнезиты. Процессам глубокого диагенеза и гидротермального метаморфизма обязано возникновение сидеритовых руд — образование в них, местами многочисленных, нередко сульфидоносных, кварцево-карбонатных или баритовых прожилков и выполнений полостей, а также возникновение карбонатных, в том числе и сидеритовых, прожилков в доломитах и кварцитах. Обращает на себя внимание резко выраженный латераль-секреционный характер прожилков выполнений в сидеритовых рудах, доломитах, сланцах и кварцитах.

Образование турьито-лимонитовых и буро-железняковых руд происходило за счет окисления карбонатных руд, причем этот процесс развивался частью до отложения кварцитов, частью значительно позднее уже после образования и эрозии надбакальской кварцитово́й толщи.

МАРШРУТ

1. Экскурсия на поезде подъезжает к карьере № 3, являющемуся наиболее северным в группе карьеров рудника

им. ОГПУ. В карьере № 3 обнажены богато и обильно минерализованные сидериты с широким развитием в выделениях крупнозернистых железистых доломитов, кварца, барита с подчиненными им сульфидами и железным блеском.

2. Затем экскурсия спускается к югу от рудника ОГПУ по склону горы Шуйды к карьерам № 4 и 5, где прекрасно представлены порошковатые руды (черноталы), с включениями барита в виде желваков и мелких гнезд. В карьере № 5 в юго-восточном борту, сложенном кварцитами, прекрасно видна плоскость сброса; с северо-западного же борта открывается панорама на гору Суку и долину между Шуйдой и Сукой.

3. После осмотра рудника ОГПУ экскурсия на поезде подъезжает к руднику Буландинскому, находящемуся на восточном склоне горы Буландихи.

4. После осмотра Буландинского рудника экскурсия на поезде доезжает до южной части Объединенного рудника, и осмотр этого рудника производится с юго-запада на северо-восток от Бакальчика до Вагонной ямы.

5. После осмотра Объединенного рудника в клубе осматривается музей, где будут выставлены экспонаты всех рудников Бакальского месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Заварицкий А. Н. О железных рудах Бакальских месторождений на Южном Урале. Вестн. Геол. ком., 1925, № 4.
2. Конюшевский Л. и Ковалев П. Бакальские месторождения железных руд. Труды Геол. ком., Н. с., вып. 6, 1903.
3. Самойлов Я. Углекислые минералы из Бакальских рудников в Южном Урале. Зап. Мин. общ., 2-я серия, ч. 38, вып. 2, 1900.
4. Ушаков Н. А. Краткая характеристика руд и основные черты генезиса Бакальских железорудных месторождений. За недра Урала. Сб. статей. Свердловск, 1934.

КОРКИНСКОЕ УГОЛЬНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

(Челябинский бассейн)

М. М. ПРИГОРОВСКИЙ

Коркинское месторождение входит в состав Челябинского бурогоугольного бассейна, расположенного в пределах Южного Урала на восточном склоне его (см. геологич. карту, рис. 10).

Челябинский бассейн с бурыми углями располагается на границе между Уралом и Западно-Сибирской низменностью.

Местность здесь представляет равнину с редкими небольшими березовыми лесами, прорезаемую рр. Миасом и Увелькой с их небольшими притоками. Обе эти реки входят в систему р. Тобола.

Естественные обнажения в пределах этого района крайне редки. Угленосные толщи выходят на поверхность лишь по р. Миасу и на р. Увельке. Поэтому об угленосных толщах бассейна в основном можно судить лишь по искусственным вскрытиям, главным образом в разработках углей у сел. Коркина и Еманжелинки.

Промышленные залежи углей в Челябинском бассейне впервые были открыты при рытье колодца для воды у пос. Тугайкуля в 1906 г. Разработки в нем начались в 1910 г. Однако до революции были обнаружены лишь три небольших, удаленных один от другого угленосных участка, входящих в состав одного только нынешнего Центрального района Челябинского бассейна. О бассейне в целом в то время не было известно.

Добыча угля в бассейне в дореволюционное время была весьма мала и не превышала 0,30 млн. т.

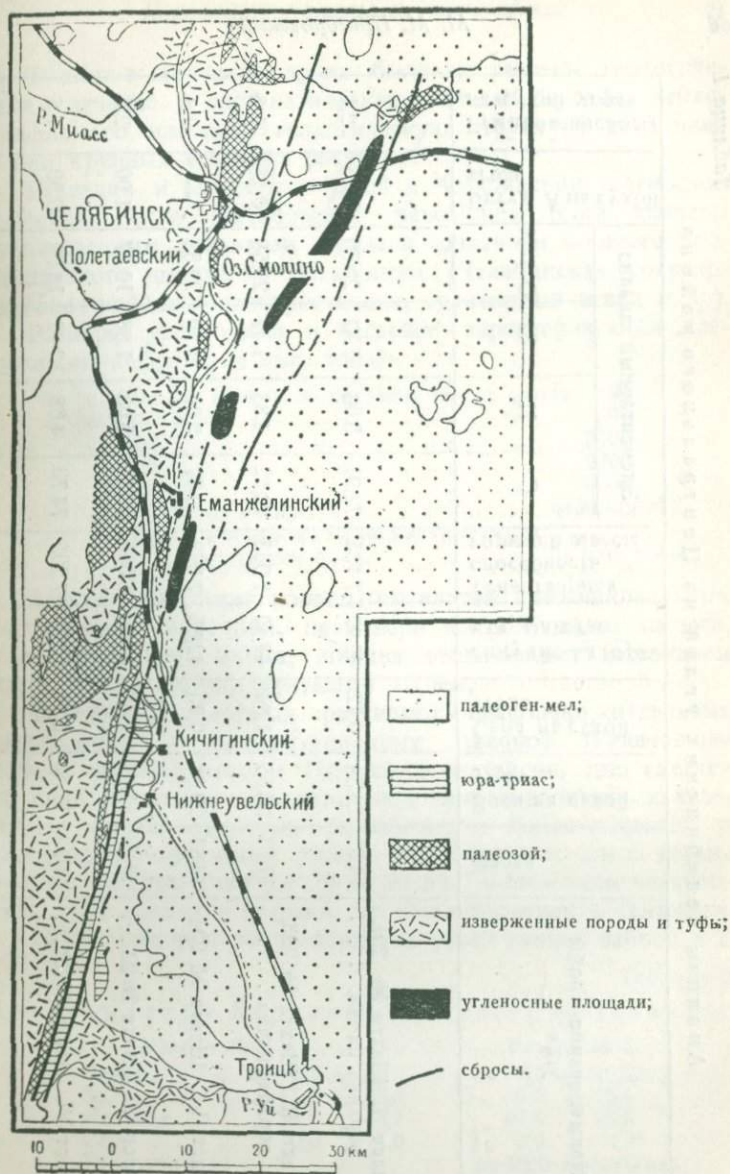


Рис. 10. Геологическая карта Челябинского бурогоугольного бассейна.

Анализы челябинских углей из Центрального района

Наименование пробы угля	Влага	Зола на сухой уголь	Сера на сухой уголь	Летучие на горю- чую массу	Теплотворная способность горючей массы	Элементарный анализ				Битум А на сухой уголь	Гуминов-кислоты на сухой уголь
						С	Н	S	O+N		
Пласт I. Шахта № 201, верхняя пачка. . . .	14,32	24,54	0,72	42,92	7 165	72,97	5,06	1,47	20,50	0,75	2,1
Пласт II. Шахта № 203, верхняя пачка. . . .	17,73	25,55	1,84	43,40	7 063	72,12	4,83	1,47	21,58	0,75	1,8
Пласт II-б. Шахта № 204	14,94	29,88	0,95	42,85	7 072	72,67	5,02	1,79	20,52	—	1,4
Пласт III. Шахта № 22 . .	18,23	11,31	1,33	46,20	7 308	74,12	5,03	1,68	19,17	1,00	2,5
Пласт VI. Шахта № 22 . .	18,73	17,50	0,94	43,73	7 265	74,73	4,68	2,06	18,89	0,90	1,6

Только в советское время были поставлены геологическое изучение и систематические разведки бассейна, выяснившие его площадь, геологическую структуру и наличие в нем крупных угольных ресурсов.

Разведки и разработки углей в Челябинском угленосном бассейне после Октябрьской революции были вызваны хозяйственным развитием Урала и созданием мощного промышленного центра у Челябинска (Челябинская государственная районная электростанция, тракторный завод и др).

Размеры угледобычи в бассейне характеризуются следующими цифрами (в тыс. тонн):

с 1914 по 1924 г. в среднем за год	около 250
в 1930 г	697
" 1934 "	2100
" 1935 "	2700
" 1936 "	4000
" 1937 " по плану	4800—5000
к 1940 " добыча в Челябинских коях достигнет более	10 млн. тонн

Бассейн имеет вид полосы, вытянутой в меридиональном направлении от р. Течи на севере до р. Синарки на юге, т. е. почти на 150 км; ширина этой полосы в среднем равна 5 км, изредка превышая 10 км.

В пределах бассейна различают несколько отдельных разведанных и эксплуатационных районов. Главнейшая добыча производится в Центральном районе, где имеется 15 шахт. В самые последние годы начала развиваться угледобыча путем открытых разработок в Еманжелинском и особенно в Коркинском районе на найденных здесь весьма мощных пластах углей (от 20 до 50 м). По свойствам челябинские угли являются бурыми, приближающимися к каменным.

Некоторые анализы челябинских углей даны в табл. 1 и 2.

Таблица 2

Анализы углей Коркинского месторождения (‰)

Разрез № 2		Разрез № 1	
Влага	от 6,7 до 13,2	от 8,2 до 10,52	
Зола	" 11,4 " 33,8	" 8,7 " 25,1	
Летучие	" 38,7 " 43,7	" 40,8 " 45,6	
Сера	" 0,5 " 4,0	" 0,9 " 4,2	
Теплотворная способность	от 6086 до 7087 кал.	от 5600 до 6700 кал.	

Использование челябинских углей производится путем сжигания в топках; в дальнейшем намечается широкое применение этих углей для целей газификации с получением промышленного и бытового газа.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЧЕЛЯБИНСКОГО БАССЕЙНА

Угольные залежи Челябинского бассейна подчинены осадкам верхнего отдела триаса и нижнего отдела юры. Общая мощность угленосной толщи достигает около 1 км, при этом горизонты с угольными залежами сосредоточены в верхней половине угленосной толщи, сложенной песчаниками, глинистыми и песчанистыми сланцами, залежами углей и реже конгломератами. Нижняя половина угленосной толщи сложена по преимуществу песчаниками и конгломератами; сланцы и угольные залежи здесь встречаются редко, причем последние обычно не имеют промышленного значения.

Угленосная толща Челябинского бассейна в результате сбросов ограничивается на западе и востоке толщами древних пород Уральского хребта (см. схематический профиль на широте р. Миаса (рис. 11)).

Сверху угленосные толщи, частью также и ограничивающие их древние породы Урала перекрыты осадками верхнего мела¹ и третичной системы. Последние представляют в пределах рассматриваемой территории сплошной покров мощностью от 10 до 70 м. Наличие в пределах Челябинского бассейна этого сплошного покрова, прерываемого только р. Миасом и в 100 км к югу от него р. Увелькой, затрудняло выяснение геологических особенностей и характера угленосности бассейна и требовало применения сравнительно детальных разведок.

Челябинский бассейн является внутриматериковым бассейном; осадки его угленосной толщи отлагались в континентальных условиях, частью в несколько засоленных водоемах.

Имеется ряд признаков, свидетельствующих о том, что вся эта местность в период образования угленосных толщ испытывала небольшие орогенические движения.

¹) Осадки верхнего мела сохранились лишь небольшими островками, будучи в большей части смыты третичным морем.

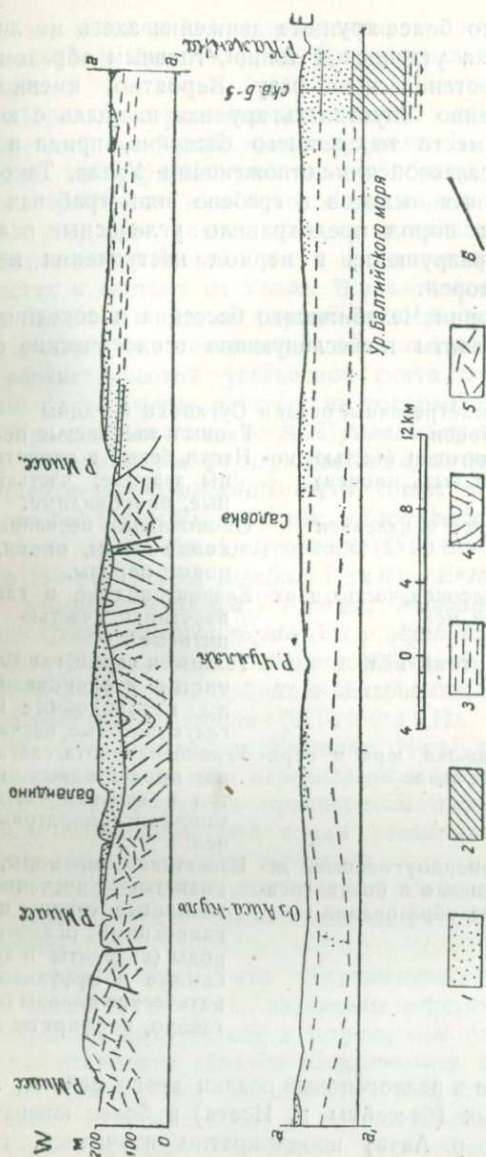


Рис. 11. Схематический геологический разрез вдоль р. Миасс.

1 — палеоген-мел; 2 — верхний мел (?); 3 — нижний мел (?); 4 — продуктивная и нижележащая песчано-конгломератовая свита; 5 — палеозойские породы; порфиры, габбро, граниты и другие; 6 — разрывы.

Значительно более крупные движения здесь имели место после отложения угленосной толщи, главным образом в киммерийскую орогеническую фазу. Вероятно, именно в это время постепенно опустилась крупная площадь с юрскими осадками на месте теперешнего бассейна, придя в соприкосновение с палеозойскими отложениями Урала. Такое залегание угленосных осадков в грабене или грабенах среди более древних пород предохранило угленосные осадки от позднейшего разрушения в период наступления мелового и третичных морей.

На территории Челябинского бассейна и соседних с ним местностей развиты нижеследующие геологические образования:

Q	Послетретичные осадки	Суглинки и глины
N	Миоцен	Глины и железистые песчаники
Pg ₂	Олигоцен (частью может быть миоцен)	Пески белые и охристые; глины зеленые, частью песчаные, опоковидные.
Pg ₁	Эоцен и палеоцен	Опоковидные песчаники, опоковые глины, опоки, диатомовые породы.
Pg ₁ + Cr ₂ ?	Палеоцен, частью верхний мел	Кварцитовидные и глинистые песчаники, частью глауконитовые.
Cr ₂	Верхний мел	Темные и серые глины, песчаные и опоковидные глины, мелоподобные мергели, глауконитовые песчаники.
J ₁ + T ₃	Нижняя юра и верхний триас	Угленосная свита, слагающаяся из продуктивных горизонтов в верхней части и песчано-конгломератовых в нижней.
Pz	Каменноугольные, девонские и более древние образования	Известняки, мраморы, известковистые, песчаные и глинистые сланцы и другие измененные осадочные породы (кварциты и др.), глубинные и эффузивные магматические породы (граниты, габбро, порфириды и др.).

Неогеновые и палеогеновые осадки этого района, а также более северных (бассейны р. Исети) и более южных районов (бассейн р. Аята) неоднократно изучались, главным

образом академиком А. П. Карпинским, позднее А. А. Краснопольским, Н. К. Высоцким, С. Д. Архангельским и другими геологами.

Наоборот, о верхнемеловых осадках до самого последнего времени было известно очень мало. В течение последних двух лет верхнемеловые толщи обнаружены в обнажениях на р. Миасе и в буровой скважине у с. Шумихина (см. рис. 11), где мощность мела оказалась свыше 150 м, т. е. значительно больше, чем в известных до сих пор других местах к востоку от Урала. В извлеченных из скважины кернях оказались следы фауны: иноцерамы, белемнителлы и др., по видимому сенонские и сенонские.

В верхнетриасовой угленосной свите найдены многочисленные растительные остатки, из которых по определению А. Н. Криштофовича и В. Д. Принады приводим *Thallites uralensis* Krysh. a. Pryn., *Annulariopsis inopinata* Zeill., *Neocalamites Nordenskiöldii* (Hr.) comb. nov., *Osmundites Prigorovskiyi* Krysh. a. Pryn., *Cladophlebis Tchichatchevii* (Hr.) comb. nov., *Taeniopteris ensis* (Oldh.) Zeill., *Ginkgo sibirica* Heer, *Baiera taeniata* Braun, *Erethmophyllum* sp. cf. *E. saighanense* (Sew.) Thom., *Phoenicopsis rarinervis* Pryn., *Czekanowskia rigida* Hr., *Antholites Krasheninnikovii* Krysh. a. Pryn., *Stenorachis* sp. cf. *Istrobis Siemiradzki* Racib., *Uralophyllum krasheninnikovii* Krysh., *Podozamites angustifolius* (Eichw.) Hr., *P. lanceolatus* L. et H., *Cycadocarpidium Erdmanni* Nath.

Взаимные отношения перечисленных геологических комплексов иллюстрируются прилагаемым профилем (рис. 11). Профиль показывает, что среди развитых здесь осадков наблюдаются несогласные залегания.

Что касается тектоники района, то в этом отношении за последние годы также получены интересные новые результаты.

Так, установлено, что тектоническими нарушениями, в виде пологих складок, захвачены верхнемеловые осадки, а в открытых разработках в Коркинском районе отчетливо наблюдаются мелкие складки палеогеновых осадков и вышележащих темных гипсоносных глин и других пород, которые могут относиться уже к верхнетретичным (или послетретичным) осадкам. Эти только что установленные факты

позволяют говорить о весьма юных, правда, слабых и местных движениях земной коры в пределах Восточного склона Урала. О формах, в каких проявляются эти нарушения в Коркинском районе, подробнее сказано ниже.

