
**ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ
И МИНЕРАЛОГИИ
РУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ УССР
ИНСТИТУТ МИНЕРАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ
ДНЕПРОПЕТРОВСКАЯ ГРУППА ОТДЕЛОВ

549+553

ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ
И МИНЕРАЛОГИИ
РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ВЫПУСК

4



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
Москва • 1971



372

Г. И. КНЯЗЕВ

ТЕКТОНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И РЕГИОНАЛЬНАЯ РУДНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ УКРАИНЫ

Наиболее полные сведения о региональных закономерностях размещения оруденения на территории Украины приведены в работах Н. П. Семененко (1953, 1960), Я. Н. Белевцева (1960, 1964, 1967), В. Г. Бондарчука (1966).

В результате исследований, проведенных в последние годы Институтом минеральных ресурсов по составлению прогнозно-металлогенической карты Украины, выявлены и уточнены некоторые самые общие закономерности пространственного размещения оруденения. Институтом минеральных ресурсов предложено тектоно-металлогеническое районирование территории УССР, выделены замкнутые рудные пояса, расшифрована региональная рудная зональность в Советских Карпатах, в Донбассе и других регионах, что и послужило теоретической основой прогнозирования. Часть этих закономерностей рассмотрена в данном сообщении.

Тектоно-металлогеническое районирование

Металлогенический анализ обширных территорий должен опираться прежде всего на тектоническое районирование. Особенности тектонического строения и положения различных регионов, как это будет показано ниже, во многом определяют их металлогеническую специализацию. В металлогеническом отношении на территории Украины представляется целесообразным оконтурить в первую очередь следующие крупные структурные единицы:

1. Украинский щит, частично перекрытый маломощными мезокайнозойскими платформенными отложениями.

2. Склоны Украинского щита и Воронежского массива с чехлом полого залегающих рифейских, палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений мощностью до 500 м*.

* Выделение склонов щита в тектоническом отношении является до некоторой степени условным.

3. Перикратонные прогибы, примыкающие к Украинскому щиту на западе, юго-западе и юге.

4. Складчатые области Советских Карпат, Донбасса, Крыма и Добруджи.

5. Передовые прогибы — внешние зоны складчатых областей.

6. Закарпатский внутренний прогиб Карпатской геосинклинали.

7. Днепровско-Донецкий авлакоген, являющийся внутриплатформенным продолжением Донецкой складчатой области.

В некоторых из перечисленных областей выделены структуры более мелкие (наложенные впадины, поднятия).

Предлагаемое тектоническое районирование составлено с учетом уже имеющихся тектонических карт Украины (В. Г. Бондарчук, Н. П. Семененко и др.), однако в них внесены существенные коррективы. В частности, впервые выделены перикратонные прогибы (по аналогии с перикратонными опусканиями, в трактовке Е. В. Павловского, 1959), Преддонецкий передовой прогиб и некоторые другие. Ряд выделенных ранее областей и структур получил иную, чем это принято на прежних картах и схемах, тектоническую трактовку: Днепровско-Донецкий авлакоген (по Н. С. Шатскому, 1961); Галицко-Волынская синеклиза; Овручская, Конкско-Ялынская, Альминская и Болтышская наложенные впадины.

Принятые границы тектонических подразделений в значительной мере схематичны и еще нуждаются в уточнении, главным образом по материалам проводимых в больших масштабах региональных геофизических исследований.

Следует подчеркнуть, что почти все выделенные крупные тектонические единицы характеризуются определенной группой месторождений полезных ископаемых. Так, для всех складчатых областей Украины (Донбасс, Карпаты и Горный Крым), окаймляющих Украинский щит с юго-востока, юго-запада и юга, характерно ртутное оруденение. Вместе с тем формирование складчатых областей протекало в различных геотектонических циклах и в неодинаковых условиях. Они существенно отличаются как по составу и структурам накопленных толщ, так и по масштабам и особенностям проявления магматизма. Поэтому естественно, что имеют место некоторые несоответствия в рудоносности данных областей, выражающиеся в распространении в их пределах специфических полезных ископаемых.

Карпатам наряду с ртутным свойственно сурмяно-мышьяковое оруденение (антимонит-реальгаровая формация).

Донбасс, кроме мощно проявленного ртутного оруденения, характеризуется сравнительно широким развитием мезотермальных полиметаллических (Нагольный Кряж) и флюоритовых месторождений (южная окраина Донбасса).

Для Горного Крыма, помимо ртутной минерализации, характерны полиметаллические, бокситовые и марганцевые рудопроявления.

Передовые прогибы (Предкарпатский, Преддонецкий) отличаются преимущественным распространением телетермального медного и свинцово-цинкового оруденения. В других регионах СССР в передовых прогибах доминирующим оказывается также телетермальное медное и свинцово-цинковое оруденение (пермские медистые песчаники в Предуральском передовом прогибе; Ленские медистые песчаники в нижнепалеозойском передовом прогибе, расположенном к северо-западу от Байкальской складчатой области; медистые песчаники в Кадаро-Удоканской зоне внешнего пояса байкалит и т. д.). Для передовых прогибов типичны также месторождения калийных солей и серы.

Металлогеническая специализация перикратонных прогибов (Волыно-Подольский, Причерноморский) в общих чертах сходна с передовыми прогибами. Однако здесь наряду с телетермальным медным и свинцово-цинковым оруденением часто обнаруживаются фосфориты, марганцевые руды, повышенные концентрации стронция.

Днепровско-Донецкий авлакоген отличается широким развитием месторождений фосфоритов, а также наличием сидеритовых руд, свинцово-цинковой минерализации (в солянокупольных структурах). На окраинах авлакогена, вблизи Украинского щита и Воронежского массива, выявлены прибрежно-морские россыпи ильменита и циркония.

На периферии Украинского щита сконцентрированы месторождения марганца, флюоритовое, полиметаллическое и редкометалльное оруденение (в зонах краевых дислокаций). Для западной периферии щита характерны медные месторождения в трапповой формации. К склонам щита приурочены крупные россыпные месторождения титана и циркония. На юго-западном склоне Воронежского массива преобладающим распространением пользуются фосфориты и свинцово-цинковое телетермальное оруденение.

Украинский щит отличается весьма разнообразным, генетически разнородным и для некоторых видов полезных ископаемых высокопродуктивным оруденением. Месторождения сконцентрированы в различных по составу и возрасту метаморфических толщах, в интрузивных породах, а также в перекрывающих их отложениях платформенного чехла. Вследствие этого металлогенический облик территории щита очень сложный.

Особенно типичны для территории щита железистые кварциты и связанные с ними месторождения богатых железных руд, имеющих исключительно большое промышленное значение. Они известны во многих районах, но преобладающая их масса сосредоточена в восточной половине щита.

В пределах щита установлены многочисленные месторождения и рудопроявления полезных ископаемых, генетически связанные с ультрабазитами, основными, щелочными и кислыми изверженными породами.

В коре выветривания ультрабазитов выявлены месторождения никеля, кобальта, железа (Среднее Приднепровье, Побужье). С ультрабазитами связаны месторождения хромитов (Побужье), талько-магнезитов и медно-никелевая минерализация (Среднее Приднепровье).

Основные породы Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов отличаются повышенным содержанием ильменита и апатита, концентрирующихся в коре выветривания и в россыпях. С этими же породами связана сульфидная медно-никелевая минерализация и титаномагнетитовое оруденение (Октябрьский массив).

Сиениты и нефелиновые сиениты являются носителями циркония, ниобия, тантала. Эти же элементы, а также олово, фтор, редкие земли свойственны граносиенитам метасоматического происхождения (Суцано-Пержанская зона). Повышенные концентрации тантала, ниобия и олова отмечены в апогранитах и пегматитах (Приазовье и другие районы). Редкоземельная минерализация характерна для гранитоидов Побужья. В ряде районов известны ортитоносные граниты и пегматиты. С гранитоидами генетически связаны довольно многочисленные молибденовые и другие редкометалльные рудопроявления.

Выявлено несколько рудопроявлений золота в докембрийских конгломератах в Криворожье, в пиритизированных и других сульфидизированных зонах (Среднее Приднепровье). В этом же районе профильным бурением установлены медные, медно-кобальт-никелевые, серноколчеданные, мышьяковые (арсенопиритовые) и другие сульфидные рудопроявления, главным образом среди метаморфизованных осадочно-эффузивных образований конкско-верховцевской серии.

Весьма характерны для щита графитовые месторождения, керамические и хрусталеносные пегматиты, каолины в коре выветривания гранитоидов и целый ряд других полезных ископаемых. Процессы рудообразования в Украинском щите многообразны и сложны. Выявление региональных закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых в докембрийских складчатых сооружениях представляет особо сложную задачу. Трудности металлогенического анализа в условиях докембрийских щитов состоят не только и даже, пожалуй, не столько в исключительной сложности их геологического строения, сколько в причинах иного порядка.

Выступы докембрия в современном эрозионном срезе, вне всякого сомнения, далеко не отвечают первоначальным контурам докембрийских геосинклиналей. Отдельные блоки докембрия опущены и погребены под более молодыми напластованиями (в прилегающих к щитам впадинах и геосинклиналях). На значительных площадях породы докембрийских щитов (и залегающие в них месторождения) недоступны наблюдению из-за сравнительно мощного платформенного чехла. Все это крайне осложняет выяснение

истории геологического развития докембрийских геосинклиналей и воссоздание генерального плана строения сформированных на их месте складчатых систем, без чего сколько-нибудь достоверное отражение самых общих закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых немислимо.

Кроме того, щиты, как правило, глубокоэродированы, в результате чего позднедокембрийские образования в их пределах слагают сравнительно узкие синклиновые зоны и часто полностью размыты. Разумеется, что вместе с породами позднедокембрийских и более древних формаций были эродированы и приуроченные к ним многочисленные месторождения. В совокупности эти месторождения могли составлять металлогенические зоны, протяженные рудные пояса и даже целые провинции. На данном этапе наблюдаются только их фрагменты.

Замечено, что наиболее крупные месторождения в щитах расположены чаще всего не в пределах широких гранито-гнейсовых и мигматитовых полей, подвергшихся глубокой эрозии, а тяготеют к метаморфизованным осадочным и эффузивно-осадочным толщам, составляющим относительно небольшую долю щитов*. Это относится не только к месторождениям осадочного и осадочно-метаморфогенного генезиса, но и к заведомо гипогенным месторождениям. Среди собственно докембрийских месторождений сравнительно редки представители эпитеpmального класса (ртуть, сурьма, мышьяк в реальгар-аурипигментной формации), свойственные для относительно слабоэродированных молодых складчатых областей, и, напротив, весьма обычны высокотемпературные гидротермальные, пневматолитово-гидротермальные, пегматитовые и гистеромагматические месторождения**.

Процессы рудообразования в Украинском щите были многоэтапными. Некоторые эндогенные месторождения отчетливо ассоциируются с интрузивами, которые внедрились в заключительные стадии развития докембрийских геосинклиналей, либо в орогенный и платформенные этапы. Условия рудообразования и рудоконтролирующие факторы для месторождений разных этапов, надо полагать, были неодинаковыми, что также существенно затрудняет изучение закономерностей пространственного размещения оруденения в щитах.

В отличие от молодых складчатых областей в щитах в качестве активного рудообразующего фактора могли участвовать метаморфизм и процессы гранитизации. Роль метаморфизма в рудообразовании была особенно существенной в узких синклиновых структурах среди гранито-гнейсовых и мигматитовых полей, т. е. там, где толщи докембрийских эффузивно-осадочных пород

* На эту особенность оруденения в щитах ранее уже обращали внимание Б. С. Батлер (1937), Я. Н. Белевцев и др. (1964).

** В щитах, претерпевших активизацию в киммерийский и альпийский тектонические циклы, эпитеpmальное и мезотермальное оруденение — явление довольно обычное (Алдан, Южная Дакота в США).

сохранились от размыва и полной гранитизации. Наряду с этим многие докембрийские месторождения в какой-то мере испытали метаморфизм уже после образования. Динамометаморфизм сказался в том, что рудные залежи часто повторяют изгибы и складчатость вмещающих метаморфических пород. Естественно наряду со складчатостью руды подверглись метаморфизму. Подмечены и другие специфические черты докембрийских месторождений (Батлер, 1937; Вольфсон, 1953; Смирнов, 1954; Белевцев и др., 1964), на которых останавливаться нет необходимости.

Акцентируя внимание на существенных отличительных особенностях докембрийских и более молодых складчатых областей, вместе с тем нельзя игнорировать и наличие в их строении очень важных общих черт. По мере детализации геологических и тектонических карт все отчетливее вырисовывается складчато-глыбовое строение как постпротерозойских складчатых зон, так и докембрийских щитов. Более того, теперь уже становится очевидным, что складчато-глыбовое строение, по сути дела, характерно для всей земной коры (Пейве, 1961). Расшифровка складчато-глыбовых структур приобретает первостепенное значение для металлогенического анализа, так как только таким путем представляется возможным учесть влияние глыбовых дислокаций на пространственное размещение оруденения. В областях со складчато-глыбовым строением эндогенное оруденение концентрируется, как правило, в межглыбовых (наиболее проницаемых) зонах, что обуславливает появление замкнутых рудных поясов как в молодых складчатых областях, так и в докембрийских щитах (Князев, 1965, 1967; Князев, Агеев, Кравченко, 1968).

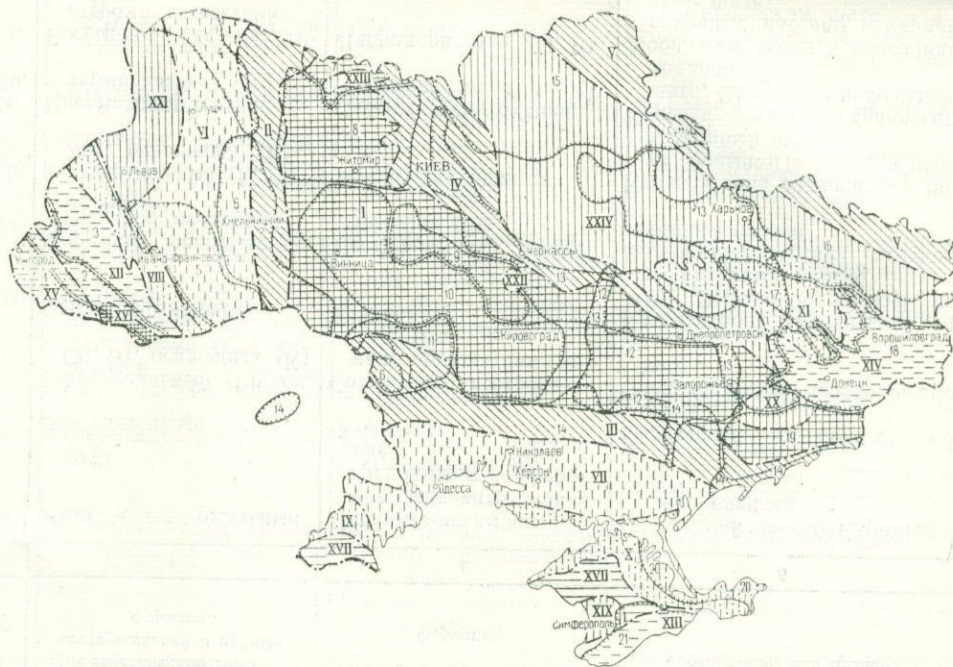
Принятое тектоническое районирование территории Украины положено в основу ее металлогенического районирования. В качестве наиболее крупного металлогенического подразделения на составленной прогнозно-металлогенической карте фигурируют металлогенические провинции. Территориально многие из них соответствуют главным тектоническим единицам (складчатые области, передовые прогибы, Закарпатский внутренний прогиб). Исключение сделано для Украинского щита, его склонов и перикратонных прогибов, занимающих весьма обширную площадь и обладающих неоднородной металлогенической специализацией в различных частях. В контурах в каждой из этих тектонических областей выделено несколько металлогенических провинций, главным образом с учетом преобладающей роли определенных типов оруденения. Перечень металлогенических провинций, их ведущие известные и ожидаемые полезные ископаемые, генетические типы месторождений, рудные формации и геотектоническое положение отражены в табл. 1. В общей сложности на территории Украины выделена двадцать одна металлогеническая провинция (рис. 1).

Выделенные металлогенические провинции являются наиболее крупными металлогеническими подразделениями. Дальнейшая детализация металлогенического районирования должна опираться

Рис. 1. Металлогеническое районирование Украины

Металлогенические провинции: 1 — Закарпатская, 2 — Карпатская, 3 — Предкарпатская, 4 — Вольнская, 5 — Приднепровская, 6 — Подольская, 7 — Овручская, 8 — Коростенская, 9 — Корсунская, 10 — Побужская, 11 — Среднепобужская, 12 — Среднеприднепровская, 13 — Приднепровская, 14 — Причерноморская, 15 — Полесская, 16 — Северодонецкая, 17 — Преддонецкая, 18 — Донецкая, 19 — Приазовская, 20 — Керченская, 21 — Крымская.

Тектоническое районирование. I — Украинский щит, II — западный склон Украинского щита, III — юго-западный склон Украинского щита, IV — северо-восточный склон Украинского щита, V — юго-западный склон Воронежского массива, VI — Вольно-Подольский перикратонный прогиб (Вольно-Подольская плита), VII — Причерноморский перикратонный прогиб (Причерноморская впадина), VIII — Предкарпатский передовой прогиб, IX — Преддобруджинский передовой прогиб, X — Азово-Кубанский передовой прогиб, XI — Преддонецкий передовой прогиб, XII — Карпатская складчатая область, XIII — Крымская складчатая область, XIV — Донецкая складчатая область, XV — Закарпатская внутренняя впадина, XVI — Раховский срединный массив, XVII — Добруджинское поднятие, XVIII — Симферопольско-Евпаторийское поднятие, XIX — Альминская наложенная впадина, XX — Конкско-Яльнская наложенная впадина, XXI — Галицко-Вольнская синеклиза (Галицко-Вольнская впадина), XXII — Болтышская наложенная впадина, XXIII — Овручская наложенная впадина, XXIV — Днепровско-Донецкий авлакоген (Днепровско-Донецкая впадина)



Тектоно-металлогеническое районирование УССР

Металлогенические провинции	Главные известные и ожидаемые полезные ископаемые	Профилирующие генетические типы месторождений и рудные формации	Ведущие рудоносные формации	Геотектоническая позиция
1	2	3	4	5
I Закарпатская	Hg, Pb, Zn, Au, Ba	Мезо- и эпитермальный	Липарито-игнимбритовая, малоинтрузивная гранодиорит-порфировая Флишевая	Внутренний прогиб Карпатской геосинклинали
II Карпатская	Hg, Sb, As	Эпитермальный		Карпатская складчатая область
III Предкарпатская	Pb, Zn, Cu, S, K, Au	Телетермальный (Pb, Zn, Cu, S), осадочный (K)	Соленосная, пестроцветная, карбонатная, молассовая	Предкарпатский передовой прогиб
IV Волинская	Cu, Ni, Co	Самородно-медная	Трапповая	Краевая зона Украинского щита, Волыно-Подольский перикратонный прогиб
V Приднестровская	Cu, P, Mn, Sr, S	Формация медистых песчаников, осадочная (P, Mn)	Пестроцветная, известняковая (Sr)	Волыно-Подольский перикратонный прогиб
VI Подольская	F, Pb, Zn, P, TR, Mo, Au, Hg	Телетермальный (F, Pb, Zn), осадочный (P)	Терригенно-глинистая	Краевая зона Украинского щита, Волыно-Подольской перикратонный прогиб
VII Овручская	Ta, Ni, Sn, TR, Zr, F, Zn, Pb, Cu, Au, Ag	Пневматолитово-гипотермальный	Сиенитно-гранитоидная, апогранитовая	Краевая зона Украинского щита, Овручская наложенная впадина
VIII Коростенская	Ti, P, Ni, Co, Ta, Mo, TR, Zr	Россыпной (Ti, P), гистеромагматический (Ti, P), гипотермальный	Лабрадоритовая (Ti, P)	Мобильные пояса и консолидированные массивы в Украинском щите

IX Корсунская	Ti, TR, P, Ni, Co, Cu, Al, Fe	Россышной остаточный (Ti, P)	Лабрадоритовая (Ti, P)	Мобильные пояса и периферия консолидированных массивов в Украинском щите
X Побужская	TR, Zr, Mo, Pb, Zn, Cu	Россышной (TR, Zr), ги- потермальный	Гранитоиды (TR)	Мобильные пояса и консолиди- рованные массивы в Украин- ском щите
XI Среднепобуж- ская	Ni, Co, Cr, Fe, Al, Tr	Остаточный (Ni, Co, Al)	Ультрабазитовая (Ni, Co, Cr, Al, Pt)	Мобильные пояса в Украинском щите
XII Среднепри- днепровская	Fe, Ni, Co, Au, Zr, Al, Mo, W, Cu, Ta	Формация железистых кварцитов, остаточная (Ni, Co, Al), гипотер- мальный	Железисто-кварцитовая, ультрабазитовая, зеле- носланцевая	Мобильные пояса и периферия консолидированных массивов в Украинском щите
XIII Приднепров- ская	Ti, Zr, Al, Ta, Nb, TR, Sn, F, Pb, Zn	Россышной (Ti, Zr), гипо- и мезотермальный	Терригенно-глинистая (существенно кварце- вые пески Ti, Zr)	Краевая зона Украинского ши- та, Днепровско-Донецкий авла- коген
XIV Причерно- морская	Mn, Al, Cu, P, Ti, Zr, TR, Fe	Осадочный (Mn, Fe), остаточный (Al), теле- термальный (Cu), рос- сышной	Глауконитсодержащая (Mn), терригенно-гли- нистая	Причерноморский перикратон- ный прогиб
XV Полесская	P, Pb, Zn	Осадочный (P)	Глауконитсодержащая (P)	Днепровско-Донецкий авлако- ген
XVI Северо- донецкая	Pb, Zn, Ag, P	Телетермальный (Pb, Zn, Ag)	Карбонатная, глауконит- содержащая (P)	Юго-западный склон Запорож- ского массива, северная ок- раина Донецкой складчатой области
XVII Преддонец- кая	Cu, Pb, Zn, K, S	Формация медистых пес- чаников, телетермаль- ная (Pb, Zn)	Пестроцветная, извест- ково-доломитовая, со- леносная	Преддонецкий передовой про- гиб
XVIII Донецкая	Hg, F, Pb, Zn, Au, Ag	Эпи- и мезотермальный	Песчано-сланцевая (уг- леносная)	Донецкая складчатая область
XIX Приазовская	Zr, Fe, Nb, Ta, TR, Sn, Ti, F, Ni, Co, Pt, Pb, Zn	Пневматолитово-гипо- термальный	Нефелиновые сиениты, апограниты, пегмати- ты	Мобильные пояса и периферия консолидированных массивов в Украинском щите
XX Керченская	Fe, S, V, P	Формация оолитовых же- лезных руд	Карбонатно-терригенная (ракушечники Fe)	Азово-Кубанский передовой прогиб
XXI Крымская	Hg, Pb, Zn, Au, Al	Эпи- и мезотермальный	Флишевая, карбонатно- терригенно-глинистая	Крымская складчатая область

прежде всего на выяснение региональной рудной зональности. К сожалению, региональная рудная зональность выявлена не во всех регионах Украины, а преимущественно в послепротерозойских складчатых областях. Украинский щит в этом отношении остается почти не изученным.

Региональная рудная зональность

Изучению региональной рудной зональности на территории Украины до сих пор уделялось мало внимания, и в опубликованной литературе о ней имеются лишь отрывочные сведения.

Выполненные в последние годы металлогенические исследования позволили существенно пополнить данные об этой очень важной особенности пространственного размещения оруденения для прогнозирования месторождений полезных ископаемых. В данном сообщении нет возможности описать сколько-нибудь подробно региональную рудную зональность для всех регионов Украины. В связи с этим придется ограничиться рассмотрением тех районов, где зональное размещение оруденения проявилось наиболее отчетливо (Советские Карпаты, Донбасс, отчасти Крым и Подолия).

Советские Карпаты

Гипогенное оруденение рассматриваемого региона связано с неогеновым экструзивно-эффузивным вулканизмом, проявившимся на обширной территории юго-западнее внутренней зоны Карпат, включая смежные районы Румынии (Онческу, 1960; Данилович, 1966). Для этой территории характерно полиметаллическое, золото-полиметаллическое, ртутное, баритовое, мышьяково-сурьмяное, а также телетермальное свинцово-цинковое и медное оруденение. Большинство гидротермальных месторождений образовалось в заключительный этап вулканической деятельности, что подтверждается наличием соответствующей рудной минерализации в андезитах бужорской свиты верхнеплиоценового возраста (Мерлич, 1957).

В направлении с юго-запада на северо-восток в пространственном размещении различных типов оруденения намечается такая последовательность. Вдоль юго-западной окраины Закарпатья (рис. 2) простирается полоса полиметаллических и золото-полиметаллических месторождений, уходящая на юго-восток в Румынию (Берегово-Баямарская зона). На северо-восток от нее, в контурах так называемой внутренней антиклинальной зоны Карпат и Выгорлат-Гутинской гряды неогеновых вулканогенных образований, сконцентрированы многочисленные рудопроявления ртути. В пограничной зоне между этими полосами расположен Вышковский рудный узел с ртутным и золото-полиметаллическим оруденением. В контурах преобладающего распространения * ртутного оруденения в пределах Выгорлат-Гутинской вулканической гряды

отмечено несколько теллуру-висмутовых рудопоявлений (верлит, самородный висмут), залегающих во вторичных кварцитах. В этой же зоне находятся никель-кобальтовые рудопоявления в лерцолитах, прорывающих нижнемеловые отложения (бассейн р. Угольки). Далее к северо-востоку от полосы преобладающего

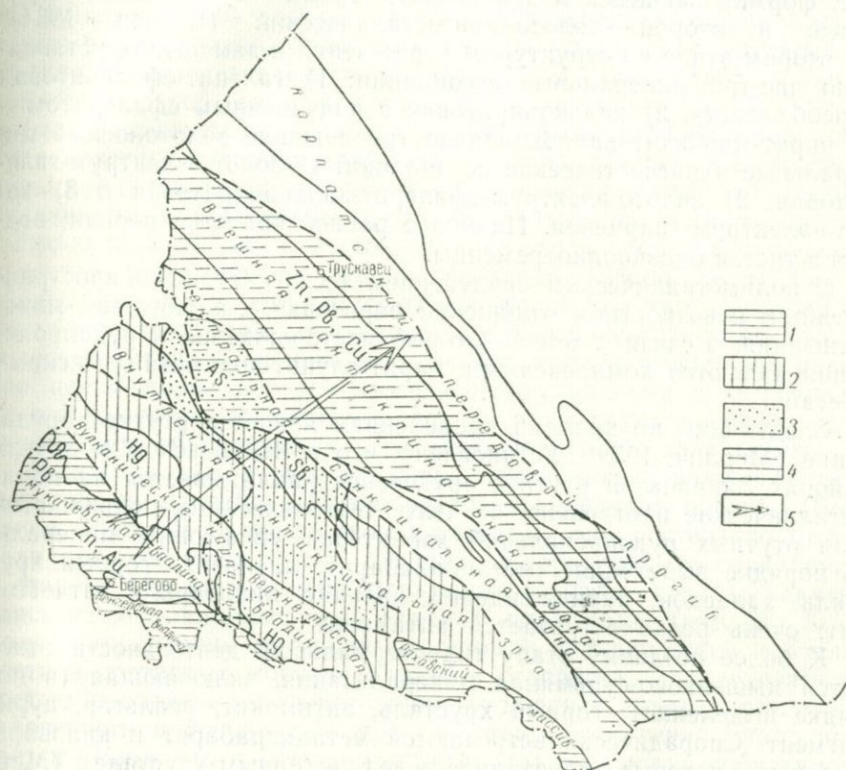


Рис. 2. Рудная зональность Советских Карпат

Типы оруденения: 1 — золото-полиметаллическое, 2 — ртутное, 3 — сурьмяно-мышьяковое, 4 — медно-свинцово-цинковое теллетермальное, 5 — направление миграции эндогенного оруденения в неогене

развития ртутного оруденения, в Петрошской зоне флишевых Карпат, преимущественно распространена мышьяково-сурьмяная минерализация (реальгар, аурипигмент, антимонит), местами сопровождающаяся редкой рассеянной вкрапленностью метациннабарита и киновари. И, наконец, в Прикарпатье и на восточной окраине Карпат получило широкое развитие теллетермальное свинцово-цинковое и медное оруденение. Типичными представителями этого типа оруденения могут служить Трускавецкое месторождение (Генкин, Шадлун, 1964), а также медистые песчаники в палеогеновых и неогеновых отложениях Предкарпатья. Теллетермаль-

ное оруденение занимает замыкающее положение в зональном ряду гидротермальных месторождений Советских Карпат*.

Перечисленные типы оруденения довольно четко обособлены не только в пространстве, но и хронологически. Наиболее ранним является полиметаллическое и золото-полиметаллическое оруденение, формировавшееся в два этапа: первый — существенно пиритовый и второй — золото-полиметаллический (Князев, 1964). Во втором этапе по структурам пересечения и замещения установлено две-три минеральные ассоциации: 1) галенит-сфалеритовая (преобладает), 2) халькопиритовая с подчиненным сфалеритом и 3) пирит-марказитовая. Выявлено три ведущие золотоносные минеральные парагенетические ассоциации: 1) золото-электрум-галенитовая, 2) золото-электрум-сфалерит-халькопиритовая и 3) золото-электрум-кварцевая. Наиболее ранней является первая; вторая и третья близкосодейственные.

С полиметаллическим оруденением тесно связаны в пространственном и возрастном отношении баритовая и алунитовая минерализация, в связи с чем некоторые месторождения и рудопроявления являются комплексными, барит-алунит-полиметаллическими (Бегань).

Следующим по времени проявлением является ртутное оруденение (Мерлич, 1959). Установлено, что в Вышковском и других районах Закарпатья ртутное оруденение накладывается на полиметаллическое и отделено от него тектоническими подвижками. Для ртутных рудопроявлений характерны следующие минералы (в порядке выделения): метациннабарит, марказит, горный хрусталь, халцедон, барит, сидерит, кальцит, киноварь и гатчеттолит; очень редко встречается антимонит.

К более позднему этапу гидротермальной деятельности относится мышьяково-сурьмяная минерализация, включающая (в порядке выделения): горный хрусталь, антимонит, реальгар, аурипигмент. Спорадически встречаются метациннабарит и киноварь, выделение которых происходило вслед за горным хрусталем (Мерлич, 1957), но ранее реальгара и аурипигмента (Лазаренко и др., 1963).

Порядок образования перечисленных минеральных комплексов, установленный в полиметаллических, ртутных и сурьмяно-мышьяковых месторождениях, повторяется чередованием зон их доминирующего распространения в пространстве. Очевидно, в данном

* Имеются определенные основания рассматривать в качестве завершающих региональную рудную зональность Советских Карпат распространенные еще далее к северо-востоку марганцевые рудопроявления карбонатного типа, приуроченные к верхнетортономским отложениям на восточной окраине Предкарпатья (в окрестностях г. Буршты). В намеченную региональную рудную зональность хорошо вписываются также крупные месторождения самородной серы Предкарпатского бассейна. Полоса распространения серных месторождений протягивается вдоль внешней зоны Предкарпатского передового прогиба, следуя параллельно зонам распространения свинцово-цинкового, медного, ртутного и золото-полиметаллического оруденения.

районе региональная рудная зональность предопределена закономерной направленностью развития рудного процесса во времени и пространстве, получившей свое отражение в последовательном смещении к северо-востоку более поздних типов эндогенного оруденения.

В этой связи приобретает особое значение подмеченная М. Кутаном (1949) поступательность в развитии неогенового вулканизма Закарпатья, с которым связано эндогенное оруденение. Вулканическая деятельность на юго-западе Закарпатья, в Берегово-Баямарской зоне, происходила в тортон-нижнесарматское время. В следующей к северо-востоку Выгорлат-Гутинской зоне вулканические излияния начались в нижнем сармате и продолжались в паннон-левантинское время. Отсюда видно, что центры вулканизма в неогеновое время перемещались в направлении с юго-запада на северо-восток. В ходе этого процесса изменялся и состав изливавшихся лав от преимущественно липаритового (более раннего) на юго-западе (Береговское Холмогорье) до андезито-базальтового на северо-востоке (Выгорлат-Гутинская вулканическая гряда). С изменением состава магматических расплавов при перемещении центров неогенового вулканизма с юго-запада на северо-восток, естественно, связана их металлогеническая специализация, обусловившая региональную рудную зональность.

Между прочим, в этом же направлении мигрировали и третичные морские прогибы в Предкарпатском передовом прогибе (Богданов, 1949). В процессе своего развития они постепенно отступали от северо-западной окраины Карпатской геосинклинали в сторону Предкарпатского передового прогиба, как бы накатываясь на юго-западный край Русской платформы (рис. 3). Коль скоро направление миграции неогеновой вулканической деятельности и третичных морских прогибов совпадает с последовательностью проявления и чередования различных типов неогенового гипогенного оруденения в пространстве, естественно, напрашивается вывод, что наблюдаемая региональная рудная зональность предопределена поступательным развитием с юго-запада на северо-восток тектоно-магматических процессов.

Необходимо подчеркнуть, что данный регион характеризуется довольно разнообразным (Pb, Zn, Hg, Au, Bi, Te, As, Sb, Ni, Co, Mn и др.) и четко дифференцированным в пространстве эндогенным оруденением. Правда, часть металлических полезных ископаемых представлена единичными рудопроявлениями, но это ни в коей мере не говорит о бесперспективности региона в целом. Некоторые типы оруденения очень слабо изучены и поиски их проводились в ограниченных объемах, либо вообще не проводились.

В особенности это касается телетермального медного и свинцово-цинкового оруденения, проявившегося, судя по оконтуренным металлотрическим и шлиховым ореолам, на обширной территории Предкарпатья. В сущности этот район оставался в отношении цветных металлов до последнего времени еще «нетронутым», хотя

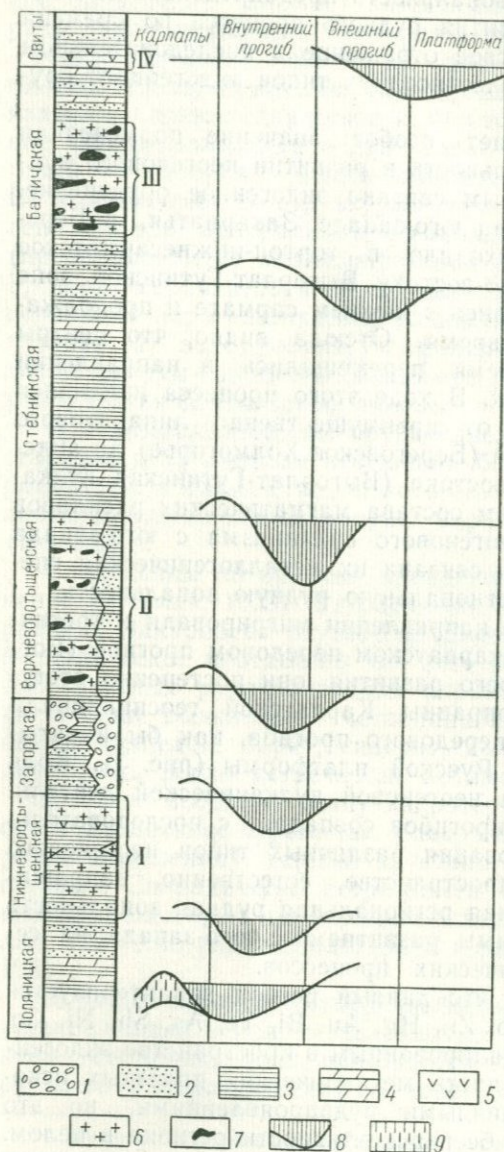


Рис. 3. Разрез третичных отложений Предкарпатского прогиба.

1 — конгломераты; 2 — пески; 3 — глины; 4 — мергели; 5 — гипсы; 6 — галит; 7 — калийные соли; 8 — местоположение осадкообразования; 9 — начальная стадия прогибания; I—IV — галогенные формации

его без колебаний можно причислить к числу наиболее перспективных на телетермальное свинцово-цинковое и медное оруденение на Украине.

Свинцово-цинковое телетермальное оруденение согласно намеченной региональной рудной зональности тяготеет к внутренней зоне предкарпатского передового прогиба и прослеживается (по ореолам) почти на всем его протяжении от границы с Румынией на юго-востоке до границы с Польшей на северо-западе. Наиболее перспективными являются следующие районы: окрестности курорта Трускавец; окрестности городов Коломыя, Яремча; окрестности г. Старого Самбора. Здесь рекомендуется постановка первоочередных поисковых работ на свинец и цинк. В последующем поисками необходимо охватить всю Предкарпатскую зону распространения телетермального свинцово-цинкового оруденения. В окрестностях городов Яремча, Яблонино, Коломыя и в ряде других районов свинцово-цинковое телетермальное оруденение, по-видимому, сопровождается золото-серебряной минерализацией, установленной по данным спектро-металлометрического и шлихового опробования. Этот тип оруденения остается почти неизученным, но, учитывая наличие весовых содержаний золота в шлихах и значи-

тельную площадь оконтуренных спектро-металлометрических ореолов серебра, на данной территории целесообразно провести поиски коренных месторождений золота и серебра.

Северо-восточнее зоны телетермального свинцово-цинкового оруденения, как уже упоминалось, протягивается полоса распространения крупных месторождений самородной серы; месторождения залегают в верхнетортонских сульфато-карбонатных породах в зоне сочленения Предкарпатского передового прогиба с Русской платформой. В сероносных отложениях отмечены концентрации стронция (в целестине). К этой же полосе тяготеет марганцевое оруденение в Бурштынском районе, приуроченное к вербовецким слоям верхнего тортоня. Вполне возможно, что подобное оруденение будет выявлено и в других районах вблизи зоны сочленения Предкарпатского передового прогиба с Русской платформой.

Медное телетермальное оруденение, согласно схеме региональной рудной зональности, по отношению к свинцово-цинковому телетермальному оруденению несколько смещено к юго-западу. Полоса распространения медного оруденения охватывает внутреннюю зону Предкарпатского передового прогиба и отчасти Карпаты. К числу наиболее перспективных на медь относятся следующие районы: северо-западная полоса Предкарпатья, начиная от г. Сколе на юго-востоке до г. Турка на северо-западе, и окрестности г. Надворная.

372 К разряду перспективных есть основания причислять теллуrowисмутовую и особенно сопровождающую его местами редкометалльную Sn, Ta, Nb минерализацию, приуроченную к юго-западным отрогам Карпат, в пределах Выгорлат-Гутинской вулканической гряды. В схеме региональной рудной зональности эти типы минерализации занимают промежуточное положение между золото-полиметаллической и ртутной зонами, тяготея ближе к последней.

Теллуrowисмутовая минерализация приурочена к своеобразным вторичным кварцитам, содержащим местами типично грейzenовые минералы — топаз, турмалин, флюорит. В отличие от типичных грейzenов с редкометалльным оруденением, почти всегда приуроченных к экзо- и эндоконтактам гранитных массивов, вторичные кварциты в рассматриваемом районе связи с интрузивными породами не обнаруживают и залегают среди эффузивов и агломератов андезитового состава. Некоторые исследователи (Лазаренко, 1960) считают их продуктом поствулканических процессов, сопровождавших паннон-левантинские вулканические излияния в Выгорлат-Гутинской гряде. Предполагается, что эти процессы протекали в интервале небольших глубин, в близповерхностных условиях.

Однако не исключено, что вторичные кварциты с редкометалльной минерализацией генетически связаны с еще не вскрытыми эрозией гипабиссальными гранитоидными малями интрузиями, известными в нескольких районах Закарпатья. При такой трак-

товке их генезиса можно ожидать увеличения концентрации оруденения на глубину.

На территории распространения кварцитов с топазом, флюоритом и турмалином наряду с теллуру-висмутовым оруденением возможны находки других типов редкометалльного оруденения. В частности, здесь следует провести поисково-ревизионные работы на олово, вольфрам, тантал и ниобий. Олово установлено спектральными анализами в кварц-топазовых породах (Лазаренко, 1963). Тантал и ниобий отмечены спектральным анализом в измененных песчаниках лютской свиты (Cr_2m-Pg_1) на горе Крахая в 7 км севернее горы Свалява. Здесь же оконтурены шлиховые ореолы рассеяния киновари и установлена ртутная минерализация в песчаниках. Меловые песчаники переслаиваются с аргиллитами и глинистыми сланцами, которые могли оказывать экранирующее влияние на ртутную минерализацию.

Поиски ртути в Закарпатье проводились в последние годы преимущественно в Вышковском районе, где выявлено несколько месторождений. Перспективными на ртуть являются также Перечинский, Оленевский и Драговский районы, лежащие на северо-восточной окраине Закарпатской ртутной зоны.

В соответствии со схемой региональной рудной зональности область распространения полиметаллического оруденения охватывает юго-западную пограничную окраину Закарпатья, включая Раховский массив и Чивчинские горы. В Береговском и Беганьском рудных полях поисково-разведочные работы проводятся непрерывно последние десять лет. В результате их определены промышленные масштабы золото-полиметаллического Береговского месторождения и барит-полиметаллического Беганьского месторождения. Здесь же выявлены значительные запасы алунитовых руд. Из числа других районов, перспективных на золото-полиметаллическое оруденение, следует назвать в первую очередь Раховский массив и Чивчинские горы, составляющие юго-восточный фланг Закарпатской золото-полиметаллической зоны.

Наряду с региональной рудной зональностью в Советских Карпатах на отдельных месторождениях установлена отчетливая вертикальная эндогенная рудная зональность. Интересно, что в столь разномасштабных явлениях рудной зональности обнаруживается некоторая аналогия.

Обращают на себя внимание следующие общие черты в вертикальной рудной зональности Береговского месторождения (Князев, Решитько, 1967) и в региональной рудной зональности Советских Карпат в целом.

Во-первых, ртутная минерализация в Береговском месторождении тяготеет к кварц-алунитовым породам, залегающим над золото-полиметаллическими рудами. Очевидно, необходимые условия для концентрации ртути обеспечивались выше зоны отложения золото-полиметаллических руд. В региональном плане зона распространения ртутного оруденения несколько сдвинута к северо-во-

стоку от золото-полиметаллической, т. е. дальше в направлении миграции альпийской эндогенной минерализации.

Во-вторых, в верхней части Береговского месторождения интенсивно проявлялся процесс окварцевания рудовмещающих туфов и липаритов вплоть до образования вторичных кварцитов. Окварцевание широко развито в полосе распространения ртутных месторождений, в зоне, следующей непосредственно за полиметаллической (в направлении миграции альпийского оруденения).

В-третьих, в Береговском рудном поле «передовым фронтом» гидротермальных изменений являлся процесс алунитизации, охвативший площадь в несколько десятков тысяч квадратных метров. В передовом фронте и региональной рудной зональности располагается Прикарпатский сероносный бассейн с крупнейшими запасами серы.

Подмечены и некоторые другие общие черты вертикальной (локальной) и региональной рудной зональности. В частности, в Береговском месторождении с приближением к поверхности заметно увеличивается роль светлоокрашенных сфалеритов. Светлоокрашенные и почти бесцветные сфалериты характерны для Трускавецкого свинцово-цинкового месторождения, находящегося в зоне распространения наиболее удаленного от магматического источника телетермального оруденения. В рудах Трускавецкого месторождения встречается самородная сера эндогенного происхождения. На верхних горизонтах Береговского месторождения в сульфидных рудах также присутствует в небольшом количестве эндогенная самородная сера. Колломорфные структуры в сульфидных рудах отмечены лишь в самой верхней части Береговского месторождения; в Трускавецком месторождении они преобладают.

Все это свидетельствует о том, что в развитии вертикальной зональности отдельно взятых месторождений и региональной рудной зональности имеются общие геохимические закономерности.

Донбасс

Последовательная смена мезо-, эпи- и телетермальных месторождений с продвижением с востока на запад вдоль Главной антиклинали Донбасса, в сущности, вырисовывалась еще в прошлом столетии. На востоке рассматриваемого региона, в Нагольном Кряже, уже в то время были известны многочисленные полиметаллические рудопроявления, являющиеся стандартными представителями мезотермального класса месторождений (Обручев, 1933). На северо-западном фланге Главной антиклинали расположен открытый по отвалам древних выработок в 1879 г. Никитовский рудный узел, отличающийся мощным проявлением эпитептермального ртутного оруденения. И, наконец, в области северо-западного замыкания Главной антиклинали в пермских отложениях Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловин во второй половине

прошлого столетия были выявлены (и ранее разрабатывались) во многих пунктах медистые песчаники, относимые одними исследователями к классу телетермальных, другими — к осадочным.

Намеченную в самых общих чертах региональную рудную зональность существенно детализируют новые данные, выведенные геологами Ю. А. Борисенко, И. С. Макаровым, О. Г. Сиденко, М. С. Штанченко (1966). Ими подмечена отчетливая зональность в размещении нескольких типов гидротермальной жильной минерализации (рис. 4). В частности, установлено, что на востоке Донецкого бассейна, в пределах Нагольного Кряжа, широко распространены среднетемпературные кварц-анкеритовые жилы и полиметаллическая минерализация. В контурах этой зоны выделены галенит-сфалеритовая и кварц-анкеритовая подзоны. Обе они тяготеют к ядрам основных антиклинальных структур, причем галенит-сфалеритовая минерализация распространена в ядре наиболее глубокоэродированной Главной антиклинали, а кварц-анкеритовая — в смежных с нею с юга и севера антиклиналях.

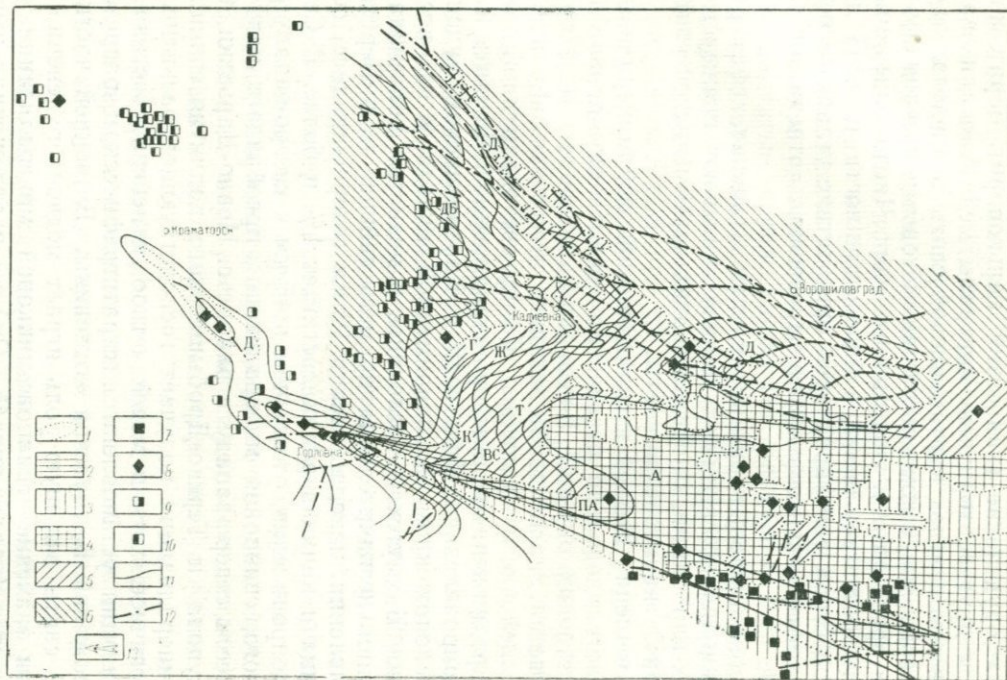
Вторая зона, опоясывающая первую почти со всех сторон, отличается преимущественным развитием гидротермального «безрудного» кварца. Она также приурочена в основном к антиклиналям, но охватывает и их крылья, распространяясь значительно западнее зоны полиметаллической и кварц-анкеритовой минерализации — вдоль Главной антиклинали на 50—70 км (до широты г. Горловки). На западной окраине кварцевой зоны расположен Никитовский рудный узел с эпитермальным ртутным оруденением.