Наиболее юные дислокации Челябинского бассейна, повидимому, соответствуют дислокациям, захватившим третичные осадки в более южных местностях — подле Мугоджарских гор и к югу от них, ранее указанные Пригоровским, Яншиным и Безруковым.

В угленосной толще Челябинского бассейна в разведанных участках встречено от 5 до 15 угольных пластов рабочей мощности, суммарной мощностью от 20 до 50 м и больше, что составляет от 4 до 10% мощности продуктивных горизонтов или от 2 до 5% мощности всей угленосной толщи. Мощность и строение угольных залежей в этом бассейне, однако, нередко изменяются на коротких расстояниях, и наибольшие изменения (бифуркация и утонение) наблюдаются у наиболее мощных пластов. Эти пласты обычно обладают сложным строением с большим количеством прослоек пустых пород.

Указанные особенности строения угленосной толщи и пластов углей в Челябинском бассейне дают основание утверждать, что в Челябинском бассейне мы имеем особый тип угленосности. Толщи, вмещающие угли, здесь в большинстве случаев накопились в озерах или речных потоках, часто в дельтах, в участках, пограничных с горными массивами или крупными холмами того времени; на последнее обстоятельство указывает наличие большого количества конгломератов. В период накопления этих толщ происходили небольшие движения земной коры в связи с продолжавшимся формированием уральской системы. Прибрежные равнины и склоны гор тогда были временами густо покрыты богатой лесной растительностью, за счет которой и образовались угли.

Много общего с Челябинским бассейном имеют Ткварчельский каменноугольный бассейн в Закавказье, Богословский район на Северном урале, Экибастузский в Казахстане и некоторые дальневосточные угольные районы. Во многих отношениях сходны с Челябинским бассейном некоторые угленосные площади Центральной Франции.

Угли Челябинского бассейна в последние годы изучались в отношении их петрографического строения главным образом Ю. А. Жемчужниковым. Выводы в основном сводятся к следующему.

Среди углей Челябинского бассейна преобладают блестящие угли, в значительной мере сложенные клареном. Матовые разности углей в основном обусловлены наличием минеральных примесей (глины и пески). Своеобразной разностью являются углистые сланцы, представляющие чередование тонких прослоек витрена и песчано-глинистого материала. Исходным материалом челябинских углей служили, главным образом, стеблевые элементы, кора, листья и в малом количестве споры.

Угли бассейна частью — аутохтонного происхождения, частью — аллохтонного. В пользу аллохтонного происхождения значительной части угольных залежей говорят их невыдержанность и расщепление (бифуркация), сортировка крупного и мелкого материала, связанная со скоростью движения воды, горизонтальное или близкое к горизонтальному залегание пней, деревьев и т. д.

Общие запасы углей в Челябинском бассейне в данное время исчисляются свыше 1500 млн. тонн, из них на долю действительных запасов приходится 505, вероятных 400, возможных свыше 600 млн. тонн.

КОРКИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Коркинское месторождение обнаружено разведками в конце 1931 г. Месторождение отличается относительным богатством, особенно в его южной части. Это объясняется тем, что в южной части района подходят близко к поверхности две мощные угольные залежи, так называемые II верхняя и II нижняя угленосные свиты, несколько десятков метров мощностью. Они названы свитами вследствие сложного строения залежи и большого количества прослоек пустых пород, мощность которых колеблется от нескольких миллиметров до 1 м и больше.

На участках с неглубоким залеганием II верхней и II нижней свит, падающих под небольшим углом на север, а также на расположенном над ними I пласте поставлены открытые разработки.

Восточный или „Первый“ карьер вскрыт на 500 м с севера на юг, на 400 м в поперечном направлении и до 35 м на глубину. С осени 1936 г. приступлено к разработке Западного или „Второго“ карьера.

Эти карьеры, главным образом „Первый“ карьер, обнаруживают строение II верхней угленосной свиты, частью и вышележащие юрско-триасовые безугольные слои, а также более юные третичные осадки, залегающие несогласно над угленосной свитой.

О строении района дают представление схематическая геологическая карта района (рис. 10) и профиль (рис. 11).

Древние породы, ограничивающие с востока впадину с юрско-триасовыми осадками, нигде не выходят на поверхность. Наличие их и западная граница установлены по данным гравиметрии и подтверждены тремя буровыми скважинами.

Обращают на себя внимание мелкие складки, которыми здесь захвачены третичные осадки; они представляют брахисинклинали и брахиантиклинали с осями, направленными под некоторым углом к основному простиранию пород, близкому к меридиональному. Возможно, что с тангенциальными давлениями, которыми обусловлены эти нарушения, связано также наблюдающееся в Коркинском месторождении своеобразное, близкое к широтному простирание выходов на поверхность угольных залежей, к которым приурочены открытые разработки.

Обращает также на себя внимание наличие значительного количества вертикальных или близких к вертикальным разрывов внутри юрско-триасовой толщи. Вследствие этих смещений продуктивные горизонты угленосной свиты ограничены на западе и востоке нижележащими непродуктивными комплексами — песчано-конгломератовой толщей. Амплитуда некоторых из этих смещений достигает 300 м.

Наибольшей мощности достигает II нижняя и II верхняя свиты, а также I пласт. II нижняя свита, хотя местами и достигает 60 м мощности, но вместе с тем она наиболее непостоянна и имеет серьезное значение лишь на весьма ограниченном участке; II верхняя свита значительно более постоянна и сохраняет мощность от 20 до 40 м почти на всем участке, намеченном под открытые работы, а местами

достигает мощности 50 м. За пределами этого участка она начинает разубоживаться, наиболее быстро в восточном направлении.

Мощность пласта I в пределах участка, намеченного под открытые разработки, колеблется от 5 до 15 м, достигая местами 25 м за счет увеличения толщины прослоев песчаных и глинистых сланцев. Этот пласт в целом более однороден, чем указанные выше II нижняя и II верхняя свиты, которые местами имеют весьма сложное строение, обусловленное наличием большого количества прослоев сланцев.

Названные три залежи содержат запасы около 32 млн. т, не считая запасов сажистого угля в верхних зонах и угля с зольностью от 30 до 50%, которые составляют около 5 млн. т.

Все Коркинское месторождение в целом (рис. 10) представляет собой две мулды, разделенные сбросом и ограниченные с боков также сбросами; количество угольных пластов в них достигает пяти—шести. Общие запасы месторождения для площади в 9 км² равны 290 млн. т.

ЛИТЕРАТУРА

1. Жемчужников Ю. А., Петрографическая характеристика и генезис челябинских углей. Челябинские угли (Сб.). М.-Л. Изд. Ак. наук, 1935.
2. Карпинский А. П., Третичные осадки восточного склона Урала. Зап. Уральск. общ. любит. естеств., т. VII, вып. 3, 1883.
3. Криштофович А. Н. и Приида, В. Д. О рэтолейасовой флоре Челябинского бурoughольного бассейна Вост. Урала. Труды Вс. Геол.-разв. объедин., вып. 346, 1933.
4. Пригоровский М., Геологическая характеристика Челябинского бассейна и его угленосность. Челябинские угли. (Сб.). М.-Л. Изд. Ак. наук, 1935.
5. Пригоровский М., К вопросу о типах угольных месторождений и бассейнов СССР. Вестн. Вс. Геол.-разв. объедин., VI, 1931, № 7—8.

ГЕОЛОГИЯ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА УРАЛА НА ПУТИ ЧЕЛЯБИНСК — ОРСК

И. И. ГОРСКИЙ

В строении восточного склона Урала на участке Челябинск—Орск участвуют породы весьма разнообразные по возрасту, составу и способу образования. Древнейшими являются верхнесилурийские отложения, представленные либо известняками с брахиоподами (*Atrypa marginalis*), табулятами и трилобитами, либо же кремнистыми сланцами с остатками траптолитов. Как известняки, так и сланцы тесно связаны с вулканогенными образованиями, представленными преимущественно авгитовыми порфиритами и их туфами, спилитами, диабазами и пр.

Девонские отложения в нижней части представлены известняками с *Karpinskia conjugula*, тесно связанными с подстилающими их верхнесилурийскими известняками. Выше залегают преимущественно песчаниковые отложения среднего девона, сменяемые известняками и кремнистыми сланцами верхнего девона. Подобно силурийским отложениям, девонские включают мощные толщи вулканогенных образований. В нижнедевонских отложениях часты основные эффузивные породы и туфы, являющиеся результатом вулканической деятельности, начавшейся еще в верхнесилурийскую эпоху. В среднедевонскую эпоху преобладание получают не эффузии, а обломочные туфовые породы, и при этом в низах среднедевонской толщи преобладают кислые породы, а не основные.

В верхнедевонской толще вулканические образования занимают еще меньшее место среди преимущественного развития мелководных прибрежных осадков.

Каменноугольные отложения в своей нижней части характеризуются преимущественным развитием песчано-глинистых осадков с прослоями эффузивов. Последние имеют особенно большое развитие в более западных частях восточного склона, где они являются преобладающими в составе нижнекаменноугольной толщи. Среди глинисто-песчаниковых отложений нижнего карбона выделяется угленосная толща нижневизейского возраста, содержащая пласты антрацита. Верхневизейская толща известняков уже не содержит вулканогенных образований. Верхнюю часть разреза карбона составляют известняковые конгломераты, песчаники и сланцы среднекаменноугольного возраста.

Характер среднекаменноугольных осадков указывает на все прогрессирующее отмирание морского бассейна на восточном склоне Урала, и можно предполагать, что конец палеозоя в этой части Урала протекал в континентальных условиях. Вместе с тем этот период в истории Урала ознаменовался внедрением огромных интрузий, в значительной степени метаморфизовавших ранее образовавшиеся отложения. К концу же палеозоя относится главнейшая для формирования тектоники Урала орогеническая фаза.

Из мезозойских образований в этой части Урала прежде всего необходимо отметить челябинскую угленосную песчано-глинистую толщу с мощными пластами бурых углей. Угленосная толща, представляющая собою осадок замкнутых пресноводных водоемов, по возрасту относится к триасу и низам юры.

Следующей по возрасту толщей является континентальная толща галечников, песков и глин с залежами бобовых бокситов и бурых железняков и скоплениями углистой массы. Возраст этой толщи ниже-и среднеюрский. Эта толща собственно не встречается на участке Челябинск — Орск, но имеет весьма большое распространение к северо-западу от Орска. Следующими по возрасту отложениями являются континентальные меловые конгломераты, пески, железистые пески, бурые железняки и пр., содержащие остатки флоры, определяемой чаще всего как ценоманская.

Начало верхнемеловой эпохи ознаменовалось крупной трансгрессией верхнемелового моря (в конце ценомана), усилившейся к сенону и возможно достигшей такого размера,

что бореальное море и южное соединились вдоль восточного склона Урала.

В описываемой части восточного склона Урала наиболее распространены маастрихтские отложения.

Палеоген представлен опоками, глауконитовыми песчаниками, песками и глинами, залегающими трансгрессивно на палеозое и на размытой поверхности верхнемеловых осадков.

С середины олигоцена началась регрессия моря и к концу палеогена Зауралье превратилось в сушу, покрытую пресноводными реликтовыми бассейнами.

Из вышеперечисленных геологических образований наибольшей степенью дислоцированности отличаются палеозойские, интенсивно смятые в многочисленные складки, чаще опрокинутые к востоку и изоклинальные. Складки очень часто разорваны, крылья их надвинуты и на обширных участках можно наблюдать отчетливое проявление чешуйчатого строения.

В мезозойских отложениях довольно резкие проявления тектогенеза имеют место в угленосной триасово-юрской толще, смятой в крутые складки, сопровождающиеся разрывами.

Меловые и палеогеновые отложения залегают горизонтально (точнее с первичными углами наклона) и лишь в непосредственной близости к плоскостям позднейших радиальных дислокаций (верхнегретичных) смяты в пологие складки.

ГЕОЛОГИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЮЖНОГО УРАЛА (РАЙОН ОРСКА, ХАЛИЛОВА И БЛЯВЫ)

Е. РАЗУМОВСКАЯ

Экскурсия вдоль линии железной дороги, пересекающей южную часть Южного Урала от Орска на Оренбург, дает возможность познакомиться с разнообразными месторождениями (бурых железняков, медистого пирита, никелевых руд, хромита, магнезита и др.) и сложным геологическим строением той части Уральского хребта, крупное промышленное значение которой выяснилось лишь недавно.

Многочисленные рудники, заводы и фабрики Орско-Халиловского промышленного комбината (Орск, Блява, Аккермановка и др.) являются одними из самых новых созданий социалистического строительства на Южном Урале и были построены, главным образом, в 1933—1936 гг. Разнообразие геологического строения Орско-Халиловского района тоже стало известным лишь в результате исследований нескольких последних лет.

Ряд объектов и явлений, имеющих большое значение для понимания геологического строения всего Уральского хребта, можно с наибольшей ясностью наблюдать лишь в районе данной экскурсии. Доюрская пенепплеизация складчатых цепей Южного Урала, доюрская кора континентального выветривания серпентинитов и колчеданных месторождений, стратиграфия мощных эффузивных толщ и туфов силура, палеонтологически охарактеризованные граптолитовые сланцы, нижнесилурийские оболочные песчаники и среднекембрийские археоциатовые известняки были впервые для всего Урала установлены или наиболее изучены здесь.

Следует обратить внимание на то обстоятельство, что стратиграфические особенности палеозойского разреза обоих склонов Уральского хребта в южной части Южного Урала очень сходны (в отличие от западного и восточного склона Среднего Урала).

Начало тектонической и орогенической истории южной части Южного Урала относится к докембрийским временам, ибо в кембро-силурийских песчаниках найдены окатанные обломки различных метаморфических и изверженных пород, сходных с породами центральной зоны Урал-тау; несогласное залегание эффузивов верхнего силура на нижнесилурийских породах констатировано в окрестностях Блявы; угловые несогласия между верхнесилурийскими и девонскими породами, с достоверностью установлены пока лишь в соседней области Мугоджар. Главными периодами складчатости и поднятия являются верхний карбон и нижняя пермь. В течение триаса хребты подверглись столь интенсивной денудации, что начиная с юры Южный Урал превратился почти в равнину; проявления вулканизма совершенно угасли. Юрские и другие более молодые осадки на Южном Урале залегают на складчатых палеозойских породах почти горизонтально и лишь кое-где нарушены сбросами.

Широкое распространение мезозойских и третичных отложений, слагающих обширные почти равнинные площади, является отличительной чертой геологического строения и рельефа южной части Южного Урала. Особенно распространены континентальные нижнеюрские и частью меловые отложения, местами содержащие богатую флору, на восточном склоне Орского Урала, где они заполняют огромную Баймакскую котловину; мощность континентальной юры достигает до 200—400 м. К западу, в центральной части Орского Урала, континентальные юрские и меловые толщи выклиниваются, и на складчатом палеозое и метаморфических докембрийских сланцах залегают морской верхний мел (сантон, кампан и маастрихт) и морской палеоген.

В структуре складчатого палеозойского субстрата южной части Южного Урала различают несколько меридиональных зон, нередко разделенных крупными продольными надвигами. Начиная от г. Орска, следуя по линии железной дороги на Оренбург, экскурсия пересечет сначала Ирэндьк-

скую зону восточного склона Южного Урала (от ст. Орск до ст. Халилово), затем вступит в область древнейших метаморфических пород центральной зоны Урал-тау (ст. Сара), далее перейдет в Сакмарскую зону (ст. Блява, Рысаево, Кувандык) и, наконец, в самую западную — Оренбургскую зону (к западу от ст. Кувандык до Оренбурга).

Ирендыкская зона в структурном отношении может быть подразделена на две: 1) Ирендык-уральская антиклинальная зона хребта Ирендык с более крутым западным и более пологим восточным крылом, в ядре которой обнажаются граптолитовые сланцы и диабазы верхнего силура, и 2) Баймакская синклиальная полоса, покрытая мощной горизонтально-залегающей континентальной юрой с островками палеозойских пород силуро-девонского возраста. Вдоль западной границы этой зоны расположен огромный габбро-перидотитовый массив.

В окно вагона обычно видна лишь пологовсхолмленная степь, прорезанная оврагами, плоские водоразделы которых покрыты мощным плащом современных элювиальных суглинков. Только в окрестностях ст. Круторожино полотно железной дороги пересекает один из южных отрогов Ирендыкского хребта с относительными высотами до 150 м (гора Казак-чиккан), сложенными яшмами нижнего девона и эффузивами верхнего силура.

Несколько западнее ст. Халилово железная дорога входит в область следующей к западу центральной метаморфической полосы.

Зона Урал-тау сложена докембрийскими кристаллическими сланцами и кварцитами, в области же нашего пересечения она является, по видимому, антиклинорием, состоящим из многочисленных, нередко изоклинальных, складок, к югу от долины р. Урала погружающимся под кембрийские и нижнесилурийские породы. В современном рельефе зона Урал-тау является пологим водоразделом бассейнов рек Урала и Сакмары. Это возвышенное плато покрыто горизонтальным плащом меловых и третичных отложений и обнажает метаморфическую толщу лишь в верховьях глубоких скалистых оврагов и рек. Ширина зоны Урал-тау в месте пересечения железной дороги 15—20 км.

С запада к зоне Урал-тау примыкает Сакмарская зона — сложный комплекс нижнепалеозойских песчаников, сланцевых и эффузивных толщ, прорванных многочисленными интрузиями ультраосновных пород. В 60 км на север от ст. Кувандык эффузивные и сланцевые породы зоны быстро погружаются, уходя под песчаниковые толщи верхнего девона. К югу же, наоборот, Сакмарская зона расширяется и через Актюбинские степи протягивается в Казахстан. Размытый рельеф Сакмарской зоны представляет собой типичный мелкосопочник с массой холмов и скал, придающих этой части Урала необыкновенную живописность.

За Кувандыком начинается совершенно иная область строго линейного грядового рельефа — Оренбургская зона, сложенная исключительно осадочными толщами верхнего палеозоя. Она отделена от Сакмарской зоны линией огромного надвига. В выемках железной дороги между станциями Кувандыком и Канчуровым видны сложенные в многочисленные складки песчано-сланцевые фации нижнего, среднего и верхнего карбона, литологически чрезвычайно сходные с развитыми к западу артинскими породами и принимавшиеся за артинские до самого последнего времени. В выемке 168—167 км, к западу от Канчура можно наблюдать тектонический контакт между песчано-сланцевыми, каменноугольными и артинскими толщами. На протяжении 120 м выемкой вскрыт милонит, содержащий множество глыб и обломков пород верхнего карбона, на границе с однообразными крутопадающими песчаниками, мергелями и сланцами с фауной аммоней артинского яруса. За ст. Дубиновкой на правом берегу р. Сакмары крутым гребнем выдается скалистая гора Кур-мая, упоминаемая в работах Мурчисона. В известняках и песчаниках западного склона Кур-мая в 1874 г. акад. А. П. Карпинским была найдена и описана одна из первых артинских фаун аммоней Южного Урала.

К западу от ст. Дубиновка экскурсия вступает в полосу все более молодых пермских свит. После битуминозных известняков и мощных песчаниковых толщ артинского яруса следуют глины, доломиты и гипсы кунгурского яруса, образующие цепи провальных воронок. Еще западнее (между станциями Саракташ и Черный Отрог) среди гипсовой толщи появляются массивы каменной соли, с которыми связано

образование брахиантиклинальных складок, поднимающихся среди довольно полого лежащих красноцветных толщ верхней перми (уфимский ярус). Здесь найдены признаки нефтеносности. Ближе к Оренбургу, среди более молодых красноцветных толщ верхней перми (татарского яруса) брахиантиклинальные поднятия сложены известняками цехштейна (г. Гребени у разъезда Гребени и др.). От ст. Кувандык до г. Оренбурга полотно железной дороги проходит по левому берегу р. Сакмары, долина которой все расширяется к западу и из узкой, ущелистой превращается в широкую, разработанную, с тремя ясно выраженными террасами.

Разнообразный комплекс метаморфических пород центральной зоны Урал-тау, огромная мощность которого (до 7 км) с трудом поддается подсчету из-за сильного развития кливажа и мелкой изоклинальной смятости, в значительной части относится, несомненно, к докембрию. Многие породы из самой нижней метаморфической свиты имеют вулканогенное происхождение, судя по реликтам офитовой и спилитовой структуры, наблюдаемым в некоторых хлоритовых и кварц-альбит-хлоритовых сланцах. Вышележащие метаморфические кварциты, кварцито-сланцевые сланцы и филлиты по большей части являются измененными осадочными породами. В метаморфических кварцитах иногда встречаются следы косої слоистости. Породы спорадически развитой на восточном краю зоны Урал-тау вулканогенной каялинской свиты состоят частично из тальковых и актинолитовых сланцев, образовавшихся в результате метаморфизма древних ультраосновных и основных пород.

Порядок свит и возраст самых нижних палеозойских отложений, и их взаимоотношения с метаморфическим комплексом сланцев еще недостаточно изучены. В частности, еще неизвестны нормальные условия залегания глыб среднекембрийских археоциатовых известняков, которые найдены исключительно в виде экзотических скал, зажатых вдоль тектонических линий, или в виде ксенолитов среди диабазов и ультраосновных пород. Размеры ксенолитовых включений археоциатовых известняков доходят до нескольких десятков метров; они сравнительно мало метаморфизованы и местами переполнены довольно хорошо сохранившимися зооариями археоциат. Непосредственно выше толщи филлитов залегает

мощная толща катралинских зелено-серых песчаников, сланцев и конгломератов, верхняя часть которой, повидимому, параллельна палеонтологически охарактеризованным тремадокским песчаникам кидрясовской свиты.

В гальках нижнесилурийских конгломератов найдены гранито-порфиры, кварцевые порфиры, жильный кварц, кварциты и пр.

Жерновые, песчаники кидрясовской свиты содержат обильную фауну беззамковых брахиопод (*Acrothyra chabakovi* Legm., *Obolus razumovskyi* Legm., *Siphonotreta uralensis* Legm.) ближе всего сходную с фауной известных оболочных песчаников Прибалтики и особенно зуломо-ниобовых слоев Фенноскандии. В более высоких горизонтах кидрясовской свиты появляются различные Orthidae, Lingulidae, Obolidae, Synthrophiaceae, также отвечающие тремадокскому возрасту.

Над кидрясовскими песчаниками залегают мощные серии пестрых, зеленых и красных туффитовых сланцев кураганской свиты, на юг и на юго-восток сменяющиеся альбитофирами и зелеными альбитофировыми туфами. На левом берегу р. Киндерли среди сланцев была найдена линза известняка с трилобитами (*Platylychas* sp., *Holotrachelus* sp. *Illaenus* sp. и *Pseudosphaerexochus* sp.) и брахиоподами (*Orthis* sp.) верхней половины нижнего силура.

Среди верхнесилурийских отложений преобладают мощные эффузивы спилитового ряда и кремнистые сланцы. Эффузивы и кремнистые сланцы нередко пересланяются между собой (например в районе Бявы) или заменяют друг друга, причем в Сакмарской зоне на севере, вверх по р. Сакмарю, преобладают кремнистые сланцы, а к югу, за р. Уралом и на восточном склоне, доминируют эффузивы. Начало отложения толщи кремнистых сланцев относится еще к верхам нижнего силура, судя по присутствию граптолитов из рода *Climacograptus*. В средних и верхних горизонтах сакмарской свиты кремнистых сланцев найдены фауны граптолитов, соответствующих лландоверийским (*Monograptus nudus* и др.), уэнлокским (*Cyrtograptus murchisoni* Вагг. и др.) и нижне-лудлоуским слоям [(*Monograptus leintwardinensis* Норк и *M. nilssoni* Вагг.).

Последовательность излияния мощной свиты эффузивов

верхнего силура можно изучить в прекрасных разрезах железнодорожных выемок близ ст. Блява.

Наиболее значительная нижняя часть этой свиты состоит из основных эффузивов, максимумы извержения которых, повидимому, падают на лландовери и нижнелудлоуское время. На основании чередования этих пород с граптолитовыми сланцами и наличия многочисленных потоков шаровых лав (pillow-lavas) ясно, что эта спилитовая толща верхнего силура представляет собой, главным образом, подводные излияния. Нижние части эффузивной толщи на западном склоне Южного Урала в районе Блявы состоят из спилитодиабазов и диабазов долеритовой структуры. На границе с прослоями кремнистых сланцев более обычны мелкозернистые вариолиты. В верхней части толщи основных эффузивов наряду со спилитами нередко различные диабазовые порфириты, мандельштейны и их туфы. В Блявинском районе в кровле спилитов встречаются непостоянные прослои красных яшмовидных пород и туфов кислого состава.

На восточном склоне Южного Урала (в хребте Ирэндк) в кровле ирэндкской эффузивной свиты мы имеем постоянный горизонт обычно темнокрасных слоистых яшм. Ему подчинены линзы известняка с фауной брахиопод герцинского типа. Выше основных эффузивов во многих местах Южного Урала встречаются значительные площади кислых эффузивов (кератофиров), залегающих в виде лавовых покровов на спилитах или рассекающих их многочисленными дайками. В районе Блявы иногда наблюдается довольно постепенный переход от основных эффузивов и кератофиров к кератофирам с трахитовой структурой и кварцевым кератофирам. Возможно, что кислые эффузивы, составляющие верхнюю часть описываемой эффузивной серии, относятся, главным образом, к нижнему девону. Общий разрез нижнего девона в южной части Южного Урала по сих пор не удалось полностью выяснить.

Что касается отложения среднего девона, то на западном склоне южной части Южного Урала наличие их палеонтологически не доказано. Часть их, вероятно, местами размыта и перекрыта трансгрессивно налегавшими обломочными породами верхнего девона. На восточном склоне Орского Урала породы среднего девона представлены мощной толщей сло-

стых кремнистых включений туфов с линзами известняков со *Stringocephalus burtini* Defg. Верхнедевонские отложения как на восточном, так и на западном склоне южной части Южного Урала состоят, главным образом, из кремнисто-глинистых сланцев и из зелено-бурых граувакковых песчаников с *Archeosigillaria* cf. *prinaeva* White. На восточном склоне имеются палеонтологически доказанные франские и фаменские слои, тогда как на западном склоне в южной части Южного Урала франский ярус, повидимому, отсутствует или выражен лишь немymi слоями. В окрестностях пос. Хабарного (к югу от ст. Губерля), в пределах Баймакской подзоны восточного склона, верхнедевонские отложения состоят, в отличие от всего остального района, из светлых яшмовидных кремнистых сланцев и климениевых известняков.

Каменноугольные отложения известны как на восточном, так и на западном склоне Урала. Единственное место, где в данном районе более или менее полно развиты прекрасно палеонтологически охарактеризованные породы нижнего карбона, — это упоминавшиеся выше окрестности пос. Хабарного на р. Урале. Начиная со среднего карбона морские отложения на восточном склоне и в центральной части хребта, повидимому, отсутствовали, а ранее отложенные толщи подвергались размыву.

В конце палеозоя наблюдается особое усиление интрузивной деятельности, известной в районе в течение всего палеозоя и совершенно заканчивающейся к пермскому времени.

Интрузивные породы кислого состава представлены лишь несколькими небольшими телами катаклазированного плагиогранита в области погружения вулканогенных сланцев Центральной зоны Урала.

Чрезвычайно широко распространены в районе породы габбро-перидотитовой формации, составляя один интрузивный комплекс, связанный, повидимому, с варисцийской эпохой вулканической деятельности. (Впрочем, весьма вероятно существование и более древних основных интрузий. В песчаниках верхнего девона несколько раз были встречены зерна пикотита.)

Наибольшим распространением пользуются перидотитовые породы, обычно в значительной степени серпентинизирован-

ные. Среди широкого поля таких серпентинов встречаются небольшие узкие тела серпентинизированных дунитов с заключенными в них хромитовыми залежами. Во многих случаях наблюдаются постепенные границы между серпентинизированными перидотитами и дунитами. Жилы габбро-диабазов и диоритов секут серпентины. Большинство полезных ископаемых района (хромиты, железняки, никель, магнезиты) связаны генетически с габбро-перидотитовым комплексом.

К началу мезозоя страна была сильно пенеппенизирована. Ко времени этого доюрского перерыва относится накопление латеритных элювиальных продуктов древней коры выветривания.

Континентальные отложения нижней юры начинаются песками и серыми углистыми и светлыми пестрыми слюдистыми глинами с растительными остатками. Им подчинены линзы ожелезненных песчаников, оолитовых железняков и латеритовых охр. Наиболее крупные месторождения железных руд тянутся полосой по водоразделу Большой и Сухой Губерли к северо-востоку от Халилова. В верхних частях разреза над глинами лежат полимиктовые конгломераты и галечники. Глины выполняют обычно узкие, вытянутые впадины доюрского рельефа и имеют непостоянную мощность.

Меловые отложения начинаются с континентальных фаций низов верхнего мела (сеноман) с обильной флорой прекрасной сохранности. Выше залегают отложения морского мела, представленные двумя ярусами — компаном и маастрихтом — с *Belemnitella mucronata* и *B. lanceolata* Schloth. Глауконитовые пески и галечники, встречающиеся на границе этих ярусов, содержат желваки фосфоритов. С этим горизонтом связан целый ряд известных в районе промышленных месторождений фосфоритов.

В наиболее возвышенных частях древнего пенеппена сохранились местами третичные отложения: внизу — морские (опоки и глауконитовые песчаники), сверху — континентальные (кварцевые песчаники). Четвертичные отложения развиты как в долинах рек, так и на плоских водораздельных пространствах. Они состоят из элювия коренных пород, овражного делювия и речного аллювия и представлены суглинками, галечниками, песками и глинами.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ СИЛИКАТНЫХ РУД НИКЕЛЯ В ОРСКО-ХАЛИЛОВСКОМ РАЙОНЕ

(Южный Урал)

Д. Г. УЛЬЯНОВ

ВВЕДЕНИЕ

Образование вторичных месторождений силикатных руд никеля на Южном Урале, как и в других странах, связано с выветриванием ультраосновных пород.

Интрузии перидотитовой магмы на Урале относятся по возрасту к нижнему или среднему карбону. Внедрение их происходит по зонам крупных разломов, образовавшихся на границе между кристаллическими сланцами Центральной зоны Урал-тау и вулканогенными и осадочными породами обоих склонов. Обширные массивы серпентинизированных перидотитов располагаются вдоль восточного склона Южного Урала.

На территории Южного Урала обнаружено большое число крупных и мелких месторождений никелевых руд. Среди последних имеются разнообразные формы оруденения, охватывающие почти все известные типы никелевых месторождений.

В группе силикатных руд различаются следующие типы:

1. Древняя кора выветривания, залегающая в виде плаща на поверхности серпентиновых массивов (Халилово, Актюбинская группа).

2. Залежи, локализованные в трещинах и в зонах смятия среди серпентинов (Ново-Аккермановское месторождение).

3. Залежи, локализованные в карстовых провалах в областях контакта серпентинитов с известняками (Айдырлинское месторождение).

Наиболее характерными представляются месторождения Ново-Аккермановское и Халиловское (участок Айдарбак).

НОВО-АККЕРМАНОВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Месторождение находится в 30 км к западу от г. Орска, на территории Губерлинского серпентинового массива. Этот массив располагается на правом берегу р. Урала, несколько выше впадения в нее р. Губерли.

Месторождение приурочено к восточному контакту серпентинового массива. Со стороны этого контакта распространены эффузивные диабазы, спилиты и кератофиры нижнего и среднего девона, на которые с востока налегают кремнистые сланцы и известняки среднего и верхнего девона и нижнего карбона. В связи с констатированными здесь разрывами и перемещениями местами имеет место ненормальный контакт пород нижнего карбона с среднедевонскими сланцами.

Породы восточного контакта образуют западное крыло весьма пологой синклинали, имеющей ширину около 10 км и заполненной мезозойскими (преимущественно юрскими) континентальными отложениями.

В районе Ново-Аккермановского месторождения в непосредственном контакте с серпентинами находятся габбровые породы, дифференцированные местами на оливинные габбро и габбро-нориты. Оливинные габбро слагают центральную часть штока, а габбро-нориты образуют периферию его. Эти породы протягиваются полосой, шириной около 100 м, местами расширяющейся до полукилометра. Интрузия этих пород произошла вдоль крупной линии разрыва, идущей между серпентинами и диабазо-спилитовой толщей.

Более древними породами в районе месторождения являются нижнесилурийские туфогеновые сланцы, полоса которых проходит к западу от месторождения, отделяя здесь узкую полосу серпентинов от основного массива.

Руды Ново-Аккермановского месторождения представлены различными продуктами изменения серпентинов и залегают узкой полосой, вытянутой с юга на север. По данным бурения руды распространяются на глубину свыше 50 м. В штольнях № 1 и 2 и в канавах на поверхности место-

рождения можно видеть, что изменение серпентинов и никелевое оруденение распространяются вдоль трещин, проходящих среди смятых и брекчированных пород, образующих в серпентиновом массиве тектоническую зону протяжением около 3 км. Отдельные трещины в плане имеют неправильное очертание, хотя в общем согласное с господствующим меридиональным простиранием всей зоны.

Вследствие значительного окварцевания пород вдоль трещин рудная зона выделяется как невысокая гряда холмов, протягивающихся с юга на север. Абсолютные отметки их не превышают 352 м.

Выходы трещин на поверхность прослеживаются обычно на вершине и в верхней части склонов холмов в виде невысокого гребня или разрозненных глыб окварцованных пород, которые отсутствуют в понижениях между холмами. Трещины имеют крутое ($60\frac{1}{2}$ — 80°) падение на восток.

На Ново-Аккермановском месторождении выделяется несколько типов руды, различных по своему химико-минералогическому составу и структуре.

Непосредственно в трещинах и вблизи них залегают так называемые кварцево-железистые руды, представленные массой рыхлых и сланцеватых железных охр с погруженными в них крупными окварцованными глыбами. В рудах встречаются прожилки никелевых гидросиликатов (главным образом ревдинскита) незначительной мощности и протяжения. Буровыми скважинами такие руды встречены на глубине до 100 м.

По направлению в сторону от всякого бока трещин содержание железа понижается, и через ряд переходных типов руд с реликтовой структурой серпентинов промежуточного химического состава наступает развитие сильно магнезиальных руд, представляющих малоизмененные серпентины с густой сетью прожилков никелевых рудных минералов (главным образом гарниерита и никелевых халцедонов), имеющих штокверковое сложение (напоминают „шахматные“ руды Новой Каледонии). Эти руды распространены по восточному склону рудных холмов и видны в средней части второго рудного участка (к северу от речки Разбойки, пересекающей месторождение в средней его части) в траншеях и карьерах, вместе с ожелезненными рудами,

В этой зоне обычна ассоциация гарниерита с прожилками более позднего кальцита. Прожилки кварца, встречающиеся в этой зоне, указывают, что кварц отложился ранее, иногда одновременно с гарниеритом. Далее к востоку рудные прожилки обогащаются магнием и представлены здесь доломитом.

Периферические части обоих склонов рудных холмов сложены раздробленными серпентинами с густой сетью мелких прожилков белого доломита.

Еще дальше от рудного поля, уже в плотных, мало измененных серпентинах наблюдается развитие жил магнетита, особенно значительных в лежащем боку зон раздробления, где магнетит образует жильный штокверк, хорошо видимый по штольне № 1 вблизи устья.