Третья — кальцитовая зона, окаймляющая кварцевую зону с запада, в структурном отношении соответствует северо-западному периклинальному погружению Главной антиклинали, а также центроклинальному замыканию Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловин. По простиранию Главной антиклинали карбонатизация распространена на 70—100 км западнее кварцевой зоны (до широты г. Краматорска). В контуры зоны карбонатизации попадают медные и свинцово-цинковые рудопроявления в пермских отложениях Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловин.

Рассмотрим несколько подробнее этот тип оруденения с привлечением материалов И. М. Беспалова (1965, 1966, 1967) и Л. И. Федоровской (1968). Рудопроявления меди, свинца и цинка в Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловинах приурочены к пестроцветным нижнепермским отложениям. Залегающая в основании разреза перми картамышская свита (ранее она называлась свитой медистых песчаников) состоит из алевритов, полимиктовых песчаников, уплотненных глин, аргиллитов и редких прослоев внутриформационных конгломератов. В Бахмутской котловине в составе картамышской свиты имеются маломощные (0,1—2,0 м) прослои доломитов, доломитовых известняков и известняков. Вышележащая никитовская свита (прежде она именовалась соленосной) состоит из песчано-глинистых отложений с пластами карбонатных пород, гипса и каменной соли.

Рис. 4. Региональная рудная зональность Донбасса.

Зоны гидротермальной минерализации: 1 — границы зон минерализации; 2 — кварц-анкеритовая; 3 — кварц-анкерит-аллевроидитовая; 4 — кварцевая; 5 — кварц-кальцитовая; 6 — кальцитовая. Месторождения полезных ископаемых: 7 — мезотермальные полиметаллические; 8 — эпitherмальные ртутные; 9 — телетермальные медные (медистые песчаники); 10 — телетермальные свинцово-цинковые; 11 — границы марок углей; 12 — разрывные нарушения; 13 — направление миграции эндогенного зруднения в позднегерцинское время. Марочный состав каменных углей: А — антрациты, ПА — полуантрацит, Т — тощие, ОС — отощено-спекающиеся, К — коксующиеся, Ж — жирные, Г — газовые, Д — длиннопламенные, ДБ — длиннопламенные бурье. I — Бахмутская котловина, II — Кальмиус-Торецкая котловина.



Медное оруденение (халькозин, халькопирит, барит, ковеллин, малахит и другие вторичные минералы меди) локализовано преимущественно в низах картамышской свиты в пределах так называемых серых зон, сложенных полимиктовыми песчаниками с прослойками аргиллитов и уплотненных глин. Число серых зон в разрезе свиты достигает шести и более; мощность их от 1 до 40 м. Для пород серых зон характерно присутствие углистого вещества, остатков окаменевших стволов древесины, отпечатков листьев и стеблей.

Свинцово-цинковые рудопроявления (галенит, сфалерит, вторичные минералы свинца и цинка) залегают преимущественно в пластах карбонатных пород в верхах картамышской свиты и отчасти в низах никитовской свиты.

В размещении медной и свинцово-цинковой минерализации обнаруживается довольно отчетливая зональность: первая тяготеет к юго-восточной окраине Бахмутской котловины, а вторая распространяется значительно западнее и северо-западнее, ближе к внутренней части котловины. Смену состава рудной минерализации с продвижением на северо-запад можно наблюдать и в смежных рудопроявлениях. Так, если в Картамышском рудопоявлении, расположенном в одноименной мульде у юго-восточного замыкания Бахмутской котловины, в медистых песчаниках отмечается лишь незначительная примесь свинца, то в Берестянском рудопоявлении, находящемся в 12 км северо-западнее, содержание свинца и цинка в рудах достигает 1% и более. В Серебрянском рудопоявлении, отстоящем в 45 км к северо-западу от Картамышского, свинцовая минерализация преобладает над медной. Еще далее к северо-западу в районе с. Ивано-Дарьевки, Славянского купола и Терско-Дробышевского поднятия свинцово-цинковая минерализация получает господствующее развитие.

Аналогичное, хотя и менее четкое, изменение состава рудной минерализации установлено в стратиграфическом разрезе пермских отложений Бахмутской котловины. В нижней части картамышской свиты ведущую роль играет медное оруденение. В верхах свиты значение свинцово-цинковой минерализации заметно увеличивается (известняки Q_8-Q_{12}), а в отложениях вышележащей никитовской свиты оно становится преобладающим. Изменение состава оруденения по стратиграфической вертикали в значительной мере предопределяет горизонтальную рудную зональность в пермских отложениях Бахмутской котловины, поскольку с продвижением от ее периферии к внутренней части на поверхность выходят все более молодые пермские напластования, к которым приурочено телетермальное медное и свинцово-цинковое оруденение.

В медистых песчаниках широко проявлены процессы карбонизации, серицитизации, хлоритизации и окварцевания (Федоровская, Беспалов, 1968). Рассмотрим их подробнее, поскольку они имеют важное значение для выяснения генезиса оруденения, но

слабо освещены в литературе. Перекристаллизация карбонатного вещества, по данным Л. И. Федоровской, отмечается почти повсеместно как в меденосных горизонтах, так и во вмещающих породах картамышской свиты. Но наиболее интенсивно, с образованием крупнозернистых и пойкилокластических структур, карбонатизация проявлена в рудоносных породах — так называемых серых зонах. Раскристаллизация пелитоморфного карбонатного вещества в цементе развивается неравномерно. Первоначально появляются лапчатые зерна карбоната размером 0,05—0,08 мм, затем они группируются в агрегаты, которые, разрастаясь в крупно-среднезернистые поля, замещают цемент, корродируют близлежащие обломки. Новообразованный карбонат — прозрачный, свежий железистый доломит со светопреломлением $n_e = 1,513—1,515$; $n_o = 1,695—1,698$. В первую очередь растворению и замещению подвергается слюдястый цемент, а среди обломков — слюды, полевые шпаты, обломки пород. Кварц растворяется медленнее, его обломки почти никогда не исчезают полностью; от него обычно остаются реликтовые «островки» с резко извилистыми очертаниями. Зерна кварца, окруженные лимонитовой оболочкой, не поддаются коррозии. Дальнейшее развитие карбонатизации приводит к появлению почти сплошных агрегатов карбоната с включениями в них нерастворенных обломков, обуславливая вторичнобазальные и пойкилокластические структуры.

В бурых и красно-бурых песчаниках перекристаллизация цемента обычно бывает неполной. Вновь образованные доломитовые мелко-среднезернистые агрегаты в них окружены остатками пелитоморфного карбоната, пропитанного гидроокислами железа. Зерна доломита по мере роста вытесняют (отодвигают) загрязняющие примеси и пелитоморфные гидроокислы железа к периферии.

Кристаллически-зернистые и пойкилокластические структуры карбоната в серых песчаниках являются наиболее поздними, так как доломит корродирует и замещает все нерудные вторичные минералы.

Гидрослюдизация и серицитизация заключается в появлении в цементе песчаников плотного чешуйчатого агрегата гидрослюдистого минерала (близкого к серициту) с показателем преломления 1,552—1,583 и двупреломлением 0,031—0,029. Цвета интерференции желтые II порядка. Иногда наблюдаются более крупные чешуйки, располагающиеся в местах соприкосновения обломков или вокруг обломков. Серицитизации подверглись также обломки минералов и пород. Замещаются серицитом преимущественно кислые плагиоклазы. В них первоначально появляются отдельные редкие чешуйки серицита. В дальнейшем некоторые зерна плагиоклазов нацело замещались чешуйчатым бесцветным агрегатом серицита, часто в ассоциации с кремнистым веществом. Серицитизация плагиоклазов активнее проявилась в нижней половине картамышской свиты. Серицитизированы обломочные зерна

кислых эффузивов и гранитоидов. При полной серицитизации обломки утрачивают свои первичные ограничения, серицитовый вторичный продукт сливается с гидрослюдистым агрегатом цемента, что приводит к образованию вторично базальных (псевдобазальных) цементационных структур. Серицитовый агрегат, появляющийся в обломках, неотличим по оптическим свойствам от новообразованного серицита в цементе. Термограммы пелитовой фракции, выделенной из цемента серых песчаников, характерны для гидрослюды.

Хлоритизации подверглись также преимущественно рудоносные породы. Хлорит замещает терригенный биотит, обломки различных пород и развивается в цементе, образуя тонкочешуйчатые неравномерно рассеянные скопления зеленой окраски. Минерал слабо плеохроирует, угасание его прямое, светопреломление 1,570—1,574 и принадлежит к ряду пеннина. Здесь же встречены единичные зерна хлоритоида ($N_g=1,73-1,725$; $N_p=1,719-1,722$, двупреломление кварцевое, плеохроирует от зеленовато-синего — по N_g до желтовато-зеленого — по N_p). В серых породах биотит почти всегда хлоритизирован или серицитизирован, в красно-бурых разностях пород он только обесцвечен или интенсивно ожелезнен.

Процесс окварцевания захватывает цемент и обломки пород и минералов. В цементе наблюдаются новообразования кварца лапчатой формы в гидрослюдисто-серицитовой ткани. Дальнейшее расширение микрогранобластовых кварцевых агрегатов приводит к появлению в песчаниках локальных кварцитовидных структур. Обломки силикатных и алюмосиликатных пород замещаются кварцевым микрзернистым агрегатом с образованием микрогранобластовой структуры. Вокруг обломочных кварцевых зерен отлагаются каемки новообразованного тонкокристаллического кварца.

Из новообразований в цементе редко встречаются крупные продолговатые пластинки мусковита ($N_g - N_p=0,036-0,039$) с яркой интерференционной окраской II порядка. Наблюдались также микрзернистые выделения эпидота, цоизита и рутила, являющиеся продуктами разложения магнезиально-железистых силикатов и, быть может, основных плагиоклазов. В породах картамышской свиты изредка отмечается новообразованный альбит.

Охарактеризованные особенности вторичных изменений пород картамышской свиты не дают оснований причислять их к категории диагенетических или катагенетических. Противоречит этому также и избирательная приуроченность наиболее интенсивной карбонатизации, серицитизации и хлоритизации к серым зонам, контролирующим медное оруденение. Все описанные типы изменения рудовмещающих пород обусловлены воздействием низкотемпературных гидротермальных растворов и являются наиболее удаленными (от магматического очага) в намеченном выше зональном ряду гипогенной жильной и рудной минерализации Донбасса. Снижение температуры гидротермальных процессов с продвижением от Нагольного Кряжа в область проявления распро-

странения медистых песчаников и свинцово-цинкового оруденения подтверждают результаты исследования термоэлектрических свойств галенитов (Князев, 1966). Галениты из полиметаллических месторождений Нагольного Кряжа обладают термоэлектродвижущей силой в пределах от 400 до 800 *мкв/град*, характерной для мезо- и гипотермальных месторождений. Галениты из пермских медистых песчаников обладают резко пониженными значениями термоэлектродвижущей силы (200—300 *мкв/град*), свойственными телетермальным месторождениям.

Минераграфические и петрографические наблюдения показывают, что сульфиды меди в медистых песчаниках Донбасса замещают карбонатизированный цемент и измененные (серицитизированные, хлоритизированные) обломки пород и минералов; они метасоматически развиваются по обуглившимся растительным остаткам, образуют секущие прожилки, неправильные гнезда и неравномерную вкрапленность. По времени отложения халькозин и халькопирит являются более поздними по отношению к новообразованному кристаллам доломита в цементе песчаников, так как корродируют последний. В сильно оруденелых песчаниках халькозин полностью вытесняет вторичный карбонат и становится цементирующим веществом. Отсюда видно, что медная минерализация в пермских песчаниках Донбасса является не сингенетической, а наложенной, и, что особенно важно, она проявилась после гидротермального изменения пород. Медистые песчаники Бахмутской и Кальмус-Торецкой котловин в совокупности с телетермальными свинцово-цинковыми рудопроявлениями северо-западной окраины Донбасса образуют внешнюю, наиболее низкотемпературную зону намеченной выше региональной рудной зональности, и их ни в коем случае нельзя рассматривать изолированно от ртутных и полиметаллических месторождений Нагольного Кряжа.

В связи с этим приобретают особый интерес результаты исследований изотопного состава свинцов полиметаллических месторождений Нагольного Кряжа и пермских медистых песчаников Донбасса, выполненные А. И. Тугариновым и др. (1956). Изотопный состав этих свинцов оказался идентичным. Если бы рассматриваемые оруденения были генетически разнородными и разновозрастными, то такого соответствия изотопного состава их свинцов не было бы.

Нет оснований и для предположения о том, что источником свинца в пермских отложениях Бахмутской котловины могли послужить полиметаллические месторождения Нагольного Кряжа в результате их эрозии в нижнепермское время. Пермские отложения залегают согласно на карбоновых и дислоцированы совместно с ними, т. е. на рубеже перми и карбона не было крупного перерыва в осадконакоплении, не было складчатости и нет следов глубокого размыва ранее накопленных толщ, без чего допускаемый некоторыми исследователями размыв полиметаллических месторождений Нагольного Кряжа в нижнепермский этап немис-

лим. Складчатость и активное воздымание Донбасса относятся к пфальдской фазе герцинского тектогенеза, проявившейся уже после накопления пермских отложений.

Выявленную региональную рудную зональность в Донбассе, так же как и в Советских Карпатах, можно объяснить последовательной миграцией гидротермального рудного процесса в направлении погружения Донбасских структур с постепенным его затуханием в направлении с юго-востока на северо-запад. В этом же направлении, как это видно на геологических картах, происходила миграция пермо-триассовых ингрессий.

Бахмутская и Кальмиус-Торецкая котловины по отношению к Донецкому бассейну занимают краевое положение. По особенностям своего развития в перми и триасе и структурному положению они во многом сходны с передовыми прогибами. Сходство это станет еще более очевидным, если принять во внимание широкое развитие в пермских отложениях Донбасса соленосных и пестроцветных формаций, свойственных, как известно, передовым прогибам. Показательно, что, как и Предкарпатский передовой прогиб, Бахмутская и Кальмиус-Торецкая котловины являются областями проявления телетермального медного и свинцово-цинкового оруденения. Передовым прогибам других регионов СССР также свойственно телетермальное оруденение (Приуралье, Удокан и др.).

В направлении с юго-востока на северо-запад с приближением к Днепровско-Донецкому авлакогену наблюдается уменьшение напряженности складчатости от голоморфной (сходной с геосинклиальной) в Донбассе до мульдообразной и прерывисто-куполовидной на его северо-западной окраине.

В этом же направлении отмечается закономерное снижение степени метаморфизма углей Донецкого бассейна (см. рис. 4). Наиболее метаморфизованные разности углей — антрациты приурочены к центральной, южной и юго-восточной частям бассейна. Полоса распространения полуантрацитов и тощих углей окаймляет антрацитовую зону на северо-западе и севере. Спекающиеся угли марки ПЖ, К, ПС распространены в западной части бассейна, в Кальмиус-Торецкой котловине, а также на севере и северо-востоке бассейна. Длиннопламенные и газовые угли преобладают в северо-западных районах Донбасса. Наименее метаморфизованные (переходные от длиннопламенных к бурым) угли марки ДБ оконтурены на площади Старобельско-Миллеровского, Петриковского и Приднепровского районов. По мере уменьшения степени метаморфизма углей происходит снижение регионального метаморфизма отложений карбона от приближающейся к аспиднофиллитовой ступени в Нагольном Кряже до слабо и почти не затронутых метаморфизмом — в зоне перехода к Днепровско-Донецкому авлакогену. В Нагольном Кряже выявлены дайковые породы (Т—J?), в то время как на северо-западной окраине Донбасса они не установлены. Это может служить косвенным указанием на меньшие глубины залегания магматического очага и больший про-

грев пород на востоке Донецкого бассейна в заключительные стадии варисского тектоно-магматического цикла. Итак, в пределах Донбасса в направлении с юга-востока на северо-запад намечается закономерное изменение некоторых геологических особенностей.

1. Последовательная смена различных типов оруденения от мезотермального полиметаллического к эпитермальному ртутному и далее к телетермальному медистому и свинцово-цинковому.

2. Постепенный спад интенсивности гидротермальных изменений рудовещающих пород и переход жильной минерализации от кварц-анкеритовой и кварцевой (в полиметаллической и ртутной зонах) к доломит-кальцитовой (в пермских медистых песчаниках).

3. Уменьшение термоэлектродвижущей силы галенитов от 600—800 мкв/град в мезотермальных полиметаллических месторождениях Нагольного Кряжа до 200—300 мкв/град в телетермальных свинцово-цинковых рудопроявлениях Бахмутской котловины, что связано с падением в направлении с юго-востока на северо-запад температуры рудообразования (Горбатов, 1957; Князев, 1966).

4. Отступление пермо-триасовых ингрессий в сторону Днепровско-Донецкого авлакогена и снижение напряженности складчатости пермо-карбоновых толщ в этом же направлении.

5. Уменьшение степени метаморфизма углей от антрацитовых марок на юго-востоке до газовых и длиннопламенных — на северо-западной окраине Донецкого бассейна.

Поразительное совпадение направления изменения, казалось бы, столь разнородных явлений, как отступление пермо-триасовых ингрессий, уменьшение напряженности складкообразования, спад температуры гидротермального рудообразования и снижение степени метаморфизма углей не может быть случайным. Надо полагать, что все эти явления порождены общей причиной — направленным с юго-востока на северо-запад поступательным развитием тектоно-метаморфических процессов в Донецком бассейне в заключительные стадии герцинского тектогенеза. Именно в этом кроется главная причина миграции эндогенного рудообразования и появления односторонней региональной рудной зональности, выраженной в последовательной смене в направлении с юго-востока на северо-запад мезотермального полиметаллического, эпитермального ртутного и, наконец, телетермального медного и свинцово-цинкового оруденения. Из намеченной региональной рудной зональности вытекают рекомендации о направлении поисковых работ.

1. Открытие мезотермальных полиметаллических и золото-полиметаллических месторождений наиболее вероятно на юго-востоке Донбасса, ртутных — в полосе, примыкающей к Нагольному Кряжу с запада, телетермальных медных и свинцово-цинковых — на северо-западной окраине Донбасса и в прилегающих к нему районах Днепровско-Донецкого авлакогена.

2. При продолжении поисков телетермальных медных и свинцово-цинковых месторождений в Бахмутской и Кальмиус-Торецкой

котловинах следует учитывать не только литолого-стратиграфические поисковые критерии, которые до сих пор служили направляющим началом при поисках. Наряду с литолого-стратиграфическим контролем телетермального оруденения в пространственном размещении его немаловажную роль должны играть складчатые и разрывные структуры. Значение пликативных нарушений в локализации свинцово-цинкового оруденения видно на примере Славянского купола, где сосредоточены многочисленные рудопроявления. Аналогичная картина наблюдается и в других купольных структурах северо-западной окраины Донбасса и в прилегающих районах Днепровско-Донецкого авлакогена.

Имеются основания предполагать, что наиболее концентрированное и выдержанное по простиранию медное оруденение в Бахмутской котловине будет приурочено к северо-западным, а также к северо-восточным разрывным нарушениям и ослабленным зонам, повторяющим (трассирующим) направление складчатости, а также продольных и поперечных сбросов в Донбассе. Именно вблизи таких нарушений, если они «просекали» пермские отложения, обеспечивались наиболее благоприятные условия для образования выдержанных по простиранию лентообразных рудных залежей в пределах так называемых серых зон. В связи с этим привлекают к себе внимание признаки линейности в размещении целого ряда медных рудопроявлений: 1) Картамышское — Берестянское (северо-западного направления); 2) Кодемское — Марьяновское — Ворошиловградское — Лазовское (северо-западного направления); 3) Покровское (Pb, Zn) — Покровское (Cu) — Медная Руда — Горелый Пень (в северо-западном направлении); Покровское — рудопроявление шурфа № 20 — Нилинчатинское — Южная Долина — Берестянское (северо-восточного направления). Лентообразная минерализованная зона северо-восточного простирания протяженностью свыше 7 км оконтурена по данным бурения на Берестянском медном месторождении.

На приуроченность медного оруденения Бахмутской котловины к тектоническим нарушениям обращали внимание даже сторонники гипотезы осадочного происхождения медистых песчаников этой котловины (Грабянская, Грабянский, Эдельман, 1965). Они подчеркивают, в частности, что Картамышское и Ямкинское рудопроявления локализованы на крутых крыльях Картамышской мульды; Константиновское месторождение расположено вблизи разлома; Выскривка, Клиновское и Кислый Бугор — приурочены к флексурным складкам, иногда сопровождающимся разрывами (Клиновское); Покровское, Медная Руда, Горелый Пень — тяготеют к крупной тектонической зоне, выявленной по аэрофотоснимкам.

Все это позволяет утверждать, что в Бахмутской котловине скорее можно ожидать открытия не пластовых меденосных залежей (то есть широкого площадного распространения), а протяженных лентообразных, вытянутых вдоль флексурных складок и раз-

рывных нарушений. Ранее поиски ориентировались на пластовый тип оруденения и, возможно, из-за этого были малоэффективными.

Аналогичная картина должна наблюдаться и в локализации телетермального свинцово-цинкового оруденения, характерного для северо-западной окраины Донбасса и прилегающих районов Днепровско-Донецкого авлакогена.

Крым

В Крыму сравнительно широко проявлены ртутное и свинцово-цинковое оруденение. В горной части полуострова в нескольких районах выявлены шлиховые ореолы рассеяния галенита, сфалерита, киновари, золота, висмута, а также оконтурены спектрометрические ореолы свинца, цинка, ртути. Установлено несколько коренных рудопроявлений ртути и полиметаллов. Известны единичные находки халькопирита и барита, представляющие лишь минералогический интерес. Возраст оруденения позднекиммерийский или альбийский, поскольку первичные ореолы ртути выявлены на территории распространения ниже- и верхнемеловых отложений (бассейн рч. Альмы).

Признаки региональной зональности в размещении гидротермальной сульфидной минерализации в Горном Крыму ранее уже отмечались (Булкин, Малаховский, Карасик, Штернов, 1964). Ими установлено, что в направлении с севера на юг как в коренных рудопроявлениях, так и в шлихах уменьшается количество киновари при заметном увеличении роли галенита, сфалерита, а на самом юге полуострова — халькопирита. Это позволило «выделить» две зоны сульфидной минерализации — северную с преобладанием киновари и южную, характеризующуюся киноварь-галенит-сфалеритовой минерализацией. Подмечено также, что с продвижением к югу изменяется окраска сфалерита от медово-желтой до темной и даже черной. Наблюдаемая зональность сульфидной минерализации предположительно связывалась с различием глубины эрозионного среза в южной и северной частях Крымских гор.

На составленной прогнозно-металлогенической карте общая картина рудной зональности в Крыму существенно детализирована. Свинцово-цинковая минерализация, судя по первичным и вторичным ореолам рассеяния галенита и сфалерита, металлометрическим аномалиям и единичным коренным рудопроявлениям, тяготеет к Южнобережной полосе в интервале от Алупки на юго-западе до Судака на северо-востоке; галенит и сфалерит установлены в шлихах также в бассейнах верхнего течения Альмы, Бельбека, Салгира. Вблизи Алуштинского перевала находятся два полиметаллических рудопроявления.

Ртутная минерализация преобладающее развитие получила в полосе широтного простираения от северо-западного колена рч. Альмы на западе до горного массива Карадаг на востоке. К этой полосе приурочены все известные рудопроявления ртути и наиболее значительные шлиховые ореолы киновари. Ареал

распространения ртутной минерализации на юге частично охватывает и территорию проявления свинцово-цинковой минерализации (окрестности г. Алушты, с. Приветнинского). Однако в целом в региональном плане ртутная минерализация по отношению к свинцово-цинковой несколько сдвинута к северу и северо-востоку. Следовательно, в распространении преобладающих типов эндогенного оруденения в Крыму также обнаруживается, хотя и не очень отчетливо, некоторая обособленность, позволяющая в предварительной форме наметить региональную рудную зональность.

Для южной — полиметаллической зоны характерно широкое развитие верхнекеммерийских (альпийских?) интрузивных (Аюдаг и др.), а также гипабиссальных и дайковых образований. По мере приближения к северным отрогам Крымских гор интрузивная деятельность заметно ослабевала вплоть до полного прекращения. Интересно, что с продвижением на север и северо-восток от Крымских гор (то есть в сторону Степного Крыма) наблюдается последовательная смена юрских отложений меловыми, палеогеновыми и неогеновыми. Появление все более молодых напластований обусловлено отступанием ниже-верхнемеловых и третичных морей к северу. Таким образом, направление изменения состава эндогенной рудной минерализации в Крыму совпадает с направлением миграции позднемезозойских и третичных морских прогибов. Очевидно, региональная рудная зональность и здесь обусловлена направленным, волновым прогибанием земной коры и связанным с ним поступательным развитием тектоно-магматических процессов. По особенностям геологического развития в позднем мезозое и кайнозое северные отроги Крымских гор, прилегающая к нему часть Степного Крыма и Керченский полуостров, в общих чертах сходны со структурами типа передовых прогибов (по отношению к Крымско-Кавказской геосинклинали). Учитывая это, а также принимая во внимание намеченную региональную рудную зональность, есть основание предполагать наличие в намеченном передовом прогибе телетермального свинцово-цинкового и медного оруденения. По аналогии с Предкарпатским передовым прогибом здесь можно ожидать также открытия месторождений серы и соленосных формаций. На территории Керченского полуострова еще в 1887 г. Н. И. Андрусовым было открыто Чокур-Ковшское месторождение серы, эксплуатировавшееся длительное время и почти полностью выработанное. Это также может служить веским аргументом в пользу высказанного предположения.

Перспективной на телетермальное свинцово-цинковое и медное оруденение следует считать полосу распространения меловых и палеоген-неогеновых отложений по линии Балаклава — Симферополь — Белогорск — Феодосия, несмотря на то что каких-либо признаков соответствующего оруденения здесь пока не установлено.

На юго-западе Украинского щита и в примыкающем к нему Волыно-Подольском перикратонном прогибе известны следующие главнейшие типы гидротермального оруденения: молибденовое (кварц-молибденитовой формации), флюоритовое, свинцово-цинковое и медное (формация медистых песчаников). Подчиненное значение имеет медно-молибденовое, марганцевое, полиметаллическое (в фосфоритах Приднестровья), ртутное и некоторые другие типы оруденения.

В пространственном размещении перечисленных типов оруденения намечается определенная закономерность. Молибденовое и медно-молибденовое оруденение распространено на северо-западе Побужья (район Хмельника и севернее). Флюоритовое и свинцово-цинковое оруденение сосредоточено в рифейских кварцитовидных песчаниках на юго-западной окраине Украинского щита в зоне его сопряжения с Волыно-Подольским перикратонным прогибом. В этой же полосе, но с некоторым смещением к западу расположены конкреционные фосфоритовые месторождения (в кембрийских отложениях), местами сопровождающиеся полиметаллической минерализацией (галенит, сфалерит, халькопирит). Еще западнее находятся медистые песчаники, приуроченные к девонским отложениям Волыно-Подольского перикратонного прогиба вблизи его границы с Предкарпатским передовым прогибом. Медистые песчаники занимают завершающее положение в региональной рудной зональности Подолии. В обобщенном виде зональный ряд включает следующие виды полезных ископаемых (в направлении с северо-востока на юго-запад): 1) молибден (медь); 2) флюорит, свинец, цинк (ртуть, золото); 3) свинец, цинк, медь (в фосфоритах) и 4) медь (в девонских песчаниках).

О возрасте гидротермального оруденения рассматриваемого района достоверные данные отсутствуют. Нет конкретных доказательств также генетической общности и принадлежности к одному металлогеническому циклу всех упомянутых типов оруденения. В особенности это относится к молибденовому и медно-молибденовому типам оруденения, выявленным только в докембрийских образованиях Украинского щита, и к медному оруденению, локализованному в девонских отложениях.

Вместе с тем закономерная смена различных типов оруденения может служить веским аргументом в пользу их генетического единства. К тому же в направлении с северо-востока на юго-запад в пределах всего Волыно-Подольского перикратонного прогиба наблюдается последовательная смена рифейских, кембрийских, ордовикских, силурийских и девонских отложений. Появление все более молодых толщ с продвижением на юго-запад свидетельствует о миграции морских прогибов в этом направлении в течение всего каледонского цикла. Вероятно, гидротермальное оруденение в Подолии образовалось в заключительные фазы

Каледонского цикла. Косвенным подтверждением этого является приуроченность медного оруденения к девонским отложениям, соответствующим конечному этапу развития Вольно-Подольского каледонского перикратонного прогиба. Телетермальное оруденение типа медистых песчаников, как правило, образуется в заключительные стадии формирования передовых и перикратонных прогибов. С учетом сказанного наблюдаемую региональную рудную зональность в Подолии можно связывать с миграцией тектономагматических процессов в каледонском цикле от юго-западного края Русской платформы в сторону Карпатской геосинклинали.

При проведении поисковых работ в Подолии необходимо учитывать намеченную региональную рудную зональность. В соответствии с нею в юго-западной части Украинского щита можно ожидать открытия месторождений молибдена (наиболее перспективной является северо-западная часть Винницкой обл.); вдоль юго-западной границы щита (по линии городов Ямполь — Хмельницкий) и далее к северо-западу — месторождений плавикового шпата, свинца, цинка, золота, ртути и фосфоритов; в Вольно-Подольском перикратонном прогибе — месторождений типа медистых песчаников в девонских отложениях юга Тернопольской обл.

Признаки зонального размещения различных типов оруденения обнаруживаются и в других районах Украины, например, в Приазовье и в зоне его сочленения с Донбассом, на южной окраине щита, в Криворожском бассейне. Однако общая картина региональной рудной зональности в этих районах расшифрована еще недостаточно и поэтому мы не будем останавливаться на ее характеристике.

Некоторые общие особенности региональной рудной зональности

Региональная рудная зональность выявлена во многих рудных провинциях как в СССР, так и за рубежом. Еще в начале 30-х годов нашего столетия были намечены рудные пояса в Горном Алтае, Рудном Алтае и Калбе (Нехорошев, 1932, 1958). В 30—40-х годах С. С. Смирновым была подмечена региональная рудная зональность в Восточном Забайкалье. В эти же годы установлено зональное размещение эндогенных месторождений в некоторых зарубежных рудных провинциях.

На металлогенических картах, составленных в последние годы по многим районам СССР, зональное размещение эндогенного оруденения видно на Алтае, в Средней Азии и Закавказье, в Яно-Адычанской, Верхоянской и других рудных провинциях. Вместе с тем приходится констатировать, что специальное рассмотрение региональной рудной зональности проводилось лишь в отдельных рудных провинциях. Во многих районах она, по-видимому, еще остается не выявленной из-за недостаточной изученности закономерностей пространственного размещения оруденения.

Наиболее отчетливое зональное размещение эндогенного оруденения обнаруживается в молодых складчатых областях, преимущественно альпийских и киммерийских, значительно реже в герцинских и совсем редко — в каледонских и докембрийских. Необходимо особо подчеркнуть, что выявление региональной рудной зональности — задача не простая, требующая всестороннего и углубленного металлогенического анализа в пределах обширных регионов. Следует отметить, что выдержанное по простиранию строение чередование различных месторождений в региональной рудной зональности — явление сравнительно редкое. В пространственном размещении отдельных месторождений и даже рудных узлов и районов иногда обнаруживаются те или иные отступления от закономерной зональной последовательности оруденения. Часть месторождений оказывается вне свойственных им рудных зон. В некоторых месторождениях и рудных узлах пространственно совмещены различные типы оруденения, характерные для разных рудных зон.

На отдельных интервалах из региональной рудной зональности выпадают некоторые типы оруденения. Наиболее обычным отклонением является частичное взаимоперекрывание ореолов распространения различных типов оруденения смежных зон. Например, в Донбассе и Советских Карпатах наблюдается взаимоперекрывание контуров распространения золото-полиметаллического и ртутного оруденения. В Закарпатье в пограничной части зон распространения ртутного и золото-полиметаллического оруденения установлено совмещение этих типов оруденения в пределах одного рудного узла (Вышковский район). В Подолии также намечается пространственное совмещение нескольких типов оруденения в сравнительно узкой Приднестровской дислокационной зоне (флюоритовое, свинцово-цинковое, медное и другие типы оруденения). Такие примеры сближенного проявления различных типов оруденения могут быть вызваны наличием долгоживущих рудо-подводящих каналов, а также явлением телескопирования. Особенно часто наблюдается взаимоперекрывание и совмещение поздних типов оруденения (полиметаллического, ртутного, флюоритового), склонных к экстенсивному распространению. Имеются и другие причины, усложняющие и затушывающие региональную рудную зональность (Князев, 1968), на рассмотрении которых останавливаться здесь нет особой необходимости.

Выделение региональной рудной зональности в некоторых районах проводится без надлежащего обоснования и сводится к формальному перечислению различных типов оруденения, свойственных разновозрастным структурно-фациальным зонам тех или иных складчатых областей. В опубликованных в последние годы работах по металлогении нередко можно встретить примеры описания региональной рудной зональности (Урал, Кавказ, Украинский щит и др.), включающей резко разновозрастные типы эндогенных рудных месторождений, иногда принадлежащих даже к различным

металлогеническим эпохам. Такое объединение резко разновозрастных и генетически разнородных типов оруденения является искусственным и не проясняет, а, наоборот, запутывает истинную картину региональной рудной зональности.

Закономерная, последовательная смена состава оруденения в региональном масштабе, как правило, проявляется только в период одного тектоно-магматического цикла (в пределах одной рудной провинции). При этом региональная рудная зональность бывает чаще всего односторонней и выражается в закономерной смене в одном направлении гипо-, мезо-, эпи- и телетермального оруденения. Замыкающий зональный ряд телетермальное оруденение в некоторых рудных провинциях (Советские Карпаты, Донбасс) включает также месторождения типа медистых песчаников, что говорит об эндогенном происхождении и этого типа оруденения. В ряде рудных проявлений региональная рудная зональность начинается мезотермальным типом оруденения, а завершается — эпитермальным. Однако и при выпадении начальных и конечных типов гидротермального оруденения в региональной рудной зональности обычно хорошо видна последовательная смена в пространстве мезо- и эпитермального оруденения. Для месторождений, образующих региональную рудную зональность, характерна принадлежность к единой гидротермальной серии оруденения, то есть их генетическое родство (в понимании С. С. Смирнова, 1944). Именно в этом С. С. Смирнов усматривал главную причину зонального размещения эндогенных месторождений в Восточном Забайкалье, принадлежащих в подавляющем большинстве к одной верхнекimmerийской металлогенической эпохе (Князев, 1966а). Здесь, так же как в Советских Карпатах и в Донбассе, подмечено (Князев, 1967, 1968), что региональная рудная зональность является отражением направленного (к востоку и северо-востоку) развития киммерийских тектоно-магматических процессов. Закономерное смещение более поздних типов эндогенного оруденения, параллельное и синхронное поступательному развитию тектоно-магматических процессов, обусловило зональное размещение мезозойского оруденения, выразившееся в чередовании (с северо-запада на юго-восток) золото-молибденового, оловянно-вольфрамового и полиметаллического рудных поясов (рис. 5). Забайкальские рудные пояса прослеживаются вдоль мезозойской мобильной зоны северо-восточного простирания на протяжении нескольких сотен километров; ширина их измеряется десятками километров. При этом зональное размещение различных типов оруденения в пространстве в самых общих чертах повторяет последовательность отложения продуктивных минеральных ассоциаций в отдельно взятых месторождениях (Князев, Красников, 1967; Князев, 1968).

Аналогичная картина наблюдается в Советских Карпатах и в Донбассе. Это позволяет утверждать, что региональная рудная зональность является следствием закономерной миграции эндоген-

ного рудного процесса в определенном направлении — с последовательным смещением в пространстве все более поздних типов оруденения. Отсюда вытекает еще один вывод: последовательность формирования гидротермальных месторождений, принадлежащих одному металлогеническому циклу и образующих зональный ряд, соответствует порядку выделения продуктивных минеральных ассоциаций в отдельно взятых месторождениях.

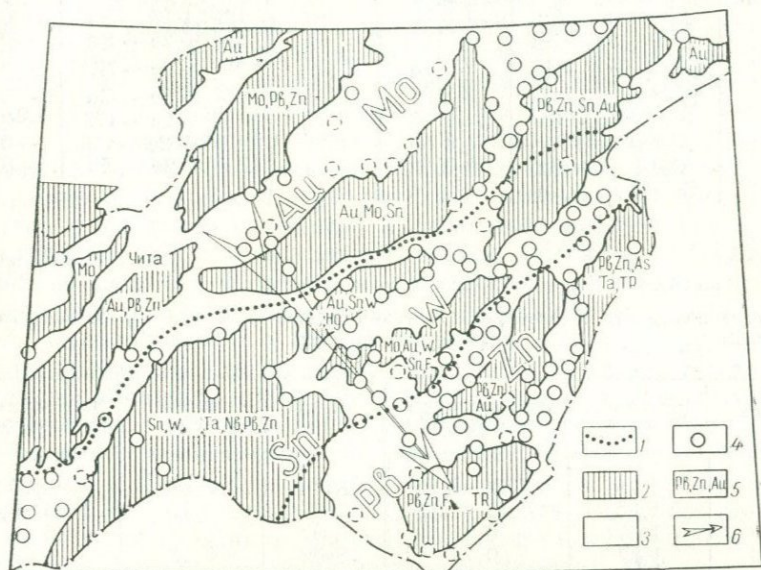


Рис. 5. Рудная зональность Восточного Забайкалья

1 — границы рудных поясов; 2 — консолидированные массивы; 3 — мобильные пояса; 4 — рудные группы; 5 — главные полезные ископаемые; 6 — направление миграции эндогенного оруденения в мезозое

Высказывались предположения, что порядок кристаллизации минералов в гидротермальных месторождениях контролируется температурой и давлением, растворимостью и летучестью соответствующих соединений, режимом серы и кислорода, кислотностью и щелочностью гидротерм и т. д. Поскольку гидротермальные растворы обладают электрическими свойствами и перенос металлов протекает при участии природных электрических токов, на порядок выделения металлов из гидротерм решающее влияние должны оказывать их электрохимические свойства (Князев, Сейфуллин, 1966). Обращает на себя внимание совпадение последовательности выделения элементов с последовательностью по величине их электродных потенциалов (табл. 2), а также по величине ионных потенциалов и электростатической валентности (табл. 3).

Нормальные потенциалы электродов при 25° С (Левин, 1963)

Электрод	Электродный процесс	Потенциал (в)	Электрод	Электродный процесс	Потенциал (в)
F ₂	F ₂ + 2e → 2F ⁻	+2,85	Sn	Sn ⁴⁺ + 4e → Sn	+0,01
Au	Au ⁺ + 1e → Au	+1,50	Pb	Pb ²⁺ + 2e → Pb	-0,13
Au	Au ³⁺ + 3e → Au	+1,29	Sn	Sn ²⁺ + 2e → Sn	-0,14
Hg	Hg ₂ ²⁺ + 2e → 2Hg	+0,80	Ni	Ni ²⁺ + 2e → Ni	-0,23
Hg	Hg ²⁺ + 2e → Hg	+0,86	Co	Co ²⁺ + 2e → Co	-0,34
Pb	Pb ⁴⁺ + 4e → Pb	+0,80	Cd	Cd ²⁺ + 2e → Cd	-0,40
Ag	Ag ⁺ + 1e → Ag	+0,80	Fe	Fe ²⁺ + 2e → Fe	-0,44
Cu	Cu ⁺ + 1e → Cu	+0,52	Zn	Zn ²⁺ + 2e → Zn	-0,76
Cu	Cu ²⁺ + 2e → Cu	+0,34			

Таблица 3

Ионный потенциал и электростатическая валентность некоторых элементов (Краускопф, 1958)

Ионы	Ионный потенциал	Электростатическая валентность	Ионы	Ионный потенциал	Электростатическая валентность
Ag ⁺	0,79	0,10—0,12	Ni ⁺⁺	2,90	0,33
Cu ⁺	1,04	0,13—0,17	Bi ³⁺	3,12	0,38—0,5
Ba ⁺⁺	1,49	0,20	As ³⁺	5,17	0,5—0,75
Pb ⁺⁺	1,67	0,20	Sn ⁴⁺	5,63	0,66
Hg ⁺⁺	1,82	0,25	Nb ⁵⁺	7,25	0,83
Cd ⁺⁺	2,06	0,25—0,33	Ta ⁵⁺	7,35	0,83
Sn ⁺⁺	2,15	0,33	W ⁶⁺	9,68	0,66—1,0
Zn ⁺⁺	2,70	0,33—0,5	Cr ⁶⁺	11,5	1,5
Cu ⁺⁺	2,78	0,33			

Порядок кристаллизации сульфидов, обладающих термоэлектродвижущей силой, обнаруживает зависимость от ее знака и величины (Князев, 1967). Замещаемый и замещающий сульфиды обладают, как правило, обратным знаком термоэлектродвижущей силы.

В смене состава оруденения в региональной рудной зональности Восточного Забайкалья и некоторых других регионов обнаруживается сходство с последовательностью рудных «концентров» первичной рудной зональности, анализировавшей многими исследователями (Эммонс, 1933, 1937; С. С. Смирнов, 1937; Вольфсон, 1949, 1965; Королев, 1949; Бэтман, 1949; Билибин, 1951; Бетехтин, 1953; В. И. Смирнов, 1952, 1965; Парк, 1955; Парк, МакДормид, Вахромеев, 1961). Это наталкивает на мысль о том, что причины возникновения региональной и первичной «концентрической» зональности должны быть общими.

Выводы

1. Расшифровка региональной рудной зональности наряду с общетеоретическим значением приобретает большой практический интерес, поскольку на основе ее обеспечивается возможность научно обоснованного прогнозирования пространственного размещения различных типов эндогенного оруденения на весьма обширных территориях. Значение региональной рудной зональности для целей прогнозирования было показано выше на примере Советских Карпат, Донбасса и других регионов. Необходимо особо подчеркнуть то обстоятельство, что выявление региональной рудной зональности позволяет предвидеть распространение определенных типов оруденения даже на тех площадях, где они еще не известны, а также в слабообнаженных и закрытых районах.

Так, для передовых и перикратонных прогибов Украины, как правило, очень слабо изученных в отношении эндогенного оруденения, характерно телетермальное медное (медистые песчаники) и свинцово-цинковое оруденение, завершающее региональную рудную зональность. В аналогичных геотектонических условиях в ряде регионов СССР и за рубежом образовались крупнейшие телетермальные месторождения меди, свинца и цинка. Исходя из этой закономерности, на Украине можно ожидать выявления соответствующих месторождений в Предкарпатском, Преддонецком, Азово-Кубанском передовых прогибах, а также в Волыно-Подольском и Причерноморском перикратонных прогибах.

2. Зональное размещение различных типов гидротермального оруденения установлено во многих рудных провинциях (Восточное Забайкалье, Алтай, Советские Карпаты, Донбасс, Приморье, Закавказье, Северо-Восток СССР, Западные Штаты США, Алжир, Тунис и др.). Наиболее четко региональная рудная зональность обнаруживается в молодых складчатых областях, преимущественно альпийских и киммерийских, значительно реже в герцинских и совсем редко — в каледонских и докембрийских.

3. Региональная рудная зональность, как правило, бывает односторонней, с последовательной сменой в одном направлении гипо-, мезо-, эпитермальных месторождений. Иногда завершающим в этой последовательности оказывается телетермальное оруденение, включая месторождения типа медистых песчаников, что может служить веским подтверждением их эндогенного происхождения (Князев, 1968).

4. Подмечено, что региональная рудная зональность в Восточном Забайкалье и Советских Карпатах является следствием закономерного смещения более поздних типов гипогенного оруденения, параллельного и синхронного поступательному смещению тектономагматических процессов (Князев, 1967, 1968). Смена различных типов оруденения в зональных рядах повторяет в общих чертах последовательность кристаллизации рудных минералов в отдельно взятых месторождениях.

- Белевцев Я. Н., Каляев Г. И. Общие черты металлогении Украины. В кн. «Проблемы металлогении Украины». Киев, изд-во «Наукова думка», 1964.
- Белевцев Я. Н. Особенности металлогении Украинского щита. В кн. «Проблемы изучения геологии докембрия». М., изд-во «Наука», 1967.
- Беспалов И. М. О генезисе медистых песчаников Донецкого бассейна. В сб. «Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений». Вып. 2. М., изд-во «Недра», 1967.
- Беспалов И. М. Медистые песчаники Украины и вопросы их происхождения. В кн. «Металлогения Тянь-Шаня». Тезисы докл. 5-го Всес. металл. совещ. Фрунзе, изд-во «Илим», 1968.
- Бетехтин А. Г. О генетической связи гидротермальных образований с интрузивами. В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Билибин Ю. А. К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений. Зап. Всес. мин. общ-ва. Т. 80. Вып. 2, 2 серия, 1951.
- Богданов А. А. Основные черты тектоники Восточных Карпат. «Советская геология», 1949, № 40.
- Борисенко Ю. А. и др. Зональность гидротермальной минерализации в породах палеозоя Центральной части Великого Донбасу. Вид-во АН УРСР. «Геологічний журнал», т. XXVI, вип. 1, 1966.
- Булкин Г. А. и др. Металлогения Крыма. Проблемы металлогении Украины. Киев, изд-во «Наукова думка», 1964.
- Бэтман А. М. Промышленные минеральные месторождения. М., Изд-во иностр. лит., 1949.
- Вахромеев С. А. Месторождения полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Вольфсон Ф. И., Невский В. А. О первичной зональности в гидротермальных месторождениях. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1949.
- Вольфсон Ф. И. К вопросу о возникновении зональных рудных провинций. В сб. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. II, Прага, 1965.
- Генкин А. Д., Шадлун Т. Н. Свинцово-цинковые руды. В кн. «Структурно-текстурные особенности руд». М., изд-во «Недра», 1964.
- Данилович Л. Г. Миоценовые вулканические образования и их роль в строении и тектоническом развитии Карпат. В сб. «Проблемы геологии и рудоносности неогена Закарпатья». Изд-во Львов. ун-та, 1966.
- Князев Г. И. Замкнутые рудные пояса Восточного Забайкалья. Докл. АН СССР, т. 160, № 6, 1965.
- Князев Г. И. Возраст гипогенного оруденения Восточного Забайкалья. В кн. «Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений». М., изд-во «Наука», 1966а.
- Князев Г. И., Сейфуллин Р. С. К проблеме гидротермального сульфидного рудообразования. «Геология и геофизика». 1966б, № 6.
- Князев Г. И., Сейфуллин Р. С., Красников В. И. Роль естественных электрических токов в минералообразовании. Тр. геол. секции им. В. А. Обручева Забайкал. отдел. географ. общества СССР. Чита, 1966в.
- Князев Г. И. К систематике замкнутых рудных поясов. «Геотектоника», 1967а, № 2.
- Князев Г. И. Термоэлектрический потенциал и последовательность кристаллизации некоторых сульфидов. В сб. «Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений». Вып. 2. М., изд-во «Недра», 1967б.
- Князев Г. И., Красников В. И. Поведение мезозойского гипогенного оруденения Восточного Забайкалья во времени и пространстве. В сб. «Вопросы рудоносности Восточного Забайкалья». М., изд-во «Недра», 1967в.
- Князев Г. И., Решитко В. А. Вертикальная зональность Береговского золото-полиметаллического месторождения. В сб. «Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений». Вып. 2. М., изд-во «Недра», 1967.