В Ново-Аккермановском месторождении мы видим ясное различие в проявлениях минерализации по сравнению с остаточным месторождением Айдарбак в Халиловском районе

МЕСТОРОЖДЕНИЕ АЙДАРБАК

Это месторождение находится в 2—3 км к северо-западу от ст. Халилово Оренбургской ж. д. и является лишь частью обширного Халиловского месторождения, которое располагается на широком плоском водоразделе рек Большая Губерля и Большая Каяла с абсолютными отметками около 400 м и занимает площадь свыше 5 км².

Окружающие пространства сложены нацело серпентинизированными перидотитами типа гарцбургитов, среди которых ограниченное распространение имеют дунитовые фации, распространенные в виде шпиров и жилообразных масс.

Серпентины образуют здесь большой массив, площадью свыше 100 км², располагающийся по обоим берегам р. Б. Губерли, в верхнем ее течении.

К западу от серпентинового массива находятся пестрые глинистые сланцы кураганской свиты нижнего силура, полого падающие на восток.

Участок Айдарбак имеет площадь около 1 км². Здесь ведутся подготовительные и добычные работы.

Месторождение обладает ясно выраженной вертикальной зональностью, отвечающей супергенному разложению ультра-

основных пород. В пределах месторождения можно хорошо видеть верхнюю часть месторождения, которая состоит из сплошного слоя рыхлых и глинистых масс зеленого, оливково-зеленого, иногда почти черного цвета. Эти массы представляют продукты разложения серпентина, утратившего свою структуру. В химическом отношении они характеризуются почти полным выносом магнезия (MgO осталось не более 3—4%), частично кремнезема и накоплением окиси железа, глинозема и никеля. Обогащение никелем здесь имеет, по видимому, отчасти адсорбционный характер. Индивидуализированных никелевых минералов в этой зоне не наблюдается.

Эта верхняя часть рудных масс часто бывает в той или иной мере обогащена железом, что уже указывает на дальнейшую степень разложения серпентинитов с концентрацией окислов железа. Местами во впадинах имеет место накопление неяснослоистых рыхлых железистых образований, по видимому связанных уже с вышележащими континентальными образованиями, предположительно юрского возраста, распространенными в северо-западной и западной частях месторождения. Мощность рудных образований колеблется от 1 до 7—8 (редко более) метров, в зависимости от неровностей подземного рельефа. В больших карьерах можно наблюдать явления оседания рудных масс и многочисленные зеркала скольжения, а также глубокое развитие руд вдоль трещин и зон смятия, что создает сложную, карманообразную границу рудных масс внизу.

В выработках, далее, можно, видеть что рудные массы книзу постепенно переходят в мало измененные выщелоченные серпентиниты светлой серо-зеленой окраски. Процессы выщелачивания магнезия здесь несколько менее интенсивны, и содержание MgO повышается до 10—12%, содержание Fe_2O_3 падает до 10%, содержание SiO_2 возрастает до 72% (зона окремнения). Никель образует здесь обособленные минералы типа гарниерита и ревинскита, выделяющиеся в виде прожилков из коллоидальных растворов вместе с никельсодержащим опалом.

В крайних северо-восточных выработках участка Айдарбак встречается магнезит в виде прожилков среди серпентинитов. Ниже по склону можно наблюдать почти непрерывные вы-

ходы магнетитовых жил, вскрытые многочисленными карьерами. Эти выходы укладываются в одну непрерывную полосу, оторачивающую никелевое месторождение с северо-восточной, восточной и юго-восточной сторон.

Еще дальше по склону выходят плотные, мало измененные серпентины темных окрасок, которые, по данным бурения, встречаются под толщей измененных пород на глубине 40 — 60 м.

Спускаясь после осмотра никелевого рудника от плато Айдарбак на восток, к железной дороге и р. Б. Губерля, можно с полной отчетливостью проследить весь разрез коры выветривания, с его характерной зональностью. В 1 км к югу от ст. Халилово находятся карьеры по разработке магнетитовых залежей, где прекрасно видно развитие жильного штокверка магнетита среди серпентинов. На противоположном — левом берегу р. Б. Губерля находятся железорудные карьеры.

ХАЛИЛОВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД

А. В. ХАБАКОВ

Под именем Халиловского месторождения разумеют ряд пластовых залежей бурых железняков, открытых в 1928—1929 гг., на водоразделе рек Большой и Сухой Губерли в окрестностях Халилова. Рудоносная полоса, длиной свыше 38 км, расположена между пос. Орловским и Аккермановским на юге и пос. Новопетропавловским и Новокиевским на севере. Она распадается на несколько крупных рудных участков, из которых разведано семь. Размеры отдельных рудных линз колеблются от 0,3 до 2,2 км². Средняя мощность рудного пласта определяется в 3 м, доходя местами до 5—8 м. Рудоносная полоса Халиловского месторождения географически совпадает и генетически связана с областями развития древней доюрской коры выветривания серпентинитового массива Халилова и Хабарного. Месторождения бурых железняков приурочены к краевой части области распространения глин и песков континентальной нижнеюрской толщи, горизонтально залегающих на размытом серпентиновом массиве. Геологический возраст (главным образом верхний лейас) континентальных рыхлых песков и глин, заключающих месторождения, доказан благодаря находкам флоры с *Cladophlebis* cf. *haiburnensis* L. A. Н. и *Coniopteris hymenophylloides* Вгп. в серых глинах кровли рудного пласта.

По запасам, легкости добычи и по составу руд Халиловское месторождение бурых железняков имеет большое промышленное значение. Разработка ведется открытыми

карьерами, в стенках которых можно наблюдать разрез рудной залежи. Обычно рудный пласт может быть разделен на два горизонта. Нижний горизонт слагают латеритовые довольно рыхлые руды, более или менее слоистые и переотложенные. Они почти нацело состоят из соединений окиси железа и окрашены в различные яркие цвета от бурожелтых до яркокрасных.

Горизонт рыхлых руд нередко является непосредственным продолжением верхней зоны доюрской коры выветривания серпентинов и залегает на разрушенных серпентинах; иногда же наблюдается резкая граница, и руды залегают на размытой ровной поверхности менее выветрелых плотных серпентинов. Листоватые или пористые губчатые руды нижнего горизонта бывают твердыми или землистыми, рыхлыми, даже сыпучими. Главная масса рудного вещества представлена гетитом, гидрогетитом и гидрогематитом. В виде примеси нередко встречаются в нижнем и верхнем горизонтах руд зерна хромита, магнетита, гематита, хлоритов хризотилового и антигоритового серпентина, каолиновых минералов, гипса, хлорита, пироксенов, роговой обманки, слюд, гидраргиллита, рутила, циркона, эпидота, полевых шпатов, кальцита, кремня, халцедона, кластического кварца. В пористых ячеистых рудах нижнего горизонта встречаются участки с реликтовой структурой серпентина, сцементированные мелкими кремнистыми прожилками.

Верхний горизонт руд (нередко свыше 2 м мощности), представлен псевдооолитовыми или пизолитовыми и брекчиевидными железняками, а также прослоями железнякового гравия. Руды верхнего горизонта обычно более плотны, сцементированы, имеют более темную ржаво-бурю или красновато-коричневато-бурю окраску, и нередко обладают ясной слоистостью. Рудная масса состоит, главным образом, из мелких округлых стяжений аморфного грубо-концентрического сложения, диаметром от 1 до 5—10 мм, состоящих из лимонита с небольшой примесью гидрогематита. Морфологически они сходны с подобными образованиями в железистых бокситах. Внутри пизолитовых стяжений встречаются иногда окатанные зерна хромита и магнетита. Лимонитовые нодулы иногда бывают слегка окатаны и сменяются ско-

плениями мелких кусочков гравия и галек железняков конгломератового типа.

В верхних горизонтах рудного пласта местами встречаются прослойки глин и железистых песков. В Ново-Киевском и Орловском карьерах над рудным пластом сохранились следы древнего почвенного слоя с корнями юрских растений, пронизывающими бобовые руды вертикально на некоторую глубину. Как в пизолитовых, так и в нижних рыхлых рудах встречаются мелкие железистые трубочки — остатки стеблей растений.

По направлению к востоку замечается очень пологое падение пластов рудной толщи соответственно склону размытой поверхности серпентинового массива, причем бурые железняки быстро сменяются железистыми песками. Общий разрез континентальной юры там, где она содержит мощный рудный пласт, отличается заметным преобладанием тонкозернистых песков и глин и почти полным отсутствием галечников. Грубогалечные конгломераты и косослоистые пески в нижнеюрской толще не встречаются совместно с рудами.

Следует добавить, что не только в верхнем горизонте рудного пласта, но и среди безрудных слоев нижней юры Южного Урала встречаются отложения лимонита и гидрогематита, цементирующие пески и мелкообломочные галечники в виде корок, и пустотелые жеоды. В безрудных слоях встречаются также скопления перемытого и переотложенного рудного гравия.

Содержание железа в рудах колеблется от 13 до 64% (обычно около 40%); кремнезема 12—22%; глинозема 12—15, иногда до 38%; фосфора от 0,015 до 0,8%; серы от следов до 0,1%; хрома от 0,6 до 1,8%, примесь никеля и др. Между содержанием железа в руде и количеством кремнезема и глинозема наблюдается почти взаимно-обратная зависимость.

По условиям образования пластовые залежи бурых железняков Халилова, вероятно, близки к известным месторождениям о. Кубы. Генетически наиболее важными особенностями Халиловского месторождения являются непосредственная связь железорудной полосы нижнеюрских отложений с участками развития доюрской коры выветри-

вания на серпентиновом массиве, зависимость химического и минералогического состава руд от разрушения серпентинов, приуроченность месторождений к краевым делювиально-озерным тонкозернистым фациям области накопления континентальной нижней юры. Верхние горизонты рудных залежей обнаруживают заметные следы размыва и местного переотложения в конце эпохи накопления руд. Влияние позднейшего выветривания и вторичные перемещения рудного вещества под влиянием циркуляции грунтовых вод мало изменили первичный облик рудного пласта.

ГОРА МАГНИТНАЯ

А. Н. ЗАВАРИЦКИЙ

ВВЕДЕНИЕ

Добыча железных руд на горе Магнитной занимает очень видное место в Союзе ССР. В последние годы здесь добывалось до 5,5 млн. тонн руды в год. На руднике работало более 2000 рабочих, около 200 чел. инженерно-технического персонала и около 100 чел. других служащих.

Месторождение горы Магнитной известно с половины XVIII века. Оно разведывалось в 1911 и 1912 гг., затем в 1918 и в 1926—1934 гг. Только с 1931 г. здесь началась добыча руды в крупных размерах, построен завод и вырос город Магнитогорск. До Октябрьской революции на горе Магнитной добывалось всего около 20 тыс. тонн руды в год, возившейся в Белорецкий завод за 100 км от рудника.

При существующих размерах добычи рудник обеспечен запасами лет на 40.

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ

Железородное месторождение горы Магнитной находится среди широкой зоны эффузивных пород и каменноугольных осадочных образований, протягивающейся вдоль р. Урала. Несколько гранитных массивов интродуцированы в эту толщу, и месторождение обязано своим происхождением контактовому метасоматизму известняков нижнего карбона около одного из этих штоков.

Каменноугольные известняки в окрестностях горы Магнитной образуют две синклинальные складки: одну — к за

паду за р. Уралом, другую — к востоку от месторождения, которое таким образом находится в полосе антиклинального поднятия между этими синклиналями, усложненными кроме того небольшими сбросами. В западной синклинали верхние горизонты сложены мергелистыми породами, иногда с гипсовыми прослоями, обнаруженными в последнее время бурением под глубокими наносами. Мергелистые породы и гипсы относятся к среднему карбону.

Более древними породами, чем нижнекаменноугольные известняки, широко распространенными в окрестностях горы Магнитной, являются кислые эффузивные породы (порфиры и фельзиты), главным образом риолитового состава. Они образуют холмы и гряды, окружающие гору Магнитную. Эти возвышенности хорошо видны с вершины горы; площади, сложенные известняками, представляют равнину, занятую пашнями.

Между порфирами и согласно располагающимися на них нижнекаменноугольными известняками залегает непостоянный, иногда отсутствующий горизонт основных эффузивов (диабазов и порфиритов) и отложений вулканических туфов. Около горы Магнитной этими породами занята небольшая площадь к юго-западу и к северо-западу от месторождения, но коренные породы здесь плохо обнажены. Дайки диабазов и кварцевых порфиров иногда пересекают все перечисленные образования в окрестностях горы Магнитной.

Непосредственно около самого месторождения порфириты и туфы, которые образуют постель известняков, превращенных здесь в руды, и сопровождающие их скарновые породы, обнажаются на горе Атач (южная часть Магнитной). Вулканические туфы метаморфизованы и превращены здесь в так называемый „атачит“, считавшийся прежде изверженной породой. Валуну подстилающего атачит порфирита, обнаженного на восточном склоне горы Атач, попадаются иногда и в самом атачите, как это видно в южной части выработок на горе Атач. В менее измененном виде вулканические туфы обнаружены лишь в последнее время в траншеях к югу от холма Ай-Дарлы, сложенного небольшой интрузивной массой авгитового диорита. На этом холме теперь расположена обогатительная фабрика,

ПЕТРОЛОГИЯ ГОРЫ МАГНИТНОЙ

Среди изверженных пород горы Магнитной различают три группы: 1) зернисто-кристаллические изверженные породы, слагающие массивы горы Магнитной и соседней с ней горы Куйбас: а) граниты и тесно связанные с ними гранодиориты, б) диоритовые породы, иногда имеющие даже состав габбро, несколько более древние и обнаруживающие следы контактового метаморфизма под влиянием гранитовых пород;

2) горные породы, залегающие в виде жил и небольших интрузивных масс;

3) измененные под влиянием интрузии массива древние породы: а) мраморы, скарны и руды, б) метаморфизованные туфы, атакит и порфириты.

1. Зернистые изверженные породы

Граниты и гранодиориты. Невооруженным глазом и под микроскопом можно различить несколько разновидностей гранита на горе Магнитной. Вдоль непосредственного контакта с рудным месторождением проходит полоса беловатых или розоватых лейкократовых гранитов, почти лишенных цветного минерала. Полевой шпат представлен в них в небольшом количестве олигоклазом, а главным образом ортоклазом, анортоклазом и тонким пертитом. В некоторых случаях развита альбитизация калиевого полевого шпата, нередко микропегматитовые сростания.

В центральной части горы Березовой (северная часть горы Магнитной) граниты обогащаются цветным минералом и плагиоклазом и переходят в гранодиориты. Цветной минерал — обыкновенная роговая обманка, содержащая в центральной части остатки моноклинного пироксена. Между горами Атач и Березовая развиты такситовые гранито-диориты. Этим именем названы неоднородные породы, состоящие из угловатых включений состава кварцевого диорита или гранодиорита в гранитовой массе или же гранодиориты и кварцевые диориты, обильно пронизанные жилками гранита. Эти породы местами переходят в породы гранодиоритового состава с пятнистой структурой. Включения темных пород в гранитах попадаются в разных местах горы Березовой,

Следует упомянуть о характерных красных альбитовых гранитах у северо-восточного подножия г. Березовой. Кварц в них образует микропегматитовое срастание с калиевым полевым шпатом, зажатое между кристаллами альбита; обедняясь кварцем, эти породы постепенно переходят в сиениты. Цветной минерал в этих гранитах и сиенитах — хлоритизированная слюда, встречающаяся в ничтожном количестве.

Диориты. Из диоритовых пород на горе Магнитной заслуживают упоминания светлые диопсидовые диориты, встреченные между Узьянкой и Березовой, состоящие, главным образом, из олигоклаза и диопсида, и более меланократовые породы, варьирующие по структуре и обладающие составом, доходящим до состава габбро. Эти породы образуют полосу у западного подножия горы Березовой; они здесь сильно изменены под влиянием контакта и частью превращены в роговоики.

2. Жильные породы

Сюда, главным образом, относятся горные породы, встреченные в виде даек, пересекающих рудное месторождение. Такие дайки обильны в старом руднике на г. Дальней. Здесь они имеют состав, отвечающий, в общем, диориту. Первичными минералами их являются плагиоклаз (андезин) и авгит, обычно уралитизированный. Этот состав редко можно наблюдать, так как породы, подвергшись метаморфизму, нередко гранатизированы, иногда скаполитизированы. Дайки жильных пород диоритового состава мелкозернистой структуры пересекают также порфириты горы Атач. Только в одном месте на горе Магнитной была обнаружена тонкая жила подобной породы, пересекающая гранит. Эта жила может быть рассматриваема как жила лампрофира. Она обладает плотными краевыми частями и мелкозернистой центральной частью; в ней также наблюдается неравномерная скаполитизация.

Другого рода жильные породы представлены кислыми породами: аплитами и порфирами с выделениями альбита в микрогранитовой массе. Эти кислые породы пересекают жилы диоритовых пород в рудниках и являются, таким образом, более молодыми,

3. Измененные породы горы Магнитной, вмещающие гранитный массив

В самом месторождении к числу этих пород нужно отнести: 1) руду и сопровождающие ее породы, а также остатки мрамора среди этих пород; 2) атачит, образующий, как показали буровые скважины, лежащий бок всей рудоносной толщи, и 3) порфирит, залегающий под атачитом. Эти породы будут кратко описаны, начиная с более древних.

Порфирит обнаруживает сравнительно слабые изменения. Фенокристаллы представлены лабрадором и более кислым плагиоклазом, а также уралитом, редко содержащим остатки моноклинного пироксена. Только в самом контакте с гранитом порфирит изменяется в типичный роговик; в более удаленных от контакта местах наблюдается лишь уралитизация и очень редко замещение фенокристаллов плагиоклаза калиевым полевым шпатом.

Атачит первоначально считался изверженной породой; впоследствии было указано, что минералогический состав его и частью микроструктура обязаны своим происхождением метаморфизму. Горные выработки последнего времени, как в самом месторождении, так и к югу от холма Ай-Дарлы, обнаружили геологические соотношения, заставляющие считать атачит метаморфизованным вулканическим туфом. В атачите с горы Атач характерно обильное развитие мелких чешуек мусковита. Полевой шпат представлен калиевым полевым шпатом с очень малым углом оптических осей (до $2V = -20^\circ$). Редко встречаются остатки фенокристаллов лабрадора. В очень тонкозернистой основной массе, кроме мусковита, полевого шпата и кварца, наблюдаются магнетит, хлорит, эпидот, вторичный эпидот, лейкоксен, немного апатита, иногда андалузит и турмалин. Текстура атачита афанитовая, порфирировая и кластическая или брекчиевидная. В афанитовых разностях на выветрелых поверхностях виден характерный концентрический рисунок, обусловленный распределением магнетита. В атачите местами встречаются крупные гальки и валуны лежащего под ними порфирита, и местами порода переходит в настоящий конгломерат.

Метаморфизованные вулканические туфы были давно известны на восточном подножии холма Ай-Дарлы под на-

званием метаморфических апотуфов. В состав этих пород в большом количестве входит серицит и иногда обильный магнетит; довольно обычны кристаллики андалузита, замещающие слюдой. В обнажениях к югу от Ай-Дарлы в менее измененных пирокластических породах, явно слоистых, можно найти почти все типы структур, которые наблюдаются в атачитях.

Известняки и мраморы встречаются в виде островков среди гранатовых пород и представляют остатки, сохранившиеся при замещении их гранатом, магнетитом и другими метаморфическими минералами. Во многих из них, особенно в наиболее отдаленных от контакта с гранитами островках мрамора, найдены остатки нижнекаменноугольной фауны.

Прослон роговиков, среди толщи руд и скарновых пород были встречены при разведках месторождения буровыми скважинами. Это — большей частью светлые, плотные породы, иногда имеющие некоторое сходство с атачитом по текстуре и обилию слюды. Они представляют интерес в том отношении, что в некоторых из них встречены корунд и маргарит.

КОНТАКТОВЫЙ МЕТАСОМАТИЗМ НА ГОРЕ МАГНИТНОЙ

Под влиянием гранитной интрузии, слагающей северную часть горы Магнитной (гору Березовую), претерпели контактовое изменение следующие изверженные породы: 1) основные изверженные породы, залегающие вдоль западного подножия горы Березовой; они нередко гранитизированы, в них развивается диопсид, иногда роговая обманка, вторичный плагиоклаз, и в конце концов порода превращается в роговик; 2) жильные породы диоритового состава, пересекающие рудное месторождение; в них тоже развиваются гранат, диопсид, а также мусковит, пренит, эпидот, хлорит. В дайках, встреченных в руднике на горе Дальней, местами сильно развита скаполитизация. Скаполит близок к мариалиту и содержит в составе хлор.

Известняки нижнекаменноугольного возраста в наиболее удаленных от гранитов обнажениях около горы Дальней наименее метаморфизованы и содержат фауну, но они

и здесь также частью замещены метаморфическими минералами, главным образом гранатом в виде полос по слоистости или в виде отдельных вкраплений. В этих обнажениях встречены гранат, минералы группы эпидота, диопсид, волластонит, кварц, пренит, флюорит, иногда магнетит. В мраморах, среди гранатовых пород более внутренних зон контактового пояса, встречены гранат, диопсид, геденбергит, везувиан, эпидот, слюда, амфибол, магнетит, апатит.

Скарновые породы горы Магнитной замещают известняки ближе к гранитному массиву. Среди скарновых пород наибольшим распространением обладает андрадитовый скарн. Во внутренней части контактовой зоны это — плотные породы, более или менее богатые магнетитом. Здесь к гранату присоединяются нередко геденбергит и диопсид, изредка везувиан. В более внешней зоне распространены зернистые гранатовые породы, часто с друзовой структурой; в друзах встречается кварц, железный блеск, иногда актинолит и хлорит.

Первичные руды — магнетит, залегают обычно слоями среди гранатовых пород внутренней зоны; магнетит, видимо, образовался почти одновременно с гранатом и пироксеном. В более позднюю фазу последовала импреньция пиритом и в ничтожном количестве другими сульфидами одновременно с замещением граната хлоритом, эпидотом, волокнистой роговой обманкой, которые иногда целиком замещают первичные силикаты.

Руды горы Магнитной, разрабатывающиеся в настоящее время, находятся еще в зоне окисления. Магнетит в них в среднем почти наполовину превращен в мартит, и пирита осталось менее 0,5%. В первичных рудах более глубоких горизонтов, известных по скважинам, количество пирита доходит до 6%, а количество мартита убывает до 10%. Силикаты, ассоциированные с магнетитом в первичной зоне — гранат, пироксен, хлорит и др., близ поверхности разложены, превращаясь в лимонит, кварц и халцедон, каолин. Довольно распространенным минералом в нижних частях зоны окисления является нонtronит, который частью замещает железистые силикаты, частью образует жилки, пересекающие трещины руды.

При современном способе добычи руда, поступающая

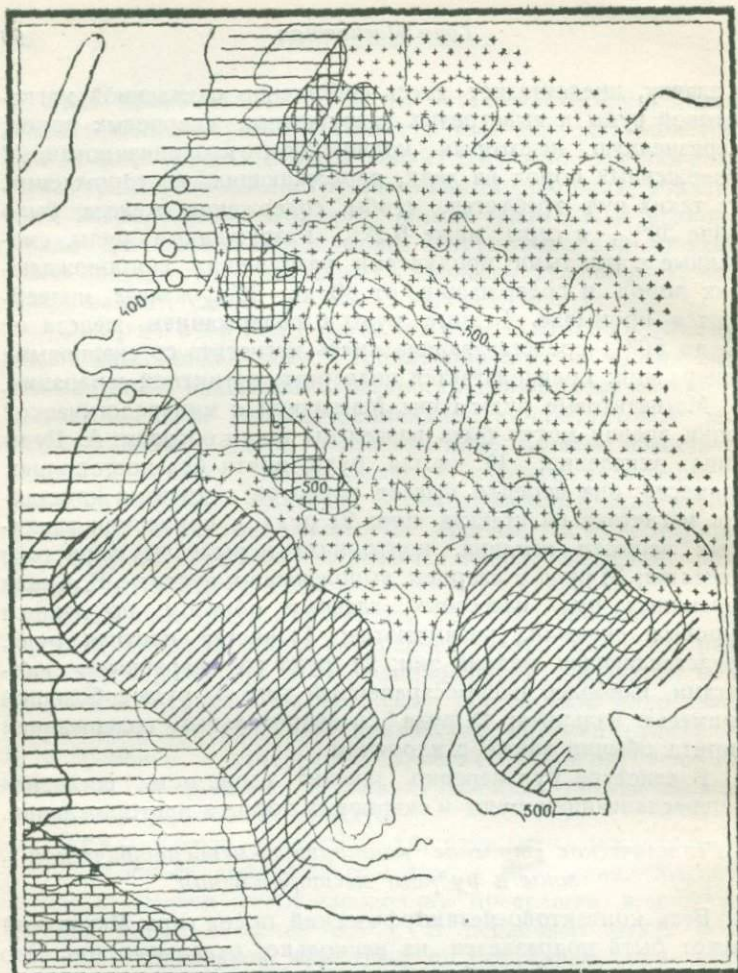
в плавку, представляет смесь собственно окисленной магнетитовой руды и выветрелых разрушенных скарновых пород, загрязненную некоторым количеством каолинизированных изверженных пород из даек, пересекающих месторождение. От таких руд требуется, чтобы содержание железа было выше 50%, а серы ниже 0,2%. Разрушенные руды, смешанные с рыхлыми продуктами разрушения сопровождающих пород и содержащие от 30 до 50% железа, подвергаются промывке. Бедные руды с содержанием железа от 30 до 50%, представляющие смесь магнетита со скарновыми минералами, предполагается подвергать магнитной сепарации.

Магнетитовые руды горы Магнитной с минералогической точки зрения могут быть разделены таким образом: А. Руды зоны окисления: 1) чистая руда, почти без посторонних примесей; она нередко бывает пористой с друзами кристаллов магнетита на стенках пор; 2) руда с примесями глинистых веществ каолина, нонtronита и рыхлого охристого вещества; 3) руда с кварцем, выполняющим пустоты. В. Среди первичных руд, известных, главным образом, по данным буровых скважин, различаются: 1) чистая плотная руда, представляющая редкий тип; 2) руда со скарновыми силикатами, наиболее распространенный тип; 3) руда с большой примесью кальцита; 4) руда со значительным содержанием пирита обычно также с хлоритом.

В текстуре руд нередко заметна слоистость, согласная с переслаиванием руды и скарновых пород в месторождении.

Геологическое строение контактово-метаморфической зоны и рудного месторождения

Весь контактово-метаморфический ореол горы Магнитной может быть подразделен на несколько отдельных зон. Это подразделение может быть представлено в таком виде, как показано на рис. 12. Можно различить следующие зоны: 1) зону метаморфизованных диоритовых пород, обнажающихся на западном склоне гранитного массива; 2) зону плотных гранатовых пород, содержащих залежи магнетита; 3) зону зернистых гранатовых пород, не содержащих залежей магнетита; 4) зону метаморфизованных известняков и туфов около холма Ай-Дарлы. Кружки на карте (рис. 14) обозначают выходы мрамора и известняков.



400 0 400 800 1200 м

Сечение рельефа через 25 м

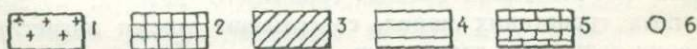


Рис. 12. Строение контактовой зоны г. Магнитной.

1 — гранит; 2 — метаморфизованные изверженные породы; 3 — рудоносная зона плотных гранатовых пород; 4 — зона зернистых гранатовых пород; 5 — зона известняков и апотуфов Ай-Дарлы; 6 — выходы мрамора и известняка.

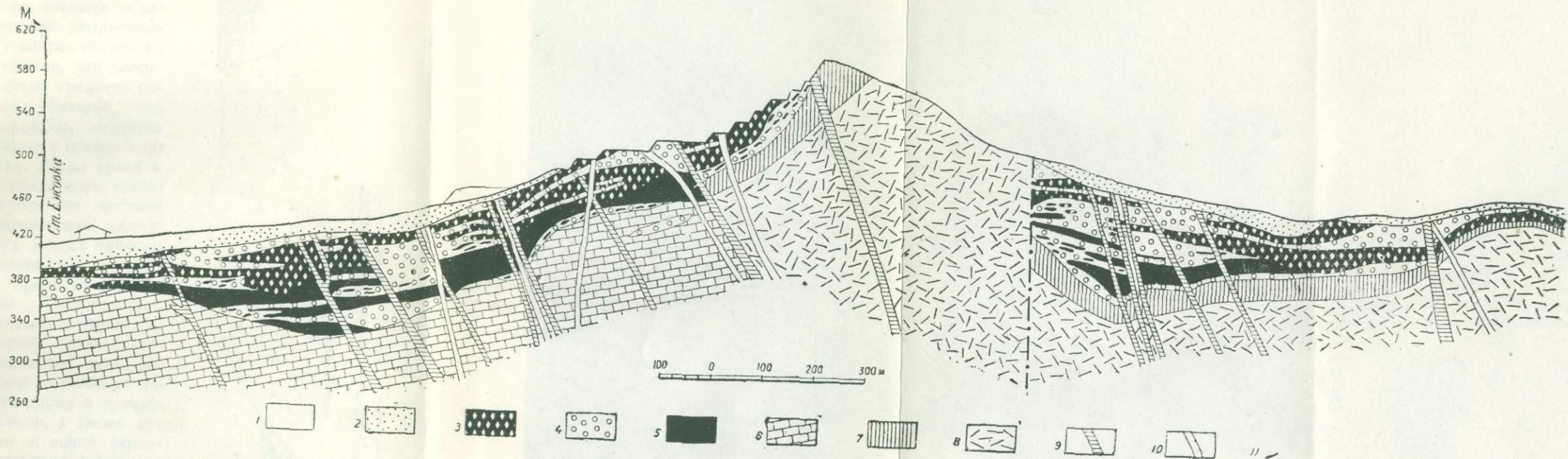


Рис. 14. Геологический разрез через г. Атач-Магнитная.

1—нанесы; 2—рассыпная руда; 3—окисленная руда; 4—скарн; 5—первичная руда; 6—метаморфизованный известняк; 7—атачит; 8—порфирит; 9—жилы диорита; 10—жильные кислые породы; 11—сброс.

1. Зона метаморфизованных диоритовых пород. Мы имеем в этой зоне, главным образом, зернистые диоритовые породы, иной раз несколько более основные, чем диоритовые породы среднего состава. Как сказано, они гранатизированы, перекристаллизованы и превращены в роговики. Жилы гранита, аплита и кварцевого альбитофира прорезают местами метаморфизованные диориты. В двух местах найдены среди диоритовых пород остатки мраморизованного известняка. Геологический разрез западного отрога горы Березовой представляет отношения между этой зоной метаморфизованных изверженных пород и гранитным массивом, а также между ними и зоной зернистых гранатовых пород.

2. Рудоносная зона. Это та часть контакто-метаморфического пояса, в которой заключены почти все залежи магнетита. Можно наблюдать непосредственный контакт этой зоны с лейкократовым гранитом массива на горе Узянке и в руднике на горе Дальней. Строение этой зоны можно видеть в руднике Дальнем и в северной части на горе Атач.

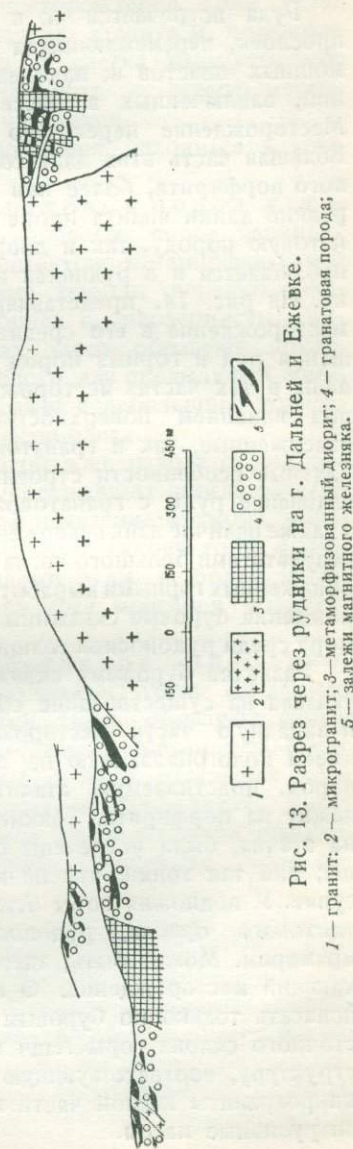


Рис. 13. Разрез через рудники на г. Дальней и Ежевке.

1 — гранит; 2 — микрогранит; 3 — метаморфизованный диорит; 4 — гранатовая порода; 5 — залежи магнитного железняка.

Руда встречается то в виде более или менее тонких прослоек, перемежающихся с гранатовой породой, то в виде мощных пластов и, наконец, в виде неправильных скоплений, заключенных в массе гранатовой породы (рис. 13). Месторождение пересечено дайками изверженных пород. Большая часть этих дайк состоит из диорита или диоритового порфирита, более или менее метаморфизованных. Более редкие дайки аплита прорезают как рудную толщу и гранатовую породу, так и диоритовые породы. То же строение наблюдается и в рудниках на горах Атач, Узьянке и Ежевке. На рис. 14, представляющем поперечный разрез через месторождение в его средней части, мы видим те же отношения руд и горных пород как на горе Атач. Они затемнены в тех частях месторождения, которые сильно изменены под влиянием поверхностных агентов, превративших как изверженные, так и гранатовые породы в глинистую массу. Главные особенности строения месторождения, как то: переслаивание руды с гранатовой породой и другими скарнами, а также наличие дайк изверженных пород, теперь подтвердились результатами большого числа буровых скважин и вне участков, обнаженных горными выработками. В отдаленных частях месторождения буровые скважины также встретили включения мрамора среди рудоносной толщи и более значительные его массы.

Разведка буровыми скважинами, как видно на рис. 15, указала на существование сброса, разделяющего восточную и западную части месторождения. В западной части мы имеем пологопадающую на запад толщу руды и скарновых пород, подстилаемую атачитом, который в свою очередь лежит на порфирите. Тонкие прослойки роговиков, похожих на атачит, были встречены скважинами в рудоносной толще; они так тонки, что не могут быть изображены на рисунке. У подножия горы Атач, в более внешней зоне контактового ореола, рудоносная толща сменяется внизу мрамором. Может быть, здесь имеется еще сброс, пересекающий месторождение. О его существовании можно предполагать только по буровым скважинам. В обнажениях восточного склона горы Атач порфириты имеют флюидальную структуру, соответствующую западному падению. Диориты и микрограниты южной части горы Атач образуют, вероятно, интрузивные массы.

В восточной части рудного месторождения тоже установлено, что руды и скарны лежат на атачите и порфирите; слои их почти горизонтальны и слегка изогнуты, как это видно в забоях рудника Дальнего; с севера месторождение ограничено гранитной интрузией.

Почти половина всего месторождения находится в зоне окисления.

3. Зона зернистых гранатовых пород с железным блеском. Эта зона гранатовых пород занимает более периферические части контактово-метаморфического пояса. Составляющие ее гранатовые породы нередко обладают более светлой окраской и более крупнозернисты. Кристаллы граната в этих породах часто образуют друзы. Здесь вместо магнетита, характерного для предыдущей зоны, встречается железный блеск в связи с небольшим количеством кварца и тонкими иглами актинолита.

Как раз преимущественно в этой зоне находятся островки мраморизованных известняков, содержащих иногда остатки ископаемых. Мы только что видели появление мрамора, обнаруженного скважинами внизу западного склона горы Атача. Сколько-нибудь значительные залежи руды в более внешней зоне отсутствуют. Этот факт был проверен магнитометрическими исследованиями.