Князев Г. И. Региональная рудная зональность Восточного Забайкалья и других рудных провинций. В сб. «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых Забайкалья». Чита, изд-во ЗабНИИ, 1968а.

Князев Г. И., Красников В. И., Сейфуллин Р. С. Последовательность минералов в гидротермальных месторождениях. В сб. «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых Забайкалья». Чита, изд-во ЗабНИИ, 1968б.

Князев Г. И. и др. Влияние электрохимических явлений и электрофизических свойств минералов на процессы рудообразования. В сб. «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых Забайкалья». Чита, изд-во ЗабНИИ, 1968в.

Князев Г. И., Агеев А. Т., Кравченко В. М. Замкнутые рудные пояса в щитах. Изв. АН СССР, серия геол., № 7, 1968 г.

Князев Г. И. Тектонические структуры и рудная зональность. «Геотектоника», 1968д, № 6.

Королев А. В. Зависимость зональности оруденения от последовательности развития структур рудных месторождений. Изв. АН СССР, серия геол., № 11, 1949.

Краускопф К. Осадочные месторождения редких металлов. В кн. «Проблемы рудных месторождений». М., Изд-во иностр. лит., 1958.

Лазаренко Е. К., Лазаренко Э. Н. и др. Минералогия Закарпатья. Изд. Львовского ун-та, 1963.

Левин А. И. Теоретические основы электрохимии. М., Metallurgizdat, 1963.

Линдгрэн В. Дифференциация и рудоотложение в области Кордильер в Соединенных Штатах. В кн. «Геология рудных месторождений Западных штатов США». ОНТИ, 1937.

Мерлич Б. В. Минеральные ассоциации неогеновых рудопроявлений Закарпатья. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, № 11, 1957.

Мерлич Б. В. О генетических соотношениях ртутного и свинцово-цинкового оруденения в Закарпатья. В сб. «Проблемы геохимии». Изд-во Львовск. ун-та, вып. 1, 1959.

Нехорошев В. П. Тектоника и металлогения юго-западного Алтая. Изв. ВГРО, т. 56, вып. 1, 1932.

Обручев В. А. Рудные месторождения, ОНТИ НКТП, 1935.

Онческу Н. Геология Румынской Народной Республики. М., Изд-во иностр. лит., 1960.

Семененко Н. П. Металлогенические эпохи и карта прогноза рудных месторождений УССР. В сб. «Материалы научной сессии по металлогеническим и прогнозным картам». Изд-во АН Каз. ССР, 1953.

Семененко Н. П. Металлогения докембрийского щита и складчатых зон Украины. В кн. «Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон». Изд-во АН УССР, 1960.

Смирнов В. И. Геологические основы поисков и разведки рудных месторождений. М., изд-во МГУ, 1954.

Смирнов В. И. Региональная и локальная эндогенная рудная зональность. В сб. «Проблемы постмагматического рудообразования». Том. II, Прага, 1965.

Смирнов С. С. К металлогении Восточного Забайкалья. Тр. I Вост.-Сиб. краевого научно-иссл. съезда, вып. 1, геол. секц. Иркутск, 1932.

Смирнов С. С. К вопросу о зональности рудных месторождений. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1937.

Смирнов С. С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. М., Госгеолгиздат, 1944.

Тугаринов А. И., Зыков С. И. Возраст и геохимические особенности свинцовых рудопроявлений Украины, «Геохимия», 1956, № 3.

Федоровская Л. И., Беспалов И. М. Вторичные преобразования в медистых песчаниках Донбасса. В кн. «Литология и полезные ископаемые», № 5, 1968.

Эммонс В. Х. Изменение первичного оруденения с глубиной. ОНТИ, 1933.

Эммонс В. Х. О механизме образования некоторых систем металлоносных рудных жил, связанных с гранитными батолитами. В кн. «Геология рудных месторождений Западных штатов США». ОНТИ, 1937.

Kuthan M. Undacny vulkanizmus Karpatskeho orogenu avulkanologicke Studia v. sev. casti Presovskych hor. Prace Statneho geologickeho ustavu. Sosit 17, 1949.

Park Ch. F. The zonal theory of ore deposits. Econ. Geol. Fiftieth Anniversary Volume 1905—1955 pt. 1, 1955.

*А. Д. ДОДАТКО, Д. П. ХОРОШЕВА,
М. Д. ЭЛЬЯНОВ, В. Т. ПОГРЕБНОЙ*

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕЗОЗОЙСКОЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Определяющими факторами корообразования являются климатические и геолого-тектонические условия. Наиболее интенсивно континентальное выветривание горных пород происходит при тропическом гумидном климате, где кора образуется чрезвычайно быстро. Подсчеты В. П. Петрова (1948) показывают, что 100-метровая толща элювия формируется примерно за 1 млн. лет. По данным В. О. Соловьева (1962), только в течение второй половины четвертичного периода в условиях умеренного гумидного климата образовалась 10—15-метровая кора выветривания. Несмотря на столь высокую скорость разрушения и преобразования горных пород, мощная кора выветривания развита далеко не повсеместно, поскольку она легко и быстро уничтожается поверхностными процессами, как только на площади ее развития активизируется тектонический режим. Н. М. Страхов считает, что наиболее эффективным фактором оказывается тектонический.

Генезис коры выветривания кристаллических пород Украинского щита, ее строение и состав рассматриваются нами с точки зрения климатических и геолого-тектонических условий региона, стадийности изменения минералов материнских пород (изменения физико-химических условий среды), эпигенетических процессов.

Климат и тектонический режим

Наиболее распространенной и сохранившейся на Украинском щите является кора выветривания мезозойского возраста (J_2 — $Сг_1$), претерпевшая существенные изменения в кайнозое.

Климат мезозойской эры был весьма благоприятным для интенсивного выветривания горных пород и образования мощного элювиального слоя. По представлениям Н. М. Страхова (1962), В. М. Сеницына (1966) и других, общий план климатической зональности в мезозое принципиально не отличался от современного, однако климат мезозоя был значительно теплее и влажнее и

может быть охарактеризован как тропический и субтропический (Страхов, 1962; Рухин, 1959; Кротов, 1959; Сеницын, 1966; Кольберт, 1968 и др.).

Термический режим Евразии в мезозое был по сравнению с современным более равномерным, а сезонные колебания слабее (Сеницын, 1966; Кольберт, 1968). В нижнем триасе климат был теплым и влажным, хотя по сравнению с позднелурским эпохой произошло некоторое сокращение тропического и субтропического поясов. В среднем и позднем триасе произошло значительное потепление. На протяжении всего юрского периода тропические и субтропические условия были распространены на значительной части земного шара. Как подчеркивает Н. М. Страхов (1962), эпохи лейаса и доггера были резко гумидными, а верхнеюрская отличалась аридизацией и значительным расширением аридных зон. В мелу климат оставался преимущественно тропическим и субтропическим, влажным, но в конце мела среднегодовая температура снизилась.

В развитии кайнозойского климата Евразии В. М. Сеницын (1966) намечает два основных этапа: ранне-среднепалеогеновый и позднелурский-неогеновый. До нижнего олигоцена включительно климат по-прежнему оставался слабодифференцированным. Со второй половины олигоцена произошло значительное прогрессивно развивающееся похолодание, вплоть до возникновения ледниковых эпох в четвертичном периоде.

В этом же плане происходила эволюция древнего климата Украины, что подтверждается, в частности, изучением ископаемой флоры из палеогеновых и неогеновых отложений осадочного чехла Украинского щита. Так, по данным Е. М. Матвиенко (1965), В. В. Коралловой (1966) и других, изменение флористических комплексов указывает на развитие климата от тропического и субтропического в эоцене (бучакский век) до переходного в позднем эоцене и умеренного — в раннем олигоцене (киевский и харьковский века) и дальнейшего его похолодания в последующие эпохи.

Тектонический режим Украинского щита был в общем весьма благоприятным для мощного корообразования. Тектонические и палеогеографические исследования (Бондарчук и др., 1960) дают основание считать, что с позднепермской эпохи Украинский щит представлял собой сушу (возвышенную равнину) и лишь в отдельные эпохи и чаще всего по окраинам он покрывался морем. Тектонические движения были медленными, преимущественно эпейрогенического характера.

Кристаллические породы докембрийского фундамента щита с верхнепермского времени находились в близповерхностных условиях и, по-видимому, неоднократно подвергались интенсивному выветриванию. Однако в связи с длительным и постоянным эрозионно-денудационным размывом формировавшаяся кора выветривания подвергалась сносу и переотложению. Поэтому древнейшие

(домезозойские) коры выветривания в пределах щита не сохранились и реликты их обнаружены лишь на его склонах, где развиты осадочные отложения верхнепротерозойского и палеозойского возраста.

Более благоприятными для сохранения древней коры выветривания были условия мезозоя (среднего и верхнего) и нижнего палеогена. В триасе на территории Украинского щита существовала преимущественно спокойная тектоническая обстановка. По-видимому, для этого периода было характерно медленное поднятие региона, снос продуктов выветривания и пенеппенизация поверхности. В юрское время также господствовал спокойный континентальный режим, однако эпейрогенические движения были более дифференцированными. Уже в лейасе намечается опускание части восточной территории щита, распространившееся в байосе и бате на всю северную часть Среднего и Центрального Приднепровья. В оксфорде и особенно кимеридже происходит сокращение морского бассейна, а с позднего кимериджа весь щит снова стал сушей. В юрскую эпоху снос материала был замедленным, о чем свидетельствует сохранение на некоторых участках северной прикляпочной части щита осадочных (преимущественно континентальных) отложений этого возраста, захоронивших кору выветривания.

Нижнемеловая эпоха отличается некоторым оживлением тектонических процессов, выразившихся в колебательных движениях отдельных блоков, хотя в целом обстановка оставалась спокойной, размыв элювия происходил в ограниченных масштабах, что весьма способствовало мощному корообразованию. В апт-альбское время щит оставался сушей, однако намечается общее относительное опускание. На некоторых участках благодаря перемычу продуктов выветривания образуются вторичные каолины и бокситы.

Существенное изменение всей палеогеографической обстановки происходило в сеномане, когда мощная морская трансгрессия охватывала большую часть щита и под сушей остаются относительно небольшие площади в Приднепровье и на Вольни. В сantonе и кампане от моря освобождается северо-западная часть щита; в маастрихтский век поднятие значительно усиливается и охватывает большую часть щита, а в датское время сушей становится не только вся его территория, но также территория Вольно-Подольской плиты, большая часть Днепровско-Донецкой впадины и другие смежные площади.

Таким образом, на протяжении мезозойской эры вплоть до альбского века на Украинском щите сохранялся спокойный тектонический режим с медленными эпейрогеническими движениями отдельных блоков преимущественно положительного знака. Это способствовало формированию мощного элювия, однако в триасе и нижней юре (не было условий для его сохранности) вместе с осадочными отложениями этого возраста он был размыв и переотложен.

На щите сохранилась кора выветривания более поздней (J_2 — $Сг_1$) эпохи, которая оказалась погребенной под отложениями верхнего мела, палеогена, частично неогена. Верхнемеловая трансгрессия прервала процесс корообразования.

В начале кайнозоя тектоническая обстановка меняется. Мощные горообразовательные движения на границе мела и палеогена обусловили регрессию верхнемелового моря, значительную активизацию эпейрогенических движений на платформе, более частую смену эпох поднятия и опускания (Бондарчук и др., 1960). В палеоцене щит представлял собой сушу, но уже в раннем эоцене (каневский век) происходит расширение морского бассейна с севера и в пределах восточной части щита образуются многочисленные аккумулятивные равнины. В бучаке этот процесс усиливается, а в позднем эоцене и особенно в олигоцене морская трансгрессия вновь охватывает большую часть щита. С начала неогена вновь наступает континентальный режим, сохранившийся до современной эпохи. Только южная и юго-западная части щита в аквитан-гельветское и сарматское время подвергались трансгрессии южных морей.

Несмотря на осложнение тектонического режима щита в послевышнемеловое время и усиление эрозионно-денудационной деятельности кора выветривания сохранилась на значительной площади, поскольку она оказалась закрытой верхнемеловыми (преимущественно на южном склоне) бучакскими, киевскими и харьковскими отложениями. В тех районах, где кора оставалась открытой, она чаще всего подвергалась размыву и претерпевала существенные изменения.

Стадийность процесса выветривания

На всех разновидностях кристаллических пород Украинского щита кора выветривания имеет четко выраженную зональность вертикального разреза (профиля). И. И. Гинзбург (1947 и др.) такую зональность объясняет стадийностью процессов выветривания, происходящих при гипергенном изменении минералов материнских пород. Одним из главных факторов, регулирующих минералопреобразование в отдельных зонах разреза коры выветривания, является рН среды (Гинзбург, 1947 и др.; Кротов, 1944; Куковский, 1963; Мельник, 1960 и др.). В зависимости от величины этого показателя происходит образование различных минералов, определяющих зональное строение коры выветривания.

В строении профиля коры выветривания каждой разновидности кристаллических пород имеются свои характерные особенности. Однако общим для них является сходство стадийных изменений, через которые проходят минералы коренных пород, разлагаясь и замещаясь новообразованиями. Химическим изменениям минералов обычно предшествует физическое разрушение пород — их дезинтеграция. В условиях гумидного теплого климата дезин-

теграция пород происходит при частичном изменении химического состава минералов, выражающемся преимущественно в их выщелачивании. Поэтому, та часть разреза коры выветривания, в которой происходят указанные процессы, объединяется в одну зону — зону дезинтеграции и выщелачивания.

При дальнейшем изменении пород развивается зона так называемых переходных продуктов выветривания, в составе которой преобладают минералы с несовершенной структурой кристаллической решетки и непостоянным химическим составом, существующие при определенных физико-химических условиях среды. С изменением этих условий происходит дальнейшее изменение новообразований, их разложение и замещение более простыми минералами постоянного химического состава и с совершенными кристаллическими решетками. Среди них почти всегда преобладают каолинит и гидроокислы железа, которые слагают наряду с другими минералами зону весьма устойчивых продуктов выветривания. В условиях полной латеритизации каолинит в ряде случаев оказывается неустойчивым и при интенсивном выносе кремнезема разлагается и превращается в гиббсит и другие минералы свободного глинозема. Последние могут образоваться и непосредственно из породообразующих минералов исходных пород без прохождения стадии каолинита (Разумова, 1968). С появлением минералов свободного глинозема формируется завершающая разрез коры выветривания четвертая латеритная зона.

Описанная стадийность минералообразования при выветривании принципиально возможна на всех типах кристаллических пород, однако в коре выветривания Украинского щита полный завершённый профиль наблюдается лишь в отдельных случаях и на определенных типах пород. Это следует объяснить тремя основными причинами. На многих площадях древняя кора выветривания подвергалась размыву, в связи с чем верхняя ее зона могла быть полностью уничтожена. Следует допустить, что на многих площадях, особенно сложенных кислыми породами, процессы выветривания не достигали стадии образования минералов свободного глинозема и профиль оставался незавершённым. Наконец, отсутствие латеритной зоны коры выветривания в ряде случаев обусловлено эпигенетическими изменениями ее полного профиля, процессами ресификации.

Стадийность образования зонального профиля коры выветривания на породах кислого состава фиксируется следующими минеральными преобразованиями. Из главных породообразующих минералов только кварц изменяется незначительно. Полевые шпаты и биотит (как и другие слюды) уже в зоне выщелачивания частично меняют свой состав и облик, замещаются новообразованиями. Стадийность изменения полевых шпатов различными авторами трактуется по-разному. Так, В. П. Петров (1948, 1967) считает, что полевые шпаты при выветривании проходят стадию серицита — гидромусковита, затем превращаются в каолинит.

По мнению Е. Г. Куковского (1963) и других, подобное происходит в редких случаях, когда сам полевой шпат подвергается серицитизации в гипогенных условиях. Обычно полевые шпаты разлагаются непосредственно в каолинит. Наши наблюдения подтверждают последнюю точку зрения. Стадийность изменения гранитоидов подчеркивается также интенсивностью выноса калия из первичных минералов. Установлено, что решетчатая структура микроклина и ряд других причин обуславливают замедленный вынос калия и сохранение реликтов микроклина в сильно проработанной коре. Наиболее распространенной схемой изменения биотита и других слюд в коре является ряд слюда — гидрослюда — каолинит. Иногда слюдистые минералы от зоны к зоне испытывают ряд сложных минеральных превращений, но в конечном итоге замещаются каолинитом. До настоящего времени на гранитоидах Украинского щита не установлена кора выветривания с завершающей зоной свободного глинозема. Однако ряд наших наблюдений, опыт изучения бокситов зарубежных стран (Alietti, 1963; Герасимов, 1964) и некоторые литературные данные (Лисицина, Богданов, 1968; Разумова, 1968 и др.) позволяют допустить, что интенсивное химическое выветривание кристаллических пород в мезозойскую эпоху завершилось латеритизацией, которая частично коснулась и пород гранитоидного ряда.

В коре выветривания щелочных пород стадийность изменения минералов четко устанавливается по переходу нефелина и некоторых других алюмосиликатов первоначально в галлуазит (вторая зона), а затем в каолинит (третья зона). В верхней части коры выветривания этих пород часто устанавливаются минералы свободного глинозема, однако хорошо выраженного и сохранившегося латеритного горизонта пока обнаружить не удалось.

В коре выветривания основных и ультраосновных пород зональность выражена наиболее четко. Она устанавливается по ассоциации гипергенных минералов, физическим свойствам пород коры, последовательности изменения структурных и текстурных особенностей и другим признакам. На выщелоченных амфиболитах развивается зона монтмориллонитовых пород, которые затем переходят в пестроцветные каолины с небольшой примесью гиббсита в самом верху зоны. Венчается профиль выветривания амфиболитов горизонтом латеритов, с которыми в ряде районов Украинского щита связаны месторождения и рудопроявления бокситов, обычно железистых (Басс, 1960). По выщелоченным ультрабазитам образуются гидрохлорит-нонтронитовые породы, которые переходят в каолинит и гидроокислы железа. В верхней части профиля выделяется зона латеритизации. В некоторых случаях вторая зона коры выветривания ультрабазитов представлена не нонтронитом, а структурными охрами с содержанием окислов железа до 80%. Главными пороодообразующими минералами здесь являются гётит-гидрогётит, магнетит, в небольшом количестве встречается гидрохлорит.

Причины формирования на ультраосновных породах коры выветривания с двумя типами профилей (нонтронитовым и охристым) окончательно не выяснены. Ими могут быть неодинаковый минеральный состав отдельных массивов, различные геологические условия их залегания, особенности палеогеографии, микроклимата, уровень грунтовых вод и др. Все вместе взятые факторы приводили к тому, что разрушение коренных пород на одних массивах происходило быстрее и сопровождалось более интенсивным выносом ряда окислов, чем на других. В условиях быстрого разрушения коренных пород и интенсивного выноса магния, кремния и других элементов формируется охристый профиль коры выветривания ультрабазитов, а в случае менее интенсивного развития процессов выветривания возникает нонтронитовый профиль. В условиях Украинского щита профиль первого типа (охристый) характерен для геосинклинальных ультрабазитов, участвовавших в складчатости, интенсивно метаморфизованных, сильно трещиноватых и по этим причинам оказавшихся более подготовленными к выветриванию. Нонтронитовый профиль характерен для коры выветривания ультрабазитов платформенного типа, залегающих в более спокойных тектонических условиях и более устойчивых к агентам выветривания.

Физико-химические свойства среды, при которых происходило корообразование в мезозойскую эпоху, исследованы еще недостаточно. В самых общих чертах стадийность изменения этих свойств по профилю выветривания представляется в следующем виде (в основном на примере мета- и ультрабазитов). В низах коры выветривания (первая зона) среда имела щелочной характер с рН 8,0—8,5 до 9,0 и низкий окислительно-восстановительный потенциал. Активность растворов здесь сравнительно низкая. В этой зоне коры происходила дезинтеграция пород, начальные стадии гидролиза, выщелачивание легкоподвижных элементов и окисление закисного железа. Однако преобладающими оставались минералы материнских пород.

В средней части коры (вторая зона), где инфильтрационные воды имели более высокий окислительно-восстановительный потенциал и пониженное значение рН (7,5—8,0 до 8,5), основания выщелачивались интенсивнее, минералы гидратировались, продолжались процессы окисления и гидролиза. Вначале возникали в основном гидрослюда и гидрохлориты. С дальнейшим выносом натрия и калия, обогащением растворов кальцием и магнием создавалась благоприятная обстановка для образования минералов группы монтмориллонита, а также галлуазита и ферригаллуазита в самом верху этой зоны.

В вышележащей части коры выветривания (третья зона) при довольно низком значении рН (6,5—7,0 до 7,5) и повышенных значениях окислительно-восстановительного потенциала происходил еще более интенсивный гидролиз минералов и дальнейшее выщелачивание и вынос кальция и магния, а также кремнезема.

Закисное железо полностью переходит в окисное. Создавались благоприятные условия для разрушения галлуазита, ферригаллуазита и других минералов второй зоны, образование основной массы каолинита и гётита-гидрогётита.

В некоторых профилях коры выветривания во второй зоне преобладает каолинит, широко развиты гидроокислы железа. Это может свидетельствовать об усиленном водообмене при выветривании. Чем интенсивнее водообмен, тем больше нарушается равновесие между выщелачиваемыми минералами и раствором, основания выносятся энергичнее, следовательно, кислая среда создается быстрее, ее фронт занимает все большее место в профиле. Третья зона растет за счет второй, а вторая — за счет первой.

В верхах коры выветривания (четвертая зона) в условиях значительного водообмена и кислой среды (рН от 4,5—6,0 до 6,5) происходили интенсивная гидратация, конечное выщелачивание, гидролиз и окисление. Пороодообразующие минералы материнских пород достигали последней стадии разрушения, разлагаясь на простейшие окислы и гидроокислы. Алюмосиликаты (каолинит и сохранившиеся в небольшом количестве некоторые минералы предыдущих зон) расщепляются на свободные глинозем и кремнезем, при этом образуются ионные растворы (Чухров, 1955). Ионы кремнезема и глинозема, взаимодействуя между собой и железом, образуют коллоидные алюмокремниевые и ферриалюмокремниевые комплексы. Образование минералов свободного глинозема объясняется тем, что коллоидный кремнезем более устойчив к коагуляции, чем глинозем. В условиях сильного промывания гель кремнезема, как легкорастворимый, выносится, а остающийся гель глинозема образует гидроокислы алюминия, которые совместно с гидроокислами железа накапливаются в коре выветривания. Особенно большое значение для выноса кремнезема и накопления глинозема Г. И. Бушинский (1964) придает усиленному промыванию верхнего горизонта коры выветривания дождевой водой. Кислотность таких вод обычно 5,8—6, кроме того, в условиях тропического климата они имеют относительно высокую температуру и не содержат растворенного кремния. Эти воды повышенной агрессивности выносят гель кремния за пределы коры. Отсюда следует прямая зависимость накопления минералов свободного глинозема от количества выпадающих осадков. По расчетам Н. А. Лисицкой (1967), при среднегодовом количестве атмосферных осадков 2000—2500 мм в верхней зоне коры выветривания накапливается до 25—26% минералов свободного глинозема, а при осадках более 3000 мм — до 50% минералов свободного глинозема.

Эпигенетические процессы

Образовавшаяся в мезозое кора выветривания Украинского щита подвергалась интенсивному размыву и переотложению. Песчано-глинистый материал коры вовлекался в круговорот осадкооб-

разования и служил источником образования большого числа месторождений вторичных каолинов, бокситов, кварцевых песков, аллювиальных и прибрежно-морских россыпей устойчивых минералов и др. Кора выветривания более или менее полно сохранялась при весьма благоприятных условиях и захоронении под толщами осадочного чехла. Однако и в «законсервированном» состоянии древний элювий не оставался неизменным, в нем протекали различные процессы, которые получили название эпигенетических.

Эпигенетические изменения охватывали всю толщу коры выветривания, но особенно интенсивно они проявились в верхних горизонтах, в частности в латеритном. Наиболее часто вторичные изменения коры выветривания проявляются в карбонатизации, в меньшей степени сульфидизации, ресилификации, обесцвечивании, десицификации, огипсовании и т. д.

Главным фактором, вызывающим вторичные изменения в коре выветривания, по мнению большинства исследователей, являются грунтовые воды. От их режима и состава зависят направление, интенсивность и последовательность эпигенетических изменений. Образование эпигенетических минералов и их ассоциаций определяется величиной рН и Eh среды, содержанием органики и H_2S , концентрацией CO_2 , растворенного кремнезема, щелочноземельных элементов и др. Соотношение всех этих компонентов грунтовых вод и их воздействие на кору выветривания во многом зависело от условий залегания последней. Наиболее широко процессы карбонатизации, сульфидизации, хлоритизации, вторичной каолинитизации и другие проявились там, где кора выветривания Украинского щита перекрыта угленосными отложениями бучакской и других свит. Проявление таких эпигенетических процессов, как монтмориллонитизация, гидрослюдизация, цеолитизация и других, наблюдается обычно на площадях, где перекрывающими кору породами являются морские отложения мелового и палеогенового возраста.

Среди вторичных карбонатов в коре выветривания наиболее развит сидерит, реже встречается кальцит и другие. Процессы сидеритизации и кальцитизации обычно накладываются друг на друга с резким преобладанием первого. Кальцитизация проявлялась в образовании прослоек, прожилков и гнезд обычно небольших размеров, а также выполнении пор и пустот кальцитом, кальциевым родохрозитом, марганецкальцитом; наблюдаются также гнезда и прослойки родохрозита.

Эпигенетический сидерит встречается чаще всего в коре выветривания кристаллических пород с высоким содержанием железа (в гиббит-гидрогётитовой и каолинит-гидрогётитовой зонах). Сидерит в смеси с сидероплезитом, олигонитом, родохрозитом и другими минералами встречается в трещинах и пустотах, где имеет характерную ромбоэдрическую спайность, а также образует сферолиты (сферосидерит), гнезда и тонкие прослойки тонко-

скрытокристаллического строения. Кроме того, эпигенетический сидерит в значительных количествах (до 6%) встречается и в породах выветривания маложелезистых пород (гранитоидов и др.), перекрытых осадочными образованиями с высоким содержанием органических веществ. Изучение геохимии железа в таких разрезах показывает, что преобладающее количество сидерита образовалось за счет привнесенного железа.

Вторичный сидерит играет очень важную роль в изменении состава, структуры и текстуры бокситов и бокситовидных пород, способствует их дебокситизации. В ряде районов Украинского щита латеритная зона коры преобразована в породу каолинит-сидеритового состава с незначительным количеством гиббсита. Сидерит замещает цемент, а иногда и бобовины боксита. В результате процессов карбонатизации бокситы обогащаются окислами кальция, магния и марганца, часто входящих в виде изоморфных примесей в сидерит, что приводит к увеличению щелочности грунтовых вод и повышает их способность к растворению гиббсита. В присутствии свободного кремнезема сидеритизация пород часто сопровождается каолинизацией.

Сульфидизация пород коры выветривания наблюдается главным образом в самых верхах ее разреза, где минерализованные воды перекрывающих (бучакских) отложений обладают наиболее высоким восстановительным потенциалом, и проявляется в образовании пирита, марказита, мельниковита и некоторых других минералов. Они замещают тонкодисперсную или тонкозернистую гётит-гиббситовую или гётит-каолинитовую массу, а также ранее образовавшиеся вторичные минералы (сидерит, шамозит и др.). Сульфидизация, как и сидеритизация, приводит к ухудшению качества бокситов.

Ресилификация пород коры выветривания наблюдается преимущественно в четвертой и третьей зонах. Каолинитизация часто сопровождает сидеритизацию пород, но проявляется и самостоятельно. Процессы ресилификации отмечаются в образовании жилок, неправильных скоплений, выполнении пустот и трещин вторичными каолинитом, монтмориллонитом, хлоритами, цеолитами и др. Количество прожилков, выполненных глинистыми минералами, бывает иногда так велико, что бокситы и бокситовидные породы приобретают псевдобрекчиевый, а иногда и псевдоконгломератовый облик. Качество руды при этом резко снижается. При интенсивном проявлении процессов ресилификации боксит может полностью деградировать и превратиться в глину (Петров, 1967).

В процессе эпигенеза породы латеритной и гидрогётит-каолинитовой зон подвергаются обесцвечиванию. Оно вызвано восстановлением окисного железа, его выносом или перераспределением внутри толщи коры выветривания. Большая часть восстановленного железа остается на месте в форме сидерита. Однако на ряде участков недостаточное количество органического вещества в растворе, по-видимому, ограничивало этот процесс.

В некоторых случаях в коре выветривания отмечается вторичное обогащение латеритного горизонта глиноземом — десилификация. Этот процесс проявляется преимущественно в образовании в латеритной зоне коры более поздних генераций гиббсита в виде жилок, каемок и образований в пустотах, вызванных скорее перераспределением вещества при эпигенезе, чем привносом из покрывающих кору пород. Десилификация коры выветривания с образованием минералов свободного глинозема наблюдается не только в латеритном, но и в каолиновом горизонте. По данным Е. Г. Куковского (1960, 1966), десилификация каолинита и замещение его гиббситом происходит под разрушающим воздействием органических веществ. Кроме того, описаны случаи инфильтрации глинозема в верхние горизонты коры из перекрывающих ее толщ (Керсен, 1955; Бенеславский, 1958, 1962 и др.).

Условия образования основных эпигенетических минералов верхних зон коры выветривания вкратце может быть охарактеризовано следующим образом.

Эпигенетические сидерит, пирит и шамозит образуют естественный ряд железистых минералов, генезис которых зависит от восстановительного характера фильтрующихся через кору выветривания грунтовых вод. Восстановительный характер растворов создавался за счет промыва углистых пород перекрывающих толщ. Последовательность выделения железистых минералов в коре выветривания (шамозит — сидерит — пирит) совпадает с обычно наблюдаемой в осадочных породах (Страхов, 1953 и др.). Она отвечает последовательности понижения Eh среды и контролируется наличием в породах коры реакционноспособных соединений железа, кальция, марганца, алюминия, кремния и др. В разрезах коры выветривания, где присутствуют все три минерала, их последовательность снизу вверх следующая: шамозит, сидерит, пирит. Последний образуется при содержании в грунтовых водах иона серы и при наиболее низких значениях Eh среды. Относительно шамозита необходимо отметить, что его образование и нахождение в разрезе коры помимо других условий контролируется наличием реакционноспособных глинозема и других окислов.

Процесс каолинитизации идет в сложных условиях, определяемых совокупностью различных факторов. Взаимная коагуляция глинозема и кремнезема происходит в небольшом интервале рН среды, причем сильно кислые и щелочные условия неблагоприятны. С. И. Бенеславский (1962) считает, что ресилификация боксита и образование эпигенетического каолинита может происходить за счет привноса кремнезема из вышележащих толщ, а также при перегруппировке элементов боксита при воздействии грунтовых вод. Образование каолинита в латеритной зоне коры выветривания, вероятно, произошло вследствие воздействия на бокситовидные породы кислых вод и при сидеритизации, когда избыток углекислого иона значительно снижает рН среды. Ресилификация бокситов происходит, вероятно, и другими путями.

Вторичные процессы, протекающие в коре выветривания после ее образования, существенно изменяют первичный элювий. При этом происходят сложные физико-химические процессы, которые обуславливают изменение гипергенных и возникновение новых эпигенетических ассоциаций минералов. Механизм всех этих изменений изучен еще далеко не достаточно.

В заключение следует подчеркнуть, что процессы выветривания горных пород происходят постоянно и повсеместно, однако скорость и характер корообразования существенно различаются в зависимости от изменений гипергенных условий. На примере изучения коры докембрийских пород Украинского щита отчетливо проявляется эволюция процессов континентального выветривания. Если до среднего палеогена характер гипергенных и эпигенетических изменений горных пород был латеритным, то в последующее время в связи с изменением климата выветривание приобретает подзолистый характер. В этих условиях изменяется и направленность эпигенетических процессов; широкое развитие получают процессы ресификации, выноса железа и его перераспределения по разрезу коры, формирование горизонта обеленных галлуазит-каолинитовых глин и др.

Выводы

1. Мезозойская (J_2 — Cg_1) кора выветривания Украинского щита формировалась на равнинной (пенепленизированной) поверхности кристаллических пород докембрийского фундамента в условиях теплого и влажного климата при сравнительно спокойном тектоническом режиме.

2. Сколько-нибудь значительные площади распространения кор выветривания древнее среднеюрской — нижнемеловой эпох на щите не сохранились; вместе с осадочными образованиями эти коры были размыты и переотложены. Реликты продуктов древнейших эпох корообразования встречаются на склонах щита к прилегающим впадинам, где сохранились осадочные отложения верхнего протерозоя, девона, карбона, перми и триаса.

3. Все типы и разновидности докембрийских кристаллических пород щита подверглись интенсивному механическому разрушению и глубокому химическому преобразованию. Породообразующие минералы, исключая кварц, были превращены в гипергенные глинистые минералы, составляющие основную массу пород коры выветривания. Помимо кварца слабо изменены и относительно накапливаются некоторые рудные и многие аксессуарные минералы — рутил, ильменит (лейкоксен), циркон, касситерит и др. Мощность подвергшейся выветриванию толщи кристаллических пород Украинского щита за время среднемеозойской эпохи может быть оценена в 110—120 м. В пределах зон тектонических разломов глубина гипергенного преобразования материнских пород

достигает на щите 200—210 м (зоны распространения линейной коры выветривания).

4. Корообразование мезозойской эпохи имело на Украинском щите латеритный характер. Принципиально можно допустить, что почти на всех типах кристаллических пород формировалась кора полного профиля с завершающей верхней зоной свободных окислов алюминия и железа. Однако состав исходных пород не только предопределил минералогию отдельных зон, но и степень их развития. По всей вероятности, на породах гранитоидного ряда существовала слабо выраженная четвертая зона.

5. Эпоха мезозойского корообразования была на Украинском щите прервана мощной морской трансгрессией верхнемелового времени. В последующее время, особенно в эоцене, процессы корообразования имели место, но масштаб их был ограничен, поскольку большая часть территории щита была закрыта мощным осадочным чехлом.

6. В палеогене и неогене действовали факторы, вызвавшие существенное изменение мезозойской коры. Более интенсивный тектонический режим вызвал усиление эрозионно-денудационной деятельности, что привело к полному или частичному размыву коры на значительной части щита. Кроме того, верхние горизонты коры претерпели и существенные минералогические преобразования под влиянием эпигенетических процессов.

7. Из всех эпигенетических изменений наиболее существенное влияние на преобразование открытой коры выветривания оказал, вероятно, процесс ресилификации, проявившийся главным образом во вторичной каолинизации пород. Возможно влиянием этого процесса наряду с интенсивным размывом можно объяснить отсутствие на отдельных участках латеритной зоны коры, бокситовидные породы которой могли быть нацело каолинизированы.

8. Изучение комплекса разнообразных факторов, как способствующих мощному корообразованию, так и действующих в сторону размыва и эпигенетического преобразования первичных продуктов выветривания, позволяет более обоснованно подходить к разработке поисковых критериев на различные виды полезных ископаемых, связанных как непосредственно с корой, так и с продуктами ее переотложения.

ЛИТЕРАТУРА

Атлас палеогеографічних карт Української і Молдавської РСР. Вид-во АН УРСР, 1960.

Басс Ю. Б. Кора выветривания кристаллических пород фундамента. М., изд-во «Недра», 1964.

Бенеславский С. И. Минералы осадочных бокситов. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Бенеславский С. И. Вторичные процессы — важнейший фактор формирования бокситовых руд. В сб. «Кора выветривания». Вып. 4. М., Изд-во АН СССР, 1962.

- Бушинский Г. И. Латеритно-осадочная гипотеза происхождения бокситов. В кн. «Латериты», М., изд-во «Недра», 1964.
- Гинзбург И. И. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала. Тр. ИГН АН СССР, вып. 81, 1947.
- Герасимов И. П. Современные латериты и их образование. В кн. «Латериты», М., изд-во «Недра», 1964.
- Кольберт Э. Г. Климатическая зональность и наземная фауна. В кн. «Проблемы палеоклиматологии». М., изд-во «Мир», 1968.
- Кораллова В. В. Изменение флоры и растительности палеогена на территории Украины. В сб. «Значен. палинолог. анал. для стратиг. и палеофлорист.» М., изд-во «Наука», 1966.
- Кротов Б. П. Зональное выделение соединений железа, никеля, кобальта и марганца в коре выветривания серпентинитов Урала. Докл. АН СССР, т. 45, № 3, 1944.
- Кротов Б. П. Дифференциация элементов при выветривании. Тр. ИГЕМ, вып. 35, 1959.
- Куковский Е. Г. Замещение каолинита гидраргиллитом в Новоселицком месторождении каолина на Украине. В кн. «Материалы к собран. междунар. комиссии по глинам». М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Куковский Е. Г. О минералогических превращениях в коре выветривания кристаллических пород юга Украинского кристаллического массива. В сб. «Кора выветривания», вып. 5, М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Куковский Е. Г. Особенности строения и физико-химические свойства глинистых минералов. Киев, изд-во «Наукова думка», 1966.
- Лисицына Н. А., Богданов Ю. А. Некоторые данные о коре выветривания гранитов о. Маэ (Сейшельские острова). Докл. АН СССР, т. 179, № 6, 1968.
- Лоунген Ф. К. Некоторые вопросы выветривания силикатных минералов. В кн. «Вопросы геологии и минералогии бокситов». М., изд-во «Мир», 1964.
- Матвиенко Е. М. Стратиграфия та палеогеографічні умови утворення вугленосних відкладів палеогену. Придніпровського району Українського щита. «Геологічний журнал», т. 25, вип. 1, 1965.
- Мельник Ю. М. До мінералогії кори вивітрянання Західної Волині. Вид-во Львів. ун-ту, 1960.
- Петров В. П. Геолого-минералогические исследования уральских белых глин и некоторые выводы по минералогии и генезису глин вообще. Тр. ИГН АН СССР, вып. 95, 1948.
- Петров В. П. Основы учения о древних корах выветривания. М., изд-во «Недра», 1967.
- Разумова В. Н. Кора выветривания латеритного и каолинового типа основных пород. М., изд-во «Наука», 1967.
- Разумова В. Н. Гиббсит в корах выветривания каолинового типа. В сб. «Каолиновые месторождения и их генезис». Докл. Советск. геологов на XXIII сессии междунар. геолог. конгр. М., изд-во «Наука», 1968.
- Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. М., Гостоптехиздат, 1959.
- Синицын В. М. Древние климаты Евразии, т. 2. Изд-во Львовского ун-та, 1966.
- Синицын В. М. Внедрение в палеоклиматологию. М., изд-во «Недра», 1967.
- Соловьев В. О. К вопросу о скорости и условиях формирования коры выветривания. Докл. АН СССР, т. 145, № 5, 1962.
- Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значения для осадочного рудообразования. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1953.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Alietti A. Sulla presenza della gibbsite in alcune rocce feldspatiche alpine e appenniniche. Period. mineral., 32, N 1, 1963.
- Kersen van J. Bauxite deposits in Surinam and Demerara (British Guiana). Doct. Diss., 1955.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ УКРАИНСКОГО ЩИТА И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Понятие о геологических формациях в настоящее время еще страдает большой неопределенностью и толкуется исследователями по-разному. Особенно это относится к формациям докембрийских щитов, а также к магматическим формациям послепротерозойских складчатых областей.

При выделении формаций мы опирались на представления Н. С. Шатского (1955). Данное положение выдвинуто Н. С. Шатским применительно к осадочным образованиям, однако оно целиком приложимо также к формациям магматических и метаморфических пород.

Пользуясь формационным методом, можно установить закономерности распределения в пространстве и во времени характерных сообществ горных пород, относящихся к той или иной формации, что позволяет в свою очередь вскрыть закономерности образования и размещения связанного с ними оруденения. Этой цели в конечном счете и подчинено применение формационного метода при металлогенических исследованиях.

Принимая во внимание большое значение для формационного анализа выяснение геотектонических условий формирования характерных сообществ горных пород, нами предпринята попытка систематизировать формации Украинского щита с учетом основных естественноисторических этапов и геотектонического режима развития земной коры: 1) геосинклинального, 2) орогенного (складчато-глыбового) и 3) платформенного. Геосинклинальный этап подразделен на прото- и позднегеосинклинальный подэтапы.

В основу выделения докембрийских формаций нами положены следующие принципы: 1) преобладающий петрографический состав пород; 2) закономерности их парагенетического сонахождения; 3) петрохимические особенности; 4) присущая породам металлоносность; 5) место их в истории развития щита; 6) абсолютный возраст пород; 7) аналогия с другими регионами, где они выделяются (Алданский, Балтийский и другие щиты).

Предлагаемое формационное деление докембрийских метаморфических, осадочно-вулканогенных и интрузивных образований Украинского щита приведено в табл. 1. Часть выделенных формаций в трактовке некоторых исследователей отвечает комплексам формаций. Формации сгруппированы с учетом их стратиграфической и геохронологической последовательности, но необходимые для этого сведения еще недостаточны и принятое их положение в общем формационном перечне требует уточнения. В первую очередь это относится к гранитоидам архейского и раннепротерозойского возраста, соотношения которых между собой, а также со

Докембрийские формации Украинского щита

Формации	Геотектонический режим	Абсолютный возраст пород (млн. лет) и наложенного метаморфизма по Н. П. Семенову, М. Н. Иваницину и др.	Полезные ископаемые, связанные с формацией
1	2	3	4
Трапповая — базальты, оливковые габбро-диабазы, габбро-долериты, диабазовые пегматиты, туфы основного состава	Платформенный	598—510	Медь
Экструзивно-дайкавая:		1700—1200	
а) основные породы — диабазы, диабазовые порфириды, амфиболитизированные диабазы р. Саксагани, габбро-диабазы Звиздаль-Залеской и других даек;			
б) средние породы — андезиты, порфириды, лампрофиры;			
в) кислые породы — ортофиры, ортоклазиты, альбитофиры, кератофиры, кварцевые порфиры			
Сиенито-гранитовая — метасоматические граниты и щелочные сиениты пержанские		1700—1500	Тантал, ниобий, олово, цирконий, цинк, фтор
Пирофиллитово-кварцитовая — малиново-красные кварциты и песчаники, пирофиллитовые сланцы толкачевской и озераанской свит овручской серии и гранитизированные песчаники пугачевской свиты		1500—1200	Апатит
Порфирито-порфировая — рассланцованные диабазы, порфириды, кварцевые порфиры, ортофиры, трахиандезиты, мусковитовые, хлоритовые сланцы, вторичные кварциты толкачевской (збраньковской) свиты и песчаники, сланцы, конгломераты, порфириды белокоровичской свиты овручской серии		1500—1200	
Малоинтрузивная — гранит-порфиры типа Дивлина, кварцевые порфиры, альбитофиры, кератофиры, ортофиры, порфириды		1700—1500	
Нефелиновых сиенитов — фойяиты, мариуполиты, щелочные сиениты, сиенит-пегматиты Октябрьского и Мало-Герсянского массивов		1700—1500	Цирконий, ниобий, тантал, фтор
Гранитоидная гибридная — граниты, аплиты, гранит-аплиты клесовские;		1700—1500	

Формации	Геотектонический режим	Абсолютный возраст пород (млн. лет) и наложенного метаморфизма по Н. П. Семенову, М. Н. Ивантшину и др.	Полезные ископаемые, связанные с формацией	
1	2	3	4	
гранодиориты шепетовские, диориты вировские и др.; габбро амфиболитизированное, габбро-перидотиты, габбро-пироксениты, перидотиты и пироксениты осницкого комплекса				
Сиенитовая — сиениты, граносиениты, кварцевые сиениты и граносиениты метасоматические, субщелочные граниты, дубовские граниты, пегматиты, аплиты		Орогенный (складчатоглыбовый)	2000—1500	Редкие земли, цирконий
Базито-ультрабазитовая — перидотиты, пироксениты, габбро Октябрьского массива; перидотиты, габбро-перидотиты Девладова			1700—1500	Титан, никель, кобальт
Рапакиви — граниты рапакиви и рапакивиподобные роговообманковобитовые коростенские, росоховские, степановские, лезниковские, хочинские, норинские; гибридные рапакиви и рапакивиподобные граниты			1700—1500	Цирконий, фтор
Монцонитовая — монцониты, габбромонцониты, кварцевые монцониты, гибридные гиперстеновые породы типа монцонитов Ново-Украинки и боковянские			2000—1500	
Лабрадоритовая — лабрадориты, габбро-нориты, габбро-пегматиты, габбро-диориты			1700—1500	Титан, фосфор, ванадий
Апогранитовая — микроклинизированные, альбитизированные, грейзенизированные и окварцованные граниты с. Екатериновки, Каменных Могил, Криничанского, Токовского, Мокро-Московского и других массивов			2200—1500	Тантал, ниобий, олово, редкие земли, рубидий, цирконий
Пегматитовая — пегматиты Приазовья, бассейна р. Базавлука, Западной Волины и других районов			2300—1500	Рубидий, цезий, цирконий, тантал, ниобий
Аплитовидная и аплито-пегматоидная — аплитовидные и аплито-пегматоидные граниты кировоградско-житомирского, днепровско-токовского, коростенского комплексов, краевая фация антоновских и других гранитов		Позднегеосинклинальный	2300—1500	Редкие земли

Формации	Геотектонический режим	Абсолютный возраст пород (млн. лет) и наложенного метаморфизма по Н. П. Семенову, М. Н. Ивантшину и др.	Полезные ископаемые, связанные с формацией
1	2	3	4
Железистых кварцитов — железистые кварциты и джеспилиты Кривого Рога, Белозерских, Чертомлыкских, Верховцевских, Сурских, Гуляйпольских, Конских, Орехово-Павлоградских магнитных аномалий, Корсак-Могилы, горы Куксунгур и другие, сопровождающиеся различными сланцами, гнейсами, гранитами, амфиболитами и ультрабазитами		2000—1700	Железо, цирконий, золото
Кварцитовая — кварциты белые с полевым шпатом, иногда с силлиманитом		2700—2000	
Молассовая — кварцито-песчаники, слюдистые сланцы, конгломераты верхней свиты криворожской серии		2000—1700	Золото, платина
Доломитовая — доломиты, доломитовые мраморы, прослои графитовых сланцев верхней свиты криворожской серии		2000—1700	Мрамор, графит
Аспидно (графито)-сланцевая — серицит-хлоритовые, биотит-хлорит-карбонатные, графит-серицит-кварцевые, графит-биотит-кварцевые, кварц-серицитовые, хлоритовые, хлоритоидные и другие сланцы, графит-серицит-карбонатные породы, кристаллические известняки, мраморы, кварциты, песчаники, конгломераты, железистые кварциты верхней свиты криворожской серии		2000—1700	Графит
Филлитно-кварцитовая — кварцито-песчаники, кварциты, филлиты, тальковые сланцы нижней свиты криворожской серии		2000—1700	Золото, тальк
Гранитовая — граниты серые, равномернозернистые житомирские, антоновские, розово-серые порфировидные кировоградские, анадолийские, анатолийские, саксаганские, кудашевские, кременчугские, боковские, чигиринские, «трахитоидные» типа Ново-Украинки и сопровождающие их мигматиты	Протогеосинклинальный	3500—2000	Каолины

Формации	Геотектонический режим	Абсолютный возраст пород (млн. лет) и наложенного метаморфизма по Н. П. Семенову, М. Н. Ивагитшину и др.	Полезные ископаемые, связанные с формацией
1	2	3	4
Зеленсланцевая — кварц-серицитовые, кварц-хлоритовые и другие сланцы, апокератофиры, эпидиабазы, андезитовые апопорфириты, железистые кварциты и другие породы конкско-верховцевской серии Большого Кривого Рога и их аналоги в других районах		2200—1700	Медь, золото, никель, кобальт, цинк
Чарнокитовая — чарнокито-гиперстеновые гибридные породы гранитового, диоритового, норитового состава; гибридные амфиболовые породы гранодиоритового, диоритового и габброидного состава (собиты), гибридные гранато-биотито-гиперстеновые породы с кордиеритом (виннициты); чудновобердичевские гранитоиды, граниты розовые аплито-пегматоидные с синим кварцем		2700—2000 2100—1900	Редкоземельные минералы в россыпях
Ультрабазито-базитовая — габбро-нориты, габбро, габбро-амфиболиты, пироксениты, амфибол-пироксеновые и биотит-амфибол-пироксеновые гнейсы Среднего Побужья; перидотиты, пироксениты, серпентиниты, дуниты, хромиты Среднего Побужья		2700—2000	Никель, кобальт, хром
Кальцифировая и скарновая — кристаллические известняки, доломитовые мраморы, кальцифиры, карбонато-пироксено-плагиоклазовые гнейсы Воляно-Подолли и с. Завалья. Пироксеновые и магнетитопироксеновые скарны и другие породы типа скарнов		2700—2000	Графит, железо, марганец
Мигматитовая — мигматиты плагиоклазовые и микроклин-плагиоклазовые гранитового, гранодиоритового, диоритового состава полосчатые, пятнистые, порфиroidные, «трахитоидные», аплитондные, пегматоидные — кременчугские, саксаганские, ингулецкие, галещинские, звенигородские и другие с неоконтурными телами гранитов, гнейсов, амфиболитов и других пород; полимигматиты		3500—2000	Редкие земли в Среднем Приднепровье

Формации	Геотектонический режим	Абсолютный возраст пород (млн. лет) и наложенного метаморфизма по Н. П. Семенову, М. Н. Ивантшину и др.	Полезные ископаемые, связанные с формацией
1	2	3	4
Плагиигранитовая и гранодиоритовая — плагииграниты и их пегматоидные разновидности, гранодиориты, диориты		3500—2000	Редкие земли
Гнейсовая — гнейсы: биотитовые, амфибол-биотитовые, пироксеновые, пироксен-амфиболовые, амфиболовые, гранатовые, кордиеритовые, корундовые, силлиманитовые и другие, а также различные кристаллические сланцы; гнейсы графитовые		3500—2000	Графит, силлиманит, корунд, каолин
Ультрабазитовая — перидотиты, пироксениты, дуниты и их метаморфические аналоги — серпентиниты, актинолиты, тремолиты, тальк-карбонатные, хлоритовые и другие породы внутри амфиболитовой формации; диабазы и р. Базавлука		3500—2700	Никель, кобальт, железо, алюминий (бокситы)
Амфиболитовая (диабазо-спилитовая) — амфиболиты, диабазовые апопорфириты, эпидиабазы, апоспилиты, апокератофиры; биотитовые, амфиболовые, кварц-хлоритовые и кварц-слюдистые сланцы, железистые кварциты, сопровождающиеся метабазами и неоконтурными телами ультрабазитов		3500—2700	Железо, титан

стратифицированными образованиями еще недостаточно изучены. Возможно также, что мигматитовая и гнейсовая формации включают разновозрастные комплексы пород.