4. Внешняя зона известняков Ай-Дарлы. Известняки, выступающие у подножия горы Ай-Дарлы, так же как и метаморфизованные туфы, образуют самую внешнюю зону контактового метаморфизма. Метаморфические минералы встречаются здесь лишь в виде отдельных кристаллов или агрегатов их в известняках. Парагенезис минералов также соответствует внешним зонам контакта вообще. Сами известняки менее кристалличны и содержат более сохранившиеся остатки фауны.

Общие замечания относительно контактового метаморфизма на горе Магнитной

Рудное месторождение горы Магнитной является типичным представителем контактово-метасоматических месторождений.

Процесс метасоматизма на Магнитной состоит, главным образом, в массовом образовании граната (андрадита) и

магнетита, замещающих очень чистые известняки. Привнос железа и кремния в контактовую зону из гранитной магмы не представляет в этом случае никакого сомнения.

Следует предположить, что на Магнитной, так же как и в других контактовых месторождениях, железо приносилось из магмы в виде летучих соединений, и распределение и отложение руды во вмещающих породах зависело от структуры этих более древних образований. Бока порфиритовых и диоритовых дайк, так же как слоистость известняка, служили путями, по которым пневматолитические эманации проникали в окружающие породы, и руда часто отлагалась вдоль этих путей. Такие особенности строения первоначальной толщи, вмещающей интрузию, пород, объясняют отчасти сложность строения месторождения горы Магнитной.

В месторождении горы Магнитной, как и во многих других подобных месторождениях, можно различать две фазы минерализации. Магнетит, гранат и пироксен относятся к первой фазе, пирит и редкий халькопирит, так же как хлорит, эпидот, вторичная роговая обманка — ко второй. Точно так же как и в других контактовых месторождениях, можно предположить, что в период образования магнетита и граната в составе летучих эманаций магмы играли некоторую роль хлориды. Замещение плагиоклаза мариалитом, как например в жильных диоритах рудника Дальнего, следует приписать действию этих хлоридов. Позднее, в период образования сульфидов, хлорита, амфибсла и т. д., сернистые соединения сменили, повидимому, галоиды в магматических эманациях.

Выветривание и разрушение горных пород и руд на горе Магнитной

Руда горы Магнитной представлена магнетитом, минералом, относительно стойким по отношению к поверхностным химическим агентам, но в верхних частях он, как уже говорилось, превращен отчасти в мартит. Сопровождающие его силикаты превращаются в глинистую массу; иногда в пустотах появляется вторичный кварц. Руда подвержена, главным образом, физическому действию разрушения и превращается в скопления глыб элювиального происхождения.

Связанные с рудой гранатовые породы превращаются выветриванием на поверхности в охристую рыхлую массу, нередко содержащую жилки вторичной SiO_2 . В этих вторичных массах железо всегда содержится в виде гидратов окислов.

Изверженные породы, встречающиеся в рудниках, часто подвергаются каолинизации, сохраняя внешний вид первоначальной структуры. Интересно отметить довольно значительное развитие нонтронита, замещающего цветной минерал в выветрелых изверженных породах и встречающегося также в руде.

Дальнейшее разрушение и вымывание рыхлых продуктов выветривания ведет к еще более значительным изменениям: руда распадается на отдельные глыбы и куски различной величины, и в конце концов получается россыпь обломочной руды.

МАРШРУТ

Знакомство с контактовым ореолом горы Магнитной начинается с осмотра выходов островка мрамора среди зернистой гранатовой породы внешней зоны на западном отроге горы Березовой. Своеобразный разрушенный рыхлый эпидозит раскопан здесь в небольших ямах. Дайка порфириовидного гранита, проходящая в средней части западного отрога, отделяет гранатовую породу внешней зоны от метаморфизованных диоритовых пород, слагающих восточную половину отрога до самого подножия горы Березовой. Эти метаморфизованные породы довольно разнообразны по структуре и составу и прорезаны дайками гранитовых порфиров.

У подножия горы Березовой в карьерах можно видеть типичные лейкократовые граниты в периферической части массива.

Пройдя мимо коттеджей рудничного поселка по тропе, экскурсия выходит к контакту гранитов с рудным месторождением на Узянке. Гранит также здесь отличается лейкократовым характером и частью альбитизирован; в нем встречаются жилки кварца и железного блеска. В обнажениях по железной дороге, в этой части месторождения местами хорошо видна слоистость руды. Около дороги от коттеджей, переваливающей через Узянку, в небольшой яме

можно видеть тонкую дайку лампрофировой породы (микродиорита), пересекающую гранит. Этот микродиорит местами скаполитизирован.

Поднимаясь по гребню, соединяющему Узьянку с Атачем, можно хорошо видеть контакты рудного месторождения с гранитовым массивом и общий облик всего месторождения и методы его разработки. Дальше виден завод, пруд и рудничный поселок, на западе горизонт замыкается цепью Уральских гор.

Прежде чем приступить к осмотру разрабатываемой части месторождения, экскурсанты проходят на старые разработки на горе Дальней. По пути, на площадке, соединяющей горы Атач и Березовую, можно видеть неоднородные такситовые гранито-диоритовые породы, выступающие в начале склона к Дальнему руднику.

Старые выработки Дальнего рудника позволяют хорошо видеть главные особенности строения месторождения: тесную перемежаемость гранатовой породы и других скарнов с рудой, слоистость руды и этих пород и дайки порфирита и диорита, их пересекающие. В сохранившихся останках пустой породы в верху рудника — дайка скаполитизированного диорита; в верхних обращенных к северу уступах — дайки порфиритов в слоистой руде.

На север с уступов Дальнего рудника открывается панорама на гору Куйбас, составляющую одно целое с гранитным массивом горы Магнитной; на востоке — равнина известняковой синклинали и низкий гребень Узунзян, сложенный из порфиров. На юге к выработкам рудника примыкает восточное рудное поле, его западной границей является подножие восточного крутого склона горы Атач. Здесь проходит сброс, разделяющий западные и восточные рудные поля.

От рудника Дальнего экскурсанты поднимаются на вершину горы Атач, где осматривают классические выходы атачита афанитового и брекчиевидного; у самого края разреза появляется плотная гранатовая порода. С вершины Атача широкая панорама на завод, долину Урала, порфириновые холмы на левой стороне реки и широкое пространство до предгорья Уральской гряды, замыкающей горизонт на западе.

С вершины экскурсия опускается в рудник. Северные концы уступов доходят до гранитного массива. В вырабо-

таных забоях, где местами сохранились остатки руды и скарнов, видны также дайки жильного диорита и аплита. Во многих местах можно видеть общую слоистость руды и западное падение слоев; метрах в 300 от северного конца рудника видно переслаивание руды и скарнов. В средней части рудника местами работы достигли сернистых руд, иногда пронизанных вторичным гипсом. В южной половине рудника интересно обнажение атачитового конгломерата. В более разрушенных частях месторождения, особенно на юге, можно наблюдать характерное развитие нонтронита.

Поднявшись на гребень горы Атач, в его южном конце можно наблюдать падение атачита под рудную толщу, а на южном склоне Атача среди порфиристов издали заметны гривки, представляющие выходы даек кварцевого альбитофира. Далее на юг развевывается вид на обогащительную фабрику, расположенную на холме Ай-Дарлы и за ним порфиристые холмы около р. Урала.

Возвращаясь обратно по руднику по одному из более низких разрабатываемых горизонтов, экскурсанты знакомятся с характером руды, добываемой на руднике и методами разработки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Заварицкий А. Н., Гора Магнитная и ее месторождения железных руд., вып. I, ч. 1 и 2, текст, вып. II—атлас. Труды Геол. ком. Н. с., вып. 122, 1922.
2. Заварицкий А. Н., Об атачите и о некоторых новых данных по геологии месторождения г. Магнитной. Изв. Ак. наук, Отд. мат. и ест. наук, сер. геол., № 2/3, 1936.
3. Заварицкий А. Н. и Е. Е. Гуткина, Результаты разведок на горе Магнитной, произведенных в 1926—1928 гг. Л. 1930.
4. Морозевич И., Гора Магнитная и ее ближайшие окрестности. Труды Геол. ком., т. XVIII, № 1. 1901.

ГУМБЕЙСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ШЕЕЛИТА

И. С. СТЕПАНОВ

Гумбейские месторождения шеелита расположены в 40 км к востоку от Магнитогорска.

Присутствие шеелита в Гумбейском районе впервые установил К. К. Матвеев в 1925 г. на отводе Балканского золотого прииска, а в настоящее время, кроме того, известны месторождения шеелита вблизи от поселков Наваринского, Ново-Бураиовского, Трехий и аула Арасланбай.

Вольфрамовые месторождения связаны с интрузией гранитной магмы, и месторождения шеелита, связанные, вероятно, с апикальными частями штоков интрузива, следуя расположению обнажений гранитоидных пород, образуют как бы рудную меридиональную полосу протяжением около 30 км.

Геологическое строение окрестностей и местоположение Гумбейских шеелитовых месторождений показаны на сводной геологической карте Гумбея (рис. 15). На основании исследований А. Н. Заварицкого, изучавшего геологическое строение Гумбейского района, и наблюдений геологов, изучавших месторождения шеелита, следует считать наиболее древними породами Гумбейского района яшмовидные или кремнистые сланцы, образующие пологие меридиональные складки; за ними следовали эффузии андезитового состава и более кислых пород, покрываемые известняками нижнего карбона. Эти более древние породы пересекаются дайками изверженных пород, рудными жилами и подвергаются кон-

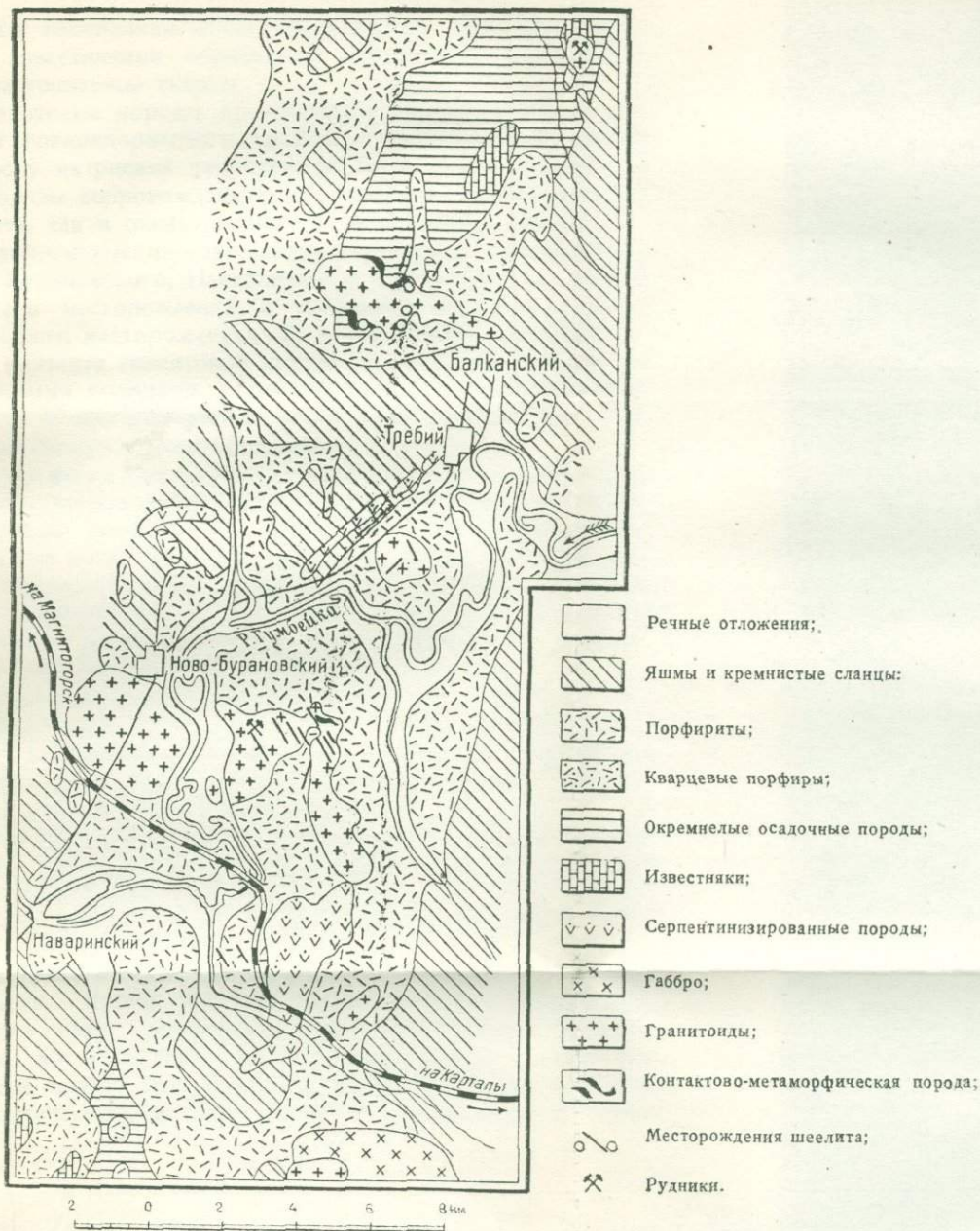


Рис. 15. Геологическая карта Гумбейского района.

тактовым изменениям вблизи гранитов. На контакте гранитов с известняками образуются гранитовые, диопсидовые и волластонитовые скарны.

Гранитовые породы представлены мелкозернистыми породами гранодиоритового состава с отклонениями иногда в сторону кварцевых диоритов, но более часто к сиенитам. Эти породы сопровождаются как дайками гранит-порфира и аплита, так и очень редкими пегматитовыми жилами.

Вольфрамовые месторождения двух типов: 1) кварцевые жилы Бурановского, Наваринского, Требийского, Арасланбаевского месторождений и кварцевые жилы с шеелитом Балканского месторождения; 2) концентрации шеелита в области контакта гранитовой породы с известняками и известковистыми породами, в той или иной мере превращенными в скарн. К месторождениям этого типа принадлежат Балканские гнездовые месторождения.

Бурановское месторождение располагается с левой стороны р. Гумбейки среди наибольшего в Гумбейском районе выхода гранитных пород. Отсутствие наносов и большое число обнажений коренных пород на этой стороне гранитного поля, пересеченного большим количеством гранит-порфировых и аплитовых даек, способствовало отысканию кварцевых жил, составляющих две системы с простиранием СЗ 320° и СВ 20° .

Среди бурановских кварцевых жил различаются лишенные оруденения более ранние жилы северо-восточного простирания; темносерый кварц, амфибол, черный хлорит, редко встречающийся белый или розовый полевой шпат исчерпывают список жильных минералов.

Кварцевые жилы второй системы северо-западного простирания содержат шеелит. В Бурановском месторождении в настоящее время числится свыше 30 таких жил, средней мощностью около 0,2 м и протяжением по простиранию, достигающим, например для жилы № 2, — 1000 м.

Минералогический состав рудных жил сравнительно разнообразен. Кроме обычных кварца и горного хрусталя, полевого шпата (ортотлаза и может быть адуляра), шеелита, пирита, халькопирита, галенита, тетраэдрита и кальцита (а кроме того и еще некоторых преимущественно кальциевых карбонатов), встречаются: золото (очень редко и только

в сульфидах), айкинит, борнит, пирротин, флюорит, целестин, апатит, эммонсит $(\text{SrCa})\text{CO}_3$ и, наконец, колумбит.

Все перечисленные минералы образуют несколько ассоциаций, характерных для определенных зон рудной жилы. Жилы, однако, часто в поперечном сечении не имеют правильной зональности; мы наблюдаем в горизонтальном разрезе, по простираанию жилы, смену участков различного минералогического состава, соответствующего той или иной зоне жилы.

В Бурановском рудном поле в рудных жилах встречаются кварцево-полевошпатовые участки, состоящие из кварца, относительно значительных количеств полевого шпата, пирита, очень редкого колумбита и бедные шеелитом; участки, богатые шеелитом, образуются практически только двумя минералами: во-первых кварцем (часто в виде горного хрусталя), а во-вторых, шеелитом, кристаллы которого преимущественно нарастают в друзовых пустотах на кристаллах горного хрусталя — это наиболее богатые шеелитом участки Бурановских рудных жил. Карбонатные участки не имеют повсеместного широкого распространения в Бурановских жилах и состоят из плоскоромбоэдрических кристаллов кальцита, шеелита, горного хрусталя, а также целестина и стронцианита; наконец, сульфидные участки характеризуются обилием сульфидов, среди которых, между прочим, обычен и молибденит (в жилах № 24 и 34), а в сульфидной части жилы № 1 встречаются и иголки айкинита; на сульфидных участках шеелит — минерал, мало распространенный.

Балканские шеелитовые месторождения расположены в 12 км к северу от Бурановского месторождения. В отличие от Бурановки, все известные Балканские месторождения шеелита располагаются во внешнем контакте интрузива, представляя или 1) тонкие кварцевые жилы, не имеющие промышленной ценности как вольфрамовая руда, но разрабатываемые на отдельных участках старателями, добывающими из них золото, или же 2) гнездовые месторождения, образующиеся исключительно среди карбонатных пород.

Наибольший интерес среди Балканских месторождений шеелита имеет месторождение, где шеелит находится в глыбах превращенных в скарн известняков, вероятно переслаи-

вавшихся с эффузивными изверженными породами; возраст этих известняков можно с достаточной долей вероятности отнести к верхней части девона.

Метасоматизм замещения этих известняков выразился в образовании в них преимущественно кальцита, волластонита, диопсида, гроссуляра и цоизита, в то время как темный гранат, эпидот, актинолит имеют назначительное распространение.

Наряду с сильно замещенными известняками в месторождении наблюдаются отдельные глыбы неизмененных известняков, пересекаемых только отдельными жилками скарновых минералов или только перекристаллизованных в крупнозернистую кальцитовую породу.

Оруденение в месторождении локализовано в виде небольших гнезд, относительно равномерно распространенных по всему месторождению.