Метаморфические формации. Амфиболитовая (диабазо-спилитовая) формация наиболее развита в восточной части щита в Среднем Приднепровье (Верховцевский, Чертомлыкский, Сурский, Белозерский и другие районы), где ее породы занимают обширные территории в составе нижней свиты конкско-верховцевской серии. В синклиновых структурах, огибающих блоки гранито-гнейсовых пород, с этими породами ассоциируют тела ультрабазитов, интродуцировавшие в амфиболиты. В центральной и западной части щита встречаются лишь останцы амфиболи-

тов в гранитах и мигматитах. Породы амфиболитовой формации в более изученном нами районе Среднего Приднепровья принадлежат различным ступеням метаморфизма (Еременко, 1967) — зеленые сланцы, амфиболовые гнейсы, амфиболиты (эпидотовые, гранатовые, пироксеновые). Амфиболиты местами подверглись альбитизации, биотитизации, хлоритизации, карбонатизации, окварцеванию, вплоть до образования метасоматитов. Метасоматические процессы благоприятствовали накоплению железа и титана в породах амфиболитовой формации. Среди амфиболитов и их диафоритов встречены железистые кварциты и сульфидные медные, медно-кобальт-никелевые рудопроявления.

Гнейсовая формация одна из наиболее древних формаций, объединяющая гнейсы различного состава и кристаллические сланцы, пользуется широким распространением на территории щита, особенно в Приднепровье, Приазовье, в районе Кировограда и на Вольно-Подолли в виде останцов среди гранитов и мигматитов. С породами гнейсовой формации часто ассоциируют месторождения графита (в районе с. Завалье и др.), а также силлиманит- и корундсодержащие породы.

Мигматитовая формация преобладает среди кристаллических пород Украинского щита, занимая обширные поля среди гранитоидов. Нами в эту формацию объединяются мигматиты различного состава и полимигматиты. Большая часть их является древними образованиями, а некоторые из них имеют более молодой возраст, по-видимому, омоложены послемагматическими процессами. Для мигматитов Среднего Приднепровья характерна акцессорная редкоземельная (ортит) минерализация. В мигматитах встречаются скопления титаномагнетитовых руд, образование которых Я. Н. Белевцев (1964) связывает с процессами магнезиально-железистого и щелочно-углекислого метасоматоза, вызванного интенсивной гранитизацией.

Формация кальцифиров и скарнов объединяет группу древних пород известковистого состава, кальцитовые и доломитовые мраморы, скарны и скарноиды. Пользуется весьма ограниченным распространением в пределах щита. Наиболее крупные выходы этих пород известны в Среднем Побужье, встречаются также в Приазовье, реже в Приднепровье.

В других щитах (Алданский) с этой формацией связаны месторождения флогопита, в связи с чем и в Украинском щите следует более тщательно изучить эту формацию. По аналогии с Китаем здесь возможно нахождение магнезитов и месторождений бора.

Чарнокитовая формация развита в западной и северо-западной части Украинского щита, занимая обширную территорию в бассейне р. Ю. Буга и на левобережье р. Днестра. Породы формации разнообразны по составу, но всегда содержат гиперстен. Образуют сложные складчатые структуры, преимущественно северо-западного простирания. Аплито-пегматоидные граниты с синим кварцем, по В. А. Рябченко, генетически связаны с чарнокитами

и чудново-бердичевскими гранитами, так как близки по составу аксессуариев и образуют с ними одни и те же структуры.

В бассейне р. Ю. Буга на площади развития пород чарнокитовой формации проведено шливовое опробование.

Зеленосланцевая формация широко распространена в районе Среднего Приднепровья, слагая внутренние части синклиноридных структур — Верховцевской, Чертомлыкской и Сурской. В других районах щита встречаются редко, в виде небольших тел среди гнейсов, мигматитов и гранитов.

Абсолютный возраст пород этой формации преимущественно более 2000 млн. лет, а часть их, показавшая более молодой возраст, по-видимому, омоложена более поздними процессами альбитизации, биотитизации, окварцевания. Иногда здесь интенсивно проявлены процессы щелочного, железистого и других видов метасоматоза. В породах формации установлены медноколчеданные, золотоколчеданные и медно-кобальт-никелевые рудопроявления и железистые кварциты.

Формации криворожской серии развиты в восточной части щита, в районе Криворожско-Кременчугской зоны: филлитокварцитовая, аспидно(графито)-сланцевая, доломитовая, молассовая, кварцитовая и формация железистых кварцитов.

Филлитокварцитовая формация детально описана в работах Я. Н. Белевцева (1957), Л. Я. Ходюш (1948), А. И. Стрыгина и Л. Ф. Логинова (1960) и других исследователей.

Аспидно (графито) - сланцевая формация связана с месторождениями графита. Породы этой формации разнообразны по составу, но преобладают среди них аспидные и другие сланцы, широко развитые в районах Желтореченской, Кременчугской, Верховцевской и Конкской структур.

Доломитовая формация пользуется локальным распространением в южной части Криворожско-Кременчугской зоны в составе верхней свиты криворожской серии. Большинство исследователей считают, что породы этой формации образовались в полужамкнутом морском бассейне в прибрежной засоленной зоне. Доломиты и доломитовые мраморы, как известно, являются полезными ископаемыми.

Молассовая формация, как и предыдущая, локально распространена на юге Криворожского бассейна. Сложена преимущественно грубообломочными породами, накопленными в условиях расчлененного горного рельефа, в зоне горных подножий. Образование этой формации было завершающим этапом геосинклинального режима в докембрии. С докембрийскими конгломератами нередко связаны проявления и месторождения различных металлов, поэтому целесообразно рекомендовать проведение детальных поисковых работ и в районах развития докембрийских конгломератов Криворожья.

Кварцитовая формация весьма неравномерно распространена на территории щита. Иногда она образует значительные

выходы среди пород амфиболитовой, мигматитовой и гранитовой формаций в западной, центральной и восточной части щита. В центральной части (западнее с. Каменечья) среди гнейсов встречаются маломощные пачки графитоносных кварцитов с содержанием графита 3—5% и более.

Формация железистых кварцитов изучалась многими исследователями (П. П. Пятницкий, Н. И. Свитальский, И. И. Танатар, С. П. Родионов, Н. П. Семененко, Я. Н. Белевцев, Г. И. Каляев, А. И. Милай и др.). Все железистые кварциты и джеспилиты, выделенные предыдущими исследователями, мы объединили в одну формацию железистых кварцитов, учитывая, что абсолютный возраст их датируется в пределах 2000—1700 млн. лет. К этой формации приурочены железорудные месторождения Криворожского, Кременчугского, Белозерского, Чертомлыкского, Мангушского районов и рудопроявления Верховцевских, Сурских, Гуляйпольских, Конкских, Орехово-Павлоградских и других магнитных аномалий. Во всех железорудных месторождениях большая часть рудных залежей приурочена к железистым кварцитам и джеспилитам в толщах метаморфических пород, образующих синклинальные структуры среди гранитов, гнейсов, амфиболитов и других пород. По вопросу генезиса железистых кварцитов и руд мнения исследователей расходятся.

По мнению авторов статьи, железистые кварциты и залегающие среди них богатые железные руды генетически связаны с процессами железистого метасоматоза, охватившими, как осадочные, так и вулканогенно-осадочные образования в период гранитизации. Приуроченность рудных тел к сильно деформированным участкам, наличие в рудах апатита, редкометальной (цирконий, гафний) и редкоземельной минерализации, их развитие в участках интенсивного проявления метасоматоза и постепенные переходы рудных тел во вмещающие железистые кварциты — все это указывает на гидротермально-метасоматическое образование железных руд описываемой формации.

Криворожские месторождения железных руд и железистых кварцитов являются главной сырьевой базой металлургической промышленности Украины. Осваиваются месторождения Кременчугского района, некоторые из них комплексные железо-редкометальные. Важное промышленное значение приобретает Белозерское железорудное месторождение.

Кроме того, в северной части Криворожья, вблизи с. Анновки, в альбититах и альбитизированных породах разного состава, выявлены рудопроявление апатита и циркониевая минерализация, заслуживающие дальнейшего изучения.

Формации овручской серии развиты в северной приобортовой части Украинского щита, вблизи г. Овруча и ст. Белокозовичи, где занимают площадь около 900 км². В состав этой серии входит комплекс осадочных и вулканогенных пород, которые в отличие от более древних толщ Украинского щита менее метаморфи-

зованы. Нами в этой серии выделены две формации — порфирито-порфировая и пироксилито-кварцитовая, которые формировались в условиях складчато-глыбового геотектонического режима, обусловившего их приуроченность к грабеноподобной структуре.

Порфирито-порфировая формация залегает в основании овручской серии. Сложена, преимущественно, эффузивными и в меньшей степени осадочно-метаморфическими породами, сравнительно слабо дислоцированными и раздробленными в тектонических зонах.

В пироксилито-кварцитовой формации преобладают метаморфизованные осадочные породы, в меньшем количестве присутствуют эффузивы. Породы слабо дислоцированы и образуют пологую синклиналиную складку субширотного простирания, разбитую разломами широтных и субмеридиональных направлений. В коре выветривания сланцев и диабазовых порфиритов толкачевской свиты выявлено апатитовое рудопроявление. В метаморфизованных эффузивах и зеленокаменных сланцах возможно выявление медноколчеданного и другого сульфидного оруденения. С формациями овручской серии связан ряд месторождений пироксилитовых сланцев (Збраньковское, Нагорнянские и др.).

Гранитоидные формации. Эта группа формаций довольно многочисленна и характеризуется разнообразным составом пород и различными условиями образования. Формировались они в течение длительного времени и показывают разные значения абсолютного возраста — от архея до верхнего протерозоя. Их описание приводится последовательно от наиболее древних.

Формация плагиогранитов и гранодиоритов самая древняя из гранитоидных формаций. Развита она в центральной части щита (бассейны рек Горного и Гнилого Тикичей), в Среднем Приднепровье и Приазовье. Состав пород этой формации в разных районах щита идентичен и им присущи одинаковые послемагматические изменения — микроклинизация, альбитизация, биотитизация и окварцевание, более интенсивно проявленные в восточной и менее интенсивно — в центральной части щита.

Вариационные диаграммы химического состава пород показывают большее непостоянство состава плагиогранитов Верховщевско-Чертомлыкско-Сурского района (рис. 1) относительно плагиогранитов р. Саксагани (рис. 2). Увеличение содержания SiO_2 в тех и других влечет за собой понижение содержания Mg и Fe , что указывает на их вынос в процессе окварцевания. Содержание K колеблется, часто повышается за счет Na плагиоклаза, указывая на развитие в породах микроклинизации. Нередко повышается содержание Na за счет Ca плагиоклаза, что свидетельствует о развитии процесса альбитизации.

К разломным зонам в плагиогранитах с признаками альбитизации приурочиваются повышенные концентрации некоторых редких металлов (Агеев, 1967). В участках интенсивного развития

микроклинизации и альбитизации в плагиогранитах проявлена редкоземельная минерализация.

Гранитовая формация на территории щита образует синорогенные интрузии, размещенные главным образом в антиклинальных частях крупных складчатых структур, образовавшихся в период главной складчатости. Граниты описаны многими исследователями (Лучицкий и Лебедев, 1934; Безбородько и др. 1929; Семеновко и др., 1958; Юрк, 1954 и др.). Гранитовая формация

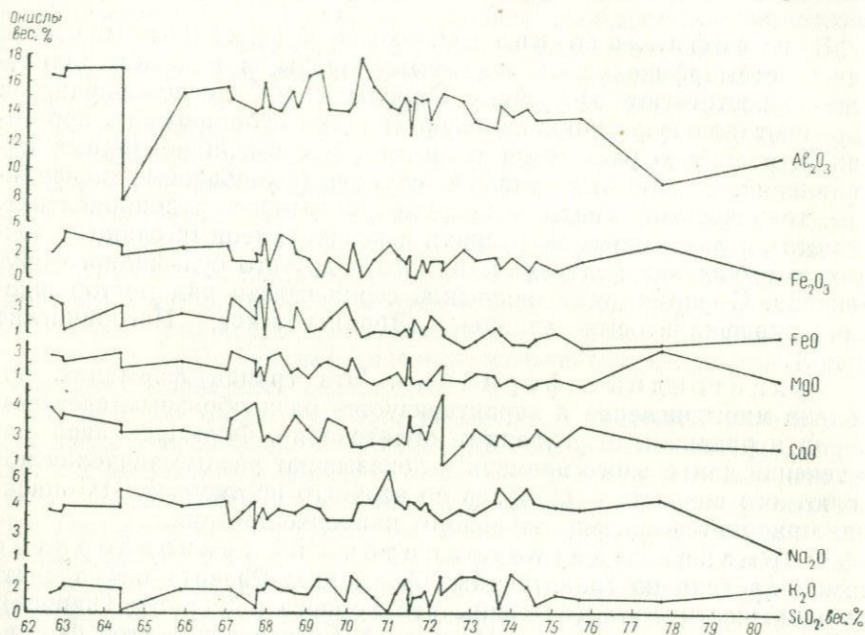


Рис. 1. Вариационная диаграмма химического состава плагиогранитов Берховцевско-Чертомлыкско-Сурского района

объединяет обширную группу пород, близких по минеральному и химическому составу, структурно-текстурным признакам, составу аксессуарных минералов. Петрохимическое изучение гранитов показало широкое и неравномерное развитие в них послемагматических процессов — микроклинизации, альбитизации, биотитизации и окварцевания, которые нередко сопровождаются редкоземельной и редкометальной минерализацией.

Формация аплитоидных и аплито-пегматоидных гранитов широко развита в центральной и восточной части щита. Они слагают Днепровско-Каменский и Демурицкий массивы, в верховьях р. Саксагани, по рекам Базавлуку, Ингульцу, Боковьянский и Верблюжский массивы. Сюда же относятся днепровские граниты, краевая фация Коростышевского, Антоновского и других гранитных массивов. В самостоятельную формацию эта

группа пород выделена И. С. Усенко и др. (1963), а позднее Г. И. Каляевым (1965) как посторогенная формация аплитовидных и пегматоидных гранитов. В .Я. Бернасовским и др. (1968) выделяется формация малых интрузий аплитопегматоидных гранитов. Ю. Ю. Юрк (1954), выделяя на Украине четыре комплекса грани-

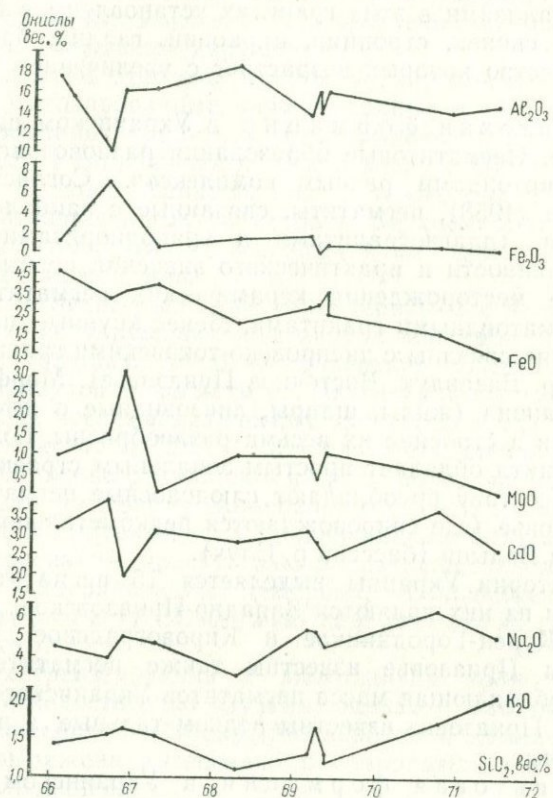


Рис. 2. Вариационная диаграмма химического состава плагиогранитов р. Саксагани

тов, порфириовидные и аплитопегматоидные относят к третьему комплексу гранитов, богатых щелочами и кремнеземом.

Формирование пород описываемой формации происходило в условиях начальной стадии орогенного геотектонического режима. Аплитовидные и аплитопегматоидные граниты имеют розовый, светло-розовый и розовато-белый цвет, от мелко- до крупнозернистого строения. Состав их колеблется в широких пределах. Существуют взаимные переходы между аплитовидными и пегматоидными разновидностями. С вмещающими их микроклиновыми гранитами образуются резкие, то неясные и постепенные переходы. Относительно генезиса аплитовидных и аплитопегматоидных гранитов, мы, как

и Ю. Ир. Половинкина, А. Н. Козловская и Л. А. Таранова, пришли к выводу о их метасоматическом образовании в противоположность сторонникам магматического происхождения (Семеновко, 1953; Латыш, 1953; Лебединский и Макаров, 1956). С описываемыми гранитами связаны крупные тела пегматитов. Спектральными анализами в этих гранитах установлены в повышенных содержаниях свинец, стронций, цирконий, галлий, барий, редкие земли, количество которых возрастает с увеличением содержания микроклина.

Пегматитовая формация в Украинском щите выделяется впервые. Пегматитовые образования разновозрастные и связаны с гранитоидами разных комплексов. Согласно данным Ю. Ю. Юрка (1958), пегматиты, связанные с наиболее древними гранитоидами (плагиогранитами и гранодиоритами), незначительны по мощности и практического значения не имеют. Наиболее крупные месторождения керамических пегматитов связаны с аплито-пегматоидными гранитами. Меньше крупные пегматитовые месторождения связаны с днепровско-токовскими гранитами и апогранитами (р. Базавлук, Восточное Приазовье). Морфология пегматитов различна (жилы, шлиры, линзовидные и штокообразные тела). Состав и строение их весьма разнообразны, большая часть пегматитов щита обладает простым зональным строением. По минеральному составу преобладают слюдоносные пегматиты, развитые в Приазовье (где сопровождаются редкометальной минерализацией) и на Волини (бассейн р. Случ).

На территории Украины выделяется 15 пегматитовых полей, главнейшими из них являются Западно-Приазовское, Полонно-Барановское, Корец-Городницкое и Кировоградское. Кроме того, в Восточном Приазовье известны также пегматиты щелочной магмы. Преобладающая масса пегматитов Украинского щита керамическая. В Приазовье известны редкометальные, а на Волини — хрусталеносные.

Апогранитовая формация в Украинском щите нами выделяется впервые. Геолого-петрографическое и геохимическое изучение гранитоидов в Советском Союзе позволило выявить граниты с редкометальной и редкоземельной минерализацией, характерной особенностью которых является широкое развитие процессов послемагматического метасоматоза, особенно альбитизации и грейзенизации. Однако метасоматическое происхождение редкометальных альбитизированных гранитов признается не всеми исследователями; некоторые утверждают первичномагматическую природу альбита и концентрации редких элементов. Но в последнее время теория метасоматического образования альбитизированных пород и редкометальной минерализации в них среди советских исследователей получила доминирующее распространение (Беус и др., 1962; Масгутов, 1960; Павленко и др., 1960; Северов, 1962; Фишман, Голдин и др., 1962). Метасоматически измененные граниты с редкометальной минерализацией известны на Урале,

в Казахстане, Восточной Сибири, а также за рубежом — в США, Северной Нигерии и др.

Общей закономерностью размещения редкометальных альбитизированных гранитов, называемых апогранитами, является их локализация в апикальных частях, куполовидных выступах или апофизах гранитных массивов. В размещении их важнейшая роль принадлежит разрывным нарушениям.

К апогранитам отнесены микроклинизированные, альбитизированные, биотитизированные, окварцованные и в разной степени грейзенизированные граниты с. Екатериновки и Каменных Могил в Приазовье, Криничанского, Токовского и Мокро-Московского массивов в Среднем Приднепровье, а также ряд небольших массивов альбитизированных гранитов в Верхнем Побужье. Некоторые исследователи относят к апогранитам также часть гранитов Суцано-Пержанской зоны.

Все перечисленные массивы характеризуются наличием множества разрывных нарушений как внутри массивов, так и во вмещающих их породах, широким развитием аплито-пегматоидных разновидностей гранитов и пегматитов, интенсивным проявлением упомянутых выше послемагматических процессов и близким абсолютным возрастом пород (2200—1500 млн. лет). Небольшие массивы в Верхнем Побужье размещаются среди пород чарнокитовой формации, однако по своему минеральному составу, широко развитому катаклазу, интенсивному проявлению альбитизации, биотитизации, окварцевания, присутствию пегматитов, наложенной редкоземельной минерализации (Щербак, Гольденфельд, 1965) и абсолютному возрасту (2090—2060 млн. лет) мы их также относим к апогранитам.

Процессы грейзенизации в апогранитах проявлены неравномерно и еще недостаточно изучены, однако в массивах Каменных Могил, с. Екатериновки, Мокро-Московском и Криничанском грейзенизация выражена интенсивно и сопровождается редкометальной минерализацией.

Процессы послемагматического метасоматоза интенсивно проявлены в гранитных куполах, апофизах, зонах разломов. Наибольшей интенсивности они достигают в апогранитах, массивы которых приурочены к купольным структурам, где и происходит преимущественная локализация редкометальной и редкоземельной минерализации.

В районах, выделенных Г. И. Каляевым (1965), как Саксаганский, Криничанский мигматито-гранитные купола и Запорожское антиклинальное поднятие, нашими исследованиями установлены интенсивные проявления микроклинизации, альбитизации, окварцевания, в меньшей степени грейзенизации. Здесь же наблюдаются многочисленные разрывные нарушения.

Петрохимическое изучение апогранитов Токовского массива, с. Екатериновки и Каменных Могил показало полную аналогию их состава. По другим массивам еще нет достаточных данных для

такого сопоставления. В апогранитах Восточного Приазовья развита редкометальная и редкоземельная минерализация, представленная следующими минералами: топаз, флюорит, колумбит, касситерит, вольфрамит, ортит и др. В апогранитах Мокро-Московского массива, по данным В. И. Орсы (1967), отмечены ортит, флюорит, топаз, молибденит, арсенопирит, галенит, сфалерит, халькопирит и др. В гранитах Токовского массива и аплито-пегматоидных гранитах р. Базавлука нами отмечены апатит, циркон, магнетит, ортит, молибденит и др. В апогранитах Криничанского и Токовского массивов широко развита редкоземельная минерализация, представленная ортитом и тесно связанная с послемагматическими процессами.

Приведенные данные показывают, что более тщательное изучение массивов апогранитов возможно позволит выявить среди них редкометальные рудопроявления, представляющие практический интерес.

В целом по описанным гранитоидным формациям необходимо отметить следующее. Химический состав гранитов изменяется в широких пределах (табл. 2). Плагιοграниты характеризуются более высоким содержанием кальция и натрия, чем все другие граниты. Содержание кремнезема во всех типах гранитов колеблется в широких пределах. Анализ данных по химическому составу гранитов показывает значительный привнос кремнезема и окиси калия и вынос кальция, натрия, магния и железа во всех описанных типах гранитов, что свидетельствует о развитии процессов окварцевания и микроклинизации. В некоторых гранитах обнаруживается привнос натрия, указывающий на развитие альбитизации. Метасоматические процессы усиливаются в направлении от плагιοгранитов к порфиroidным, аплито-пегматоидным гранитам и апогранитам, показывая, что все эти различия гранитов представляют собой плагιοграниты, в разной степени измененные вторичными процессами — микроклинизацией, альбитизацией, окварцеванием, грейзенизацией. Наибольшей интенсивности они достигают в апогранитах, массивы которых приурочены к куполам и близкупольным структурам, где и происходит преимущественная локализация редкометальной и редкоземельной минерализации.

Монцонитовая формация выделяется впервые и включает монцониты, габбро-монцониты и гибридные породы типа монцонитов, формирование которых происходило, по-видимому, в условиях складчато-глыбового геотектонического режима. Породы этой формации на территории щита пользуются ограниченным распространением.

Пространственно они связаны, с одной стороны, с массивами основных пород (габбро-монцониты западной и северо-западной части щита), а с другой стороны — с массивами порфиroidных гранитов.

Состав и генезис пород этой формации еще слабо изучены. Присутствие в них пироксенов и переменный состав плагιοклаза

Химический состав гранитов

Название гранитов	Окислы (вес. %)							
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Плагриограниты р. Саксагани	66,0—71,5	10,1—18,5	0,06—7,7	0,4—7,8	0,12—4,0	1,9—3,9	3,0—6,3	1,1—2,0
Плагриограниты района Среднего Приднепровья	62,7—80,6	7,6—17,7	0,2—3,3	0,2—4,7	0,3—2,9	0,7—5,8	1,5—7,2	0,2—3,0
Житомирские граниты Западного Приазовья	66,8—75,0	12,7—16,5	0,4—4,3	0—3,2	0—1,2	0,3—3,3	2,0—5,1	1,6—6,5
Днепровские граниты	71,0—77,0	10,5—15,8	0—3,7	0—2,4	0—1,5	0,4—2,2	1,1—4,1	1,5—7,4
Днепровско-токовские граниты Среднего Приднепровья	68,4—76,0	12,0—15,7	0—3,7	0—1,9	0,2—2,8	0,5—2,5	2,5—4,3	3,0—7,5
Токовские граниты	66,2—75,3	12,4—17,4	0—4,0	0,3—4,1	0,1—1,4	0,5—4,4	2,3—5,0	2,9—5,5
Граниты Каменных Моги	73,1—78,7	11,5—15,3	0—1,5	0,2—3,2	0—0,3	0—1,5	2,2—4,7	2,0—5,8
Граниты с. Екатериновки	68,4—73,4	11,7—15,0	0,4—3,4	1,0—2,4	0,1—0,7	0,5—1,7	1,6—7,0	1,6—7,0

указывают на явно гибридный характер этих пород, а интенсивное и неравномерное развитие эпигенетического микроклина свидетельствует об участии и метасоматических процессов в их образовании.

Формация гранитов рапакиви наиболее развита в северо-западной части щита в составе сложных Коростенского и Корсунь-Новомиргородского массивов. В эту формацию выделены рапакиви и рапакивиподобные граниты, получившие местные названия (коростенские, росоховские, степановские, лезниковские, хочинские, норинские и др.). Их формирование связывается с орогенным или складчато-глыбовым геотектоническим режимом. И. С. Усенко, Г. И. Каляев и др. (1963) выделили эти породы в габбро-анортозитовую и рапакиви-гранитную формацию. В. Я. Бернасковский (1968) и другие выделяют граниты рапакиви в отдельную формацию, обособленную от основных пород Воляно-Подоллии. Граниты формации рапакиви характеризуются преобладанием калия над натрием и закисного железа над магнием, а также совместным нахождением оливина и кварца в некоторых разностях. Рапакиви и рапакивиподобные граниты находятся в тесной генетической связи с габбро-анортозитами, сопровождают их и представляют собой гибридные породы.

С гранитами описываемой формации генетически связаны топазо-морионовые пегматиты, месторождения пьезокварца, а также флюоритовая, циркониевая и редкометалльная минерализация.

Гранитоидная гибридная формация характеризуется разнообразием и невыдержанностью состава, взаимными переходами от кислых пород к основным. Породы этой формации выделяются в осницкий комплекс, развиты в северо-западной части щита, где граниты образуют крупный и ряд мелких массивов, занимая площадь более 950 км². В виде включений содержат небольшие тела аплитовидных гранитов (клесовитов), массивы шепетовских гранодиоритов и мелкие тела вировских диоритов.

Малоинтрузивная формация кислого и среднего состава пользуется ограниченным распространением, породы этой формации встречаются на Воляни, в Приазовье, изучены слабо. С малыми интрузиями Украинского щита, по аналогии с другими регионами, может быть связано золотое, молибденовое, полиметаллическое и другие типы оруденения.

Экструзивно-дайкавая формация кислого и среднего состава на территории щита количественно играет незначительную роль и распространена в основном на Воляни и в Приазовье, местами встречается в Приднепровье. Слабо изучена, а возрастные взаимоотношения еще недостаточно выяснены.

Ультрабазито-базитовые формации подразделены нами на три группы в зависимости от геотектонического режима образования и абсолютного возраста пород. 1. Геосинклиальная. 2. Орогенная (складчато-глыбовая). 3. Платформенная. Породы первой группы интрузивов входят в состав ультрабазитовой (архей) и ультрабазито-базитовой (нижний протерозой) формаций,

вторая — в состав габброидной подформации (в формации гибридных гранитоидов), лабрадоритовой и базито-ультрабазитовой формаций (верхний протерозой), третья — в состав экструзивно-дайкивой формации (верхний протерозой). Возраст пород этих формаций определяется в значительной степени условно, так как опирается преимущественно на результаты определения абсолютного возраста вмещающих метаморфических пород, который сильно изменяется в зависимости от наложения тех или иных фаз метаморфизма (Семенов и др., 1965).

Отличие продуктов метаморфизма основных интрузивных пород от продуктов метаморфизма основных эффузивных пород при сильном изменении исходных пород и отсутствии их реликтов весьма затруднено. Поэтому роль основных интрузий в образовании докембрийских метаморфических пород щита, очевидно, занижена.

К основным породам ультрабазитовой формации (архей) отнесены гиперстеновые, диопсидовые и диопсид-гиперстеновые амфиболиты, развитые в центральной части щита, в районе рек Горного и Гнилого Тикичей, а также дайковые диабазы и эпидиабазы Среднего Приднепровья, распространенные в районе рек Базавлука, Мокрой Суры и Днепра, с абсолютным возрастом 2700—1660 млн. лет (уменьшается в зависимости от степени амфиболизации диабазов). Ультраосновные породы этой формации распространены в Среднем Приднепровье среди конкско-верховцевской и криворожской серий пород и представлены главным образом метаморфическими разностями, среди которых наблюдаются реликтовые участки дунитов, перидотитов и пироксенитов.

Основные и ультраосновные породы ультрабазито-базитовой формации залегают среди пород тетерево-бугской и приазовской серий, главным образом в Побужье и Западном Приазовье, и представлены также преимущественно метаморфическими разностями, но среди них в большем количестве сохранились реликтовые участки исходных пород: габбро-норитов, норитов, габбро-амфиболитов, перидотитов, дунитов, пироксенитов. Абсолютный возраст этих пород по пироксенам из пироксенитов и габбро-норитов Побужья составляет 2400—2660 млн. лет.

Базиты и ультрабазиты габброидной подформации имеют сравнительно небольшое распространение в Западной Волини среди гранитоидов осницкого комплекса в виде ксенолитов и более крупных останцов. Среди них преобладают амфиболизированные габбро, а ультрабазиты находятся в весьма подчиненном количестве.

К лабрадоритовой формации отнесены основные и ультраосновные породы Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов. Среди них наибольшее развитие имеют лабрадориты и габбровые породы краевого комплекса. Перидотиты, габбро-перидотиты и полевошпатовые пироксениты встречены среди габбровых пород в виде шширообразных тел и полос мощностью в несколько метров.

К базито-ультрабазитовой формации отнесены основные и ультраосновные породы Мариупольского плутона и дайковые образования района Девладово (Среднее Приднепровье). Абсолютный возраст этих пород, развитых в Октябрьском массиве, не согласуется с их геологическим положением (совместно со щелочным комплексом пород), так как определяется в 2100—2700 млн. лет (по оливину и галениту).

Дайки основного состава экструзивно-дайковой формации распространены в Западном Приазовье, Среднем Приднепровье (реки Саксагань, Ингулец и Ингуло-Ингулецкий водораздел) и в северо-западной части щита. Среди них преобладают дайки диабазов.

Ультрабазиты Украинского щита по условиям залегания тесно связаны с габбро или продуктами их метаморфизма. Для большинства геосинклинальных и орогенных ультраосновных и основных интрузивов характерно согласное залегание с вмещающими сериями пород и преимущественная приуроченность к мобильным поясам, обрамляющим консолидированные массивы. Ультрабазиты приурочены главным образом к ядрам и крыльям синклиналей и брахисинклиналей. Содержание рудных компонентов (Ni, Cr, Co, Ti) в телах ультрабазитов увеличивается в направлении от лежащих к висячим бокам. Повышенные концентрации хромитового оруденения побужского типа следует ожидать в висячих боках дунито-перидотитовых тел и особенно в тех частях висячих боков, которые расположены в ядрах брахисинклиналей. Поиски и разведку шширово-вкрапленного ильменит-титаномагнетитового оруденения необходимо сосредоточить в висячих боках массивов основных и ультраосновных пород коростенского, октябрьского и покрово-киреевского типов.

Результаты пересчетов химических анализов ультраосновных и основных пород щита по методу А. И. Богачева показывают, что к перспективным на сингенетичное медно-никелевое оруденение могут быть отнесены следующие формации этих пород: ультрабазитовая, ультрабазито-базитовая и базито-ультрабазитовая. Среди пород этих формаций наиболее благоприятными для концентрации и поисков оруденения являются пироксениты, меланократовые габбро, габбро-нориты и продукты их метаморфизма, залегающие в лежащих боках габбро-перидотитовых массивов. В отдельных районах (Славгородский, Побужье) к их числу следует также отнести некоторые разновидности перидотитов. Структурное положение Октябрьского габбро-пироксенитового массива изучено лучше других. Поэтому на нем рекомендуется первоочередное проведение поисковых работ на сингенетичное медно-никелевое оруденение. Структурные, петрохимические (рис. 3, 4) и другие особенности этого массива были благоприятными для концентрации в его лежащих боках сульфидного медно-никелевого оруденения.

При поисках материнских коренных источников алмазов особое внимание следует обратить на своеобразные карбонатные породы

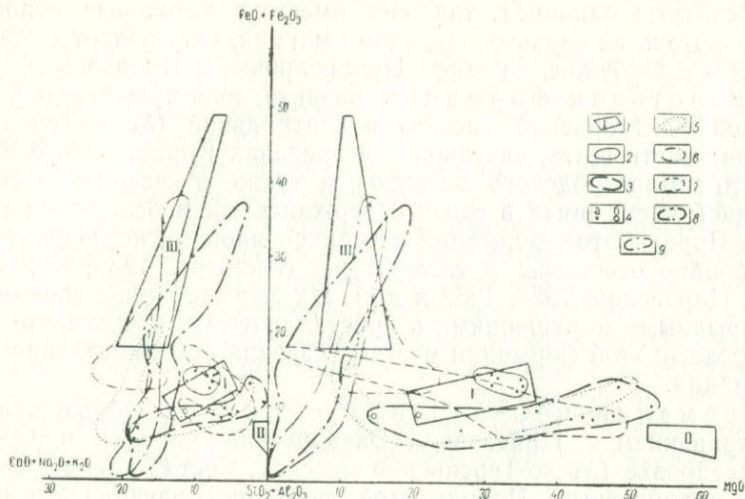


Рис. 3. Диаграмма химических составов по методу А. И. Богачева (1960) для ультраосновных и основных пород массивов Украинского щита и некоторых других районов

1 — поля интрузий по А. И. Богачеву: никеленозных (I), хромитоносных (II) и титаноносных (III). Поля никеленозных интрузий; 2 — Аллареченского района (по 7 ан.), 3 — Воронежской антеклизы (по 11 ан.); 4 — фигуративные точки ультраосновных (а) и основных (б) пород Аллареченского района и Воронежской антеклизы. Поля орогенных ультраосновных и основных пород массивов Украинского щита; 5 — Октябрьского (по 18 ан.); 6 — Покрово-Киревского (по 12 ан.); 7 — Девладовского и Гуляйпольского (по 12 ан.); 8 — Корсунь-Новомиргородского (по 44 ан.); 9 — Коростенского (по 27 ан.)

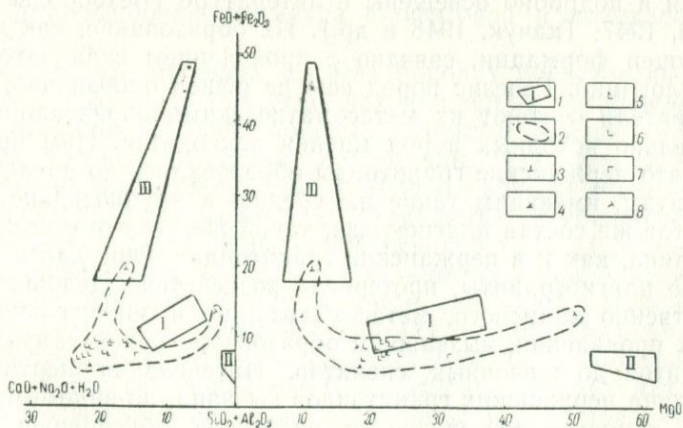


Рис. 4. Диаграмма химических составов по методу А. И. Богачева для основных и ультраосновных пород Октябрьского массива

1 — поля интрузий по А. И. Богачеву: никеленозных (I), хромитоносных (II) и титаноносных (III); 2 — поля основных и ультраосновных пород Октябрьского массива. Фигуративные точки пород; 3 — габбро (нормальных); 4 — габбро оливиновых; 5 — пироксенитов плагноклазовых; 6 — пироксенитов (диаллагитов); 7 — перидотитов (верлитов); 8 — серпентинитов

(с реликтами оливина), так как имеются некоторые основания предполагать их связь со щелочной магмой. Они развиты главным образом в Побужье, Среднем Приднепровье и Приазовье.

Сиенитовая формация развита, преимущественно, в восточной (Октябрьский массив) и центральной (Мало-Терсянский массив) части щита, частично — в пределах Коростенского и Корсунь-Новомиргородского массивов, а также в северной и северо-западной части щита в связи с пержанскими и осницкими гранитами. Породы этой формации изучались многими исследователями и подробно освещены в литературе (Айнберг, 1933; Лучицкий, 1938; Царовский, 1958, 1962 и др.). Их формирование связывается с разрывными нарушениями в кристаллическом фундаменте щита. С породами этой формации местами связана редкометалльная минерализация.

Формация нефелиновых сиенитов пользуется распространением в Приазовье (Октябрьский массив) и Среднем Приднепровье (Мало-Терсянский массив). Состав пород этих массивов аналогичный. Породы этой формации изучались многими исследователями и достаточно освещены в литературе (Гинзберг, 1916; Айнберг, 1933; Царовский, Тимошенко, 1962 и др.).

Образование нефелиновых сиенитов в Украинском щите происходило в период складчато-глыбовых дислокаций. С нефелиновыми сиенитами Октябрьского массива связана редкометалльная (цирконий-ниобиевая) минерализация.

Сиенито-гранитовая формация развита в северной части щита в пределах Суцано-Пержанской тектонической зоны. Их состав и характерные особенности изучались многими исследователями и подробно освещены в литературе (Безбородько, 1929; Соболев, 1947; Ткачук, 1948 и др.). Их образование, как и пород предыдущей формации, связано с проявлением складчато-глыбовых дислокаций. Генезис пород еще не решен однозначно, многие исследователи считают их метасоматическими образованиями, но относительно исходных пород мнения расходятся. Нам представляется, что пержанские гранитоиды образовались по древним плагиогранитам, имеющим такое же средне- и крупнозернистое сложение, тот же состав плагиоклаза, такой же угол оптических осей микроклина, как и в пержанских гранитоидах. Они, как и приднепровские плагиограниты, претерпели воздействие щелочного, преимущественно калиевого, метасоматоза, но в значительно более сильном проявлении, вызвавшем образование целой гаммы пород, от гранитов до щелочных сиенитов. Интенсивная пертитизация микроклина пержанских гранитоидов вызвана, по-видимому, более высокой температурой щелочных растворов, обусловившей более значительную примесь альбитовой молекулы в микроклине.

С породами этой формации связана редкометалльная минерализация. При их разрушении образовались редкометалльные россыпи бассейна р. Уборть. По характеру послемагматических изменений и связанной с ними рудной минерализации пержанские гранито-

иды близки к апогранитам, отличаясь от них повышенной щелочностью.

Трапповая формация развита в пределах Ровенской и Волинской областей, где она образует полосу северо-западного простираия (вдоль западной окраины щита) протяженностью 125 км при ширине до 25 км.

Возраст пород трапповой формации принимается как рифейский — нижнекембрийский. Формация включает в себя эффузивные, интрузивные и туфогенные образования. Трапповый магматизм контролируется разломами северо-восточного и северо-западного простираия. Излияния сопровождалось извержением туфового материала, внедрением пластообразных интрузий и даек. Интрузивные траппы размещаются в пределах Дубровицкого поднятия, тяготея к восточной границе вулканогенной толщи. Приурочены интрузии к верхним частям толщи полесской серии или к границе полесской и волинской серий. Мощность известных интрузий не превышает 50 м при общей мощности вулканогенной толщи до 500 м.

Породы формации очень однообразны по составу и имеют только фациальные отличия. Экструзивная фация представлена базальтами и туфогенными образованиями, гипабиссальная — габбро-диабазами. Минеральный состав базальтов и габбро-диабазов идентичен: плагиоклаз (№ 57—70), моноклинный пироксен, рудный минерал, апатит, встречается вулканическое стекло. Вторичные представлены хлоритом, карбонатом, опалом. В отличие от базальтов в габбро-диабазе присутствует магнезиальный оливин (16% фаялита). Для базальтов характерны интерсертальная структура и миндалекаменная текстура. Для габбро-диабазов характерна порфировая структура с офитовой и пойкилоофитовой основной массой.

Моноклинный пироксен во всех породах представлен авгитом одинакового состава. Известны находки пород трапповой формации в брекчиях солянокупольных структур Днепрово-Донецкой впадины, которые по составу аналогичны базальтам Волини. По петрохимическим особенностям трапповые породы Волини и ДДВ аналогичны траппам Сибири, но отличаются от трапповых интрузий Норильска своей пониженной основностью. Породы Волини следует рассматривать как продукт кристаллизации недифференцированной базальтовой магмы, тогда как породы Норильска являются продуктом сложной дифференциации. Петрохимические особенности пород отражены на диаграмме по А. Н. Заварицкому (рис. 5). Интересно сообщение Б. Я. Воловик (1966) о находках на востоке Волинского поднятия оливиновых габбро-долеритов с повышенной магнезиальностью (MgO до 10%), большим количеством летучих (12%) и низким содержанием щелочей. Это позволяет предполагать наличие еще более глубокодифференцированных пород типа норильских, могущих быть источником меди и никеля. В пользу этого предположения говорят следующие факты:

1. Идентичность структурно-геологического положения комплексов — расположение на окраинах платформ.

2. Наличие дифференциатов с повышенной магнезиальностью и пониженной щелочностью.