Эти гнезда представляют кварцевые сегрегации метасоматического происхождения, состоящие из кварца, кальцита, халцедона, опала, шеелита, пирита, халькопирита, молибденита, галенита, тетраэдрита, апатита, барита и целестина, главными минералами являются кварц и шеелит, второстепенными — халцедон и пирит, а остальные относятся к крайне редким.

От дневной поверхности и до глубины 60 м встречаются кварцевые гнезда; ниже этого горизонта встречена пока только так называемая кальцитовая руда, представляющая крупнозернистую или мраморовидную кальцитовую породу (перекристаллизованный известняк), импреньированную зернами шеелита. Буровой скважиной на глубине 127 м обнаружена кварцево-диопсидовая порода с вкраплениями шеелита; одновременно наблюдаются в кальцитовых рудах зоны или участки интенсивного окварцевания, соответствующие кварцевым рудным гнездам верхних горизонтов месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дингельштедт Н. Н., Геологическая карта Верхне-Гумбейского района Южного Урала. Труды ВГО, вып. 360, 1934.
2. Заварицкий А. Н., Материалы для изучения золотоносных районов Урала. Гумбейский и Тогузакский районы. Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 16, 1926.
3. Смолин А. П., Гумбейские месторождения вольфрама. Мат. Уральск. отл. Геол. ком., вып. 1, 1929.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ УРАЛА ВДОЛЬ ЮЖНО-УРАЛЬСКОЙ ЖЕЛЕЗНОЙ ДОРОГИ (ЧЕЛЯБИНСК — ЗЛАТОУСТ)

В. С. КОПГЕВ-ДВОРНИКОВ

Самыми древними породами, расположенными на западе у г. Златоуста, являются докембрийские (вероятно, архейские) кристаллические сланцы.

К востоку от полосы кристаллических сланцев, вплоть до г. Челябинска, развиты почти исключительно палеозойские образования от верхов верхнего силура до нижнего карбона включительно. Среди них широко распространены 1) разнообразные эффузивы и туфы, главным образом андезитового состава; 2) змеевики, образовавшиеся за счет перидотитов; 3) кремнистые сланцы и известняки нижнего карбона.

По структурным и петрографическим признакам на восточном склоне могут быть выделены следующие три зоны (с востока на запад): 1) восточная зона зеленокаменных пород и гранитов от г. Челябинска до ст. Полетаево; 2) центральная зона змеевиков, гранитов и кремнистых сланцев карбона, тянущаяся от ст. Полетаево на запад до г. Миаса; 3) породы западной зеленокаменной зоны, тянущиеся к западу от г. Миаса.

1. Восточный комплекс зеленокаменных пород и гранитов. Местность между г. Челябинском и ст. Полетаево характеризуется присутствием эффузивных толщ (возраст от верхнего силура до среднего девона), сложенных диабазами и пироксен-плаггиоклазовыми порфиритами, туфами и туфитами, с подчиненным развитием аль-

битофиров, кремнистых сланцев и (красных) яшм. Эти породы были прорваны интрузией габбро, а впоследствии гранодиоритами и гранитами. Эти породы слагают широкие площади к западу от г. Челябинска. Собственно Челябинский массив расположен непосредственно к югу-западу от города. На юге он сужается, причем граниты катаклазированы и превращены в гранито-гнейсы. Гидротермальные растворы в связи с гранитами вызвали образование мышьяковых, вольфрамовых и золотых месторождений в окрестностях г. Челябинска.

2. Центральная зона змеевиков, гранитов и кремнистых сланцев. Пространство от ст. Полетаево до ст. Миас сложено интенсивно дислоцированными змеевиками. Среди них сохранились полосы эффузивных пород (пироксеновые порфириты и их туфы) девонского возраста.

На поверхности змеевиков и эффузивных пород, иногда с конгломератами в основании, ложится несогласно толща кремнистых сланцев. Еще выше расположены известняки визейского возраста.

Во время варисцийских движений происходит образование гранито-гнейсового массива Ильменских гор, с которыми связаны известные миаскиты, и наконец происходит образование гранитных массивов.

3. Западная зеленокаменная полоса. В пределах этого комплекса наблюдаются три складки, опрокинутые и надвинутые на запад. Западные крылья антиклиналей растянуты. В синклиналиях залегают эффузивные и осадочные породы. В ядрах складок находятся змеевики, прорезанные телами габбро и диоритов. Наиболее древними породами (верхи силура и низы девона) являются диабазы и пироксенитовые порфириты, сопровождаемые туфами, кремнистыми сланцами и яшмами. Средний девон представлен эффузиями альбитофиров и кварцево-плагиоклазовых и пироксеновых порфиритов и конгломератами, содержащими обломки эффузивных пород, а также габбро и диоритов, что говорит о движениях в конце среднего девона и более древнем возрасте интрузий перидотитов и габбро-диоритов. Мощная толща кремнистых сланцев, перекрываемая граувакками, относится к верхнему девону. Еще выше лежат визейские известняки.

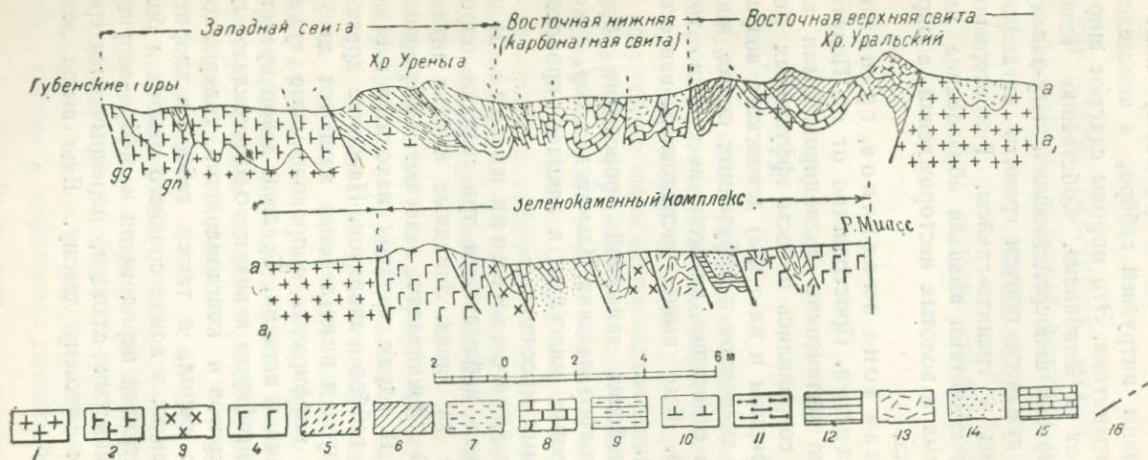


Рис. 16. Геологический разрез по Южно-Уральской железной дороге. Губенские горы — р. Миасс.

1—граниты; 2—гранито-гнейсы (*gg*) и гнейсы (*gh*); 3—габбро; 4—змеевики; 5—кварциты; 6—сланцы-ставролит-гранатовые сланцы; 7—сланцы; 8—мраморы; 9—амфиболиты; 10—сланцы-кварцитовые сланцы и кварциты; 11—оттрелитовые сланцы; 12—порфириты, диабазы и их туфы; 13—кремнистые сланцы; 14—граувакки; 15—известняки.

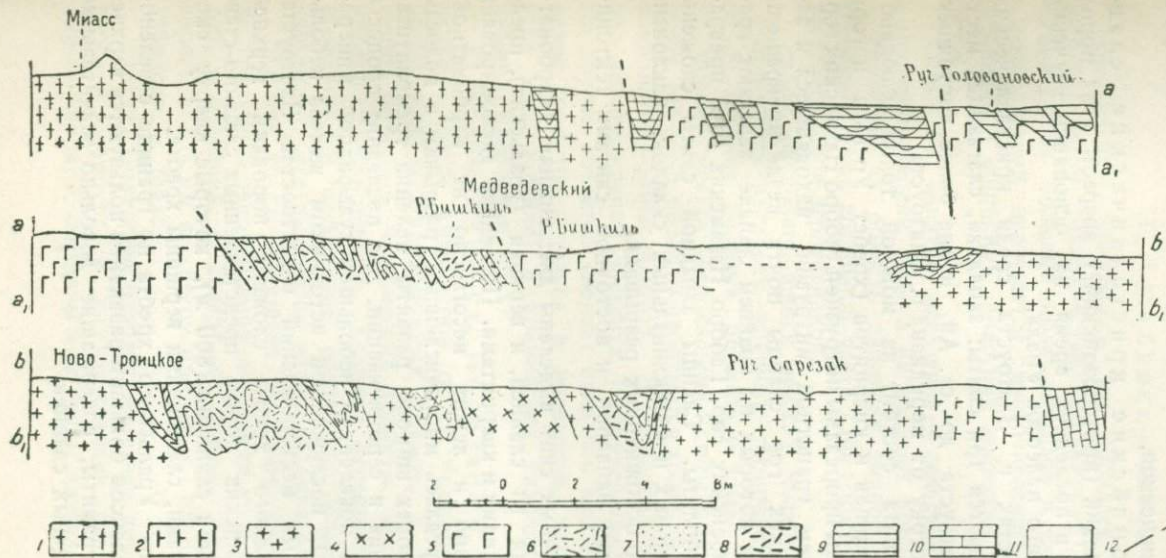


Рис. 17. Геологический разрез вдоль Южно-Уральской железной дороги Миас — Челябинск.

1 — ильменский кристаллический комплекс; 2 — гранито-гнейсы; 3 — граниты; 4 — габбро; 5 — змеевика; 6 — туффы, альбитофиры, порфириты и их туфы; 7 — туфы пироксеновых порфиритов; 8 — пироксеновые порфириты; 9 — кремнистые сланцы; 10 — известняки; 11 — третичные отложения.

Западная граница зеленокаменной полосы с докембрием является тектонической.

4. Докембрийские кристаллические сланцы. Докембрийский (протерозойский?) возраст этих пород предполагается в последнее время на основании изучения разрезов древнего палеозоя Урала.

В окрестностях г. Златоуста среди кристаллических сланцев различаются три свиты: западная, слагающая местность от г. Златоуста до ст. Ай, и две более восточных, развитых к востоку от меридиана г. Златоуста.

Западная свита состоит из мощной толщи слюдяно-кварцитовых сланцев и кварцитов (хребет Уреньга и гора Косотур). Сланцы прорезаны интрузией габбро Назямских гор.

Под влиянием гранитной интрузии, находящиеся к западу от Назямских гор сланцы почти везде превращены в гнейсы, среди которых на крайнем западе залегают гранито-гнейсы Губенских гор. Габбро Назямских гор превращены в амфиболиты. Сланцы западной свиты сложены в ряд синклинальных и антиклинальных складок, наклоненных на запад и осложненных разрывами.

Граница между западной и восточной свитами тектоническая.

Среди восточных свит выделены две: нижняя (карбонатная), состоящая из сланцев, и верхняя (уральская), представленная сланцами и кварцитами. Последняя дислоцирована менее интенсивно и лежит несогласно на карбонатной, которая подвергалась многочисленным разрывам и полосам смятия. В мраморах широко развиты явления тремолитизации, окварцевания и серицитизации. Два последних процесса сопровождалась появлением небольшой сульфидной минерализации (пирит), послужившей источником железа небольших лимонитовых месторождений окрестностей Златоуста.

Зона Уральского хребта сложена породами верхней свиты докембрийских пород, представленных слюдяно-ставролит-гранатовыми сланцами (800 м), которые кверху сменяются кварцитами, слагающими вершины хребта.

К востоку от Уральского хребта по границе с зеленокаменным комплексом большим развитием пользуются верхнепалеозойские граниты, содержащие довольно значительные ксенолиты слюдяных сланцев.

МАРШРУТ

1. Челябинск — Миас

Выехав из г. Челябинска, мы попадаем в широкие полого-холмистые пространства. Во многих местах из окна вагона видны большие поля совхозов и колхозов. Однообразие полей нарушается многочисленными перелесками березняка и широкими пологими долинами логов и мелких речек.

Основное занятие населения — сельское хозяйство и, в меньшей степени, работа на золотых приисках.

Челябинская область занимает видное место в балансе хлебопродуктов восточной части Советского Союза и обладает передовой агротехникой.

Район, располагающийся между г. Челябинском и г. Миас, не отличается наличием крупных горнопромышленных объектов. Мелкие золотые россыпи и жилы разрабатываются во многих местах небольшими старательскими артелями. Более крупные объекты работают хозяйственным способом комбинатом „Миас-золото“. В последние два года найден ряд месторождений шеелита (кварцево-шеелитовые жилы). Из других объектов следует отметить небольшие месторождения хромитов и талька в змеевиках, марганца и железа (тип выветривания) в кремнистых сланцах и известняках нижнего карбона и пр.

а) Челябинск — ст. Полетаево. На протяжении первых десяти километров от ст. Челябинск имеется ряд неглубоких железнодорожных выемок, в которых сначала видны типичные челябинские граниты, которые затем сменяются гранодиоритами. Граниты окрестностей Челябинска подвергаются энергичной разработке большими и мелкими карьерами. Эти выработки видны из окна вагона.

Дальше до ст. Полетаево железная дорога идет почти по границе зеленокаменной девонской толщи и гранодиоритов, залегающих к северу от трассы. Почти параллельно дороге в 1,5 км к северу протекает, направляясь к г. Челябинску, р. Миас.

От ст. Полетаево отходит железная дорога на Магнитогорск и Оренбург. К югу от станции развиты пироксеновые порфиры, порфиры и их туфы, диабазы, альбитофиры,

туфиты, а к северу пользуются распространением габбро и габбро-порфириты.

б) Станция Полетаево — разъезд Санаторный. К западу от Полетаево путь пересекает сначала граниты, потом полосы третичных осадков и затем, к западу от ст. Бишкиль, девонскую эффузивную толщу. Далее вплоть до оз. Чебаркуль дорога идет по местности, где наблюдается однообразное чередование змеевиков и кремнистых сланцев центрального комплекса. Эти породы можно видеть в выемках к западу от ст. Чебаркуль.

В окрестностях этой станции появляется более крупный сосновый лес. У самой станции Чебаркуль расположено оз. Мисяш. Подъезжая к разъезду Санаторный, справа у дороги можно видеть ряд зданий Чебаркульского санатория.

в) Разъезд Санаторный — ст. Миас. После разъезда Санаторный мы въезжаем в граниты. Местность приобретает холмистый характер и покрыта хорошим сосновым бором. Большую живописность придают местности озера Чебаркуль и Еловое. Вдоль железной дороги, вплоть до ст. Миас, тянутся многочисленные выемки, вскрывающие сначала граниты, а к западу от разъезда Кисягач — гнейсы. В выемках можно видеть многочисленные дайки жильных гранитов, слагающие небольшие холмы.

Когда подъезжаешь к Ильменскому озеру, справа видны разработки торфяника, а немного левее высются Ильменские горы. На их склоне у переезда через железную дорогу расположены здания Ильменского минералогического заповедника, недалеко от ст. Миас.

К югу от железнодорожной станции Миас на берегу Ильменского озера видны гранито-гнейсовые Чашковские горы. Город Миас находится в 6 км к югу от станции и скрыт за Чашковскими горами. Миас является одним из старых горнопромышленных центров Урала. Во второй половине XVIII века в его окрестностях были открыты медные месторождения и в 1777 г. был построен медеплавильный завод. В 1816 г., вследствие истощения рудников, завод закрылся. В 1823 г. в районе были открыты богатые золотые россыпи, и с тех пор основным занятием жителей Миаса является добыча золота. Золотая промышленность Миаса

перед мировой войной (около 1911 г.) была накануне краха, и многие частные предприятия были ликвидированы. После Великой Октябрьской революции, начиная с 1925 г., золотое дело стало снова оживать. Кроме старых объектов были открыты многочисленные новые золотосодержащие площади и рудные жилы. В настоящее время Миасский золотой комбинат из года в год выполняет государственный план и увеличивает добычу.

Помимо золота в Миасском районе известны месторождения хромита, марганца, талькового камня, железа и др.

2. Станция Миас — станция Уржумка

а) Станция Миас — разъезд Тургойак. От ст. Миас (по направлению к г. Златоусту) дорога вначале идет по широкой заболоченной долине р. Миас. После моста через эту реку начинается подъем на гору Березовую (абс. высота 416,5 м). На подъеме в выемках можно видеть граувакки верхнего девона. Перевал через гору Березовую расположен в выемке, которая вскрывает кремнистые сланцы. После этой выемки, сейчас же справа, виден рудничный поселок и рудник Мелентьевского золотого месторождения, открытого в 1931 г.

Немного далее к югу от железной дороги расположены многочисленные карьеры, добывающие для обжига известниковоугольные известняки.

После пересечения р. Атлян, славившейся золотыми россыпями, мы подъезжаем к горе Извездной, у северного холма которой стоит разъезд Тургойак. Основание восточного склона этой горы сложено визейскими известняками, восточный склон диабазами и порфиритами девона, а на вершине развиты змеевики и габбро.

б) Разъезд Тургойак — ст. Уржумка. От разъезда Тургойак дорога все время идет с крутым подъемом и делает первую глубокую петлю; вершина которой лежит уже в области развития гранитов. Затем трасса снова возвращается в пределы зеленокаменной полосы и перед ст. Сыростан врезается в граниты, развитые по границе с кристаллическими сланцами.

После разъезда Тургойак рельеф приобретает крупные черты; трасса дороги делает все время повороты и огибает

возвышенности и холмы, сложенные габбро и змеевиками. Эти породы местами вскрыты выемками. Тот же характер рельеф сохраняет и после ст. Сыростан в гранитах, которые хорошо наблюдаются в больших и довольно глубоких выемках.

Около разъезда Хребет дорога делает глубокие петли; особенно глубокая петля расположена к югу от этого разъезда. Благодаря крутым поворотам одни и те же объекты, например Александровская сопка, оказываются от наблюдателя в поезде то справа, то слева.