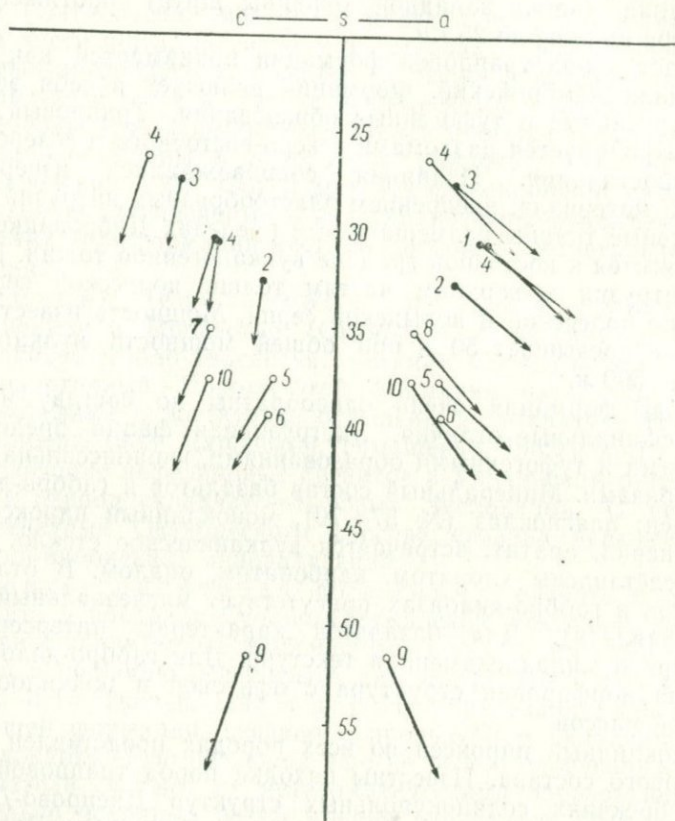


Рис. 5. Диаграмма химического состава пород трапových формаций Волюно-Подольи и других регионов (по А. Н. Заварицкому)

1 — оливковый габбро-диабаз Волюны; 2 — афанитовый базальт Волюны; 3 — средний трапп Сибири (по А. П. Лебедеву); 4 — средний диабаз ДДВ; 5 — габбро-долерит недифференцированных интрузий Норильска; 6 — оливковый габбро-долерит недифференцированных интрузий Норильска; 7 — габбро-диорит дифференцированной интрузии Норильск 1; 8 — пойкилофитовое габбро и норит-диабазы интрузии Норильск 1; 9 — пикритовые габбро- и норит-диабазы интрузии Норильск 1; 10 — средневзвешенный состав интрузии Норильск 1 (составы 5—10 по Годлевскому)

3. Наличие в породах траповой формации Волюно-Подольи медного оруденения в виде самородной меди.

4. Присутствие в габбро-диабазе Волюны высокомагнезиального оливина, который идентичен оливину из дифференцированной интрузии Норильск 1.

Принятое формационное деление докембрийских магматических образований Украинского щита позволяет высказать некоторые выводы о закономерностях развития магматизма в докембрии.

Докембрийские щиты, как известно, отличаются от молодых складчатых областей прежде всего исключительно широким развитием гранитизации, анатексиса, реоморфизма и глубоким метаморфизмом суперкрустальных толщ (Судовиков, 1967; Белевцев, 1967 и др.). Однако наряду с такими весьма существенными отличиями в развитии магматических процессов на территории Украинского щита обнаруживаются определенные черты сходства с эволюцией магматизма в послепротерозойских складчатых областях.

Наиболее ранними магматическими образованиями в архейских подвижных зонах являются спилит-диабазовые вулканы и интрузии ультрабазитов (Среднее Приднепровье). Аналогичная картина, как известно, наблюдается на ранних этапах развития послепротерозойских эвгеосинклиналей (Урал).

В позднем архее и раннем протерозое необычайно широкое развитие получают процессы гранитообразования. С гранитизацией тесно связаны мигматизация и огнейсование суперкрустальных толщ. В результате всплывания гранитного вещества появились крупные куполовидные и валоподобные гнейсо-мигматито-гранитные геантиклинальные поднятия (инфраструктуры), сходные с батолитовыми интрузиями в геантиклиналях и консолидированных массивах послепротерозойских складчатых областей. В завершающий этап развития докембрийского гранитоидного магматизма формировались аплиты-пегматоидные граниты и апограниты (токовские, днепровские, мокро-московские, екатерининские и др.). Аналогичные гранитоиды присущи для позднегеосинклинального и орогенного этапов развития молодых складчатых областей.

К наступившему после замыкания докембрийских геосинклиналей орогенному этапу, когда резко усилилась роль складчато-глыбовых дислокаций, приурочено формирование крупных массивов габбро-лабрадоритов и гранитов рапакиви (Коростенский и Корсунь-Новомиргородский массивы). В сходной тектонической обстановке в молодых складчатых областях формировались гигантопорфиридные граниты (типа сретенских в Восточном Забайкалье, образовавшихся в условиях интенсивных верхнекеммерийских складчато-глыбовых дислокаций). В период проявления складчато-глыбовых дислокаций в Украинском щите формировались апограниты Суцано-Пержанской зоны, гипабиссальные и малые интрузивы порфиров, диабазов, а также происходила эффузивная деятельность (порфириты, порфиры овручской серии). В послепротерозойских складчатых областях образование гипабиссальных и малых интрузивов гранитоидов и порфирито-порфириновой вулканогенной (наземной) формаций характерно также для периода активизации складчато-глыбовых дислокаций, завершающих орогенный этап развития складчатых областей.

К позднеорогенному или раннему платформенному периоду в Украинском щите относятся интрузии щелочных гранитов, сиенитов, нефелиновых сиенитов (Октябрьский, Мало-Терсянский массивы). Повышенная щелочность свойственна и гранитоидным интрузиям конечных этапов формирования послепротерозойских складчатых областей и примыкающих к ним эпиплатформенных областей.

В платформенных условиях в рифее — нижнем кембрии на северо-западной окраине щита образовались покровы траппов и экструзии диабазов. Подмеченное сходство эволюции тектонно-магматических процессов докембрийских и послепротерозойских складчатых областей обусловило некоторые сходные черты их металлогении. Для ультрабазитовой формации ранних этапов развития щита характерны кобальт-никелевые месторождения (в коре выветривания), хромиты, талько-магнезиты, повышенные концентрации платиноидов (Побужье, Среднее Приднепровье).

С амфиболитовой (диабазо-спилитовой) формацией связаны рудопоявления железа и титана. Зеленосланцевая формация вмещает колчеданные, медноколчеданные, золотоколчеданные, меднокобальт-никелевые рудопоявления. Эти типы оруденения свойственны и ранним этапам развития послепротерозойских эвгеосинклиналей (Урал).

Апогранитовая, пегматитовая и сиенито-гранитовая формации, характерные для орогенного этапа, в Украинском щите сопровождаются редкометалльным оруденением (тантал, ниобий, молибден, олово, редкие земли). Аналогичная картина наблюдается и в молодых складчатых областях (например, в Забайкалье). Обнаруживаются некоторые общие черты и в пространственном размещении эндогенного оруденения в щитах и послепротерозойских складчатых областях. Подмечено, что большинство эндогенных месторождений сосредоточено в мобильных поясах (Князев, 1965; Князев и др., 1968; Князев и др., 1969), обрамляющих консолидированные массивы и их аналоги в докембрийских щитах — инфраструктуры. Концентрация оруденения в замкнутых рудных поясах предопределена складчато-глыбовым строением как молодых складчатых областей, так и докембрийских щитов.

ЛИТЕРАТУРА

- Айнберг Л. Ф. Приазовский щелочной массив. Тр. ВГРО. Вып. 196, 1933.
- Беус А. А., Залашкова Н. Е. О процессах высокотемпературного послемагматического метасоматоза в гранитоидах. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1962.
- Безбородько Н. И. Граниты Волини и их пегматиты. Вісн. Укр. від. Геол. ком. Вип. 13, 1929.
- Белевцев Я. Н. Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Белевцев Я. Н. Металлогения докембрийской геосинклинали Украинского щита. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1964.

Белевцев Я. Н. Особенности металлогении Украинского щита. В кн. «Проблемы изучения геологии докембрия». М., изд-во «Наука», 1967.

Воловик Б. Я. Петрохимические особенности интрузивных, эффузивных и туфовых фаций траповой формации запада Русской платформы. В сб. «Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы». Киев, изд-во «Наукова думка», 1966.

Гинзберг А. С. К петрографии Приазовской кристаллической полосы. Изд. Петерб. политехн. ин-та, т. XXV, вып. 1—2, 1916.

Еременко М. А. Метаморфизм, метасоматоз и их роль в рудообразовании среди пород Базавлукской структурной зоны. Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. Вып. 2. М., изд-во «Недра», 1967.

Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев, изд-во «Наукова думка», 1965.

Князев Г. И. Замкнутые рудные пояса Восточного Забайкалья. Докл. АН СССР, т. 160, № 6, 1965.

Князев Г. И. О влиянии дислокационных процессов на гипогенное рудообразование. «Геотектоника», 1966, № 6.

Князев Г. И., Агеев А. Т., Кравченко В. М. Замкнутые рудные пояса в щитах. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1968.

Князев Г. И. и др. Криворожский замкнутый пояс. Изв. Высш. учебн. завед. «Геология и разведка», 1969, № 2.

Латыш В. Т. Токовская гранитная интрузия. Научн. зап. Киевск. ун-та, геол. сб., № 4, т. XII. Вып. IV, 1953.

Лебединский В. И., Макаров Н. Н. Геологическое положение и генезис Орликского массива розовых гранитов (Приднепровье, УССР). Докл. АН СССР, т. 107, № 1, 1956.

Луцицкий В. И. Структурные особенности щелочных пород Восточного Приазовья. Тр. Петрогр. ин-та им. Левинсон-Лессинга. Вып. 13, 1938.

Масгутов Р. В. К вопросу об альбитизации гранитов. Изв. АН Каз. ССР, серия геол. Вып. 1 (38), 1960.

Павленко А. С., Сяо Чжун-ян, Морозов Л. Н. Сравнительная геохимическая характеристика гранитоидов с аксессуарными тантало-ниобатами. «Геохимия», 1960, № 2.

Северов Э. А. К вопросу о генезисе ниобийсодержащих гранитов. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1962.

Семененко Н. П. О миграции породообразующих элементов в постмагматических продуктах гранитных магм (в связи с изучением постмагматических метасоматических процессов в Украинском кристаллическом массиве). Вopr. петр. и минер., т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1953.

Семененко Н. П. и др. Геохронология докембрия Украины. Киев, изд-во «Наукова думка», 1965.

Соболев В. С. Петрология восточной части сложного Коростенского плутона. Уч. зап. Львовск. гос. ун-та, т. VI, серия геол., вып. 5, 1947.

Стрыгин А. И., Логинов Д. Ф. Стратиграфия аркозового горизонту нижнього святи криворізької серії порід в північній частині Саксаганського району. «Геологічний журнал» АН УРСР, т. XV, вип. 1, 1960.

Судовиков Н. Г. Принципы металлогенического анализа докембрийских областей. Проблемы изучения геологии докембрия. М., изд-во «Наука», 1967.

Ткачук Л. Г. Петрография північно-західної частини Українського кристалічного масиву. Вид-во Львів геол. т-ва, 1948.

Усенко И. С., Каляев Г. И., Личак И. Л., Царовский И. Д. Формации Украинского щита. «Геологический журнал», т. XXIII, Вып. 1, 1963.

Ходюш Л. Я. Новые минералы в гальках конгломератов нижнего отдела Криворожской свиты. Научные записки Днепр. гос. ун-та, т. XXXI, 1948.

Царовский И. Д., Тимошенко О. Д. Новый Мало-Терсянский снетито-фойяитовый массив (Среднее Приднепровье). «Геологический журнал» АН УССР, т. XXII. Вып. 6, 1962.

Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. Сочетание по осадочным породам. Вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Щербак Н. П., Гольденфельд И. В. Аплито-пегматоидные граниты и пегматиты Верхнего Побужья. В кн. «Геохронология докембрия Украины». Киев, изд-во «Наукова думка», 1965.

Юрк Ю. Ю. Гранитные комплексы Украинского кристаллического массива. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1954.

З. В. ТУРОВОВА

СИСТЕМАТИКА ТЕКСТУР И СТРУКТУР ЖЕЛЕЗНЫХ РУД УКРАИНЫ

Понятия «текстура» и «структура» для горных пород были разработаны А. Н. Заварицким в 1929 г.

Поскольку массивы горных пород и генетически связанные с ними рудные месторождения образовались под влиянием одних и тех же геологических процессов, с той лишь разницей, что процессы рудообразования протекали значительно сложнее, что выразилось в большом разнообразии, неоднородности и изменчивости строения руд, А. Г. Бетехтин (1937, 1958) счел возможным распространить эти определения на руды. Он предложил «под текстурами руд подразумевать те черты строения их, которые обусловлены формой, размерами и способом сочетания минеральных агрегатов, как составных частей руды, отличающихся друг от друга по составу и часто по структуре». Под структурой руды он подразумевает те особенности строения агрегатов, «которые обуславливаются формой, размерами и способом сочетания кристаллических зерен, слагающих данный минеральный агрегат».

Большинство советских геологов — исследователей руд, несмотря на некоторые различия в деталях, приводят сходные определения понятий «текстура» и «структура» (Талдыкин, 1954; Шахов, 1961; Исаенко, 1964).

Следует отметить, что не существует четкого разграничения понятий «текстура» и «структура» как в петрографии, так и в учении о рудах. Ю. Ир. Половинкина (1966) отмечает, что есть термины, которыми пользуются как для названия текстур, так и структур, например милонитовая текстура и милонитовая структура. Можно привести многочисленные примеры как из петрографии, так и из описаний руд, когда одни и те же элементы строения одни авторы относят к текстурам, другие рассматривают как структуры. Например, фестончатые, зональные, натечные агрегаты одни авторы называют колломорфными текстурами, другие называют их колломорфными структурами. М. С. Швецов считает (1958), что оолитовое строение можно рассматривать как текстуру и как структуру. В Атласе текстур и структур руд, составленном под руководством С. И. Талдыкина (1954), оолитовое и цементное строение относится к текстурам, что вызвало справедливую критику М. П. Исаенко и С. А. Юшко (1956). Не всегда можно разграничить такие понятия, как «вкрапленная текстура» и «порфи-

Распределение морфологических групп текстур по генетическим типам железных руд

Морфологические группы текстур	Генетические типы руд			
	Осадочные	Осадочные метаморфизованные	Метасоматические и метаморфические	Коры выветривания
Массивные Вкрапленные	Однородная Редковкраплен- ная (редкооли- товая)		Массивная Вкрапленная	Вкрапленная (реликтовая)
Пятнистые	Неоднородная (неравномерно- вкрапленная)		Пятнистая	Неоднородная
Полосчатые	Слоистая	Микрополосчатая, тонкополос- чатая, среднеполосчатая, широкополосчатая, линейно- полосчатая, прерывистопо- лосчатая, неяснополосчатая, сложнополосчатая и др.	Полосчатая (за- мещения)	Полосчатая (реликтовая), по- лосчатая — корковая
Округлые	Оолитовая, бобо- вая, конкреци- онная	Конкреционная (реликтовая)		Бобовая, конкреционная
Натечные	Натечно-скорлу- поватая, колло- морфная			Почковидная, натечно-скорлу- поватая, колломорфная и др.
Пористые	Пористая			Пористая, ячеистая, каверноз- ная, ящичная, жеодовая
Порошковатые	Порошковатая, землистая			Порошковатая, землистая, ох- ристая, рыхлая
Органогенные	Фитоморфозы, зооморфозы			
Текстуры дефор- маций	Обломочноооли- товая	Складчатая, плейчатая, сме- щеннополосчатая, прожил- ковая, сетчатая, брекчиевая, будинажная, текстура кли- важа, сланцеватая	Складчатая, плей- чатая, смещен- нополосчатая, прожилковая, сетчатая, брек- чиевая, буди- нажная	Реликтовые, внутри- и поструд- ные текстуры деформаций: складчатая, смещеннополос- чатая, брекчиевая, кокардо- вая, текстура кливажа
Цементные	Цементная	Цементная	Цементная	Цементная

Распределение морфологических групп текстур в промышленных

Типы промышленных руд		Месторождения	Морфоло-		
			Массивные		
Постпрогерозойские	Осадочные	Неокисленные и слабоокисленные	Гидрогётит-хлоритовые (табачные)	Керченское	Однородная (редко)
			Карбонатные		Массивная
		Окисленные	Хлорит-гидрогётитовые и глинисто-гидрогётитовые (коричневые)		Однородная (редко)
			Гидрогётитовые и псиломелан-гидрогётитовые		Массивная
	Окисленные и перетолженные	Глинисто-хлорит-псиломелан-гидрогётитовые (искряные)			
Остаточные	Гётит-гидрогётитовые (бурожелезные) руды кор выветривания	В коре выветривания железистых кварцитов ультраосновных пород Кривого Рога, Среднего Приднпровья и Среднего Побужья			
Докембрийские	Остаточные	Мартитовые, железнослюдко-мартитовые («синьки») и дисперсно-гематит-мартитовые («краско-синьки»)	Кривой Рог, Кременчугское, Белозерское	Массивная (в мартитовых рудах)	

железных рудах Украины

гигические группы текстур

Вкрапленные	Пятнистые	Полосчатые	Оолитовые и натечные
Густо- и редковкрапленная (густо- и редкооолитовая)	Неравномерно вкрапленная (неравномерно оолитовая)	Иногда слоистая	Оолитовая (крепко сцементированная)
	Неоднородная		Конкреционная (крепко сцементированная)
Густо- и редковкрапленная (густо- и редкооолитовая)	Неравномерно оолитовая	Иногда слоистая	Оолитовая (слабосцементированная)
		Иногда слоистая	Конкреционная (крепко сцементированная)
			Оолитовая (слабосцементированная)
Вкрапленная (реликтовая)		Полосчатая (реликтовая), полосчатая—корковая	Бобовая, конкреционная, почковидная, натечно-скорлуповатая, колломорфная
		Полосчатая (реликтовая)	Почковидная, колломорфная, натечно-скорлуповатая

Типы промышленных руд		Месторождения	Морфоло-		
			Пористые		
Постпротерозойские	Осадочные	Неокисленные и слабоокисленные	Гидрогётит-хлоритовые (табачные)	Керченское	Пористая, кавернозная
			Карбонатные		
		Окисленные	Хлорит-гидрогётитовые и глинисто-гидрогётитовые (коричневые)	Керченское	Пористая, жеоды
			Гидрогётитовые и псиломелан-гидрогётитовые		
	Окисленные и переложенные	Глинисто-хлорит-псиломелан-гидрогётитовые (искряные)			
Остаточные	Гётит-гидрогётитовые (бурожелезные) руды кор выветривания	В коре выветривания железистых кварцитов ультраосновных пород Кривого Рога, Среднего Приднпровья и Среднего Побужья	Пористая, кавернозная (ноздреватая, пещеристая), ячеистая, ящичная, каркасная, жеоды		
Докембрийские	Остаточные	Мартитовые, железнослюдко-мартитовые («синьки») и дисперсно-гематит-мартитовые («краско-синьки»)	Кривой Рог, Кременчугское, Белозерское	Пористая, кавернозная, ячеистая, ящичная, жеоды	

гические группы текстур

Порошковатые	Органогенные	Текстуры деформаций	Цементные
	Фитоморфозы, зооморфозы		Цементная
	Фитоморфозы, зооморфозы		
Порошковатая (редко)	Фитоморфозы, зооморфозы		Цементная
	Фитоморфозы, зооморфозы		
	Обломочноорга- ногенная	Обломочнооолитовая (рых- лая и слабцементиро- ванная)	Цементная
Порошковатая, землистая, охристая и др.			
		Дорудные (реликтовые): плйчатая, складчатая, смещеннополосчатая, прожилковая, сетчатая, брекчиевая, будинажная; внутри- и пострудные: складчатая, брекчиевая, текстура кливажа	

Типы промышленных руд		Месторождения	Морфоло-		
			Массивные		
Докембрийские		Каолинит-дисперсно-гематитовые («красковые»)			
	Метаморфические, метасоматические, осадочные метаморфизованные	Магнетитовые, железослюдко-магнетитовые, железослюдко-магнетитомартитовые (свита К ₃)	Кривой Рог	Массивная (редко)	
		Магнетитовые, гематит-магнетитовые, карбонатизированные магнетит-гематитовые	Кривой Рог, Кременчугское, Белозерское		
		Железистые кварциты (роговики и джеспилиты)	Кривой Рог, Кременчугское, Белозерское, Мариупольское		

Типы промышленных руд		Месторождения	Морфоло-		
			Пористые		
Докембрийские		Каолинит-дисперсно-гематитовые («красковые»)			
	Метаморфические, метасоматические, осадочные метаморфизованные	Магнетитовые, железослюдко-магнетитовые, железослюдко-магнетитомартитовые (свита К ₃)	Кривой Рог	Пористая (в окисленных разностях)	
		Магнетитовые, гематит-магнетитовые, карбонатизированные магнетит-гематитовые	Кривой Рог, Кременчугское, Белозерское		
		Железистые кварциты (роговики и джеспилиты)	Кривой Рог, Кременчугское, Белозерское, Мариупольское		

гические группы текстур			
Вкрапленные	Пятнистые	Полосчатые	Оолитовые и натечные
Вкрапленная (реликтовая)	Пятнистая	Полосчатая (реликтовая)	
		Полосчатая (неясно выраженная)	
	Пятнистая (при замещении и окислении)	Полосчатая, неясно полосчатая	
		Микрополосчатая, тонкополосчатая, среднеполосчатая, широкополосчатая, линейнополосчатая, прерывистополосчатая, неяснополосчатая, сложнополосчатая	

гические группы текстур			
Порошковатые	Органогенные	Текстуры деформаций	Цементные
Порошковатая		Сланцеватая (реликтовая), брекчиевая	
		Сланцеватая (в железно-слюдко-маритовых рудах)	
		Складчатая, смещеннополосчатая, брекчиевая	Цементная (редко)
		Складчатая, пльчатая, смещеннополосчатая, прожилковая, сетчатая, брекчиевая, будинажная, текстуры квиважа	

робластовая структура». Радиальнолучистые агрегаты, сложенные игольчатыми минералами, Ф. Н. Шахов (1961) описывает как радиальнолучистые текстуры, а Ю. Ир. Половинкина (1966) относит их к сноповым структурам. Ю. Г. Старицкий (1954) пришел к выводу, что обломочные (псефитовые, псаммитовые, алевритовые) структуры следует называть текстурами на том основании, что их строение обусловлено пространственным сочетанием окатанных обломков. Этому же мнения в свое время придерживался И. И. Танатар (1938).

Некоторые исследователи (Штейнберг, 1957, I. T. Turner and I. Verhoogen, 1951) предлагают отказываться вообще от двух терминов, не разделять понятия «текстура» и «структура». В работах Эдвардса (1954), Бастина (1950), Швартца (1951) и Камерона (1939) понятие «текстура» характеризует все виды сростаний рудных минералов. Ю. Ир. Половинкина (1966) категорически возражает против этого предложения, поскольку это было бы шагом назад, «возвратом к тому времени, от которого нас отделяет более полстолетия». Причину трудностей разграничения понятий «текстура» и «структура» она видит «не в недостатках формулировок, а в самой сути свойств горных пород».

Несмотря на многочисленные трудности, связанные с разграничением понятий «текстура» и «структура», в железных рудах Украины мы выделяем элементы строения, относимые к текстурам и структурам. За основу понятий «текстура» и «структура» автором приняты определения А. Г. Бетехтина. Объектом изучения текстуры является минеральный агрегат, т. е. сростки зерен или коллоидных частиц определенной парагенетической ассоциации, отличающиеся по вещественному составу, форме, размерам и структуре. Форма минеральных агрегатов, их размеры, расположение в пространстве и сочетание друг с другом и определяют разнообразие текстур. За основу систематики текстур нами принят морфологический принцип, текстуры объединены в следующие морфологические группы: массивные, вкрапленные, пятнистые, полосчатые, округлые, натечные, пористые, порошковатые, органогенные, текстуры деформаций, цементные. В табл. 1 мы не выделяем текстуры, представляющие собой сочетание нескольких текстур, например неравномерно вкрапленная оолитовая текстура в керченских рудах, или текстуры, возникающие при наложении минеральных агрегатов разных этапов рудообразования, например: полосчато-пятнистые текстуры, образующиеся при карбонатизации полосчатых железистых кварцитов и т. д. В табл. 1 приведено также распределение морфологических групп текстур по генетическим типам руд.

Морфологической единицей структуры являются минеральные зерна, обломки зерен, коллоидное вещество. Характер структуры определяется их формой, размерами и способом сочетания в руде. По форме различаются зерна идиоморфные, ксеноморфные, корродированные, скелетные, обломочные, эмульсионные и др. По

Морфогенетические группы структур	Генетические типы руд			
	Осадочные	Осадочные метаморфизованные	Метасоматические и метаморфические	Коры выветривания
Коллоидные	Гелевая, скрытокристаллическая, концентрически-зональная	Гранобластовая, микролепидогранобластовая, порфиробластовая, пойкилобластовая, ситовидная. Для рудных минералов: вкрапленная, полиэдрически-сростковая	Гранобластовая, немагнетогранобластовая, порфиробластовая, пойкилобластовая, ситовидная	Гелевая, скрытокристаллическая, концентрически-зональная, коллоидно-дисперсная, микроглобулярная, волнистая, игольчатая, радиальнолучистая, сферолитовая, микрочешуйчатая
Метаколлоидные				
Кристаллобластические				
Замещения (коррозионная)	Сферолитовая, радиальнолучистая, микрочешуйчатая, псевдоморфная, пойкилитовая		Порфиробластовая, пойкилобластовая, ситовидная, субграфическая, каемчатая, сетчатая, решетчатая, псевдоморфная, радиальнолучистая	Реликтовые: порфиробластовая, полиэдрически-сростковая. Внутри- и пострудные: каемчатая, решетчатая, петельчатая, псевдоморфная, скелетная, сетчато-каркасная, пойкилитовая
Катакlastические	Раздробленная	Раздробленная, гранокластическая, порфирокластическая, разлинзованная, милонитовая	Раздробленная, гранокластическая, порфирокластическая	Реликтовые, внутри- и пострудные: гранокластическая, порфирокластическая
Обломочные	Псефитовая, псаммитовая, алевритовая, пелитовая	Реликтовые: бласто-псаммитовая, бласто-алевритовая		Реликтовые: бласто-псаммитовая, бласто-алевритовая

Распределение морфогенетических групп структур

		Типы промышленных руд	Месторождения	
Постпрогерозойские	Осадочные	Неокисленные и слабоокисленные	Гидрогётито-хлоритовые (табачные)	
			Карбонатные	
		Окисленные	Хлорито-гидрогётитовые, глинисто-гидрогётитовые (коричневые)	Керченское
			Гидрогётитовые и псиломелано-гидрогётитовые	
		Окисленные и переотложен.	Глинисто-хлорито-псиломелано-гидрогётитовые (икряные)	
	Остаточные	Гетито-гидрогётитовые (буро-железняковые) руды кор выветривания	В коре выветривания железистых кварцитов, ультраосновных и основных пород Кривого Рога, Среднего Приднестровья и Среднего Побужья	
Докембрийские	Остаточные	Маритовые, железнослюдкомаритовые («синьки») и дисперсно-гематито-маритовые («краско-синьки»)	Кривой Рог, Кременчугское, Белозерское	
		Каолинито-дисперсно-гематитовые («красковые»)		

в промышленных железных рудах Украины

Морфогенетические группы структур

Коллоидные

Метаколлоидные

Кристаллобластические

Гелевая, скрытокристаллическая, концентрически-зональная

Микрочешуйчатая

Сферолитовая, микрзернистая

Гелевая, скрытокристаллическая

Микрочешуйчатая, волокнистая, радиально-лучистая

Микрочешуйчатая, волокнистая

Гелевая, скрытокристаллическая, концентрически-зональная

Волокнистая, радиально-лучистая, сферолитовая чешуйчатая

Коллоидно-дисперсная, микроглобулярная (в дисперсно-гематитовых слоях)

Микрочешуйчатая, микрзернистая (в дисперсно-гематитовых слоях)

Коллоидно-дисперсная

Микрочешуйчатая, микрзернистая

		Типы промышленных руд	Месторождения	
Постпротерозойские	Осадочные	Неокисленные и слабоокисленные	Гидрогётито-хлоритовые (табачные)	
			Карбонатные	
		Окисленные	Хлорито-гидрогётитовые, глинисто-гидрогётитовые (коричневые)	Керченское
			Гидрогётитовые и псиломелано-гидрогётитовые	
Окисленные и переотложен.	Глинисто-хлорито-псиломелано-гидрогётитовые (икряные)			
Докембрийские	Остаточные	Гетито-гидрогётитовые (бурожелезняковые) руды кор выветривания	В коре выветривания железистых кварцитов, ультраосновных и основных пород Кривого Рога, Среднего Приднпровья и Среднего Побужья	
		Мартитовые, железослюдко-мартитовые («синьки») и дисперсно-гематито-мартитовые («краско-синьки»)	Кривой Рог, Кременчугское, Белозерское	
Остаточные	Каолинито-дисперсно-гематитовые («красковые»)			

Морфогенетические группы структур

Структуры замещения (коррозионные)	Катакластические	Обломочные
Каемчатая, сетчатая, псевдоморфная, пойкилитовая		Псаммитовая, алевритовая
Сферолитовая, микрозернистая, пойкилитовая, псевдоморфная		
Сетчатая, псевдоморфная, пойкилитовая		Псаммитовая, алевритовая
Псевдоморфная, пойкилитовая	Обломочнооолитовая	
Псевдоморфная, каемчатая, решетчатая		Обломочная (реликтовая)
Псевдоморфная, каемчатая, решетчатая, сетчатая, сrostковая, зернистая, сетчато-каркасная, субграфическая, регенерационная и др.	Раздробленная, гранокластическая, порфирокластическая	Обломочная (реликтовая)
Реликтовые: порфиробластовая, псевдоморфная. Ячеистая и сотовая (реликты роговиковой структуры)		

		Типы промышленных руд	Месторождения
Докембрийские	Осадочные метаморфизованные, метаморфические, метасоматические	Магнетитовые, железослюдко-мартитовые и железослюдко-магнетито-мартитовые (свита К ₃)	Кривой Рог
		Магнетитовые, гематито-магнетитовые, карбонатизированные магнетито-гематитовые	Кривой Рог, Кременчугское, Белозерское
		Железистые кварциты (роговики и джеспилиты)	Кривой Рог, Кременчугское, Белозерское, Мариупольское

		Типы промышленных руд	Месторождения
Докембрийские	Осадочные метаморфизованные, метаморфические, метасоматические	Магнетитовые, железослюдко-мартитовые и железослюдко-магнетито-мартитовые (свита К ₃)	Кривой Рог
		Магнетитовые, гематито-магнетитовые, карбонатизированные магнетито-гематитовые	Кривой Рог, Кременчугское, Белозерское
		Железистые кварциты (роговики и джеспилиты)	Кривой Рог, Кременчугское, Белозерское, Мариупольское

Морфогенетические группы структур		
Коллоидные	Метаколлоидные	Кристаллобластические
		Гранобластовая, гранолепидобластовая. Для рудных минералов — полиэдрически-сростковая, петельчато-сростковая
		Гранобластовая, нематогранобластовая, для рудных минералов — вкрапленная, полиэдрически-сростковая, петельчато-сростковая
		Гранобластовая, микрогранобластовая, микролепидогранобластовая, нематогранобластовая, пойкилобластовая, порфиробластовая. Для рудных минералов — полиэдрически-сростковая, петельчато-сростковая и др.
Морфогенетические группы структур		
Структуры замещения (коррозийные)	Катакластические	Обломочные
Каемчатая, сетчатая (при мартитизации), псевдоморфная	Дробления, катакластическая	Бластосаммитовая (реликтовая) в железнослюдко-мартитовых рудах
Пойкилобласовая, псевдоморфная, радиальнолучистая (для эгинсодержащих)	Дробления, катакластическая	
Пойкилобластовая, порфиробластовая, псевдоморфная, радиальнолучистая. Для окисленных — каемчатая, решетчатая, сетчатая, псевдоморфная, субграфическая	Дробления, микробросовая, гранокластическая, порфирокластическая, милонитовая	Бластосаммитовая, бластоалевритовая (реликтовая)

величине зерен нет общепринятых подразделений. В. А. Глазковский (1954) подразделяет их по размерам на следующие группы: очень крупные (>20 мм), крупные (от 20 до 2 мм), средние (от 2 до 0,2 мм), тонкие (от 0,2 до 0,02 мм), весьма тонкие (от 0,02 до 0,002 мм), субмикроскопические (от 0,0002 мм и меньше). Минеральные зерна могут быть однородными и неоднородными по строению, корродированными, псевдоморфными, зональными, могут содержать включения других минералов и т. д.

Некоторые исследователи за морфологическую единицу структуры принимают мономинеральные агрегаты зерен, другие исследователи относят их к микротекстурам и текстурам.

Среди структур железных руд мы выделяем шесть морфогенетических групп: 1) коллоидные; 2) метаколлоидные; 3) кристаллобластовые; 4) замещения; 5) катакластические; 6) обломочные, отличающиеся между собой по размерам индивидов, их форме, сочетанию друг с другом и по условиям образования. В табл. 3 приведены морфогенетические группы структур, выделены разновидности внутри групп и дано их распределение по генетическим типам руд. В таблицах 2, 4 дано распределение главнейших разновидностей текстур и структур в промышленных рудах Украины.

ЛИТЕРАТУРА

Атлас текстур и структур осадочных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Белевцев Я. Н., Тохтуев Г. В. и др. Геология криворожских железорудных месторождений, т. I, II. Изд-во АН УССР, 1962.

Бетехтин А. Г. Классификация структур и текстур руд. Изв. АН СССР, серия геол., вып. 1 и 2, 1937.

Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлун Т. Н. Текстуры и структуры руд. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Глазковский В. А. Геолого-минералогические основы технологической оценки руд месторождений железа. М., Госгеолтехиздат, 1954.

Доброхотов М. Н. Геология и железорудные месторождения Кременчугского района. М., изд-во «Недра», 1964.

Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Исаенко М. П., Юшко С. А. О книге С. И. Талдыкина, Н. Ф. Гончарик, Г. Н. Епикеевой и Б. В. Розинной «Атлас структур и текстур руд». Изв. АН СССР, серия геол. Вып. 9, 1956.

Исаенко М. П. Определитель главнейших текстур и структур руд. М., Госгеолтехиздат, 1964.

Литвиненко А. У. и др. Керченский железорудный бассейн. М., изд-во «Недра», 1967.

Половинкина Ю. И. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород, т. I и II. М., изд-во «Недра», 1966.

Рамдор Пауль. Рудные минералы и их сростания. М., Изд-во иностр. лит., 1962.

Старицкий Ю. Г. Определение понятий «структура» и «текстура». Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, вып. 3, 1954.

Талдыкин С. И. и др. Атлас структур и текстур руд. М., Госгеолтехиздат, 1954.

Танатар И. И. Генетическая классификация структур и текстур горных пород. «Советская геология», 1938, № 12.

Тохтуев Г. В., Губкина М. Н. Текстуры горных пород и руд Кривого Рога. Сб. научных трудов, серия геол. «Геология и горное дело», НИГРИ, 1959.

Шахов Ф. Н. Текстуры руд. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Шведов М. С. Петрография осадочных пород. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Штейнберг Д. С. Структуры горных пород. Изд-во Свердл. горн. ин-та, 1957.

Bastin E. G. Interpretation of the textures geol. Soc. Am. Met., 45, 1950.

Cameron E. N. Geology and mineralization of the northeastern Humboldt rang, Nevada. Bull. Geol. Soc. Am., v. 50, N 4, 1939.

Edwards A. B. The textures of ore minerals and their significance. Austral. Inst. min and metallurgy melburn, 1954.

Schwartz G. M. Classification and definition of textures and mineral structures in ores econ. geol., N 6, 1951.

Turner J. T., Verhoogen J. Igneous and metamorphic petrology: Mc Graw-Hill Book Company, 1951.

*Г. Ф. ГУЗЕНКО, В. И. ГАНОЦКИЙ,
Р. А. ЧАСТИЙ, Е. И. КАЧАНОВ, И. И. МОГИЛЕВЕЦ*

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ЖЕЛЕЗИСТЫЕ КВАРЦИТЫ ЧЕРТОМЛЫКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Чертомлыкское месторождение железистых кварцитов расположено на территории Апостоловского и Никопольского районов Днепропетровской области УССР, в 20 км к северо-западу от г. Никополя. Развитые здесь древнейшие метаморфизованные осадочно-вулканогенные образования входят в Базавлукскую структурно-фациальную зону, слагающая самую южную ее часть, известную под названием Чертомлыкско-Соленовского района. Само месторождение занимает небольшую площадь в юго-восточной части этого района. Железистые кварциты здесь вызывают, как и в других районах, магнитные аномалии, выявленные П. Н. Трубячинским в 1929 г.

Первые геологопоисковые работы на месторождении проводились в 1947—1950 гг. под руководством И. С. Романова, в результате которых были установлены пласты железистых кварцитов значительной мощности. В 1957—1958 гг. их изучал В. Л. Бойко. Им освещены вопросы стратиграфии и тектоники осадочно-вулканогенных образований для всей территории Чертомлыкско-Соленовского района (1962, 1963, 1967 гг.). С 1967 г. начата предварительная разведка железистых кварцитов Чертомлыкского месторождения.

Разведочные работы на месторождении еще не закончены, но значительные запасы железистых кварцитов, составляющие по предварительным данным около 500 млн. т, неглубокое их залегание, а также возможность обогащения магнитно-флотационным способом ставит Чертомлыкское месторождение в ряд важных объектов для горнодобывающей промышленности. При этом следует учесть и возрастающую потребность в производстве товарных

железных руд при отсутствии новых крупных месторождений неокисленных железистых кварцитов. Значительные объемы буровых работ, выполненных за последнее время на Чертомлыкском месторождении, позволяют более полно осветить этот новый железорудный район Украины.

Стратиграфия и петрографическая характеристика пород

Геологическое строение и стратиграфия метаморфизованных осадочно-вулканогенных образований Чертомлыкско-Соленовского района подробно охарактеризованы в работе В. Л. Бойко (1967). Им же дана стратиграфическая схема этих образований и для Чертомлыкского участка, который он назвал «Чертомлыкской чешуей». В разрезе метаморфических пород района В. Л. Бойко выделяет две серии: нижнюю и верхнюю базавлукскую. Серии в свою очередь подразделены им на свиты и подсвиты.

В пределах Чертомлыкского месторождения им установлены породы обеих серий. К нижней базавлукской серии отнесены амфиболиты и различные сланцы, подстилающие железистые кварциты, к верхней — железистые кварциты и перекрывающие их сланцы, апотуффиты, апокератофиры и другие осадочно-вулканогенные породы.

Мы ограничимся рассмотрением разреза метаморфизованных осадочно-вулканогенных образований только Чертомлыкского месторождения, где имеется новый фактический материал, полученный в результате проведения значительных объемов буровых работ. Очень важным является тот факт, что признаки стратиграфического или структурного несогласия, а также проявления магматической деятельности, служащие критерием для выделения серий, не обнаружены. Наоборот, все выделенные разновидности пород залегают согласно, а между ними наблюдаются довольно постепенные переходы. Таким образом, в пределах Чертомлыкского месторождения нет оснований для выделения двух серий.

В новой стратиграфической схеме докембрия Украинского щита, принятой УМСК в 1967 г., метаморфизованные осадочно-вулканогенные образования Среднего Приднепровья отнесены к конкско-верховцевской серии. В эту же серию они отнесены В. И. Гладким, А. П. Козловской и др.

По минеральному составу пород, последовательности их залегания, резкому преобладанию эффузивов разрез метаморфизованных осадочно-вулканогенных образований Чертомлыкского месторождения хорошо сопоставляется с разрезом нижней свиты конкско-верховцевской серии (Ак_v) в Сурском, Верховцевском, Конкском и Белозерском районах Среднего Приднепровья (Г. Ф. Гузенко, М. Н. Доброхотов, 1964). Исходя из этого, метаморфизованные образования Чертомлыкского месторождения мы относим к нижней свите конкско-верховцевской серии (Ак_{v1}). В составе нижней свиты, как и в других районах, выделяется три подсвиты:

нижняя метабазитовая (Akv_1^1), средняя сланцево-железисто-кремнистая (Akv_1^2) и верхняя метабазитовая (Akv_1^3).

Нижняя метабазитовая подсвета (Akv_1^1). Породы подсветы развиты в восточной части месторождения, контактируя на западе с железистыми кварцитами средней подсветы, на востоке — с гранитоидами, характер контакта с которыми пока не выяснен. Мощность отложений подсветы 400—500 м. В ее составе преобладают амфиболиты. В виде пластов небольшой мощности среди них присутствуют серицит-кварцевые, хлорит-кварцевые, иногда кварц-плагиоклаз-амфибол-хлоритовые и кварц-плагиоклаз-хлоритовые сланцы и апопорфириты.

Амфиболиты представляют собой сланцеватые, тонкозернистые породы темно-зеленой окраски. В состав их входят плагиоклаз (альбит или олигоклаз-альбит), синевато-зеленый амфибол, минералы группы цоизит-эпидота, иногда полностью замещающие плагиоклаз, и единичные зерна рудных минералов.

В верхней части разреза подсветы амфиболиты представлены аподиабазовыми, хлоритсодержащими или в более редких случаях гранатсодержащими разновидностями. Аподиабазовые амфиболиты, т. е. амфиболиты с сохранившимися признаками первичномагматических структур (Половинкина, 1959), состоят из таблитчатых кристаллов светло-зеленого амфибола и мелкозернистого плагиоклазового агрегата. В различных количествах в них могут присутствовать минералы эпидот-цоизитовой группы, хлорит, биотит, кварц, карбонаты, постоянно содержится сфен или рудные минералы.

Хлоритсодержащие амфиболиты имеют хорошо выраженную сланцеватую текстуру и от обычных сланцеватых амфиболитов отличаются значительным содержанием хлорита. В гранатсодержащих амфиболитах гранат образует скелетные зерна, содержание его достигает 15—20%. В амфиболитах систематически встречаются прослойки эпидозитов и кварцевые или кварц-карбонатные прожилки. С последними нередко связаны скопления турмалина.

Серицит-кварцевые сланцы имеют переменный состав. Помимо кварца и серицита в них могут присутствовать плагиоклаз, биотит, цоизит, гранат, постоянно содержатся рудные минералы. Характерной особенностью сланцев является количественное преобладание кварца над серицитом.

Преобладание кварца над хлоритом наблюдается также и в хлорит-кварцевых сланцах. Содержание хлорита в них обычно не превышает 30%. В незначительном количестве в сланцах присутствуют цоизит и рудные минералы. Довольно часто встречаются слои плагиоклаз-хлоритового состава.

Апопорфириты и кварц-плагиоклаз-хлоритовые сланцы встречаются только в верхней части подсветы. В их состав входит хлорит, плагиоклаз, кварц, минералы группы эпидот-цоизита, магнетит, сфен и карбонат. Более подробно эти

породы будут рассмотрены при описании верхней метабазитовой подсветы, где они имеют широкое распространение.

Средняя сланцево-железисто-кремнистая подсвета (Akv_1^2). Слагающие подсвету силикат-карбонат-магнетитовые кварциты и различные по составу сланцы залегают согласно на отложениях нижней подсветы. В северной части месторождения в разрезе под-светы резко преобладают железистые кварциты. Они образуют два пласта, разделенные толщей сланцев мощностью до 100 м. Начиная с профиля XXX и дальше к югу нижний пласт расщепляется, мощность его резко уменьшается и одновременно увеличивается роль разделяющих его сланцев. В этом же направлении значительно уменьшается и общая мощность подсветы от 500 м на северных профилях до 200—250 м в центральной части и 300—350 м на юге месторождения. Поведение пластов железистых кварцитов по простиранию и падению, их мощность и минералого-петрографический состав будут охарактеризованы ниже. Здесь мы останемся только на краткой характеристике других пород, слагающих подсвету.

Биотит-плагноклаз-кварцевые сланцы пользуются в составе подсветы широким развитием. Наибольшее распространение они имеют в пределах толщи, разделяющей I^a и II^b пласты железистых кварцитов. По мере возрастания мощности этой толщи к югу, где она достигает 200 м, мощность пластов железистых кварцитов резко уменьшается — происходит фациальное замещение хемогенных осадков терригенными.

Внешне рассматриваемые сланцы представляют собой мелкозернистые сланцеватые породы серого цвета. В их составе основная роль принадлежит кварцу (60—70%), плагноклазу (5—15%) и биотиту (10—15%). В подчиненном количестве в них присутствует хлорит, иногда серицит и карбонат. В виде аксессуариев встречаются циркон, апатит, рудные минералы. Характерной особенностью сланцев является неравномернозернистая структура, обусловленная наличием в основной тонкозернистой массе породы более крупных зерен (0,5—1,0 мм) кварца и плагноклаза, количество которых составляет 10—20% объема породы. Форма таких зерен в большинстве случаев удлинена по сланцеватости породы. Зерна плагноклаза содержат многочисленные округлые или червевидные включения кварца. Генезис этих сланцев неясен. В. Л. Бойко (1967) рассматривает их как апотуффиты, а В. Д. Ладиева (1956) аналогичные породы Конкского района определяет как «ороговикованные биотито-хлорито-кварцевые сланцы и микрогнейсы».

В толще биотит-плагноклаз-кварцевых сланцев встречаются многочисленные переслаивающиеся между собой прослой кварц-серицитовых и реже кварц-хлоритовых сланцев. В количественном отношении преобладают кварц-серицитовые сланцы. Они встречаются не только в виде прослоев, но образуют

и самостоятельный пласт, залегающий, как отмечалось выше, между I и II пластами железистых кварцитов.

Тальксодержащие сланцы образуют пласт, залегающий между кварц-серицитовыми сланцами и верхним (II) пластом железистых кварцитов и прослеживающийся на протяжении 4 км. Мощность его изменяется от 5 до 30 м. В состав сланцев входят хлорит, тальк, кварц, карбонат, биотит и в подчиненном количестве рудные минералы. Карбонат в большинстве случаев образует порфиробласты, содержание его в породе в среднем составляет 15—30%. Тальк встречается повсеместно, содержание его варьирует от нескольких до 60%. Биотит присутствует почти всегда, иногда в значительном количестве. Кварц имеет обычно второстепенное значение.

Непосредственно на контакте с железистыми кварцитами в виде оторочек мощностью от 1 до 6 м почти повсеместно наблюдаются кварц-биотитовые сланцы, представляющие собой мелкозернистые породы темной окраски. Среди них встречаются маломощные слои плагиоклаз-биотитового состава, иногда содержится гранат и железистый амфибол.

Верхняя метабазитовая подсвита (Акв₁³). Образования ее залегают согласно на нижележащих породах. Верхняя граница подсвиты в пределах рассматриваемого участка не установлена, максимальная мощность, вскрытая буровыми скважинами, составляет около 700 м. В составе подсвиты выделяются апорфириты, кварц-плагиоклаз-хлоритовые, кварц-цоизит (эпидот)-амфибол-хлоритовые сланцы, амфиболиты и кератофиры. Значительное место в разрезе занимают измененные магматические породы ультраосновного состава. В виде редких и маломощных прослоев встречаются кварц-хлоритовые и кварц-серицитовые сланцы.

К апорфиритам нами отнесены сланцеватые зеленовато-серые мелкозернистые породы, с сохранившимися признаками первичномагматических структур. Главные минералы апорфиритов — альбит и хлорит. В переменном, иногда значительном количестве, в них присутствуют минералы группы эпидот-цоизита, карбонат, кварц и биотит, в небольших количествах магнетит или сфен.

Среди апорфиритов выделяются как порфиновые, так и афировые разновидности. Афировые апорфириты обладают, как правило, мелкозернистой бластоофитовой структурой. Иногда в них плагиоклаз в количественном отношении резко преобладает над хлоритом. Подобные породы Ю. Ир. Половинкина (1959) выделяет под названием керато-спилитов.

В порфиновых апорфиритах вкрапленники представлены плагиоклазом, а вмещающая масса сложена хлоритом, плагиоклазом, минералами группы эпидот-цоизита, кварцем и карбонатом. Структура основной массы гранобластовая. Не исключена возможность, что значительная часть пород, относимых нами к апорфиритам, имеет пирокластическое происхождение.

Апопорфириты образуют пачки мощностью от 10 до 50 м, в пределах которых они переслаиваются с маломощными прослоями различных сланцев и кератофириров, или в свою очередь встречаются в виде прослоев среди других пород. Выделяются две выдержанные по простиранию толщи, в составе которых преимущественное развитие имеют апопорфириты.

Кварц-плагноклаз-хлоритовые сланцы, обладая зеленовато-серой окраской и сланцеватой текстурой, далеко не всегда отличимы макроскопически от тонкозернистых рассланцованных апопорфиритов. Количественные соотношения кварца и плагноклаза в них варьируют в значительных пределах. Постоянно в них присутствуют минералы группы эпидот-цоизита и рудные минералы, нередко биотит и карбонат, иногда серицит. Структура сланцев гранобластовая, мелкозернистая. Сланцы развиты преимущественно в северной части месторождения, где образуют два пласта мощностью от 30 до 70 м.

Кварц-цоизит (эпидот) - амфибол - хлоритовые сланцы также имеют значительное распространение. Мощная (около 80 м) толща этих пород подсечена в южной части месторождения. В состав сланцев в переменных количествах входят: хлорит, синевато-зеленый амфибол, минералы группы эпидот-цоизита, кварц, карбонат, рудные минералы, нередко плагноклаз. Структура сланцев лепидогранобластовая или нематогранобластовая, окраска зелено-серая различных оттенков. Эти породы, так же как и кварц-плагноклаз-хлоритовые сланцы, тесно связаны с апопорфиритами и, возможно, являются метаморфизованными эффузивно-осадочными породами (туффитами).

Амфиболиты максимальное развитие получили в основании подвиты, где они образуют толщу, выклинивающуюся в северном направлении. Преобладающее развитие имеют аподиабазовые амфиболиты, обычно слабо рассланцованные, обладающие мелко- или среднезернистой структурой и зеленовато-серой окраской. Они состоят из таблитчатых и волокнистых кристаллов светло-зеленого амфибола (актинолита) и кварц-цоизитовой мелкозернистой массы, заместившей плагноклаз. Постоянно присутствуют сфен или лейкоксен, встречаются хлорит и карбонат. Плагноклаз (альбит), как правило, гранулирован и в различной степени замещен цоизитом. Менее распространены амфиболиты, лишенные признаков первичных структур, с характерной сланцеватой текстурой. По минеральному составу они аналогичны аподиабазовым амфиболитам, но иногда содержат значительное количество кварца.

Метаморфизованные ультрабазиты. Они образуют две пачки, расщепляющиеся и выклинивающиеся по простиранию. Нижняя пачка имеет значительную мощность (до 120 м) и протяженность. Мощность верхней пачки не превышает 60 м. Многочисленные прослои ультрабазитов встречаются также среди апопорфиритов и кварц-плагноклаз-хлоритовых сланцев.

Характеризуемая группа пород включает в себя много петрографических разновидностей. Наибольшее распространение имеют актинолитовые, карбонат-тальковые сланцы и актинолититы. Значительно реже встречаются хлорит-карбонат-тальковые, хлорит-тальковые, актинолит-тальковые, хлорит-актинолитовые и хлоритовые сланцы.

Карбонат-тальковые сланцы обладают тонкочешуйчатым строением. Карбонат образует неправильной формы порфиобласты, равномерно размещенные в тальковой или хлорит-тальковой массе. Постоянно присутствует магнетит в виде мелких изоморфных кристаллов или пылевидных скоплений в зернах карбоната. В последнем случае магнетит повторяет контуры исчезающих кристаллов оливина.

Актинолитовые сланцы представляют собой тонкосланцеватые породы серо-зеленой окраски с фибробластовой структурой. Помимо тонковолокнистого актинолита в их состав в небольших количествах входит магнетит, иногда тальк, хлорит, карбонат.

Актинолититы характеризуются массивной текстурой и нематобластовой среднезернистой структурой. В виде незначительной примеси в их состав входит сфен или магнетит, иногда цоизит или плагиоклаз.

Кератофиры и кварцевые кератофиры образуют обычно маломощные прослои среди metabазитов. Наибольшее развитие эти породы получили в южной части участка, где на профиле XXII подсечено несколько пачек кератофилов и кварцевых кератофилов мощностью от 5 до 90 м. Макроскопически это светло-серые массивные или слабо рассланцованные породы, состоящие из вкрапленников плагиоклаза (альбита) или плагиоклаза и кварца и мелкозернистой кварц-плагиоклазовой вмещающей массы. В их состав входят также хлорит, иногда серицит и биотит.

Кварц-хлоритовые и кварц-серицитовые сланцы образуют, как правило, маломощные прослои среди metabазитов и только в редких случаях встречаются в виде пачек мощностью в несколько метров. По вещественному составу и структурным признакам они аналогичны сланцам средней подсвиты.

Геологическая структура

В структурном отношении район Чертомлыкского месторождения относится к Чертомлыкско-Соленовскому синклинорию Базавлукской складчатой зоны. Он усложнен рядом синклиналильных и антиклиналильных структур, охарактеризованных В. Л. Бойко (1967). Мы кратко остановимся только на структуре месторождения. Оно располагается на восточном крыле Чертомлыкской синклиналильной складки, западное крыло которой, по мнению В. Л. Бойко, срезано северо-восточным надвигом Кисличеватской антиклинали. Буровыми работами восточное крыло прослежено на

расстоянии около 7 км, характер поведения его к югу не ясен, на севере оно уходит за пределы месторождения. Простираание его в основном северо-восточное, только в северной части оно изменяется на субмеридиональное. Падение пород на большей части площади западное, довольно пологое (50—60°). В северной части месторождения, начиная с XXXIV профиля, угол падения увеличивается до 70—80°. На профилях XXXVI и XXXVII падение пород на глубине сменяется на вертикальное, а затем переходит в восточное (скв. 29, 33). Причина опрокинутого падения пород не выяснена, возможно она вызвана наличием в этой части месторождения целой серии разломов.

В строении восточного крыла синклинальной складки на всей исследуемой площади принимают участие только породы нижней железисто-кремнисто-метабазитовой свиты. Залегание их спокойное. Подтверждением тому являются и слабые проявления микро-тектоники. Только в северной части месторождения установлено несколько нарушений разломного типа, зафиксированных скважинами 29, 24, 16, 18 и 25. По характеру проявления движения это взбросы, направление простираания которых точно не установлено. Судя по крайнему южному взбросу, по которому имеется две точки пересечения скважинами, оно северо-западное под углом 60—70° к простираанию пород. Падение плоскостей сместителей крутое север-северо-восточное. Амплитуда смещения не установлена, судя по положению пласта железистых кварцитов, она исчисляется несколькими сотнями метров. По направлению к северным сбросам она значительно уменьшается.

В зонах разломов, мощность которых не менее 10—20 м, породы раздроблены, брекчированы, обломки их различно ориентированы, по составу неоднородны, наблюдаются многочисленные карбонатные и кварцевые жилки. Как правило, породы в зонах разломов в значительной степени выветрелые, окисленные, выщелоченные, часто превращены в рыхлую землистую массу. Процессы выветривания здесь опускаются на значительную глубину, так по скв. 24-Б среди совершенно свежих пород на глубине 225—245 м встречены брекчированные выветрелые рыхлые породы с широким развитием бурых гидроокислов железа.

Строение и минералого-петрографическая характеристика пластов железистых кварцитов

Железистые кварциты прослежены на всей площади месторождения, но мощность и состав их подвержены значительным изменениям. Максимальная мощность их зафиксирована между профилями XXX и XXXVI. Здесь установлено два пласта кварцитов — нижний (I) и верхний (II). К югу и северу от этого участка происходит расщепление нижнего пласта железистых кварцитов и фаціальное замещение его сланцами, а в связи с этим и резкое уменьшение мощности.

Нижний пласт кварцитов (I) имеет максимальную мощность 250—300 м, которая сохраняется на протяжении около 1800 м. На XXX разведочном профиле мощность его уменьшается до 120 м и происходит расщепление на два пропластка — Ia и Ib. Они хорошо прослеживаются по простиранию, постепенно удаляясь друг от друга в связи с увеличением в южном направлении мощности разделяющих их сланцев. Мощность нижнего пропластка (Ia) довольно постоянная 15—20 м. Мощность верхнего пропластка (Ia) уменьшается от 100 до 20—30 м на южных профилях. В обоих пропластках наблюдаются случаи фациального замещения по падению кварц-хлорит-биотитовыми (скв. 11-Б) и хлорит-биотит-кварц-полевошпатовыми сланцами (скв. 9-Б).

Верхний пласт железистых кварцитов (II) отделен от нижнего пластом сланцев общей мощностью в 60—100 м. В пределах месторождения пласт II прослеживается повсеместно; мощность его изменяется от 60—85 (профили XXX—XXXIV) до 20—30 м в южном направлении. Особенно резкое изменение мощности пласта наблюдается к северу от XXXVI профиля, где истинная его мощность, установленная скважинами, не превышает 15 м. Еще дальше к северу он, по-видимому, совсем выклинивается.

Железистые кварциты обоих пластов представлены крепкими, тонкозернистыми, полосчатыми породами. Текстуры грубо- и среднеполосчатые, характеризующиеся чередованием рудных, кварцевых и силикатных прослоев, наблюдаются в силикатсодержащих кварцитах. Средне- и тонкополосчатые, неравномернополосчатые текстуры, обусловленные чередованием рудных, кварцевых и карбонатных прослоев, встречаются в бессиликатных кварцитах. По составу прослои двух-, трех- и многокомпонентные, мономинеральные прослои играют подчиненную роль. По преобладающему минералу выделяются кварцевые, карбонатные, магнетитовые, биотитовые и амфиболовые прослои.

Кварцевые прослои составляют 20—50% железистых кварцитов. Их мощность 0,3—10 мм, чаще 0,5—0,7 мм. Состав поли-, редко мономинеральный. В качестве примесей (1—10%) присутствуют сидероплезит, магнетит, реже биотит, хлорит, амфибол, полевой шпат. Они концентрируются на контакте со смежными прослоями. Структура прослоев гранобластовая в сочетании со сростковой, порфиробластовой, лепидогранобластовой, нематогранобластовой. Кварц представлен зернами изометричной формы, с четкими ровными контурами, корродированными на контактах с карбонатами. Размер зерен неодинаков: в центре прослоев 0,16—0,25 мм, иногда 0,54 мм, по периферии 0,016—0,056 мм. С последними часто связаны скопления пылевидного магнетита. Крупные зерна кварца никаких включений не содержат. В железистых кварцитах с большим содержанием силикатов в кварцевых прослоях повсеместно присутствует плагиоклаз (10—50%). По углу симметричного угасания и показателю преломления они относятся к альбит-олигоклазу.

Карбонатные прослои имеют мощность 1—2 мм, реже 5—10 мм. По составу они двух- и трехкомпонентные, реже многокомпонентные и состоят из карбоната (50—60 до 100%), кварца (5—20%), магнетита (0—40%), хлорита, биотита, амфибола (0—10%). Карбонат встречается в виде средне- и разнозернистых агрегатов. В первом случае его зерна соразмерны кварцу (0,016—0,08 мм), имеют близкую к изометрической форму и неровные контуры. Они содержат пылевидные скопления, сростки и зерна магнетита (0,016—0,112 мм), остаточный кварц, хлорит и другие минералы-примеси. Структура агрегатов гранобластовая. Во втором случае структура агрегатов гетеробластовая, размер зерен 0,01—0,7 мм. Контуры зазубрены, включений не содержат. По данным химических и термических определений карбонат относится к железистой разновидности ряда $MgCO_3-FeCO_3$ — сидероплезиту с небольшой примесью доломита (табл. 1).

Таблица 1

Химический состав карбоната

Компоненты	Вес. %	Молекулярное количество	Молекулярный состав, %
SiO ₂	1,70	28	
TiO ₂	0,06	1	
Al ₂ O ₃	1,33	33	FeCO ₃ —86,8
Fe ₂ O ₃	1,91	12	
FeO	52,48	730	MgCO ₃ —10,8
CaO	0,75	13	
MgO	3,62	90	CaCO ₃ —1,5
MnO	0,58	8	
P ₂ O ₅	0,138	1	MnCO ₃ —0,9
H ₂ O	0,12	7	
П. п. п.	36,90		
Σ	99,60		
CO ₂	36,64	832	

Анализ выполнен в лаборатории ДКГРЭ треста Днепрогеология. Химик-аналитик Л. П. Зайцева.

Небольшие содержания SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ и H₂O связаны с незначительной примесью во фракции хлорита и магнетита.

Магнетитовые прослои составляют 20—30% объема железистых кварцитов. Мощность их 0,3—3 мм, редко 3—7 мм. Кроме магнетита (50—70%, иногда 90—100%) постоянно присутствуют кварц (20—40%), карбонат (10—40%), хлорит, амфибол и биотит (10—30%). Структура прослоев grano- и гетеробластовая, лепидо- и нематобластовая. Магнетит встречается в виде сростков и кристаллов размером не более 0,11—0,13 мм. Минералы-примеси как бы цементируют сростки и кристаллы магнетита, в отдельных случаях обладая четким идиоморфизмом кристаллов (в частности

биотит, амфибол). Наряду со сростками и кристаллами магнетит наблюдается в виде пылевидных скоплений, расположенных внутри зерен минералов-примесей и концентрирующихся в приконтактных зонах прослоев.

Биотитовые прослои играют существенную роль в составе кварцитов нижнего (I) пласта. Имеют мощность 0,3—2 мм, реже 2—7 мм. Содержание (в %) биотита 60—90, магнетита 0—30, кварца 0—15, карбоната и хлорита 0—5, амфибола 1—3. Структура лепидо- и гранолепидобластовая, порфиробластовая. Биотит образует чешуйчатые и пластинчатые кристаллы размером до 0,2 мм и более, ориентированные согласно, в отдельных случаях под углом к полосчатости, и содержащие включения сростков отдельных кристаллов (0,009—0,24 мм), а также пылевидных скоплений магнетита. В ассоциации с перекристаллизованными крупнозернистыми агрегатами биотита и кварца в биотитовых прослоях (и это характерно для них) встречаются метакристаллы магнетита размером 0,5—3 мм.

Амфиболовые прослои занимают подчиненное положение в кварцитах нижнего пласта. Их мощность 0—1 мм, реже 1—7 мм. Состав (в %): амфибол 90—100, реже 70—80, магнетит 5—25, карбонат 0—10, кварц 5—15, биотит и хлорит 0—10. По составу такие прослои многокомпонентны, но ведущую роль играют в их составе амфибол и магнетит. Структура прослоев гранонематобластовая, порфиробластовая, в мономинеральных прослоях — нематобластовая. Амфибол представлен железистой разновидностью ряда куммингтонит — грюнерит, встречается в виде пластинчатых кристаллов (1—3 мм), агрегаты которых занимают секущее, реже согласное по отношению к слоистости положение. Он содержит включения среднезернистого и пылевидного магнетита, остаточного кварца, карбоната, биотита. Наблюдаются явления замещения амфибола рудным минералом и карбонатом.

Минеральный состав железистых кварцитов в видовом отношении постоянен. Это кварц, магнетит, карбонат, биотит, амфибол, хлорит. Количественные соотношения минералов изменяются как по падению, так и по простиранию пластов. Таблица 2 подтверждает общую для обоих пластов тенденцию к снижению с юга на север содержания магнетита и возрастанию силикатов и карбонатов в этом же направлении. По падению с глубиной уменьшается количество силикатов и увеличивается количество карбоната и магнетита. Кроме общих признаков нижний и верхний пласт имеют некоторые отличительные особенности.

Нижний пласт сложен амфибол-сидерит-магнетитовыми, амфибол-биотит-сидерит-магнетитовыми, сидерит-магнетитовыми и магнетит-сидеритовыми кварцитами. Преобладают силикатсодержащие разности. В районе профилей XXXII—XXXIV в висячем боку и в центре пласта развиты сидерит-магнетитовые и магнетит-сидеритовые кварциты. Постоянно в силикатсодержащих разностях присутствует полевой шпат и спорадически метакристы магнетита.

Содержание железа магнетита, силикатов и карбонатов
в железистых кварцитах

Профили	Пласт	Fe _{маг}	Fe _{карб}	Fe _{сил}	Пласт	Fe _{маг}		Fe _{карб}		Fe _{сил}	
						1а	1б	1а	1б	1а	1б
XXXVI	Верхний (II)	14,0	18,7	4,6	Нижний (I)	9,9		8,5		7,0	
XXXIV		11,6	16,8	2,7		13,9		5,4		7,5	
XXXII		7,5	18,9	1,9		16,0	18,6	2,5	5,8	3,6	3,6
XXX		16,5	13,9	0,9		20,1	17,45	5,2	5,8	3,3	2,9

Наиболее распространенные средне- и грубополосчатые, складчатые и плейчатые текстуры. Дифференциация минерального вещества по прослоям нечеткая.

Верхний пласт (II) представлен сидерит-магнетитовыми, магнетит-сидеритовыми и амфибол-биотит-сидерит-магнетитовыми кварцитами. Преобладают первые две разности, силикатсодержащие занимают подчиненное положение и распространены на контакте с вмещающими породами, а также по восстановию пласта. На севере месторождения такое строение пласта нарушается: он сложен здесь чередующимися амфибол-биотит-сидерит-магнетитовыми кварцитами и амфибол-кварц-биотитовыми сланцами. Мощность последних 0,30—0,40 м. Текстуры кварцитов верхнего пласта тонко- и среднеполосчатые со спокойным залеганием прослоев. Распределение минералов по прослоям относительно четкое.

Железистые кварциты характеризуются очень высоким коэффициентом железистости (F) и небольшим кислородным коэффициентом (табл. 3), что позволяет отнести их к группе малорудных окисно-закисных железисто-кремнистых метаморфических пород (Семененко, 1963).

Химический состав и обогатимость железистых кварцитов

Железистые кварциты Чертомлыкского месторождения являются бедной, но легкообогатимой рудой, малосернистой и малофосфористой с высокой основностью. Они характеризуются довольно устойчивым химическим составом как по простиранию, так и по падению. Только в северной части месторождения, начиная с профиля XXXIV, в соответствии с изменением минерального состава кварцитов, в которых начинают преобладать железистые карбонаты и несколько возрастает роль силикатов, заметно изменяется и химический состав их: возрастает роль двуокиси углерода, глинозема, окиси магния и кальция. Кварциты этого участка в связи с отсутствием по ним технологической схемы обогащения

Химический состав железистых кварцитов*

Компо- ненты	II пласт			I пласт													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	34,52	37,40	38,62	37,5	38,39	38,13	38,83	42,78	36,90	37,21	38,80	38,55	40,95	41,87	41,59	44,90	46,00
Al ₂ O ₃	1,14	0,83	1,50	2,64	2,26	0,86	3,83	4,34	3,32	3,66	3,31	3,76	3,18	4,76	3,90	4,46	5,94
Fe ₂ O ₃	9,62	18,74	26,75	17,70	17,07	17,03	22,24	15,99	19,99	13,82	15,67	14,46	15,53	18,13	17,99	16,67	15,56
FeO	29,51	25,45	21,11	25,48	23,88	24,82	23,37	24,68	24,31	24,83	24,20	24,97	23,29	22,93	21,26	20,82	20,02
TiO ₂	0,09	0,06	0,09	0,10	0,10	0,09	0,127	0,15	0,09	0,10	0,10	0,10	0,15	0,24	0,06	0,10	0,13
CaO	2,95	1,60	Следы	1,10	2,55	2,30	1,01	2,60	0,35	1,90	2,70	2,30	1,25	2,35	2,05	2,35	1,80
MgO	2,69	3,09	1,67	2,18	2,69	2,37	2,19	2,89	2,03	2,44	2,24	2,39	2,89	3,00	2,37	2,57	2,60
P ₂ O ₅	0,138	0,128	0,129	0,184	0,161	0,322	0,161	0,161	0,170	0,161	0,161	0,161	0,138	0,170	0,161	0,161	0,152
MnO	0,176	0,240	0,330	0,320	0,176	0,050	0,420	0,126	0,322	0,260	0,162	0,310	0,260	0,126	0,390	0,240	0,151
SO ₃	0,572	0,637	0,276	0,162	0,377	0,359	0,228	0,598	0,234	0,624	0,377	0,655	0,281	0,426	0,434	0,744	0,954
K ₂ O	0,16	1,23	0,12	1,20	1,29	0,50	1,04	1,00	1,29	1,50	1,20	1,65	1,09	1,40	1,00	1,60	1,60
Na ₂ O	0,10	0,74	Следы	0,20	0,12	0,12	0,30	0,30	0,21	0,30	0,25	0,25	0,12	0,21	0,50	0,50	0,41
H ₂ O	0,30	0,32	0,25	0,23	0,21	0,44	0,18	0,26	0,64	0,41	0,11	0,19	0,21	0,03	0,31	0,03	0,02
П. п. п.	17,86	10,10	9,79	11,26	11,09	13,02	6,48	4,68	10,66	13,30	11,13	10,82	11,21	4,93	8,50	4,97	5,28
Сумма	99,83	100,57	100,64	100,25	100,36	100,41	100,40	100,55	100,51	100,51	100,41	100,57	100,55	100,57	100,51	100,11	100,61
CO ₂	17,20	9,42	9,46	10,14	8,84	13,00	5,32	0,82	9,22	10,68	10,30	9,62	9,60	2,60	8,12	3,86	3,72

Коэффициенты по Н. П. Семенову

F	80,2	84,2	91,8	85,5	80,3	84,00	85,00	77,2	87,1	80,4	79,4	79,6	80,7	77,0	80,0	77,0	75,3
A	1,66	1,15	2,2	3,7	9,8	1,2	5,0	6,0	4,7	5,4	4,8	5,4	4,8	6,6	5,7	6,6	9,2
M	10,1	10,6	6,0	8,2	6,6	8,7	7,5	10,2	7,3	9,1	8,2	8,9	11,1	10,5	8,8	9,9	10,3
C	8,04	4,15	—	2,6	3,3	6,1	2,5	6,6	8,9	5,1	7,2	6,1	3,4	5,9	5,5	6,5	5,2
O	0,14	0,33	0,58	0,31	0,32	0,31	0,44	0,29	0,39	0,25	0,29	0,26	0,30	0,35	0,38	0,36	0,35

* Анализы выполнены в лаборатории ДКГРЭ треста Днепрогеология. Аналитик Н. Г. Репило.

1 — хлорит-магнетит-сидеритовый, скв. 23-Б, глубина 310—316,3 м; 2 — амфиболовый, скв. 14-Б, глубина 147,6—153,6 м; 3 — магнетитовый, скв. 9-Б, глубина 181,4—187,6 м; 4 — хлорит-магнетит-сидеритовый, скв. 7-Б, глубина 102,4—111,5 м; 5 — биотит-магнетитовый, скв. 14-Б, глубина 337,2—345,4 м; 6 — магнетитовый, скв. 23-Б, глубина 481—484 м; 7 — хлорит-амфибол-магнетитовый, скв. 6-Б, глубина 94,8—100 м; 8 — биотит-магнетитовый, скв. 9-Б, глубина 293,2—295,1 м; 9 — биотит-магнетитовый, скв. 1-Б, глубина 67,2—74,3 м; 10 — биотит-магнетитовый, скв. 1-Б, глубина 110,6—120,7 м; 11 — биотит-магнетит-сидеритовый, скв. 7-Б, глубина 239,9—247 м; 12 — биотит-магнетитовый, скв. 7-Б, глубина 279,6—288,6 м; 13 — биотит-сидерит-магнетитовый, скв. 14-Б, глубина 233,6—241,6 м; 14 — биотит-магнетитовый, скв. 7-Б, глубина 402,7—406,7 м; 15 — биотит-магнетитовый, скв. 2-Б, глубина 70,4—78,8 м; 16 — амфибол-магнетитовый, скв. 6-Б, глубина 187,4—190 м; 17 — амфибол-биотит-магнетитовый, скв. 9-Б, глубина 374,95—381,95 м.

пока что не включены в подсчет запасов и не влияют на средний химический состав железистых кварцитов по месторождению. О последнем с полной уверенностью можно судить по данным пяти представленных технологических проб, в которые вошли железистые кварциты пяти разведочных профилей, начиная с XXVIII по XXXIV включительно, а также по результатам фазового анализа 470 рядовых проб.

В технологических пробах определялся как полный химический, так и количественный минеральный состав кварцитов. Результаты исследований показаны в табл. 4. В этой же таблице приведен средний химический и минеральный состав железистых кварцитов. По рядовым пробам определялось только количество железа и распределение его по минералам. Содержание общего железа по этим данным 29,5%, из них с магнетитом связано 14,6%, с карбонатами 6,9%, с силикатами 5,4%, и около 2,6% железа, по-видимому, теряется при делении проб на магнитном анализаторе. Учитывая данные анализов технологических проб можно предположить, что указанные 2,6% железа связаны в основном с магнетитом и в меньшей степени с карбонатами.

В таком случае наблюдается полная сопоставимость результатов анализов по технологическим и рядовым пробам.

Железо в основной части связано с магнетитом, значительная часть его находится в сидероплезите и силикатах — биотите и амфиболах ряда комунгтонит-грюнерита.

Кремнезем, присутствие которого в кварцитах довольно постоянно (38,9—41,6%), связан с кварцем и силикатами, глинозем наблюдается в количестве от 2,7 до 3,4%, входит в состав силикатов. Небольшое количество окиси кальция и марганца связаны с кальцитом, брейнеритом, анкеритом. Окись магния (1,8—2,4%) входит в состав сидероплезита и силикатов. С карбонатами связана и вся двуокись углерода.

Кроме этих компонентов в незначительных количествах в кварцитах присутствуют щелочи (от 0,1 до 1,8%), связанные с плаггиоклазом, фосфор (0,07—0,08%) в виде апатита и сера (0,12—0,19%) в виде пирита. В тысячных долях процента присутствуют никель, кобальт, ванадий, свинец, олово, цинк, галлий, германий, стронций, цирконий.

Вопросом обогащения железистых кварцитов Чертомлыкского месторождения с 1958 г. занимается институт Механобрчермет. Работами А. И. Свердель, Е. Л. Салищевой и П. К. Докучаевой установлена возможность обогащения их магнитно-флотационным способом. Но окончательная схема обогащения еще не разработана.

Результаты обогащения всех проб железистых кварцитов, испытывающихся Механобрчерметом, близки между собой. По последним данным И. Н. Докучаевой, для четырех проб железистых кварцитов, отобранных в районе разведочных профилей XXVIII—XXXII, выход магнетитового концентрата составляет 23,8—25,4%,

Химический состав железистых кварцитов в вес. % (по данным технологических проб)

Компоненты	Проба 1 проф. XXVIII	Проба 2 проф. XXIX	Проба 3 проф. XXX	Проба 4 проф. XXXII	Проба 5 проф. XXXIV	Средние значения
1	2	3	4	5	6	7
Fe _{общ}	30,50	30,80	30,60	30,50	28,40	30,15
Fe	28,50	30,10	28,70	27,50	27,80	28,55
FeO _{общ}	20,50	22,40	22,10	22,10	23,50	22,12
FeO	18,90	21,80	19,70	29,60	22,70	20,54
SiO ₂	41,60	38,90	39,50	39,80	39,50	39,86
Al ₂ O ₃	3,45	2,75	3,00	3,40	3,15	3,15
CaO	1,51	1,96	2,02	2,17	2,52	1,03
MgO	2,21	1,85	2,21	2,37	2,27	2,18
CO ₂	5,70	9,01	6,61	7,27	10,33	7,78
P ₂ O ₅	0,153	0,165	0,154	0,149	0,124	0,149
	0,165	0,120	0,153	0,174	0,188	0,160
Na ₂ O	0,46	0,31	0,39	0,40	0,39	1,636
K ₂ O	1,20	1,08	1,14	1,44	1,37	
MnO	0,57	0,57	0,36	0,61	0,32	0,48
П. п. п.	6,93	10,33	9,48	8,80	12,00	9,51
Основность	0,08	0,09	0,10	0,10	0,11	0,96

Минеральный состав кварцитов

Магнетит	17,4*	18,2	17,7	16,2	12,6	16,4
	24,0	25,2	24,5	22,4	17,4	22,7
Железистые карбонаты	5,8	9,5	6,4	7,1	10,5	7,8
	12,1	19,8	13,6	14,8	21,0	16,2
Железистые силикаты	7,2	3,0	6,4	7,2	5,3	5,8
	30,5	19,3	28,7	30,8	26,3	25,1
Пирит	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
Нерудные карбо- наты	2,8	3,6	3,5	4,0	4,5	3,7
Апатит	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3	0,36
Кварц	29,8	30,9	28,8	27,8	29,5	29,36

* В числителе — железо, связанное с данным минералом; в знаменателе количество минерала в породе.

при содержании железа 66,7—68,1% и извлечении 53—55%. Выход флотационного концентрата колеблется в пределах 29,6—33,6%, содержание в нем — 28—30,3%, извлечение 29—31,4%. Основность концентрата 0,7—0,8. В пробе из железистых кварцитов самого северного профиля выход магнетитового концентрата уменьшается до 19%. Полная стоимость 1 т магнетитового концентрата для четырех проб колеблется от 7 р. 94 к. до 8 р. 7 к., то есть ниже против оптовых цен в размере 0,816—1,918 руб. за 1 т.

Следует учесть и высокую основность железистых кварцитов Чертомлыкского месторождения. При выплавке чугуна из их концентрата нет нужды в добавке шлакообразующих компонентов. Они являются также наиболее рентабельным сырьем для производства офлюсованных окатышей, получается значительный эффект уже при самом производстве таких окатышей, при этом они характеризуются высоким качеством. Использование их для выплавки чугуна значительно снизит стоимость последнего (Гендин, 1966).

Важным является также и то обстоятельство, что Чертомлыкское месторождение расположено в высокоразвитом промышленном районе и характеризуется неглубоким залеганием железистых кварцитов (35 м), позволяющим вести разработку их открытым способом.

Таким образом, по предварительным данным, можно сделать заключение о рентабельности эксплуатации карбонатно-магнетитовых кварцитов Чертомлыкского месторождения их следует рассматривать как резерв сырьевой базы черной металлургии Украины.

ЛИТЕРАТУРА

- Бойко В. Л. Нові дані про склад і геологічну будову Чертомлицької смуги залізистих порід. ДАН УРСР, 10, 1962.
- Бойко В. Л. Залізисто-кремністі породи Чертомлицької смуги. В кв. «Питання геохімії, мінералогії і петрографії». Вид-во АН УРСР, 1963.
- Бойко В. Л. Геология осадочно-вулканогенных формаций Чертомлыкско-Соленовского района. В кн. «Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита», Киев, изд-во «Думка», 1967.
- Гендин Л. М. Геолого-экономическая характеристика Чертомлыкского железорудного месторождения. Изв. Высш. учебных завед. «Геология и разведка», 1966, № 1.
- Гузенко Г. Ф., Доброхотов М. Н. Белозерская железисто-кремнистая формация и ее сопоставление с аналогичными формациями других районов Среднего Приднпровья. В сб. «Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений», М., изд-во «Недра», 1964.
- Половинкина Ю. Ир., Наливкина Э. Б. Нижнепротерозойская сплитовая формация Приднпровья. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 26, 1959.
- Семененко Н. П. Метаморфизм подвижных зон. Изд-во АН УССР, 1963.
- Ладиева В. Д. Метаморфические породы Конкского района. В кн. «Петрография железисто-кремнистых формаций Украины». Изд-во АН УССР, 1956.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ ПЕТРОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СРЕДНЕЕ ПРИДНЕПРОВЬЕ)

Месторождение расположено в крайней юго-западной части Правобережного района Криворожско-Кременчугской подвижной зоны. В свете новых представлений о региональных закономерностях размещения оруденения в Среднем Приднепровье район месторождения тяготеет к северо-западному сегменту замкнутого рудного пояса, обрамляющего Саксаганский консолидированный массив (Князев и др., 1968, 1969).

В пределах замкнутого рудного пояса широко распространены докембрийские осадочно-метаморфические породы с пачками железистых кварцитов. В геотектоническом отношении рудный пояс соответствует максимально прогнутым частям геосинклинальных прогибов архея и протерозоя. К расколам фундамента в пределах этого пояса приурочены докембрийские интрузии базитов и ультрабазитов. Очевидно, этот пояс был наиболее мобильным и проницаемым для магматических растворов.

В геологическом отношении Петровское месторождение представляет собой останец докембрийских образований среди поля так называемых «ингулецких гнейсов», широкой полосой надвинутых с запада на Криворожскую зону (Половинкина, 1939). Площадь его составляет $1,3 \text{ км}^2$, месторождение вытянуто в субмеридиональном направлении.

Вмещающие породы

Докембрийский комплекс пород, вмещающий железистые кварциты, представлен мономинеральными амфиболитами (роговообманковыми сланцами), мономинеральными куммингтонитовыми сланцами, силикатно-карбонатными породами, мономинеральными актинолитовыми и тремолитовыми сланцами.

Перечисленные разновидности пород как бы окаймляют железистые кварциты почти на всем их протяжении и особенно в южной части.

Мономинеральные амфиболиты — массивные, изредка сланцеватые породы гранобластовой структуры, размер зерен $0,5-1 \text{ мм}$. Сложены обыкновенной роговой обманкой типа чермакита ($N_g = 1,678 - 1,685$; $N_p = 1,652 - 1,664$; $c : N_g = 18 - 20^\circ$; $2V(-) = 80 - 82^\circ$, уд. вес 3,25). Акцессорные минералы: апатит, магнетит. Сохранились единичные зерна бесцветного моноклинного пироксена с извилистыми разъеденными нерезкими контурами, представляющие собой реликты минералов первичной породы. Массивная текстура мономинеральных амфиболитов на отдельных участках объясняется отсутствием стресса при процессах

амфиболитизации. Роговая обманка развивается в виде неправильно прорастающих и переплетающихся друг с другом зерен и агрегатов. В некоторых местах мономинеральные амфиболиты состоят из широких призматических зерен, представляющих собой гомоосевые псевдоморфозы роговой обманки по моноклинному пироксену.

Куммингтонитовые сланцы представлены только куммингтонитом с содержанием грюнеритовой молекулы 65—80 мол. %. Для них типична нематогранобластовая структура с субпараллельной ориентировкой зерен. Тонкие полисинтетические двойники (по 100) выражены отчетливо. В сланцах также отмечены реликты отдельных зерен и агрегатов моноклинного пироксена.

Мономинеральные амфиболиты и куммингтонитовые сланцы связаны взаимными переходами. Наличие реликтовых зерен и агрегатов моноклинного пироксена со среднезернистой структурой указывает на образование этих пород за счет метаморфизма ультрабазитов (типа пироксенитов) в постмагматическую стадию. Метаморфизм амфиболитовой фации для ультрабазитов фактически является регрессивным метаморфизмом. Развитие зеленой роговой обманки по пироксену указывает, что растворы были относительно богаты щелочами и алюминием, а также и горячими парами H_2O . При отсутствии щелочей пироксениты подвергались только куммингтонитизации и окварцеванию. Аналогичные изменения пироксенитов в зоне гранитизации описаны Ю. И. Половинкиной (1966) в районе магнитных аномалий Корсак Могилы (Приазовье). Здесь в результате этих процессов породы по своему минеральному составу и структуре приближаются к куммингтонитовым железистым кварцитам.

Мелкие линзовидные тела мономинеральных амфиболитов и куммингтонитовых сланцев, залегающих среди железистых кварцитов, в различной степени окварцованы и магнетитизированы. Процессы окварцевания и магнетитизации вмещающих пород особенно в приконтактных участках с железистыми кварцитами, наличие мелких полос в пределах нескольких десятков сантиметров мощности магнетитовых кварцитов среди мономинеральных амфиболитов, отсутствие резких контактов с железистыми кварцитами позволяют относить такие тела измененных амфиболитов внутри толщи железистых кварцитов к останцам (рис. 1, 2, 3).

Силикатно-карбонатные породы имеют непостоянный минеральный состав и свои текстурно-структурные особенности. В эту группу входят как существенно карбонатные породы с подчиненной ролью силикатных минералов, так и породы с преобладанием силикатов. Причем между ними нет резких границ, они связаны незаметными переходами.

Существенно карбонатные породы характеризуются «глазковой» текстурой. Такая текстура обусловлена наличием округлых реликтовых зерен пироксена и оливина, рассеянных среди карбонатной кристаллически-зернистой ткани породы. Из вторичных

минералов в незначительном количестве присутствуют тальк, флогопит, магнетит. «Глазковые» текстуры описаны З. В. Туробовой (1967) для силикатно-карбонатных пород Капитановского массива ультрабазитов Среднего Побужья.



Рис. 1. Деталь сидеронитовой структуры в частично амфиболитованном пироксените. Магнетит замещает силикатные минералы. Скв. 12883, обр. 52, гл. 181 м, $\times 40$.
Ник. ||

Участками в описываемых породах преобладают силикатные минералы: серпентин, актинолит, тремолит, тальк, магнетит. Для таких пород характерна такситовая текстура.

Итак, первичными минералами в силикатно-карбонатных породах являются пироксен и оливин. Серпентин, актинолит, тальк, тремолит, карбонат — вторичные минералы. Из них наиболее

поздний — карбонат (магнезит, кальцит, доломит). Силикатно-карбонатные породы окаймляют железистые кварциты узкой прерывистой полосой. В одних случаях силикатно-карбонатные породы непосредственно контактируют с железистыми кварцитами, в дру-



Рис. 2. Окварцованный участок в амфиболизированном пироксените. Часть крупного зерна моноклинного пироксена (темно-серое) замещается зеленой роговой обманкой (светло-серое). Пироксен и амфибол в свою очередь замещаются мелкими округлыми зернами кварца и скоплениями зерен. Скв. 12532, обр. 37, гл. 91 м, $\times 70$.
Ник. ||

гих — отделены от последних куммингтонитовыми сланцами и другими их производными.

Условия залегания силикатно-карбонатных пород, минералогические и структурные особенности указывают на то, что эти породы возникли вдоль зон трещиноватости и брекчирования в ре-

зультате метасоматического изменения ультрабазитов под действием гидротермальных углекислых растворов. Среди нижнеархейской группы ультрабазитов Среднего Побужья Ю. С. Лебедев (1960) выделяет силикатно-карбонатные породы и относит их к собственно карбонатитам.

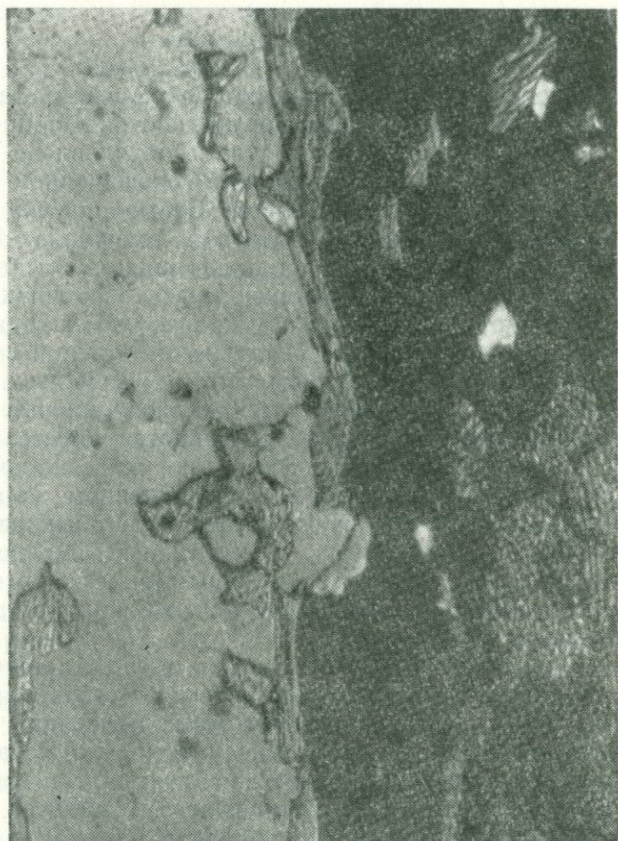


Рис. 3. Деталь полосчатого железистого кварцита. Светлое — кварцевая полоса с реликтами зеленого амфибола. Черное — рудная полоса с реликтами амфибола и кварца. Скв. 12532, обр. 31, гл. 170,5 м, $\times 70$. Ник. ||

Актинолитовые и тремолитовые сланцы — мономинеральные породы, пространственно ассоциируют с силикатно-карбонатными породами и являются продуктами поздней низкотемпературной стадии гидротермального процесса по отношению к серпентинитам. Среди этих пород находим реликтовые участки серпентинита с идингситом неправильной формы размером $0,5 \times 0,2$ мм.

Неизменные разности ультраосновных пород встречаются редко, в виде небольших тел (от 0,1 до 3 м мощности) как в мономинеральных амфиболитах, так и в силикатно-карбонатных породах. Они представлены пироксенитами (диаллагитами), метаморфизованными пироксеновыми породами, горнblendитами, вебстеритами с пирротинном.

Железистые кварциты

Железистые кварциты представляют собой серые, темно-серые кристаллически-зернистые породы, очень плотные с преобладающей полосчатой текстурой. Полосчатость обусловлена чередованием полос с различным количественным соотношением минеральных компонентов: магнетита и кварца. Белые полосы — существенно кварцевые с примесью магнетита и амфибола. В рудных черных полосках доминирующей частью являются магнетит, гематит; кварц и амфибол присутствуют здесь в единичных реликтовых зернах. В кварцевых полосках количество кварца и амфибола местами очень изменчиво (наличие линзовидно вытянутых амфиболовых мономинеральных агрегатов). В меньшей степени развиты массивные, вкрапленные, прожилково-вкрапленные текстуры. Все разновидности текстур встречаются вместе и нередко чередуются в разрезе. Ведущие минералы железистых кварцитов — кварц, магнетит и гематит. В подчиненном количестве и весьма неравномерно присутствуют амфиболы (обыкновенная роговая обманка, куммингтонит), моноклинный пироксен, очень редко биотит и полевой шпат. Постоянным аксессуарным минералом является апатит, встречающийся почти в каждом шлифе, но в ничтожно малом количестве.

Говорить определенно о количественном содержании ведущих минералов в железистых кварцитах не представляется возможным, так как соотношение минералов резко изменчиво и зависит от текстурных особенностей, от интенсивности процессов окварцевания и оруденения. Каждый отдельно взятый участок породы или шлиф будет отличаться от предыдущего. Например, содержание кварца колеблется в широких пределах от 30—50 до 70—80%, а иногда снижается до 10—15%.

В железистых кварцитах широко развиты кристаллобластовые структуры замещения (метасоматические). Типичные гранобластовые структуры с изометричной формой минералов почти отсутствуют, за исключением сотовых структур и участков, претерпевших бластез.

Как известно, структуры замещения — это структуры, связанные с частичным или полным замещением в уже готовых породах одних минералов или участков пород новообразованиями, связанными с привнесением и выносом вещества. В процессе развития новых вторичных минералов наблюдаются остатки первичных минералов или структур. Но часто новообразования полностью вытес-

няют первичный состав и судить об исходных породах не представляется возможным, не учитывая и не сопоставляя всю совокупность геологических данных.

Метасоматические структуры в железистых кварцитах обусловлены разъемлением и замещением ранних минералов (амфибола, пироксена, биотита) более поздними (кварцем, магнетитом), вследствие чего возникают амебоидные формы, реликтовые участки, сотовые структуры, пойкилобластовые структуры замещения и реже порфиоровые идиообласты магнетита. По типу метасоматических замещений в железистых кварцитах наблюдается сплошное замещение более раннего минерала поздним, метасоматическим.

Магнетит в железистых кварцитах присутствует постоянно. Обычные формы его концентрации полосчатые, вкрапленные, прожилково-вкрапленные. Магнетит является наиболее идиоморфным минералом. Вкрапленные формы кристаллов магнетита (размером 0,2—0,7 мм в среднем) распространены среди кварцевой основной ткани породы. Магнетит здесь находится в подчиненном количестве, рассеян крайне неравномерно, корродирует кварц, иногда располагается независимо или в виде мелких идиоморфных зерен, приуроченных к контактам кварцевых зерен; характерно секущее положение идиоморфных выделений магнетита по отношению к контактам кварцевых зерен.

Полосчатые и прожилково-вкрапленные формы обусловлены скоплением кристаллов магнетита в виде сплошных или прерывистых ориентированных полосок. Структура таких рудных полос полигональная. Среди сплошной рудной полосы наблюдаем неправильные амебоидные остатки зерен амфибола, пироксена и кварца. Причем в зальбандах видно, как прямолинейные и квадратные сечения зерен магнетита свободно пересекают границы кварца, захватывая самые разные участки прозрачного зерна. Процесс замещения амфибола магнетитом под микроскопом можно проследить от начальной стадии, когда магнетит развивается отдельными вростками овальной формы (пойкилобластовые структуры замещения), далее происходит слияние овальных зерен в сплошные неправильные участки. Процесс кончается почти полным вытеснением амфибола. Часто у амфибола сохраняются только краевые узкие полоски замещенного зерна.

Линзовидным мономинеральным агрегатам амфибола, богатым магнетитом, свойственна близкая к сидеронитовой структура, которая наблюдается по всему шлифу или только в отдельных его участках. Магнетит ксеноморфен, замещает амфибол (табл. 1).

В магнетитах постоянно содержится марганец, кобальт и в некоторых образцах хром, следы никеля. Все эти элементы и частично алюминий входят изоморфно в решетку магнетита. Присутствие Cr_2O_3 в магнетитах Рамдор (1962) объясняет изоморфным замещением Fe_2O_3 . Силиций, фосфор, кальций относим к механическим примесям.

Химический состав монофракций магнетита железистых кварцитов

Компоненты	1		2		3	
	Вес. %	Молек. количество	Вес. %	Молек. количество	Вес. %	Молек. количество
SiO ₂	0,67	117	2,51	416	0,80	133
Al ₂ O ₃	0,1	1	Следы	—	0,10	9
Fe ₂ O ₃	67,09	4202	67,73	4239	68,29	4277
FeO	31,24	4342	29,94	4061	30,53	4245
TiO ₂	—	—	—	—	—	—
CaO	0,30	50	Следы	—	0,22	35
MgO	—	—	—	—	—	—
MnO	0,04	6	0,03	4	0,05	14
P ₂ O ₅	0,069	5	0,069	4	0,161	14
Cr ₂ O ₃	0,04	1	Следы	—	Следы	—
NiO	—	—	—	—	—	—
CoO	0,016	1	0,021	2	0,019	26
CO ₂	0,17	—	0,13	—	0,10	—
Сумма	99,735	—	100,43	—	100,27	—

1 — монофракция магнетита из обр. 40, скв. 12830, гл. 345,5 м; 2 — монофракция магнетита из обр. 47, скв. 12875, гл. 444 м; 3 — монофракция магнетита из обр. 31, скв. 12830, гл. 298 м.