В выемках между разъездом Хребет и ст. Уржумка сначала вскрыты граниты, в них наблюдаются ксенолиты диоритов. В выемках у северного окончания местной гряды Уральского хребта выходят слюдяно-ставролит-гранатовые сланцы, подстилающие кварциты.

3. Станция Уржумка — станция Ай

а) Станция Уржумка — г. Златоуст. Местность к югу от ст. Уржумки состоит из ряда гряд, сложенных слюдяно-ставролит-гранатовыми сланцами верхней свиты. После ст. Уржумки дорога идет все время со спуском. После небольшой петли у разъезда Таганай дорога делает многочисленные повороты. Здесь в выемках прекрасно обнажены слюдяные сланцы, мраморы и продукты их пневматолитического и гидротермального метаморфизма.

За горой Косотур расположены многочисленные жилые постройки г. Златоуста. Центральная часть города и завод скрыты за горой Косотур, значительно севернее видны скалистые кварцитовые вершины Большого Таганая. После спуска и пересечения р. Б. Тесьмы мы переезжаем к ст. Златоуст.

б) Станция Златоуст — станция Ай. На выезде со станционных путей расположена большая выемка, в которой вскрыты падающие на восток слюдяно-кварцевые сланцы горы Косотур. Далее дорога огибает гору Косотур с запада и выходит на правый берег р. Ай. К югу от железной дороги расположены строительства нового города и большая площадка металлургического, механического, керамического и других заводов г. Златоуста.

На всем дальнейшем отрезке пути до ст. Ай дорога идет вдоль правого берега долины р. Ай, которая местами очень живописна.

Примыкающие к трассе возвышенности и гряды холмов сложены слюдяно-кварцитовыми сланцами и гнейсами. Не доезжая 2 км до ст. Ай, мы пересекаем полосу гранито-гнейсов, развитых вдоль тектонической границы докембрия и древнепалеозойских толщ западного склона Урала.

РАЙОН МЕЖДУ СТАНЦИЕЙ АЙ И РЕКОЙ САТКОЙ

Д. Г. САПОЖНИКОВ

Местность, расположенная вдоль маршрута экскурсии, на участке ст. Ай — р. Сатка сложена древними, повидимому докембрийскими, осадочными породами и граничит на востоке с зоной метаморфических сланцев, а на западе с образованиями предположительно кембрийского возраста. Восточная граница области лежит у подножия Губейских и Березовых гор, пологие хребты которых расположены к северу и к западу от ст. Ай.

Геологическое строение этих возвышенностей представляется в следующем виде. На вершине и по восточному склону Губейских гор развиты гранито-гнейсы, повидимому надвинутые с востока на мраморы, слагающие западный склон возвышенности. Мраморы спускаются на запад вплоть до долины р. М. Артюш, здесь примыкают к осадочным породам докембрия и отделяются от последних надвигом. Полоса мраморов переходит далее на левый бэрег р. Ай, где они слагают нижнюю и среднюю части западного склона Березовых гор. Верхняя часть западного склона хребта Березовых гор сложена кварцитами, на которые тоже, повидимому, надвинуты породы типа габбро, развитые по восточному склону его. Такое строение свойственно северной части Березовых гор. Южная часть их, начиная от вершины Шиши, построена по одному типу с Губейскими горами.

Мраморы, слагающие значительную часть описываемого участка, местами обладают хорошим качеством и разрабатываются,

К западу от области распространения метаморфических пород расположена широкая продольная долина, ограниченная на востоке Губейскими, на западе Липовыми горами и открывающаяся в районе с. Медведевки к р. Ай.

Горы Липовые, возвышающиеся в 3—4 км к северо-западу от с. Медведевки, и дно упомянутой долины слагаются нормальными осадочными породами, относимыми условно к докембрию. Они представлены мощным комплексом терригенных образований (свита р. Ай), лежащим в основании толщи докембрийских пород и расчленяемым на три свиты. Сверху вниз это будет:

PrCm₃. Толща темносерых, почти черных аргиллитов, местами тонкосланцевых, покрывающихся темными глинистыми сланцами. Аргиллиты и сланцы обогащены местами вторичной слюдой и переходят в разности, близкие филлитам. Мощность толщи около 300 м

PrCm₂. Свита песчаных аргиллитов, переслаивающихся с глинистыми, розовато-белыми известняками и белыми среднезернистыми песчаниками. Мощность этих пород около 250 м

PrCm₁. Свита кварцево-полевошпатовых песчаников розовато-серых, желтоватых, плотных, мелко- и среднезернистых, редко грубозернистых. Песчаники обладают массивной, плитчатой отдельностью. Они слагают верхнюю часть склона Липовых гор, хорошо обнажаются по гребню последних, а также по берегам р. Ай в 5 км ниже Южно-Уральской ж. д. Видимая мощность их около 250 м

Породы верхних двух свит располагаются полосой в нижней части восточного склона гор Липовых и слагают Зменные горы.

Кварцево-полевошпатовые песчаники нижней свиты окаймляются более молодыми образованиями и лежат в ядре антиклинальной складки Липовых гор, обладающей сложным, несимметричным строением и несколько надвинутой на северо-запад.

Терригенные образования сменяются вверх мощной серией карбонатных пород саткинской свиты, которые нами делятся на две толщи.

Верхняя карбонатная толща распадается на следующие свиты (сверху вниз):

Свиты доломитовых известняков, сверху — включающих прослойки глинистых сланцев, внизу — толстоплитчатых однородных. Мощность пород не установлена.

Свита доломитовых известняков светлосерых, мелкокристаллических. Порода тонкоплитчатая, местами микро-слоиста и несет на поверхностях тонкий блестящий налет. Мощность до	200 м
Свита доломитовых известняков, серых, толстоплитчатых, включающих зерна кварца. Мощность около	200 м
Свита глинистых сланцев, темносерых, плотных, в отдельных разностях тонкослоистых и карбонатных. Мощность около	100 м

Нижняя карбонатная толща сложена белыми и серыми доломитовыми известняками, обычно плотными, местами окварцованными и ожелезненными. В верхних горизонтах толщи встречены известковистые водоросли, определенные как *Collenia*. Доломитовым известнякам подчинены отдельные мелкие месторождения железных руд. Мощность свиты достигает 1400 м.

Район расположения с. Медведевки представляет собой область развития пород верхней карбонатной толщи докембрия, которые протягиваются отсюда на юго-запад к сел. Куваши. К полосе пород верхней карбонатной толщи приурочен ряд мелких месторождений железных руд. Месторождения барита у сел. Куваши и близ с. Медведевки залегают среди этой толщи. Породы верхних свит уходят под мраморы метаморфического комплекса, надвинутые на них с востока.

К западу от ст. Баритной линия железной дороги входит в область сплошного распространения карбонатных пород $PgSt_4$. Близ ст. Тундуш к полотну железной дороги с юго-востока примыкает возвышенность, сложенная сланцами $PgSt_5$ и доломитовыми известняками $PgSt_6$, смятыми в мелкие складки. Эта область характеризуется также широким развитием даек и интрузивных залежей диабазов.

В 4 км к северу от ст. Тундуш возвышаются Змеиные горы, расположенные в окончании антиклинали Липовых гор и сложенные терригенными породами нижних свит $PgSt_2$ и $PgSt_3$ докембрия. К югу от ст. Тундуш на правом берегу р. Ай к северо-востоку от моста Южно-Уральской ж. д. обнаружены небольшие надвиги, нарушающие нормальную последовательность осадков.

Тотчас к юго-западу от ст. Тундуш линия железной дороги входит в полосу развития карбонатных пород нижней части саткинской свиты, тянущихся к Бердяушскому гранит-

ному массиву. Эта область находится на продолжении антиклинали Липовых гор и обладает, в общем, также антиклинальным строением, осложненным более мелкими изоклинальными складками.

Окрестности ст. Бердяуш характеризуются широким развитием доломитовых известняков самой нижней части саткинской свиты, вмещающих здесь Бердяушский изверженный массив.

Доломитовые известняки наилучше обнажаются в железнодорожных выемках, где хорошо видно их залегание, а также многочисленные дайки изверженных пород. Вблизи гранитного массива, описанного в отдельном очерке (стр. 23), доломитовые известняки несколько меняют свой состав и частью переходят в доломит, разрабатываемый в карьерах на горе Корсакаловке.

К западу от пос. Бердяуш находится узкая полоса тех же пород, которые доходят до подошвы гор Первых Липовых, где доломитовые известняки надвинуты на толщу кварцитовидных песчаников, относимых к кембрию, причем доломитовые известняки приходят в соприкосновение с различными свитами кембрийских образований.

Относительно описанных осадочных образований следует заметить, что в них не было замечено следов перерыва, они дислоцированы, по видимому, согласно, и метаморфизованы с одинаковой интенсивностью. Породы описанной полосы отли-

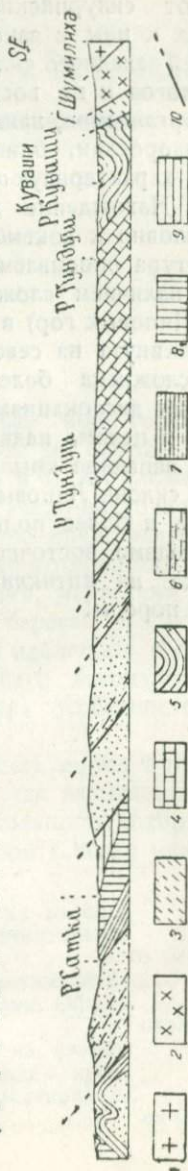


Рис. 18. Геологический профиль по Южно-Уральской железной дороге от с. Куваши до р. Ай.

1—граниты; 2—габбро; 3—метаморфическая серия: кварциты с подчиненными мраморами; 4—доломитовые известняки (докембрий); 5—глинистые сланцы и доломитовые известняки; 6—зильмердакская свита; 7—катаявская свита, известняки и мергели; 8—инзерская и миньярская свиты: глинистые сланцы и известняки; 9—ашинская свита: песчаники, сланцы и окремненные известняки.

чаются от силурийских и кембрийских отложений, прилегающих к ним с запада или известных из более южных частей западного склона Урала. Эти породы не встречаются себе аналогов и на восточном склоне Урала. Единственные остатки организмов, найденные в толще, принадлежат известковым водорослям, близким, по В. П. Маслову, к *Collenia baikalica*, характеризующей докембрийские отложения Прибайкалья. Нахождение этой флоры позволяет отнести эту толщу условно к докембрию.

Структура описываемой области определяется, как было указано, наличием сложной антиклинальной складки (антиклиналь Липовых гор) в северо-восточном углу ее. Антиклиналь опрокинута на северо-запад и в периклинальном окончании осложнена более мелкими складками и местными разрывными дислокациями типа надвигов. Вся антиклинальная зона, в целом, надвинута на кембрийские образования, при этом западное крыло складки заметно развито лишь на западном склоне Липовых и Змеиных гор. Далее к югу оно все более и более подворачивается, и местность слагается здесь породами восточного крыла и сводовой части складки. С востока на антиклинальную зону надвинуты метаморфические породы.

РАЙОН МЕЖДУ Р. САТКОЙ И С. ТУГУЗЛЫ

В. Н. КРЕСТОВНИКОВ

Эта местность имеет уже несколько иное геологическое строение и иную орографию. Участок на востоке рассматриваемого района между р. Саткой и р. Ай сложен целым рядом параллельных, вытянутых в северо-восточном направлении лесистых хребтов, в основном представленных различными песчаниками, отчасти кварцитовидными. Долины между хребтами сложены известняками, мергелями и глинистыми сланцами. В обнажениях по берегам р. Сатки, прорезающей хребты и долины, можно наблюдать весь разрез, от наиболее древних свит до среднего девона, повторяющийся здесь несколько раз благодаря особенностям тектоники района.

Большая часть встречающихся здесь пород принадлежит к древним, в большинстве случаев так называемым немым свитам, стратиграфическая последовательность которых может быть представлена следующим образом (сверху вниз):

Миньярская свита представлена массивными толстослойными доломитами и доломитовыми известняками. Мощность колеблется от 50 до 150 м

Изерская свита сложена преимущественно зеленовато-серыми глинистыми сланцами. Общая мощность свиты около 200 м

Катавская свита представлена вверху светлосерыми и коричневатосерыми, внизу — красноватосерыми и фиолетовосерыми известняками. Мощность свиты около 400 м

Вдоль железной дороги породы этой свиты обнажаются на правом берегу р. Сатки между ответвлением железной дороги на Саткинский завод и железнодорожным мостом через р. Сатку. Они образуют здесь складки.

Зильмердакская свита, породы которой имеют широкое распространение в восточной части западного района и слагают в этой части наиболее высокие хребты: Первые Липовые, Жука-тау (Вторые Липовые), Сулею и гору Чулкуву. Свита представлена песчано-глинистыми сланцами, песчаниками часто косослоистыми и иногда с волноприбойными знаками. Общая видимая мощность свиты около 1100 м.

Все указанные выше свиты, от миньярской до зильмердакской включительно, в настоящее время условно относятся к кембрию на основании находок в отдельных толщах этих свит известковых водорослей типа *Collenia* и др.

Залегающая выше ашинская свита представлена среднекрупно- и неравномернозернистыми, изредка аркозовыми, а преимущественно кварцевыми песчаниками, сменяющимися кверху кремнистыми сланцами и доломитовыми известняками. Общая мощность свиты около 200 м. Возраст свиты, на основании ее стратиграфического положения между кембрийскими отложениями (миньярская свита) и среднедевонскими отложениями (известняк с *Pentamerus baschkiricus* Verp.) и сопоставления с более южными районами Урала определяется как силур-девон. Песчаники ашинской свиты местами разрабатываются для жерновов.

Среднедевонские отложения, представленные серыми известняками с прослоями темносерых битуминозных и содержащих *Pentamerus baschkiricus* Verp. и др., в восточной части района встречены у подножия западного склона горы Кука-тау в контакте с надвинутыми на среднедевонские известняки аркозовыми песчаниками зильмердакской свиты.

Главная область распространения девонских и каменноугольных отложений находится несколько западнее, на правом берегу р. Ай, в степной части района. Общая мощность среднедевонских известняков около 50 м.

Выше здесь встречаются следующие отложения (сверху вниз):

- C₂-C₃. Серые и коричневато-серые с конкрециями черных кремней известняки с *Productus* cf. *uralicus* Tschern., *Pr. (Dictyoclastus) Grünwaldi* Krot. и др.

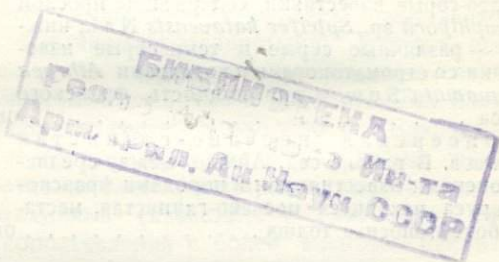
- $C_1^2-C_2$. Серые и темносерые известняки со *Spirifer bisulcatiformis* Sem. Общая мощность толщ C_1-C_2 и C_2-C_3 около 250 м.
- C_{11}^2 . Светлосерые, коричневато-серые и иногда темносерые известняки в верхней части с *Productus striatus* Fisch., в нижней части с *Productus* cf. *maximus* М с Соу. Мощность свиты около 300 м.
- C_1^1 . Серые, темносерые и светлосерые, почти белые известняки с прослоями доломитовых известняков и доломитов. Мощность свиты около 100 м
- D_3^2 . Фаменский ярус. Неоднородные серые, частью слабо, частью сильно доломитовые известняки со *Spirifer archiaci* Murch. Мощность яруса около 400 м.
- D_3^1 . Франский ярус представлен двумя горизонтами. Верхний горизонт — серые и коричневато-серые известняки, содержащие прослой с *Amphipora* sp., *Spirifer katavensis* NaI.; нижний — различные серые и темносерые известняки со строматопорами и кораллами *Athyra desquamata* Sow. и др. Мощность франского яруса около 250 м.
- $D_2-D_3^1$ Серпеевская песчано-глинистая толща. В районе сел. Айлино-между среднедевонскими известняками и породами франского яруса находится песчано-глинистая, местами бокситоносная толща около 15 м мощности

Описанная выше толща известняков карбона покрывается конгломератами и песчаниками, возраст которых определяется как артинский.

В отношении тектоники в рассматриваемом районе наблюдается ряд чешуйчатых надвигов. В основном каждый чешуйчатый надвиг представляется в виде антиклинальной складки, опрокинутой на запад, восточное крыло которой надвинуто на западное. Между ст. Бердяуш и р. Ай насчитывается три больших чешуйчатых надвига. Первый с востока надвиг проходит в основании западного склона хребта Первых Липовых гор, второй — в основании западного склона Жука-тау и продолжается в направлении хребта Сулея, третий надвиг проходит в основании западного склона горы Чулковой. Эти надвиги обуславливают выпадение свит почти всего комплекса, начиная от зильмердакской свиты и иногда вплоть до среднего девона. Между

хребтом Жука-тау и горой Чулковой наблюдается еще одна чешуя, сложенная песчаниками зильмердакской свиты в горе Казан-салган.

Наличие значительных подвижек в восточной части района сказалось и на области развития девонских и каменноугольных отложений в западной, степной части района. Развитее здесь складчатые образования также осложнены надвигами.



Ответств. редактор *А. Н. Заварицкий* Техн. редактор *Р. В. Эмдина*

Сдано в набор 19/VI 1937 г. Подписано к печати 9/VII 1937 г.
 Формат 82×110 $\frac{1}{32}$ Бум. л. 4 $\frac{1}{8}$ + 4 вкл. Тин. зн. в 1 бум. 158720
 Ленгорлит № 3492 Тираж 2 000 экз. Ул.-авт. л. 7,0 Зак. № 2133

2-я тип. ОНТИ им. Евг. Соколовой, Ленинград, пр. Кр. Командиров, 29.

55(c17)

549

553.3

552.3

553.94

553.45

557.24

557.7

494 (unc.)

5817