Кристаллохимические формулы магнетита, рассчитанные на основании этих анализов:

- $(\text{Fe}_1^{+2}, \text{Mn}_{0,001}, \text{Co}_{0,0002})_{1,0012} \cdot \text{O}(\text{Fe}_{1,946}^{+3}, \text{Al}_{0,0004}, \text{Cr}_{0,0004})_{1,9468} \cdot \text{O}_3$
- $(\text{Fe}_{0,921}^{+2}, \text{Mn}_{0,009}, \text{Co}_{0,0004})_{0,9223} \cdot \text{O}(\text{Fe}_{1,928}^{+3})_{1,928} \cdot \text{O}_3$
- $(\text{Fe}_{0,970}^{+2}, \text{Mn}_{0,003}, \text{Co}_{0,006})_{0,979} \cdot \text{O}(\text{Fe}_{1,954}^{+3}, \text{Al}_{0,004})_{1,958} \cdot \text{O}_3$

Спектральным анализом в монофракциях магнетита обнаружены (в %): Ni (0,001—0,02), Cu (0,03—0,001), V (0,001—0,006), редко Cr (0,01), Zn (0,01—0,006), Co (0,005), Ti (0,01), в единичных пробах Ge (0,001).

Описанный характер взаимоотношений магнетита с породообразующими минералами позволяет установить, что магнетит является наиболее поздним минералом, замещает амфибол и кварц. Можно утверждать, что обогащение породы магнетитом совпадает с постепенным уменьшением и наконец полным исчезновением силикатных минералов (амфибола, биотита). В местах с максимальным оруденением почти исчезает и кварц. Порода становится существенно магнетитовой.

Таким образом, возникновение магнетита является одним из следствий процесса железистого метасоматоза.

Гематит не пользуется повсеместным распространением и обогащает только отдельные пачки магнетитовых кварцитов. Всегда ассоциирует с магнетитом, местами даже количественно превосходит его. Гематит — мелкокристаллический (размер зерен от 0,1 до 1 м.м), серовато-белый, рядом с магнетитом кажется белым,

сильно анизотропен. В проходящем свете при сильном увеличении по краям просвечивает красным. Обладает сильным металлическим блеском. Форма зерен гематита Петровского месторождения близка к изометричной с преобладанием граней (1011) и (2243), реже таблитчатая (до пластинчатой) с развитием пинакоида (0001).

Наблюдения над микроскопом показывают, что гематит находится в сростках с магнетитом, а иногда разъедает, корродирует последний. Зерна гематита заключают мелкие остатки магнетита. По отношению к кварцу и амфиболу гематит ведет себя аналогично магнетиту.

Появление гематита как высшего окисла железа в конечный момент образования, по А. Г. Бетехтину, свидетельствует о том, что в остаточных растворах в заключительный момент рудообразования концентрация кислорода существенно повысилась.

Пирротин развивается в виде секущих тонких прожилков, разъедая и корродируя магнетит. Отчетливое наложение сульфидной минерализации на железистую свидетельствует о более позднем ее происхождении.

Кварц в железистых кварцитах представлен несколькими генерациями. Зерна его всегда неправильные, лапчатые с извилистыми контурами. Лишь на участках, подвергшихся динамометаморфизму, кварц перекристаллизован (бластокатаклаз), имеет прямолинейные ограничения. Характер выделений кварца бывает различен и определяется структурными взаимоотношениями его с другими минералами. Кварц, ассоциирующий с рудными полосками, несет реликтовые формы, отчетливо замещаая рудным минералом. Размер таких остаточных зерен от 0,08—0,05 до 0,2 мм. Общее количество незначительно. По отношению к амфиболам, присутствующим здесь же в рудной полосе, кварц является более поздним минералом.

Взаимоотношения кварца с амфиболом отчетливо наблюдаются в агрегатах силикатных минералов. Кварц в таких агрегатах является новообразованием; он метасоматически замещает амфиболы, моноклинный пироксен, биотит. Формы замещения здесь могут быть различны. В одних случаях зерна силикатных минералов корродируются и замещаются округлым мелким кварцем, создавая своеобразную пойкилобластовую структуру замещения, при которой включающий минерал — более ранний, а включения — более поздние. Такие округлые субидiomорфные формы именно и характерны для метасоматических новообразований. При окварцевании железо не выносилось из породы, а отлагалось здесь в виде магнетита. Аналогичные изменения наблюдались Ю. Ир. Половинкиной (1966) в гиперстенитах района магнитных аномалий Корсак Могилы (Приазовье), которые в результате окварцевания и куммингтонитизации по своей структуре и составу приближаются к железистым кварцитам. В других случаях, в сланцеватых разностях мономинеральных амфиболитов и куммингтонитовых сланцев

кварцевый агрегат в результате направленного процесса окварцевания вытягивается в узкие полоски согласно сланцеватости (шириной до 0,5 мм). Такой тип выделений кварца отчетливо проявился в приконтактовых участках железистых кварцитов с мономинеральными амфиболитами (скв. 12511, 12503, 12875 и др.). В таких окварцованных участках мономинеральные амфиболиты и куммингтонитовые сланцы приобретают полосчатые текстуры, аналогичные железистым кварцитам.

Описанные выше формы выделений кварца относятся нами к наиболее ранней генерации (кварц 1). Часто кварц замутнен пылевидными точечными включениями, что считается признаком его метасоматического образования, по Ю. Ир. Половинкиной (1956). Размер зерен кварца варьирует в пределах от 0,30—0,05 до 0,17—0,2 мм.

И наконец, мы наблюдаем кварц более поздней генерации (кварц 2), образующий наиболее широкие (до 10 мм) светлые полоски, отчетливо и резко макроскопически выраженные и обуславливающие грубополосчатую текстуру железистых кварцитов. Кварц — среднезернистый, размер зерен до 1—3 мм. Крупные лапчатые, немного перетертые по краям зерна с зазубренными контурам напоминают жильный кварц гидротермального происхождения. Такой кварц содержит остаточные незамещенные участки зерен зеленой роговой обманки, биотита, пироксена, а также вкрапленность рудных минералов.

В кварце первой и второй генераций наблюдаются почти повсеместно пылевидные включения (пузырьки воздуха?), однонаправленные в пределах зерна в виде прямолинейных тончайших штрихов. Они бывают совместимы с трещинами спайности в сохранившейся части зерна амфибола, т. е., по-видимому, наследуют трещины спайности и отдельности нацело псевдоморфизованных зерен амфибола и других силикатных минералов. Такие сохранившиеся следы трещин спайности подтверждают еще раз более позднее метасоматическое развитие кварца на месте мономинеральных амфиболовых или биотитовых агрегатов, а также за счет агрегатов, содержащих полевые шпаты.

В кварцевых зернах наблюдаются также включения апатита идиоморфных или «оплавленных» форм. Судя по реликтовым обрывкам зерен амфибола, содержащих акцессорный апатит, последний несомненно является остаточным минералом. Кварц, замещая амфибол, почти не растворяет апатит. Апатит по оптическим константам и форме аналогичен апатиту из амфиболитов ($N_0' = 1,637$; $N_e' = 1,634$). По-видимому, существуют еще более поздние генерации кварца, судя по мелким кварцевым жилкам, секущим полосчатость в железистых кварцитах. Кварц здесь свеж и прозрачен.

Силикатные минералы распределены крайне неравномерно, но всегда в виде остаточных (реликтовых) зерен или агрегатных участков с самыми различными стадиями замещения кварцем и рудным минералом. Кварц метасоматически разъедает зерна амфи-

болов. Остатки последних сохраняются в виде самых различных форм и размеров.

Агрегатные участки, обычно мономинеральны, вытянуты прерывистой, с невыдержанной мощностью, полосой (ширина 0,3—10 мм). Во многих местах разреза железистых кварцитов силикатные агрегаты отсутствуют или же сохранились в виде округлых, овальных форм площадью до 3×5 см, обтекаемых полосами кварца и рудного минерала. Как единичные реликтовые зерна силикатные минералы встречаются почти в каждом шлифе. Амфиболы в железистых кварцитах представлены обыкновенной роговой обманкой, куммингтонитом, реже — актинолитом. Обыкновенная роговая обманка встречается наиболее часто и повсеместно. Окраска зеленая, темно-зеленая с обычным резко выраженным плеохроизмом по схеме $Ng > Nm > Np$. Иногда в зеленой окраске появляются синие оттенки, что свидетельствует о ее несколько повышенной щелочности. Удельный вес $> 3,15 < 3,20$. Крупные сохранившиеся от разъедания зерна (до 1 мм) тесно ассоциируют с магнетитовыми полосками. Мелкие обрывки зерен амфибола (0,01—0,15 мм) присутствуют в кварцевых полосках.

Зерна роговой обманки еще образуют и агрегатные участки величиной от мелких линз, пятен, выклинивающихся полос шириной 5 мм, до крупных останцов (1—2 м и более в разрезе). На таких участках с гранобластовой структурой и призматическими формами зерен, ориентированных в одной плоскости, видны реликты бесцветного моноклининого пироксена. Эти мономинеральные амфиболиты, где роговая обманка псевдоморфно развивалась за счет пироксенового агрегата, окварцованы и магнетитизированы. Процесс окварцевания и магнетитизации был одновременным. Магнетит, псевдоморфно замещая роговую обманку, захватывает также и ранее окварцованные в ней участки.

Оптические константы, сведенные в табл. 2, свидетельствуют о несколько непостоянном составе обыкновенной роговой обманки. Не исключено, что колебание содержания двухвалентного железа в отдельных зернах, судя по данным химических анализов и показателям преломления, находится в полной зависимости от интенсивности кремнистого и железистого метасоматоза. Присутствие почти обесцвеченных зерен роговой обманки (актинолита) свидетельствует о том, что при растворении амфибола вынос элементов происходит в определенном порядке, и в первую очередь уменьшается количество железа, а потом оно полностью выносятся.

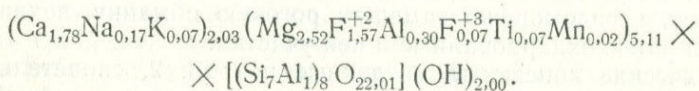
Химический состав одной из монофракций темно-зеленой роговой обманки (обр. 12875/40) приводится ниже (в вес. %):

SiO_2 — 47,22; Al_2O_3 — 7,31; Fe_2O_3 — 6,39; FeO — 12,79;
 TiO_2 — 0,06; CaO — 11,30; MgO — 11,49; MnO — 0,16; SO_3 — 0,072;
 P_2O_5 — 0,046; K_2O — 0,37; Na_2O — 0,57; H_2O^- — 0,15; H_2O^+ — 2,06;
Сумма 99,99.

Оптические константы

№ скв./№ образца	N_g	N_p	cN_g	Состав, мол. %
Обыкновенная роговая обманка				
12875/40	1,669	1,650	17—19	Mg 65; Fe 35
12876/35	1,672	1,654	20—21	Mg 62; Fe 38
12511/25	1,7065	1,675—1,678	22—23	Mg 70; Fe 30
12830/31	1,669	1,644	23	Mg 65; Fe 35
Куммингтонит				
12875/47	1,679	1,651—3,649	15—17	Купферит 50 Грюнерит 50
12881/11	1,708	1,674	17	Купферит 25 Грюнерит 75
12881/63	1,711	1,691	16	Купферит 20 Грюнерит 80
12881/61				
Актинолит				
12881/11	1,660	1,635	12—15	Тремолит 70 Ферротремолит 30

Кристаллохимическая формула минерала рассчитана по обычному кислородному методу; общий делитель находили из числа анионов (O+OH) в теоретической формуле минерала (Булах, 1967).



Равные весовые содержания CaO и MgO, а также MgO и FeO, повышенный процент трехвалентного железа по сравнению с другими видами роговых обманок позволяют нам данную роговую обманку относить ближе к типу чермакитовой, но с несколько заниженным процентом щелочей. По химическому составу роговая обманка подобна многим роговым обманкам из ультраосновных пород и амфиболитов (Дир и др., 1965).

Куммингтонит встречается как реликтовый минерал в виде бесформенных коротких брусков или же небольших агрегатов там, где железистые кварциты переходят в мономинеральные куммингтонитовые сланцы и породы. В кварцевых полосках — игольчат вследствие расщепления при процессах замещения. Размер отдельных индивидов достигает 1 мм. Зерна куммингтонита бесцветны или очень слабо окрашены в желтовато-зеленоватый цвет; характерны многочисленные узкие полисинтетические двойники по (100), удельный вес >3,2<3,42.

Оптические константы показывают значительные колебания в содержании грюнеритовой молекулы при ее высоком содержании (50—80 мол. %).

Биотит менее распространен по сравнению с амфиболами; представлен отдельными удлиненными пластинками коричневой окраски с обычным плеохроизмом ($Ng = Nm = 1,648 + 0,002$). Часто ассоциирует с зеленым амфиболом и развивается за счет последнего.

Плагиоклаз встречается спорадически в кварцевых полосках, в виде реликтовых зерен. Форма неправильная и зависит от степени замещения его кварцем. Наличие тонких полисинтетических двойников, чешуек серицита и поведения каемки Бекке в зернах, ориентированных с кварцем, указывают на кислый олигоклаз.

По количественному соотношению рудных минералов железистые кварциты делятся на магнетитовые и гематито-магнетитовые. Местами, где количество гематита резко преобладает, выделяем магнетито-гематитовые кварциты. Разновидности железистых кварцитов чередуются между собой, но закономерности в чередовании пока не подмечено.

Массивные железистые кварциты, где кварц составляет ничтожное количество (10—15%), можно относить к богатым рудам.

Как уже упоминалось выше, текстурный рисунок железистых кварцитов довольно сложный и невыдержанный. Такая неоднородность в сложении зависит в первую очередь от неравномерного распределения главных порообразующих минералов. Кроме того, внутреннее строение рудных тел усложняется наличием линз, гнезд и пачек амфиболитов и силикатно-карбонатных пород. Среди них встречаем окварцованные и оруденелые участки с переходами в типичные полосчатые железистые кварциты.

В табл. 3 приведен химический состав некоторых разновидностей железистых кварцитов в зависимости от их текстурных особенностей.

Содержание главных компонентов железистых кварцитов, кремнезема и соединений железа, находится в обратной зависимости и их содержание варьирует в широких пределах. Содержание трехвалентного железа поднимается до 56% в массивных интенсивно оруденелых железистых кварцитах и опускается до 16% в слабрудных железистых кварцитах, где резко преобладает кварц. Резкое понижение закисного железа и увеличение процента окиси железа присущи железистым кварцитам с резким преобладанием гематита над магнетитом. Значит соотношение окисного и закисного железа при ничтожном содержании силикатов может указывать на соотношение в породе магнетита и гематита.

Малые содержания Al_2O_3 , MgO , CaO и щелочей указывают на присутствие в железистых кварцитах мизерных количеств амфибола, биотита, пироксена. Наличие сотых долей TiO_2 также связано с амфиболами и биотитом. Характерной особенностью железистых кварцитов является постоянное содержание в них кобальта

Химический состав некоторых разновидностей железистых кварцитов

Компоненты, вес. %	1	2	3	4	5
SiO ₂	17,4	33,0	41,9	74,80	40,00
Al ₂ O ₃	0,12	0,98	1,33	0,56	0,43
Fe ₂ O ₃	56,37	44,34	51,72	16,57	37,86
FeO	23,37	19,91	2,02	5,62	17,89
TiO ₂	0,03	0,03	0,03	0,05	0,03
CaO	0,20	0,25	0,40	0,90	0,60
MgO	0,90	1,19	1,08	0,81	1,14
MnO	0,09	0,04	0,01	0,04	0,03
SO ₃	0,243	0,032	0,026	0,052	0,032
P ₂ O ₅	0,037	0,046	0,051	0,101	0,161
K ₂ O	0,10	—	—	—	0,21
Na ₂ O	0,20	0,20	0,20	0,10	0,10
H ₂ O	—	0,04	0,16	—	—
П. п. п.	0,67	0,19	0,61	0,36	0,83
NiO	—	—	—	—	—
CoO	0,015	0,014	0,008	0,003	0,014
Cr ₂ O ₃	—	Следы	0,04	0,08	0,06
Сумма	—	100	—	—	—
CO ₂ ⁺	0,62	0,15	0,62	0,36	0,20
H ₂ O	—	—	—	—	—

Коэффициенты по Н. П. Семенко

R	97,45	94,8	93,51	87,2	94,5
A	0,09	1,2	1,79	1,8	0,5
M	2	3,5	3,7	6,1	3,5
C	0,46	0,5	1,0	4,9	1,5

* Аналитик Э. И. Бескина.

1 — магнетитовый кварцит, массивный, скв. 12876, обр. 31, глубина 339,5 м; 2 — магнетитовый кварцит, пятнистый, скв. 12876, обр. 36, глубина 347 м; 3 — магнетито-гематитовый кварцит, полосчатый, скв. 12876, обр. 42, глубина 382 м; 4 — гематитовый кварцит, массивный, скв. 12881, обр. 38, глубина 243 м; 5 — магнетитовый кварцит, полосчатый, скв. 12881, обр. 44, глубина 285,77 м.

в тысячных долях и хрома в сотых долях процента. Эти элементы изоморфно входят в состав решетки магнетита. Непостоянное количество фосфора обязано аксессуарному апатиту, повсеместно распространенному в железистых кварцитах.

Наблюдение взаимоотношений по керну скважин показывает, что железистые кварциты не имеют резких переходов во вмещающие породы. Мономинеральные сланцы, а также силикатно-карбонатные породы постепенно переходят в железистые кварциты. Зона перехода выражается интенсивным увеличением количества кварца и рудного минерала в направлении от вмещающих пород к железистым кварцитам.

Полосчатые текстуры железистых кварцитов, как и их ведущие минералы — кварц и магнетит, являются естественно также вто-

ричными. Направление полос обычно наследует сланцеватость исходных пород или же генетически связано с направлением тектонических усилий в момент рудообразования.

Выводы

Анализ имеющегося материала показывает, что железистые кварциты Петровского месторождения образовались в гидротермальную стадию метаморфизма, связанную с процессами кварцевого и железистого метасоматоза исходных пород (Федоровская, Князев, 1969).

Предполагаем, что остаточные магматические растворы («сквозные» растворы, по Коржинскому, 1955) несли вместе с SiO_2 и немного щелочей. Тогда явления метасоматического метаморфизма вообще протекали в последовательности: амфиболизация → окварцевание → железистый метасоматоз. Процессы окварцевания и образования амфибола по пироксенам происходили почти одновременно: точнее эти два процесса шли, опережая (перегоняя) друг друга.

При отсутствии в растворах щелочей проявлялись куммингтонитизация и окварцевание. Стадия окварцевания, как и стадия амфиболизации, всегда в той или иной степени сопровождается отложением рудного вещества в виде мелких зерен и неправильных скоплений магнетита. Это соответствует начальной стадии превращения исходных пород в железистый кварцит. В завершающую стадию метасоматического метаморфизма часть железа привнеслась гидротермами.

Преимущественное развитие магнетита и гематита в кварцитах Г. И. Князев (1966) объясняет влиянием на осаждение железа естественных электрических токов, значение которых в эндогенном рудообразовании было показано на примере сульфидных месторождений.

По устному сообщению Ю. Ир. Половинкиной, железистые кварциты Петровского месторождения следовало бы называть кварц-магнетитовыми, кварц-гематит-магнетитовыми метасоматитами, так как они явно другого происхождения в отличие от железистых кварцитов типа криворожских.

ЛИТЕРАТУРА

- Белевцев Я. Н. и др. Геология Криворожских месторождений, т. 1. Изд-во АН УССР, 1962.
Булах А. Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. М., изд-во «Недра», 1967.
Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Д. Ж. Породообразующие минералы, т. 2. М., изд-во «Мир», 1965.
Кинч Б. К. Природа и происхождение магнетитов, метасоматоз или анатексис. Природа метаморфизма. М., изд-во «Мир», 1967.
Князев Г. И., Агеев А. Т., Кравченко В. М. Замкнутые рудные пояса в щитах. Изв. АН СССР, серия геол., № 7, 1968.

Князев Г. И. и др. Криворожский замкнутый рудный пояс. «Геология и разведка», 1969, № 2.

Князев Г. И., Сейфуллин Р. С. К проблеме гидротермального сульфидного рудообразования. «Геология и геофизика», 1966, № 6.

Коржинский Д. С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные со сквозными магматическими растворами и гранитизацией. Тр. 1-го Всесоюзного петрограф. совещ. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Лебедев Ю. С. Деякі амфіболіти гіпербазити південно-західної країни УКШ. Тр. Інст. мінер. рес. АН УРСР, 1960.

Половинкина Ю. Ир. Мигматиты западной окраины Криворожского месторождения («Ингулецкий гнейс») Тр. ЦНИГРИ, вып. 112, 1939.

Половинкина Ю. Ир. Структуры и текстуры изверженных метаморфических горных пород, ч. II, т. 1. М., изд-во «Недра», 1966.

Половинкина Ю. Ир., Розина Б. Б. Железистые кварциты Карсакпая. Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 8, 1956.

Рамдор П. Рудные минералы и их срastания. М., Изд-во иностр. лит., 1962.

Туробова З. В. Петрография коры выветривания Капитановского массива ультраосновных пород на Среднем Побужье. «Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений». Вып. 2. М., изд-во «Недра», 1967.

Федоровская Л. И., Князев Г. И. Роль метасоматоза в образовании железистых кварцитов Петровского месторождения. В кн. «Проблема метаморфогенного рудообразования» (Тезисы докладов на Межведомственном научном совещании по метаморфогенному рудообразованию). Киев, изд-во «Наукова думка», 1969.

А. И. НИКОНОВ, В. И. ГАНОЦКИЙ

МИКРОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ В РЕШЕНИИ ВОПРОСА О СТРУКТУРНОМ НЕСОГЛАСИИ В ДОКЕМБРИИ БЕЛОЗЕРСКОГО РАЙОНА

Докембрий Белозерского района сложен осадочно-вулканогенным комплексом пород конкско-верховцевской серии, в стратиграфической схеме которой Г. Ф. Гузенко, М. Н. Доброхотовым и Т. А. Скаржинской (1964) выделены три свиты: железисто-кремнисто-метабазитовая (Б₁), железисто-кремнисто-сланцевая (Б₂) и метабазитовая (Б₃). На основании ряда общих геологических признаков Г. Ф. Гузенко и А. И. Никоновым (1967) в залегании нижней и средней свит установлено структурное несогласие, что позволило выделить в докембрии района два структурных яруса: нижний, сложенный породами свиты Б₁, и верхний — отложениями свит Б₂ и Б₃.

Образования нижней свиты при наличии структурного несогласия между ними и породами свит Б₂ и Б₃ должны были испытать два этапа складкообразования, в то время как отложения вышележащих толщ — один. При этом кварциты нижней свиты, прошедшие многостадийную тектоническую деформацию, должны иметь ориентировку оптических осей кварца, отличную от ориентировки их в кварцитах средней свиты, испытавших одноактную деформацию. На этих предпосылках основывалось применение

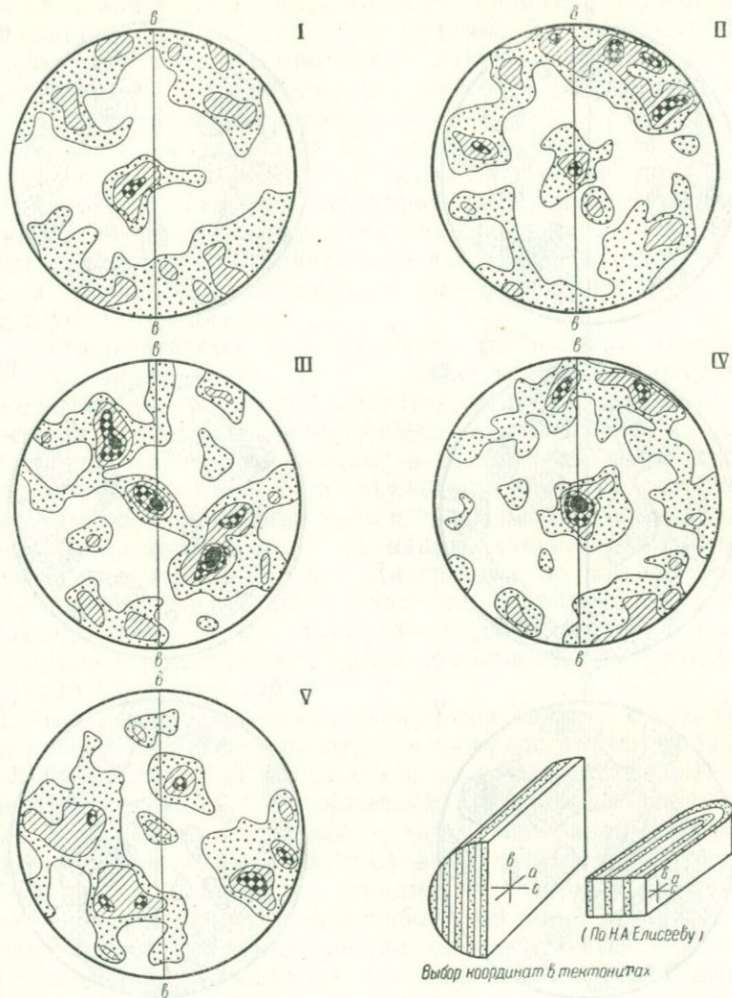


Рис. 1. Диаграммы ориентировки оптических осей кварца в железистых кварцитах нижней свиты (B_1).

I — скв. 182, гл. 410,0 м; II — скв. 442, гл. 280,5 м; III — скв. 413, гл. 710,4 м;
IV — скв. 415, гл. 364,0 м; V — скв. 185, гл. 363,5 м

нами микроструктурного анализа для решения вопроса о структурном несогласии.

При тектонических деформациях зерна кварца легко приобретают определенную ориентировку. В зависимости от интенсивности и характера деформации образуются различные типы ориентировок. Как отмечают некоторые исследователи (Елисеев, 1953 и др.), закономерная ориентировка кварца отражает в основном самый

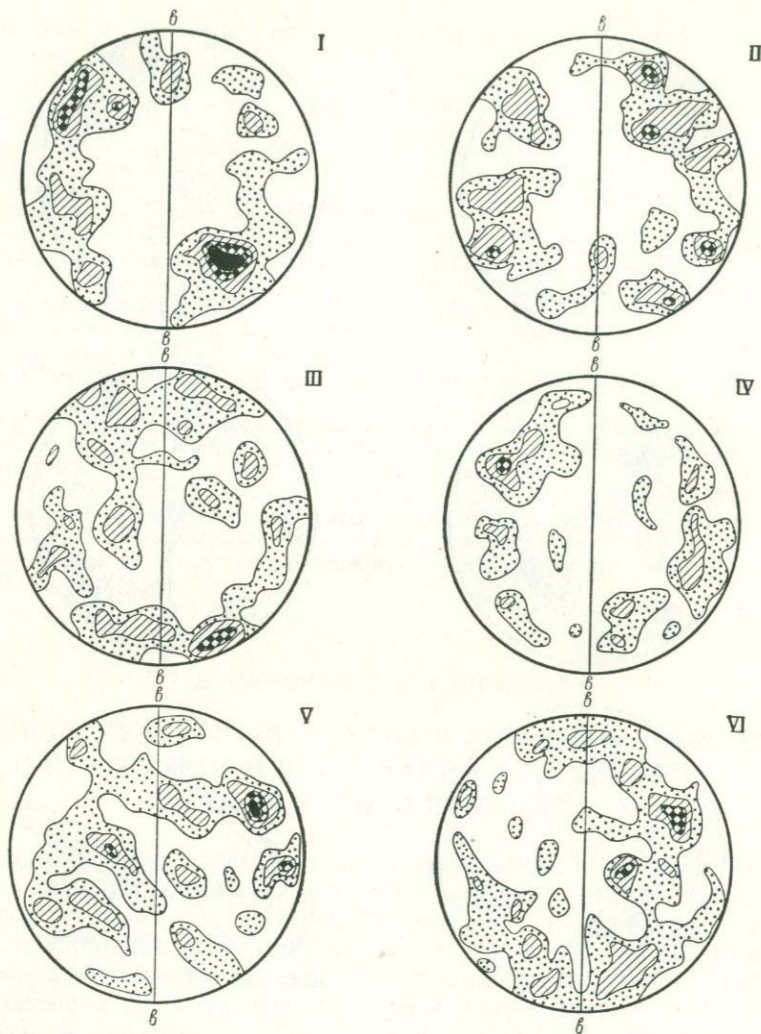


Рис. 2. Диаграммы ориентировки оптических осей кварца в железистых кварцитах средней свиты (B_2).

I — скв. 298, гл. 341,0 м; II — скв. 389, гл. 354,0 м; III — скв. 73, гл. 315,8 м;
 IV — скв. 376, гл. 436,6 м; V — скв. 373, гл. 597,0 м; VI — скв. 427, гл. 758,0 м

последний деформирующий процесс. В тех случаях, когда сохраняются следы ориентировки, возникшей при ранних тектонических напряжениях, происходит наложение ориентировок.

Для выполнения микроструктурного анализа были отобраны ориентированные образцы и определено положение их относительно осей a , b , c (рис. 1). По кварцитам нижней метабазитовой

свиты отобрано и исследовано 10, а по кварцитам железисто-кремнисто-сланцевой свиты — 12 образцов (рис. 2). Ориентировка осей прямоугольной системы координат была выбрана следующая: ось *b* соответствует простиранию слоистости, ось *a* — падению ее, ось *c* — перпендикулярна слоистости.

Интерпретация диаграмм по кварцу представляет значительную трудность, так как обобщающая литература по отдельным типам пород отсутствует, а некоторые из диаграмм получают различную трактовку у разных авторов. Кроме того, нами были получены ориентировки, характерные для сложных тектонитов, для которых внутреннее строение настолько многообразно, что вообще отсутствует типизация их.

В настоящее время известно двенадцать типов ориентирных диаграмм кварца в тектонитах (Елисеев, 1953). Сопоставление полученных нами диаграмм показало, что для кварцитов свиты характерна в основном ориентировка девятого типа, где отсутствуют строго очерченные максимумы и выходы оптических осей кварца образуют пояса, осью симметрии которых служит ось *b*. Возникновение поясов объясняется дифференциальным движением по диагональным плоскостям в направлении, параллельном граням призмы в зернах кварца. Диаграммы по кварцу кварцитов средней свиты отличаются от диаграмм кварцитов Кривого Рога, где выходы оптических осей образуют две или три пары четких максимумов и представляют собой комбинацию третьего и четвертого типов (Кулишов, 1955).

Изучение диаграмм кварца кварцитов средней свиты Белозерского района показало, что эти породы представляют собой типичные *B*-тектониты, т. е. тектониты с поясовым строением. Образование их связывается с деформацией, сопровождающейся межзерновым дроблением и вращением зерен минералов вокруг оси *b*.

Изучение диаграмм по кварцу кварцитов нижней свиты и сопоставление их с известными типами ориентирных диаграмм указывает, что они представляют собой сочетание девятого типа со вторым. Второй тип ориентировки характеризуется наличием одного максимума и возникает при дифференциальных движениях по правилу призмы, причем грани призмы располагаются параллельно плоскости сланцеватости, а оптические оси совпадают с направлением движения. Этот тип ориентировки соответствует *S*-тектонитам (тектониты с одним или несколькими максимумами). Как указывают некоторые исследователи, второй тип ориентировки встречается самостоятельно, однако нередко отмечается и в сложных тектонитах совместно с поясовым расположением максимумов. Этот тип ориентировки возникает за счет реориентировки некоторых других типов (Елисеев, 1953). *S*-тектониты с хорошо выраженным одним максимумом характерны для пород, претерпевших деформацию с разрывом сплошности (Лукин и др., 1965).

Железистые кварциты нижней свиты представляют сложные тектониты — сочетание *S*- и *B*-тектонитов. Образование их

объясняется многостадийным характером деформаций с различной ориентировкой главных направлений деформации. Наличие двух структурных ярусов в докембрии района предполагает два этапа складкообразования. В первый этап порообразующие минералы пород нижней свиты ориентировались в плоскости скольжения и, очевидно, кварц имел ту же ориентировку оптических осей, что и в кварцитах средней свиты при втором этапе складкообразования. Наложившись на жесткие, смятые породы свиты B_1 , этот этап складчатости вызвал в породах нижней свиты появление разрывных нарушений и переориентировку оптических осей минералов в них и, в частности, кварца в железистых кварцитах. Так, в результате изменения главных осей деформации происходит некоторое смещение поясов на диаграмме относительно оси b , а также появление единичного максимума (второй тип ориентировки, по Н. А. Елисееву, 1953), возникающего в породах, претерпевших деформацию с разрывом сплошности.

Таким образом, железистые кварциты нижней и средней свит имеют совершенно различные ориентирные диаграммы кварца. Первые представляют собой сложные тектониты, возникшие при многостадийных деформациях, а вторые — B -тектониты, образовавшиеся при одноактном тектоническом процессе, т. е. кварциты средней свиты испытали один этап складкообразования, а кварциты нижней свиты — два. Второй этап выразился в последних в образовании разрывных нарушений.

Исследование закономерностей ориентировки кварца в железистых кварцитах нижней и средней свит помогает воссозданию тектонических условий формирования структур этих свит, подтверждает различие этих условий, что является одним из доказательств наличия структурного несогласия между нижней и средней свитами.

ЛИТЕРАТУРА

- Гузенко Г. Ф., Доброхотов М. Н. Белозерская железисто-кремнистая формация и ее сопоставление с аналогичными формациями других районов Среднего Приднепровья. В сб. «Вопр. геол. и минер. рудн. м-ний». Вып. 2. М., изд-во «Недра», 1964.
- Гузенко Г. Ф., Никонов А. И. К вопросу о структурном несогласии в отложениях конкско-верховцевской серии Белозерского района. В сб. «Вопр. геол. и минер. рудн. м-ний». Вып. 2. М., изд-во «Недра», 1967.
- Елисеев Н. А. Структурная петрология. Л., изд-во ЛГУ, 1953.
- Кулишов М. П. Петротектонические исследования пород Кривого Рога. В сб. «Геол. и генез. руд Крив. желез. басс.». М., изд-во АН УССР, 1955.
- Лукин Л. И., Чернышев В. Ф., Кушнарев И. П. Микроструктурный анализ. М., изд-во «Наука», 1965.

ГЕОЛОГО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАРГАНЦЕВОЙ РУДЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОЙ ПЛОЩАДИ НИКОПОЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Описываемая площадь занимает северную часть горных отводов Богдановского, Шевченковского, Северного и Мало-Чкаловского карьеров треста Орджоникидземарганец. Здесь расположен отработанный Восточный карьер. Марганцевая руда имеет повсеместное распространение в виде пласта мощностью от 0,75 до 2—3 м. Очень редко мощность пласта менее 0,75 м.

Рудный пласт залегает почти горизонтально с небольшим уклоном в юго-западном направлении. Абсолютные отметки подошвы пласта положительные и составляют на участках, прилегающих к Богдановскому, Шевченковскому, Северному и Восточному карьерам, 4—12 м, а на участке, прилегающем к Мало-Чкаловскому карьере, 12—16 м. В кровле пласта марганцевой руды залегает глина. Породами подошвы рудного пласта служит глауконитовый грубозернистый глинистый песок или глина (Баранова и др., 1964).

В пределах рассматриваемой площади преимущественно распространены окисные руды кусковой и конкреционной текстуры. Кусковые руды встречаются чаще. Иногда они полностью слагают рудный пласт, а иногда залегают вместе с конкреционными, образуя конкреционно-кусовые и кусково-конкреционные разновидности. Большим распространением пользуются первые. В Восточном и Мало-Чкаловском карьерах изредка наблюдаются руды цементной текстуры, наличие которых свидетельствует о близости береговой линии.

Участок, прилегающий к восточной траншее Богдановского карьера, характеризуется сложным строением пласта, отсутствием четко выраженной закономерности в распределении типов и разновидностей руд. Здесь встречены следующие типы и комплексы типов руд: 1) окисная; 2) окисная и окисно-карбонатная; 3) окисно-карбонатная; 4) окисная и карбонатная; 5) окисная, окисно-карбонатная и карбонатная; 6) карбонатная. Наиболее распространены последние два. Текстура окисных руд кусковая. Остальные типы и комплексы типов руд имеют желваковую, реже конкреционно-кусовую и кусковую текстуру. Строение рудного пласта северной части Западной рудоносной площади описано ниже (Плавшудин, 1968), (рис. 1).

1. Верхний слой мощностью 0,2—0,6 м сложен рыхлыми землистыми массами гидроокислов марганца с включением кусочков легких пористых и твердых плотных окисных руд размером от 1—2 мм до 5 см. В основной рыхлой массе часто наблюдаются

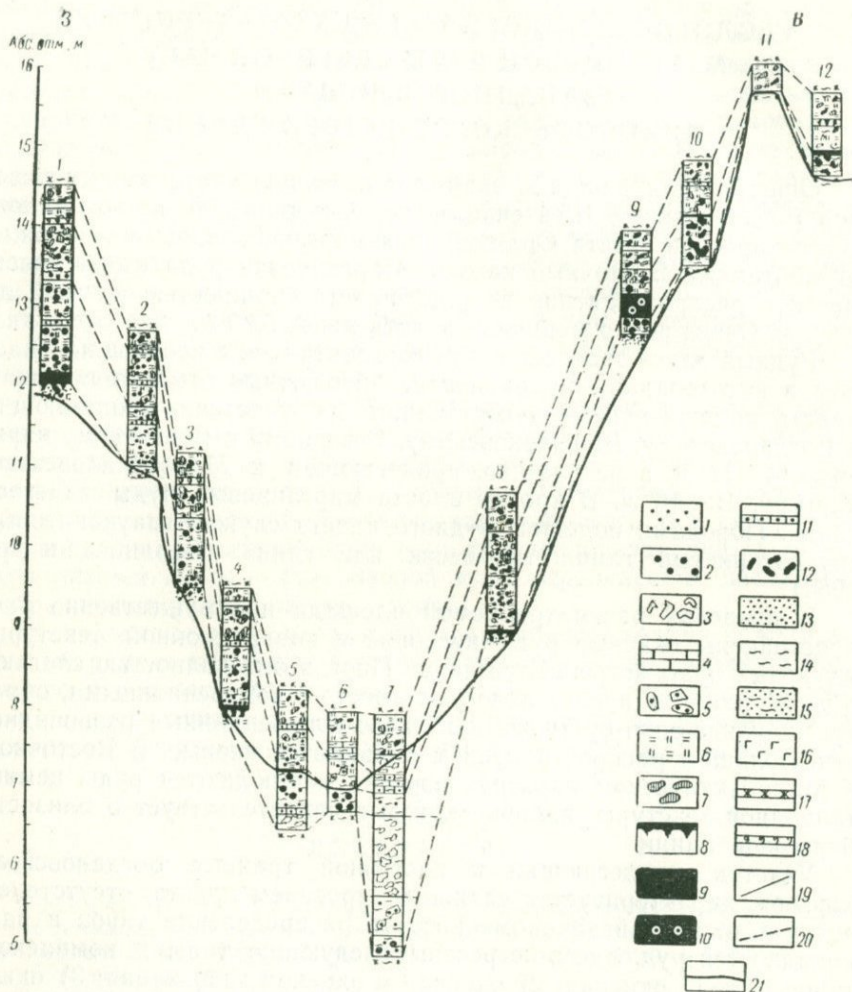


Рис. 1. Строение рудного пласта северной части западной рудоносной площади:

1 — оолиты и пизолиты окисных руд; 2 — сферические конкреции окисных руд; 3 — желваки карбонатных руд; 4 — сплошные прослои карбонатных руд; 5 — окисные оолиты, пизолиты и конкреции, зацементированные в желваках карбонатных руд; 6 — землистые (сажистые) окисные руды; 7 — полуокисленные куски карбонатных руд; 8 — сталактитовые натечные образования; 9 — сплошные окисные руды; 10 — окисные сферические конкреции, сцементированные сплошными окисными рудами; 11 — окисные оолиты и пизолиты, сцементированные кальцитом и марганцовистым кальцитом; 12 — кусковые окисные руды; 13 — песок; 14 — глины; 15 — алевриги; 16 — зерна глауконита; 17 — ожелезнение; 18 — окремнение в виде глинисто-кремнистых желваков в глинах; 19 — установленные контакты руд; 20 — предполагаемые контакты руд; 21 — нижняя граница зоны окисления

включения гидроокислов железа бурого и желто-бурого цвета. Землистые массы, как правило, находятся в смеси с глинами, алевролитами и песками. Иногда наблюдаются маломощные (до 15 см) безрудные прослои. На верхнем контакте этих прослоев часто наблюдаются натечные и сталактитовидные (объемные дендритообразные) рудные образования. Иногда на контакте с нижележащим слоем наблюдается пропласток глин, содержащих глинисто-кремнистые округлые стяжения (см. рис. 1, колонки 1 и 3), желваки и прослой сплошных карбонатных марганцевых руд (колонки 2, 6 и 7) и кальцита, цементирующего окисные разности (колонка 5). Землистые руды состоят из гидроокислов марганца типа α -гидрокурнакита. Мягкие, пористые кусочки сложены α -гидрокурнакитом и коллоидальной гидратированной двуокисью марганца. В центральной части этих кусочков иногда присутствует манганокальцит. Твердые кусочки состоят из криптомелана и вернадита. Глинисто-кремнистые стяжения — из опала и халцедона. По трещинам в них наблюдаются кристаллы кварца. Карбонатные руды сложены манганокальцитом и марганцовистым кальцитом. Иногда в верхней части пласта залегают землисто-кусковые руды псиломелан-манганитового (с примесью пиролюзита) состава.

Приведенная характеристика свидетельствует о том, что верхний слой пласта сложен окисленными карбонатными рудами с включением новообразований.

2. Землисто-конкреционнo-кусковая руда с гнездами желтовато-серой глины. Рудные образования представлены оолитами, пизолитами и конкрециями сферической, эллипсоидальной и полусферической формы, а также кусками. Минеральный состав кусков и землистой массы аналогичен вышеописанному. Оолиты встречаются редко, иногда они некрепкие, сложены легким землистым псиломеланом. Пизолиты и конкреции имеют псиломелан-манганитовый и пиролюзит-псиломелан-манганитовый состав. В этом слое иногда наблюдаются реликты карбонатов марганца с включенными в них конкрециями окисных руд. В верхней, средней и нижней частях слоя иногда встречаются маломощные прослои кальцита. Мощность слоя колеблется в пределах 0,25—0,8 м. В пониженных частях рельефа прослой сложен окисно-карбонатной рудой конкреционнo-желвакового типа. Судя по приведенным данным, этот слой сложен окисленными окисно-карбонатными рудами. Иногда наблюдаются кальцитовые новообразования.

3. Землисто-кусково-конкреционнaя руда в желтовато-серой глине. Это концентрически-слоистые средне- и крупноконкреционные образования с неправильной бугорчатой внешней поверхностью. Конкреции или редко рассеяны в глине или настолько густо, что срастаются между собой. Мощность прослоя колеблется от 0,5 до 1,3 м. На участках с высокими абсолютными отметками в прослое встречаются кусочки твердых плотных руд и землистые разновидности. Обычно кусковые образования имеют

псиломелановый состав, но в некоторых разрезах они содержат примесь лимонита и пиролюзита. Иногда конкреции цементируются кальцитом. В конкрециях наблюдается широкое развитие пиролюзитизации всех марганцевых минералов. Иногда в средней части пласта вместо конкреционных руд залегают землисто-кусковые руды, в которых основная масса кусков представлена манганитом с примесью псиломелана. Мощность этих прослоев около 1 м. По некоторым разрезам прослой землисто-кусковых руд залегают ниже конкреционных руд. Руды описываемого слоя следует отнести к окисленным окисным, а располагающиеся в пониженных участках, не захваченных процессами выветривания, — к первичным окисным.

4. Желваки карбонатных марганцевых руд (кальциевого родохрозита и манганокальцита), заключенные в зеленовато-серой глине. Мощность слоя 0,2—0,7 м (колонки 5 и 7). Желваки светло-серого цвета, скрытокристаллического строения, массивные и ячеистые, размер их от нескольких сантиметров до 10 см. Это первичные карбонатные руды.

5. Окисно-карбонатные, окисные и карбонатные рудные агрегаты в зеленовато-серой глине. Окисно-карбонатные агрегаты представляют собой конкреции, сцементированные манганокальцитом скрытокристаллического строения. Окисные руды состоят из конкреций, аналогичных слою 3, но без следов окисления. Карбонатные желваки аналогичны слою 4. Руды этого слоя следует отнести к первичным окисно-карбонатным.

Самый нижний слой 6 сложен конкрециями окисных руд, аналогичных конкрециям слоя 3, но без следов изменения первоначального состава и строения.

Такое строение рудного пласта наблюдается на Богдановском карьерном поле. В восточной части описываемой площади отмечены лишь верхние три или верхние два рудных прослоя. Характеристика их аналогична описанной с той разницей, что во 2 слое кроме кусков присутствует прослой сплошной окисной марганцевой руды. Руды северной части Западной рудоносной площади соответствуют кондиционным условиям*.

Наиболее качественные руды с содержанием марганца в сыром виде более 30% наблюдаются в восточной части рассматриваемой площади, в районе карьерных полей Шевченковского, Восточного, Северного и Мало-Чкаловского.

Высоким качеством также отличаются руды западной части Богдановского карьерного поля. В направлении с запада на восток качество руд ухудшается, что может быть обусловлено наличием в разрезе пласта восточной части Богдановского карьерного поля, помимо окисных, также смешанных и карбонатных руд.

* Согласно действующим кондициям окисные и окисно-карбонатные руды считаются кондиционными, если содержание марганца в сырой руде не ниже 17%, выход обогащенной бессортной руды не менее 25% и минимальное содержание марганца в обогащенной бессортной руде 25%.

По содержанию марганца в обогащенном бессортном концентрате руды соответствуют сортам II, I A и III. Наибольшее распространение имеют первые два.

Выход концентрата высокий, обычно превышает 40—60%. Лишь на юге описываемой части Богдановского карьерного поля выход концентрата составляет 30—40%.

При лабораторном обогащении марганцевой руды описываемой площади получены концентраты I и II сортов, реже I, II и III сортов. Малофосфористый концентрат сорта A может быть получен при обогащении руд, залегающих на юге и в западной части Богдановского карьерного поля, в центральной, южной и восточной частях участка, прилегающего к Шевченковскому карьере, в северо-западной части Северного карьерного поля, а также руд, залегающих к востоку от отработанной площади Мало-Чкаловского карьера. Контур распространения малофосфористых руд должен быть уточнен дальнейшими геологоразведочными работами. Низкие сорта концентрата (II и III) получены при обогащении руд, залегающих в восточной части площади, прилегающей к Богдановскому карьере, а также руд, залегающих в северо-восточной части площади, прилегающей к Шевченковскому карьере.

Центральной лабораторией обогащения треста Орджоникидзе марганец в 1965 г. выполнены специальные исследования технологических свойств марганцевой руды Богдановского, Шевченковского, Восточного и Мало-Чкаловского карьеров. С этой целью отобраны пробы марганцевой руды в нескольких точках действующих карьеров, а также из рудного керна кустовых скважин (табл. 1).

Таблица 1

Результаты лабораторного обогащения проб марганцевой руды (в %)

Продукты	Богдановский карьер		Шевченковский карьер		Восточный карьер		Мало-Чкаловский карьер	
	Выход	Содержание Mn	Выход	Содержание Mn	Выход	Содержание Mn	Выход	Содержание Mn
Исходная	100	27,9	100	32,8	100	34,1	100	34,4
Бессортная	50,4	43,6	56,8	43,7	56,2	44,2	53,1	44,8
I сорт	37,7	46,4	46,9	44,9	42,6	45,9	37,0	47,5
II сорт	12,7	35,4	9,9	38,5	13,6	40,1	16,1	39,2
III сорт	—	—	—	—	—	—	—	—
Шламы	49,6	10,9	43,2	18,5	43,8	19,0	46,9	22,6

Промышленное обогащение марганцевых руд Богдановского, Шевченковского, Восточного и Мало-Чкаловского карьеров производится на Богдановской обогатительной фабрике. Сведения о выходе и качестве товарной продукции, выпускаемой Богдановской обогатительной фабрикой и в целом трестом Орджоникидземарганец, приведены в табл. 2.

Выход и качество продукции по Богдановской обогатительной фабрике и тресту Орджоникидземарганец (в %)

Сорт концентрата	1966 г.				1967 г.				1968 г. (3 квартала)			
	Выход	Содержание Mn		Извлечение	Выход	Содержание Mn		Извлечение	Выход	Содержание Mn		Извлечение
		сырая	готовая продукция			сырая	готовая продукция			сырая	готовая продукция	

Богдановская обогатительная фабрика

52,43	29,96	42,01	73,53	53,47	30,11	41,92	74,43	51,98	26,95	42,02	73,67
-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------

Трест Орджоникидземарганец

48,00	26,94	41,23	73,44	46,93	26,95	42,25	73,58	46,35	26,96	42,67	73,36
-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------

в том числе:

Пиролузит	0,04	55,0									
Сорт А	0,33	50,46	0,96	49,66	0,92	49,93					
I сорт	25,7	45,92	27,35	45,86	29,81	45,55					
II сорт	19,54	36,59	18,04	36,86	15,62	36,74					
III сорт	2,39	27,03	0,58	28,08	—	—					

Сравнивая данные таблиц 1 и 2 и характеристику руды, составленную в результате произведенного ИМРом и трестом Орджоникидземарганец геолого-технологического картирования, приходим к выводу, что технологические свойства руды Богдановского, Шевченковского, Восточного и Мало-Чкаловского карьеров и участков, прилегающих к карьерам, близки.

Главное отличие в том, что концентраты руд Богдановского, Шевченковского, Восточного и Мало-Чкаловского карьеров отвечают I и II сортам, а при обогащении руд значительной части площади, прилегающей к действующим карьерам, может быть получен концентрат I, II, III сортов. В целом по тресту Орджоникидземарганец в результате совершенствования технологических схем в 1967—1968 гг. повышен выход концентрата I сорта и практически исключена из состава продукция концентрата III сорта.

Однако баланс продукции обогатительных фабрик треста Орджоникидземарганец не полностью отвечает современным требованиям. Основным видом металлургического марганцеворудного сырья являются товарные руды сортов А и I. Обоганительные фабрики треста Орджоникидземарганец выпускают концентраты сорта А менее 1%. Для получения из руд участков, прилегающих к действующим карьерам, высокого выхода концентратов высших

сортов необходимо совершенствовать технологические схемы и производить раздельную выемку ферромарганцевых руд.

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы.

В результате обогащения марганцевой руды северной части Западной рудоносной площади могут быть получены концентраты I, II, III сортов, пригодные для выплавки обыкновенных или передельных чугунов. В результате обогащения малофосфористых руд может быть получен концентрат сорта А, пригодный для выплавки стандартных марок ферромарганца. Для оконтуривания площадей распространения малофосфористых руд необходимы дополнительные геологоразведочные работы.

Наличие малофосфористых руд в западной части Никопольского месторождения подтверждается результатами работы обогатительной фабрики, которая при обогащении руд из различных участков карьерных полей получает в незначительном количестве малофосфористый концентрат сорта А.

Для получения из руд северной части Западной рудоносной площади в преобладающем количестве концентратов высших сортов необходимо совершенствовать технологические схемы и производить раздельную выемку ферромарганцевых руд.

ЛИТЕРАТУРА

Баранов Н. М. и др. Никопольский марганцеворудный бассейн. М., изд-во «Недра», 1964.

Плавшудин В. Г. Особенности строения и условия образования марганцевого горизонта Никопольского месторождения. «Советская геология», 1968, № 3.

Е. С. ШЕВЧЕНКО

ОПЫТ СОСТАВЛЕНИЯ ГЕОЛОГО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЫ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ НИКОПОЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАРГАНЦЕВЫХ РУД

Характеристика обогатимости марганцевых руд Никопольского месторождения для перспективного и оперативного планирования является весьма важной задачей. Это позволит планировать добычу марганцевых руд на карьерах и шахтах в определенных количественных соотношениях, необходимых для усреднения руд по вещественному составу и показателям обогатимости, а также указывает пути совершенствования технологии обогащения руд.

Одним из основных методов оценки обогатимости руд является составление геолого-технологических карт.

Геолого-технологические карты составляются двух типов:

1) прогнозные карты всего месторождения, которые дают возможность планировать показатели обогатимости на весь период

эксплуатации месторождения, и 2) эксплуатационные геолого-технологические карты разрабатываемых участков месторождения, которые дают представление о показателях обогатимости на ближайшие годы.

Несмотря на высокую степень разведанности, значительный объем выполненного технологического опробования, составление геолого-технологической карты всей площади западной части Никопольского месторождения вызывает большие затруднения. Подавляющее большинство технологических проб размещено на обработанных полях и, естественно, не могло быть использовано. Кроме того, исследования технологических свойств марганцевой руды произведены по различным методикам, что затрудняет сопоставление результатов.

На основании изучения руд, систематизации, оценки и отбора материалов исследований Днепропетровской группой отделов ИМР, трестом Орджоникидземарганец и ИМР составлена крупномасштабная геолого-технологическая карта площади западной части Никопольского месторождения, прилегающей к карьерным полям и оконтуренной сетью скважин.

Как отмечено выше, при геолого-технологическом картировании произведен сбор, систематизация и оценка материалов геологоразведочных, эксплуатационных и исследовательских работ, а также изучение строения рудного пласта в забое шахт и карьеров, минералого-петрографические исследования руд и вмещающих пород.

Исходными материалами для построения геолого-технологической карты послужили:

1) результаты химических анализов и технологических испытаний проб марганцевой руды из скважин, а также забойных технологических проб; 2) геологическая документация скважин детальной разведки, кустовых скважин и забойных проб.

С целью выяснения возможности использования при построении карты результатов технологических испытаний рудного керна скважин детальной разведки, трест Орджоникидземарганец в 1968 г. произвел специальные исследования и вычислил поправочные коэффициенты от данных лабораторного обогащения рудного керна скважин детальной разведки к технологическим показателям обогащения рудного керна кустовых скважин и забойных проб. Правильность вычисленных коэффициентов должна быть проверена данными промышленной переработки руды на обогатительных фабриках.

Отбор проб марганцевой руды для минералогического исследования производился в забое эксплуатационных выработок, рудного керна, а также продуктов обогащения. Перед отбором проб производилось изучение рудного пласта, разделение на пачки по литологическим признакам и описание, Диагностика минералов в полевых условиях производилась по цвету, цвету черты, электропроводности (Грязнов, 1958).

В лабораторных условиях пробы разбирались на структурные компоненты — куски, оолиты, пизолиты, конкреции и вмещающую породу. Компоненты взвешивались, и определялись их количественные соотношения в пробе (в вес. %). Количество рудной и нерудной части пробы уточнено путем пересчета результатов химических анализов исходной сырой руды. Структурные рудные компоненты и вмещающая порода детально описывались макроscopicчески. Гранулометрический состав вмещающей породы уточнен данными механического анализа.

В связи с тем, что марганцевые рудообразующие минералы представлены тонкодисперсными разностями и в рудных агрегатах они присутствуют часто в тесной смеси, их диагностика затруднена. Поэтому при изучении марганцевых руд применялись специальные методы исследования — микроскопия, термография, рентгенокопия, химические анализы и др. В полиминеральных рудных образцах количественные соотношения марганцевых минералов уточнялись данными термического анализа.

Продукты обогащения марганцевой руды изучены в технологических пробах, отобранных Днепропетровской группой отделов ИМР; вес проб составлял 2—3 кг. Продукты обогащения крупнее 3 мм разбирались вручную с выделением агрегатов руды, пустой породы, сростков. Определялись их количественные соотношения в пробе (в вес. %). Компоненты детально описывались макроscopicчески. Для определения минерального состава некоторых рудных агрегатов, а также для определения количественного соотношения минералов в полиминеральных агрегатах применялся термический анализ.

Продукты обогащения размером менее 3 мм исследовались под биноклем: производился подсчет зерен и агрегатов рудной и нерудной части для определения их количественного соотношения (об. %), устанавливался состав нерудной части. Для более детального изучения продуктов обогащения размером менее 3 мм производилось разделение их в бромформе с удельным весом 2,89 г/см³ на тяжелую фракцию, представленную в основном рудными «зернами», и легкую, представленную в преобладающем количестве нерудными компонентами. Минеральный состав тяжелой фракции определялся по данным термического анализа, использовались также данные микроскопии. Нерудные компоненты, составляющие легкие фракции, частично просматривались в иммерсионных препаратах. Данные минералогических исследований дополняли и уточняли описание руд.

Оценка качества и обогатимости марганцевых руд при геолого-технологическом картировании произведена в соответствии с условиями и техническими условиями на марганцевые концентраты Никопольского бассейна.

Действующими условиями на марганцевые руды Никопольского месторождения лимитируется только содержание марганца

в необогащенной руде, которое в окисных рудах должно быть не ниже 17%, в карбонатных рудах не ниже 13%.

Для товарных руд (концентратов) установлена классификация на сорта в соответствии с назначением (таблица).

Таблица

Технические условия (МРТУ 14—5Р—64) на товарные марганцевые руды (концентраты) Никопольского бассейна

Наименование	Сорт концентрата	Содержание, %			
		Мп не менее	Р : Мп не более	влаги среднее	п. п. п. не менее
Окисные и смешанные руды	Пирролюзит	52	—	5	—
	А	47	0,00425	14	—
	I	43	—	16	—
	II	34	—	22	—
	III	25	—	25	—
Карбонатные руды	I	25	—	22	17

Составленная геолого-технологическая карта представляет комплект следующих планов:

1. Выход обогащенной бессортной руды и литологический состав вмещающей породы.

2. Содержание марганца и отношение содержаний фосфора и марганца в обогащенной бессортной руде.

3. Выход концентрата I сорта.

4. Содержание марганца и отношение содержаний марганца и фосфора в концентрате I сорта.

5. Выход и содержание марганца в концентрате II сорта.

6. Выход и содержание марганца в концентрате III сорта.

7. Распространение типов и текстурных разновидностей марганцевой руды.

В связи с тем, что трест Орджоникидземарганец не добывает некондиционную нижнюю пачку рудного пласта, отдельно добывает и складировать карбонатную руду, построение планов произведено по кондиционной части пласта окисной и окисно-карбонатной марганцевой руды.

Изолинии содержания марганца в обогащенной бессортной руде и концентрате I, II, III сортов проведены условно через 2%. На плане содержания марганца в обогащенной бессортной руде дополнительно проведены сортовые изолинии: 25, 34, 43, 47, 52%. Изолинии отношений содержаний фосфора и марганца проведены через 0,0005 и дополнительно изолиния 0,0425, что соответствует техническим условиям для руд сорта А. Сечение изолиний на планах выхода обогащенной бессортной руды и отдельных сортов концентрата также условно принята равным 5%. На плане распро-

странения типов и текстурных разновидностей марганцевой руды выделены природные типы, а также наиболее распространенные текстурные разновидности руд.

При выделении природных типов руд в основу положена генетическая классификация марганцевых руд Никопольского месторождения (Баранова и др., 1964).

На рассматриваемой площади выделены шесть типов и комплексов руд, наблюдаемых в Никопольском бассейне: I — окисная руда; II — окисная и окисно-карбонатная; III — окисно-карбонатная; IV — окисная и карбонатная; V — окисная, окисно-карбонатная и карбонатная; VII — карбонатная.

Среди руд I, II, IV и V типов выделены следующие подтипы: малофосфористая руда сорта А; руда I сорта; руда II и III сортов.

При обогащении руд первого подтипа, помимо сорта А, будет получен концентрат I, II и III сортов, а при обогащении руд второго подтипа будет получен концентрат I, II и III сортов.

Вследствие большой изменчивости текстурных разновидностей руд на площади и в разрезе на плане выделены основные, наиболее распространенные, текстурные разновидности: кусковые, кусково-конкреционные, конкреционно-кусковые, конкреционные и желваковые.

Составленную геолого-технологическую карту следует считать предварительной, так как до настоящего времени не узаконена геолого-технологическая классификация марганцевых руд Никопольского месторождения и не вычислены параметры, определяющие геолого-технологический тип марганцевой руды. Разрешением этих вопросов занимается институт Механобрчермет.

Геолого-технологическая карта западной части Никопольского месторождения, прилегающей к карьерным полям, опережает горные работы на срок от 3 до 8 лет и поможет тресту Орджоникидземарганец при оперативном планировании.

В дальнейшем при выполнении работ по геолого-технологическому картированию всей площади западной части Никопольского месторождения должны быть разрешены следующие вопросы.

1. Уточнение геолого-технологической классификации и вычисление параметров, определяющих геолого-технологический тип марганцевой руды.

2. Вычисление поправочных коэффициентов от лабораторных к промышленным показателям обогащения.

3. Обоснование рациональной сети технологического опробования.

4. Изучение возможностей уменьшения веса технологических проб марганцевой руды.

В результате обобщения и анализа материалов по изучению минерально-петрографического состава и обогатимости руд должны быть составлены карты обогатимости, текстурно-минералогическая и прогнозная геолого-технологическая карта всей площади западной части Никопольского месторождения масштаба 1:25 000. На

последней должно быть показано размещение природных и выделенных по геолого-технологической классификации промышленных типов руд.

Прогнозная геолого-технологическая карта западной части Никопольского месторождения рекомендуется для использования трестом Орджоникидземарганец при перспективном планировании добычи и обогащения марганцевых руд.

ЛИТЕРАТУРА

Баранова Н. М. и др. Никопольский марганцеворудный бассейн. М., изд-во «Недра», 1964.

Грязнов В. И. Скоростной метод минералогической диагностики марганцевых руд по электропроводности. Докл. АН СССР, т. 121, № 1, 1958.

Грязнов В. И. Прогноз качества морских осадочных марганцевых руд на примере Никопольского бассейна. Сб. НИИГеологии ДГУ «Геология и рудоносность юга Украины». Днепропетровск, 1968.

М. Д. ЭЛЬЯНОВ, А. Д. ДОДАТКО

МОЩНОСТЬ И ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД МЕЗОЗОЙСКОЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Широко распространенная на Украинском щите площадная кора выветривания мезозойского возраста имеет изменчивую мощность, достигающую местами 100—110 м. В первичном состоянии кора выветривания не сохраняется; она частично или значительно подвергалась размыву экзогенными процессами, интенсивность и направленность которых предопределялись климатическими, тектоническими, геоморфологическими условиями, наличием перекрывающих кору осадочных отложений и другими факторами.

Обзор карты изопакит коры выветривания Украинского щита и общая характеристика изменения ее мощности даны в статье А. У. Литвиненко и М. Д. Эльянова (1967); мощность коры выветривания отдельных районов щита описана в работах Ю. Б. Басса (1960), М. Ф. Веклича и др. (1960), А. У. Литвиненко (1963), Ю. Н. Даниленко и М. Д. Эльянова (1964). Обработка многочисленных материалов последних лет дает возможность более полно охарактеризовать мощность коры выветривания щита и в какой-то мере осветить вопрос взаимосвязи мощности элювиальной толщи и изменения физико-механических свойств пород в процессе корообразования.

Средние данные о мощности площадной коры выветривания Украинского щита приводятся в табл. 1. Как видно, кора средней и даже большей мощности достаточно широко развита, однако на

большей части территории щита сохранились лишь ее реликты мощностью всего до 10 м, что следует объяснять главным образом интенсивным размывом в верхнем мелу и кайнозое.

Таблица 1

Мощность площадной коры выветривания Украинского щита*

Название площади	Площадь, %	Мощность коры выветривания, м			
		0—10	10—20	20—40	40 и более
Вольно-Подольская	41	48	22	11	1
Центральная	28	32	11	9	2
Приднепровская	24	40	25	12	2
Приазовская	7	62	11	6	—
Украинский щит	100	42,6	18,9	10,4	1,5

* Подсчет произведен на территории, ограниченной в основном нулевой изогипсой.

В основном площади наибольшего размыва коры приходятся на присклоновую часть щита и крупные эрозионные долины древнего заложения. На остальной территории изменение мощности коры крайне неравномерное. Во многих местах она сохраняется островами и часто имеются резкие перепады изопахит между участками, лишенными коры, и площадями, где ее мощность достигает 50—60 м.

Зависимость сохранности коры выветривания от блокового строения щита, тектонической активности отдельных площадей, расчлененности погребенного рельефа поверхности докембрийского фундамента и других факторов освещены в упоминавшихся выше работах. Поэтому мы ограничимся перечислением общих закономерностей изменения мощности площадной коры выветривания на всей территории Украинского щита.

1. Больше всего площадная кора выветривания подверглась размыву на склонах щита, где активно протекали эрозионно-денудационные процессы и морская абразия. Как правило, чем склон гипсометрически выше и с большим уклоном, тем большему размыву подвергалась кора и тем меньше она сохранилась. На пологих участках склона кора лучше сохранилась, местами имеет среднюю и даже значительную мощность. Такие участки картируются на южном склоне щита.

2. Тектонически наиболее активные блоки с преимущественной тенденцией эпейрогенического поднятия имеют в общем плане коры выветривания относительно небольшой мощности (Волынь и особенно Приазовье). Блоки с переменным знаком тектонических движений, где поднятия и относительные опускания неоднократно сменяли друг друга, характеризуются весьма пересеченным древним рельефом и сильно разветвленной гидросетью. В пределах этих

блоков кора подвергалась интенсивному размыву. Она лучше сохранилась на водоразделах и в верхней части линейных депрессий, но почти полностью уничтожена в тальвегах последних (Центральная область). Блоки замедленного эпейрогенического поднятия имеют наиболее сохранившуюся кору выветривания (Приднепровье).

3. Перекрывающий докембрийский фундамент осадочный чехол, как правило, консервирует древний элювий и сохраняет его от размыва. Чем древнее осадочный чехол, чем менее продолжительное время кора выветривания оставалась «открытой», тем меньшему размыву она подвергалась. Исключения составляют площади, где активно протекали абразионные процессы. В этих случаях кора плохо сохранилась на площадях, перекрытых отложениями верхнемелового возраста.

4. Зависимость мощности коры выветривания от мезо- и микроформ погребенного рельефа проявляется по-разному, что зависит от сочетания многих факторов. В одних районах кора лучше сохранилась на склонах депрессий, в других — на водоразделах, в третьих — на куполовидных возвышенностях и т. д.

5. Мощность коры выветривания в значительной степени зависит от состава, структурных и текстурных особенностей исходных пород, а также от изменения в процессе гипергенеза физико-механических свойств пород самой коры.

Последний из указанных пунктов требует более детального рассмотрения. Зависимость мощности формирующего элювиального горизонта от состава, структурных и текстурных особенностей исходных кристаллических пород вполне очевидна, однако влияние каждой из них на скорость выветривания изучено недостаточно. Многие авторы считают, что породы кислого состава, насыщенные «инертным» кварцем, менее податливы выветриванию по сравнению с основными и ультраосновными породами, которые быстрее подвергаются химическому преобразованию. В подтверждение этого указывается на существенную разницу мощности коры на кристаллических породах различного состава. Так, например, по данным Ю. Б. Басса (1960), в Никопольском районе наиболее мощной является кора выветривания основных пород (до 60—70 м), тогда как на гранитах и мигматитах кора мощностью 10—15 м, реже до 30 м. Эти и подобные им примеры касаются коры выветривания в той или иной степени размытой. Они не могут быть механически использованы для оценки первичной мощности коры разнотипных пород и решения вопроса о скорости их выветривания. Необходимо сопоставлять коры выветривания полного профиля, сохранившие первичную (максимальную) мощность.

Определение первичной мощности коры выветривания данной эпохи корообразования имеет важное теоретическое и прикладное значение. Оно необходимо для оценки глубины проникновения процессов физического и химического изменения исходных пород, скорости выветривания, степени эрозионного среза и т. д. Поскольку

восстановление первичной мощности древнего элювиального горизонта задача весьма трудная и пока вряд ли разрешимая, мы можем говорить лишь об оценке этой мощности по некоторым прямым и косвенным данным. В частности, ими могут быть показатели максимальной мощности коры выветривания разнотипных пород исследуемого региона при наибольшей ее сохранности и полном вертикальном разрезе.

Для оценки первичной мощности коры выветривания Украинского щита нами подсчитаны данные по 150 разрезам, где кора имеет значительную мощность и наиболее полный разрез. Эти данные сведены в табл. 2.

Таблица 2

Мощность площадной коры выветривания Украинского щита и данные о потере объемного веса пород по зонам коры

Исходные породы	I зона		II зона		III зона		IV зона		Средняя мощность коры, м
	Средн. мощность, м	Потеря веса, %	Средн. мощность, м	Потеря веса, %	Средн. мощность, м	Потеря веса, %	Средн. мощность, м	Потеря веса, %	
Гранитоиды	7,2	16,4	11,2	34,3	21,0	39,3	—	—	39,4
Сиениты и граносиениты	7,7	9,2	10,1	34,7	5,8	42,8	—	—	23,6
Габброиды	5,3	21,4	8,7	41,2	10,5	48,8	—	—	24,5
Амфиболиты	9,9	20,0	12,6	43,2	15,4	49,5	1,5	13,3	39,4
Ультрабазиты	9,4	18,0	16,2	49,6	10,1	46,0	2,1	19,8	37,8
Гнейсы	11,8	23,9	16,5	40,6	15,3	43,2	—	—	43,6
Сланцы	11,1	24,6	18,4	38,8	13,5	40,4	1,0	16,1	44,0

Максимальной мощности площадная кора выветривания Украинского щита достигает при разрушении кристаллических сланцев, особенно сильно трещиноватых и тонко рассланцованных. Мощность ее часто 70—80 м, иногда достигает 90—100 м. Сланцы являются самыми податливыми породами процессам выветривания, главным образом благодаря своим физико-механическим свойствам. Далее следуют гнейсы, мощность коры которых достигает 50—60 м. Следующую группу пород с близким значением средней мощности коры составляют амфиболиты, ультрабазиты, а также гранитоиды и их мигматиты. Мощность наиболее полных разрезов коры этих пород 35—40 м, максимальная 70—80 м, чаще всего пород основного и ультраосновного состава. Важнейшими факторами, способствующими интенсивному выветриванию гранитоидов, является их неравномернозернистая и крупнозернистая структура. Кора выветривания габброидов и щелочных пород также имеет близкое значение мощности—максимальное до 50 м, среднее по наиболее полным разрезам 23—25 м. Последнюю группу соста-

вляют диориты, гранодиориты, дайковые и некоторые другие породы, максимальная мощность коры выветривания которых в пределах щита достигает 35 м.

Приведенный материал свидетельствует о том, что в мезозойскую эпоху корообразования все разновидности кристаллических пород докембрийского фундамента щита выветривались на глубину в десятки метров. Если учесть, что сохранившаяся даже в наиболее полных разрезах древняя кора была в какой-то мере размыта, то первичная (максимальная) мощность площадной коры выветривания Украинского щита мезозойской эпохи может быть оценена в 110—120 м.

На всех типах кристаллических пород элювиальная толща имеет зональное строение, отображающее последовательность их изменения в гипергенных условиях — от механического разрушения до полного преобразования большинства породообразующих минералов субстрата в глинистые продукты (минералы). В различных зонах коры происходят специфические процессы минералообразования, которые при прочих равных условиях зависят от особенностей исходных пород. В связи с этим зоны вертикального разреза коры различаются между собой по минеральному составу, цвету, механическим свойствам, мощности и т. д.

В зависимости от типа материнских пород наибольшее развитие при выветривании получает та или иная зона коры, что наиболее отчетливо проявляется в профиле коры кристаллических сланцев, гнейсов, ультрабазитов, амфиболитов и гранитоидов. Кора выветривания сланцев и гнейсов имеет наиболее мощную нижнюю часть горизонта, особенно первую зону. Следует заметить, что данные о мощности первой зоны (см. табл. 2) следует считать заниженными, поскольку чаще всего ее нижняя граница определяется условно. В коре ультрабазитов наиболее развита вторая зона, сложенная промежуточными продуктами выветривания. Эта зона имеет большую мощность и в профиле коры амфиболитов, но здесь еще большее развитие получает третья каолиновая зона. В разрезе коры гранитоидов первые две зоны имеют подчиненное значение и суммарно они меньше мощности наиболее развитой третьей зоны. В некоторых разрезах коры гранитоидов вторая зона очень слабо выражена или вовсе отсутствует. Таким образом, для коры выветривания сланцев и гнейсов, наиболее податливых физическому разрушению, характерно наибольшее развитие нижних горизонтов. В разрезе коры выветривания пород, насыщенных темновыми минералами, наибольшее развитие получают вторая или третья и третья зоны. Кора, образующаяся на лейкократовых породах, имеет существенно иное строение — в ее разрезе преобладают породы третьей зоны.

При выветривании горных пород физические и химические преобразования происходят одновременно и в тесной взаимосвязи и они обуславливают формирование профиля коры, ее общую мощность и мощность отдельных зон. Однако в литературе слабо освещены

щено влияние изменения физико-механических свойств пород на формирование профиля коры.

Основные изменения физико-механических свойств пород при выветривании сводятся к уменьшению объемного веса, увеличению пористости и повышению дисперсности частиц образующегося профиля. Средние данные этих параметров приводятся в табл. 3. Удельный вес пород, за редким исключением (ультраосновные породы), изменяется незначительно.

Таблица 3

Средние данные изменения объемного веса и пористости пород в разных зонах коры выветривания

Исходные породы	Неизмен- ные породы		I зона		II зона		III зона		IV зона		Количество анализов
	Объемный вес, г/см ³	Пористость, %	Объемный вес, г/см ³	Пористость, %	Объемный вес, г/см ³	Пористость, %	Объемный вес, г/см ³	Пористость, %	Объемный вес, г/см ³	Пористость, %	
Гранитоиды	2,57	3,96	2,15	17,8	1,69	34,7	1,56	39,6	—	—	164
Щелочные породы	2,48	5,9	2,23	13,6	1,62	36,4	1,42	47,9	—	—	42
Габброиды	2,89	5,4	2,27	16,8	1,69	32,3	1,48	42,3	—	—	76
Амфиболиты	2,87	5,9	2,29	20,9	1,63	37,8	1,45	47,5	2,49	23,7	139
Ультраоснов- ные породы	2,66	5,6	2,18	19,2	1,34	55,8	1,43	48,8	2,16	29,3	94
Сланцы	2,73	5,82	2,06	20,8	1,67	43,4	1,62	43	2,29	25,9	182
Гнейсы	2,71	4,5	2,06	22,2	1,61	36	1,54	37,5	—	—	89

Попытка установления прямой взаимосвязи между мощностью коры выветривания или отдельных ее зон и физическим состоянием образовавшегося элювия встречает затруднения. Прежде всего они связаны с условным определением нижней границы коры выветривания и занижением, как уже указывалось, истинной мощности зоны дезинтеграции и выщелачивания. Вероятно, этим следует объяснять низкие показатели среднего значения объемного веса щелочных и ультраосновных пород, явно завышенные для свежих пород показатели пористости и некоторые другие данные (см. табл. 3). Кроме того, из-за размыва коры выветривания нельзя точно оценить первоначальную мощность верхних зон ее разреза. Эти причины в какой-то мере снижают достоверность выводов, однако сопоставление средних данных большого фактического материала (см. таблицы 2 и 3) представляет определенный интерес.

Изменение объемного веса и пористости пород первой зоны коры по сравнению с исходными близко для гранитоидов, амфиболитов и ультраосновных пород (потеря объемного веса 16—20%, увеличение пористости в 3—4 раза). Существенно отличаются от этих пород гнейсы и сланцы, у которых потеря объемного веса пород первой зоны коры составляет около 25%, а также щелочные

породы (потеря объемного веса самая низкая — до 10%). Наибольшая потеря объемного веса пород второй зоны коры характерна для амфиболитов и ультраосновных пород; наименьшая — коры гранитоидов и щелочных пород. Промежуточное положение занимают породы коры гнейсов и сланцев. Породы третьей зоны коры преобладающего числа разновидностей кристаллических пород имеют близкое значение потери объемного веса (по сравнению с породами второй зоны), которые существенно снижаются. Это может свидетельствовать об относительно слабом физическом преобразовании пород в пределах данной зоны.

Зависимость мощности отдельных зон от физико-механических свойств пород наиболее четко выражена для нижних горизонтов коры. Так, породы первой зоны коры выветривания сланцев и гнейсов имеют наибольшую потерю объемного веса и соответственно мощность их максимальная. Близкое значение мощности первой зоны имеют те породы, для которых близки значения потери объемного веса. То же следует сказать о породах второй зоны, мощность которой в общем тем большая, чем интенсивней рост их пористости. С определенной долей достоверности можно сделать общий вывод, что чем резче и скачкообразнее изменения физико-механических свойств пород нижних горизонтов коры выветривания, тем больше их мощность.

На некоторых разновидностях кристаллических пород в верхних зонах профиля выветривания наблюдается уплотнение пород, при этом увеличивается объемный вес и уменьшается (иногда довольно значительно) пористость. Подобные явления широко проявляются в четвертой зоне коры выветривания сланцев, основных и ультраосновных пород; в некоторых случаях и в небольшом масштабе наблюдается уплотнение пород коры выветривания верхних горизонтов гранитоидов. Это следует объяснять двумя основными причинами. Во-первых, естественной усадкой пород при достижении критического предела пористости (Петров, 1967); во-вторых, влиянием наложенных процессов, приводящих к возникновению в уже сформированной коре ряда новых минералов. При усадке уменьшается общая мощность коры; во втором случае, по-видимому, изменение мощности не происходит. По всей вероятности, величина уменьшения мощности коры при усадке относительно пропорциональна падению пористости пород верхних горизонтов.

ЛИТЕРАТУРА

Басс Ю. Б. Кора выветривания кристаллических пород докембрия. В кн. «Никопольский марганец. басс». М., изд-во «Недра», 1964.

Веклич М. Ф., Дядченко М. Г., Кондрачук В. Ю., Хатунцева А. Я. Особенности образования россыпей дочетичного возраста на территории Украинской ССР. В сб. «Закон. размещ. полезн. ископ.», т. IV, Изд-во АН СССР, 1960.

Даниленко Ю. Н., Эльянов М. Д. Рельеф поверхности кристаллического фундамента и мощность коры выветривания в Среднем Приднепровье. В сб. «Вопр. геол. и минер. рудн. месторожд». Вып. 1. М., изд-во «Недра», 1964.

Литвиненко А. У., Додатко А. Д., Хорошева Д. П. Особенности строения, состав и полезные ископаемые коры выветривания на ультраосновных породах Среднего Приднепровья. В сб. «Кора выветривания». Вып. 6. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Литвиненко А. У. Эльянов М. Д. Поверхность фундамента и мощность коры выветривания кристаллических пород Украинского щита. В сб. «Вопр. геол. и минер. рудн. месторожд.». Вып. 2. М., изд-во «Недра», 1967.

Петров В. П. Основы учения о древних корах выветривания. М., изд-во «Недра», 1967.

В. Т. ПОГРЕБНОЙ

МОЩНОСТЬ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ПРИАЗОВСКОГО БЛОКА

Сформировавшаяся в мезозое кора выветривания Приазовского блока в течение последующего времени подвергалась размыву и переотложению. Процессы разрушения коры в кайнозое сопровождались на отдельных участках дальнейшим выветриванием. Остаточная элювиальная толща на площади района характеризуется различной сохранностью. Распространенность литологических зон, выделенных по степени химической проработки пород коры выветривания, весьма неравномерна. Если зоны дезинтеграции и переходных продуктов выветривания пользуются сравнительно широким распространением, то зона конечных продуктов (каолиновая) сохранилась в виде различных по площади пятен и островов (рис. 1). На части территории кора полностью размывта.

С мезозойской корой выветривания и продуктами ее переотложения связан целый ряд месторождений и проявлений россыпей, железа, первичных и вторичных каолинов, вермикулита и других полезных ископаемых района. В связи с этим, рассматривая вопрос сохранности элювиальной толщи на площади и в разрезе, можно с некоторым допущением судить о первичной мощности коры, степени ее размыва и роли в образовании остаточных и осадочных месторождений.

Литературные данные о мощности коры выветривания на Приазовском блоке отрывочны и касаются отдельных массивов или участков. Так Г. В. Писемский (1959), детально изучивший кору выветривания Октябрьского щелочного массива, установил, что мощность элювия на мариуполитах составляет 55—60 м, реже 70 м. Он предполагает также, что максимальная мощность элювия на вмещающих щелочные породы гранитах и мигматитах примерно такая же. По мнению С. Т. Борисенко наибольшая мощность остаточной коры выветривания на Приазовье достигает 80—100 м. Систематизированные данные о мощности и распространении коры в пределах всего блока до последнего времени отсутствовали. Составленные Р. Н. Довгань и П. Ф. Русаковым в 1965 г. карты гипсометрии докембрийского фундамента и изопакит коры выветривания в значительной мере восполняют этот пробел. По подсчетам

М. Д. Эльянова (1968) мощность коры выветривания на Приазовском блоке распространяется следующим образом: мощность 0—10 м занимает 62%, 10—20 м — 11% и 20—40 м — 6% территории района. Примерно на 20% площади кора выветривания отсутствует. В последние годы на всей территории Приазовского блока были проведены геологосъемочные работы масштаба 1:50 000, давшие обширную информацию о коре выветривания. Для статистической обработки нами использованы данные по мощности коры около 1400 скважин.

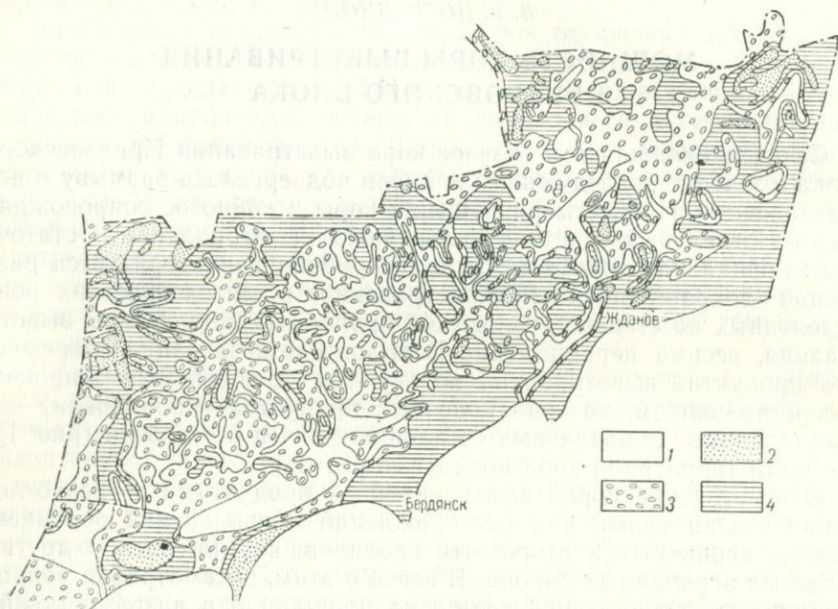


Рис. 1. Схематическая литологическая карта коры выветривания Приазовского блока (составил В. Т. Погребной)

1 — кора выветривания отсутствует; 2 — зона конечных продуктов выветривания; 3 — зона дезинтеграции; 4 — зона переходных продуктов выветривания

Систематизации и статистической обработке были подвергнуты данные по мощности коры каждого из наиболее распространенных типов пород: гранитов, мигматитов, граносиенитов, гнейсов и гранито-гнейсов. Помимо общей мощности, обчислены данные по мощности каждой зоны на всех разновидностях гранитоидов. Данные по мощности коры на других типах пород района, за исключением Октябрьского щелочного массива, ввиду их незначительного площадного распространения малочисленны и поэтому здесь не рассматриваются.

Распределение мощностей коры выветривания гранитоидов (табл. 1) характеризуется крайне асимметричным распределением, так как снижение частот происходит, как правило, только в одну

Распределение мощностей остаточной коры выветривания гранитоидов Приазовского блока

Интервалы мощностей, м	На гранитах				На мигматитах				На гнейсах				На граносенигах	На сложных разрезах			
	Количество скважин				Количество скважин				Количество скважин					Количество скважин			
	Общее	По зонам			Общее	По зонам			Общее	По зонам				Общее	По зонам		
		I	II	III		I	II	III		I	II	III			I	II	III
0—5	129	195	141	52	118	190	140	24	56	125	89	36	27	21	46	60	16
5—10	105	100	30	18	122	110	55	10	57	78	43	6	20	31	40	19	2
10—15	73	52	12	1	67	58	22	5	60	39	21	5	19	31	31	9	3
15—20	39	30	4	4	54	40	8	4	37	19	14	6	16	26	17	6	1
20—25	30	15	2	1	29	19	4	4	19	8	5	—	3	13	8	8	1
25—30	20	12	—	1	21	11	3	1	14	4	10	2	2	13	8	2	
30—35	6	4	1	1	7	2			11	—	4	—	1	8	1	—	
35—40	4	4			5	2			8	1	1	—	—	3	1	1	
40—45	6	3			3	2			6	—		1	1	3	1	1	
45—50	2	1			4	1			3	—				3	1		
50—55	3	1			0				4	1				4	2		
55—60	—				3				1	1				—			
60—65	1				3				1					1			
Сумма	418	418	190	78	436	436	232	49	277	277	187	56	89	157	157	106	23

Таблица 2

Распределение мощностей коры выветривания Приазовского блока, перекрытой верхнемеловыми отложениями

Интервалы мощностей, м	Количество скважин	Частота
0—5	7	0,071
5—10	14	0,142
10—15	14	0,142
15—20	17	0,174
20—25	13	0,133
25—30	9	0,092
30—35	8	0,082
35—40	8	0,082
40—45	6	0,062
45—50	1	0,010
50—55	1	0,010
Сумма	98	1,00

той верхнемеловыми осадками, отличается сравнительно симметричным распределением градаций относительно наиболее часто встречающегося значения (15—20 м). Такой вид распределения указывает на наибольшую сохранность элювиальной толщи, что подтверждается также наибольшим из всех выборок значением средней мощности, равной 21 м.

Из всех выборок по разновидностям пород менее резкой асимметричностью распределения отличаются мощности коры на гнейсах и на мигматитах. Если кривая распределения мощности на всех типах гранитоидов имеет только правую ветвь от максимальной частоты, то общая мощность коры на гнейсах (см. табл. 1) характеризуется наличием двух градаций влево от максимальной частоты, т. е. гистограмма такой статистической совокупности менее асимметрична. Этот факт, по-видимому, следует объяснять более высокими значениями первичной мощности коры гнейсов. Заметим, что и остаточная кора гнейсовидных пород более мощная, чем на других типах пород гранитоидного состава. Гнейсовидные породы в силу своих структурно-текстурных особенностей способствовали проникновению агентов выветривания на сравнительно большие глубины и образованию более мощной коры по сравнению с другими разновидностями пород гранитоидного ряда. Последующий размыв коры гнейсов не полностью сnivelировал первичный характер распределения мощностей.

Для количественной оценки мощности коры, выяснения характера и изменчивости распределения по каждой из выборок (общая мощность коры по разновидностям пород, мощности отдельных ли-

(правую) сторону от максимума. Резкая асимметричность распределения свидетельствует о значительном размыве элювиальной толщи. Следует отметить, что приведенные в табл. 1 данные характеризуют мощность коры, перекрытой разновозрастными отложениями (от верхнемеловых до четвертичных), т. е. в выборку включены данные по всем разрезам элювия, независимо от степени его сохранности.

Зависимость характера распределения мощности от возраста перекрывающих толщ можно проследить на примере данных табл. 2 и сопоставления их с картиной распределения мощности по суммарной выборке.

Как видно из таблицы, распределение мощности коры, перекры-

тологических зон) определены основные статистические показатели: мода, медиана, средняя, дисперсия, стандарт и коэффициент вариации. Интервал мощности коры (h) вычислен по известной формуле, учитывающей размах мощностей и количество наблюдений. Принятый нами шаг 5 м близок к расчетному. Среднее значение мощности определено по способу условных моментов. Остальные статистические характеристики вычислены по формулам, применяемым для обработки большого числа наблюдений (Рыжов, Гудков, 1966). Расчет статистических параметров мощности коры выполнен по известным формулам на основании данных, приведенных в табл. 3.

Таблица 3

Определение статистических характеристик общей мощности коры выветривания гранитоидов Приазовского блока

Интервал мощности, $м$	Середина интервала, V	Количество скважин, n_i	$E = \frac{X_i - 22,5}{5}$	$E + 1$	$E \cdot n$	$(E + 1) n$	$E^2 \cdot n$
0—5	2,5	390	-4	-3	-1560	-1170	6 240
5—10	7,5	380	-3	-2	-1140	-760	3 420
10—15	12,5	289	-2	-1	-578	-289	1 156
15—20	17,5	198	-1	0	-198	0	198
20—25	22,5	104	0	1	0	104	0
25—30	27,5	72	1	2	72	144	72
30—35	32,5	36	2	3	72	108	144
35—40	37,5	23	3	4	69	92	207
40—45	42,5	21	4	5	84	105	336
45—50	47,5	13	5	6	65	78	325
50—55	52,5	12	6	7	72	84	432
55—60	57,5	5	7	8	35	40	245
60—65	62,5	6	8	9	48	54	384
Сумма		1549			-2959	-1410	13 159

Величина 22,5 м (C) выбирается близкой по значению к моде и применяется для вычисления условной варианты (E). Вычисленные по данным табл. 3 статистические показатели общей мощности коры выветривания характеризуются следующими значениями: среднее (\bar{x}) = 13,0 м, дисперсия (σ^2) = 119,5, стандарт (σ) = 10,91, коэффициент вариации (Vx) = 0,84.

Статистические показатели определялись не только по общей мощности коры выветривания, но и по отдельным выборкам литологических зон. Результаты статистической обработки приведены в табл. 4. Наиболее часто встречающимся значением (модой) мощности коры является интервал 0—5 м. Это характерно для коры гранитов, граносиенитов и мигматитов. За счет более высокого модального значения мощности на гнейсах (10—15 м) и на разрезах перемежающего состава (5—10 и 10—15 м) увеличивается на один

Статистические показатели	Мощности коры								
	На всех типах пород				На гранитах				На
	Общая	По зонам			Общая	По зонам			Общая
I		II	III	I		II	III		
Количество скважин	1377	1377	822	219	418	418	190	78	436
Мода (Mo)	0—10	0—5	0—5	0—5	0—5	0—5	0—5	0—5	0—5
Медиана (Me)	32,5	30,0	22,5	22,5	32,5	27,5	17,5	17,5	32,5
Среднее (\bar{x})	13,0	8,8	6,3	6,6	11,8	8,6	4,6	5,5	12,2
Дисперсия (σ^2)	119,5	64,2	80,6	55,2	107,0	66,8	19,2	34,0	116,7
Стандарт (σ)	10,9	8,0	8,9	7,4	10,3	8,2	4,4	5,8	10,8
Коэффициент вариации (V_x)	0,84	0,91	1,02	0,88	0,87	0,95	0,96	1,06	0,88

разряд и мода общей мощности на всех типах гранитоидов, составляя 5—10 м. Общие мощности коры почти на всех типах гранитоидов характеризуются одинаковым срединным значением (медианой), равным 32,5 м. Несколько меньше медиана для коры граносиенитов — 22,5 м. На характеристике медианных значений мощности отдельных зон, учитывая значительные вариации их величин, остановимся несколько подробнее. Медиана мощности зоны дезинтеграции колеблется в пределах 25—30 м, зоны переходных продуктов выветривания 15—22,5 м. Значительной изменчивостью медианного значения характеризуется также мощность каолинитовой зоны.

Более полные представления о мощности коры и ее отдельных зон получим при анализе средних значений. Сравнение этих показателей (см. табл. 4) позволяет расположить породы в последовательный ряд по мере возрастания мощности коры: граносиениты — граниты — мигматиты — гранито-гнейсы и гнейсы. Такая последовательность объясняется главным образом влиянием структурно-текстурных особенностей пород на скорость выветривания. Магматические породы характеризуются массивной текстурой и более высокой плотностью по сравнению с метаморфическими образованиями. Это различие при прочих равных условиях и определяет неодинаковую сопротивляемость пород по отношению к агентам выветривания. Более значительной мощностью отличается кора выветривания сложных разрезов. Здесь вследствие чередования магматических и метаморфических пород площадная кора осложнена линейноконтактной.

Средние значения мощности зоны дезинтеграции на всех разновидностях гранитоидов очень близки и находятся в пределах 7,8—8,6 м (табл. 5).

Значительные колебания мощности наблюдаются для зон переходных и конечных продуктов выветривания, составляя 4,6—8,6 и

на различных типах пород Приазовского блока

выветривания, м											
Мигматитах			На гнейсах				На граносциститах (общая)	На сложных разрезах			
По зонам			Общая	По зонам				Общая	По зонам		
I	II	III		I	II	III			I	II	III
436	232	49	277	277	187	56	89	157	157	106	23
0—5	0—5	0—5	10—15	0—5	0—5	0—5	0—5	5—15	0—5	0—5	0—5
25,0	15,0	15,0	32,5	30,0	20,0	22,5	22,5	32,5	27,5	22,5	12,5
8,6	5,9	8,0	15,0	7,8	8,6	7,2	10,5	17,2	11,3	7,7	4,7
58,7	27,2	49,7	146,4	53,7	62,5	65,0	59,7	158,6	94,5	66,7	117,5
7,7	5,2	7,05	12,1	7,3	7,9	8,06	7,7	12,6	9,7	8,2	3,4
0,90	0,88	0,88	0,81	0,94	0,92	1,12	0,73	0,73	0,86	1,06	0,72

Таблица 5

Распределение средних значений мощности коры выветривания гранитоидов по зонам

Зоны	Мощность коры по типам исходных пород, м				
	Все типы гранитоидов	Граниты	Мигматиты	Гранито-гнейсы	Сложные разрезы
Каолинитовая	6,6	5,5	8,0	7,2	4,7
Гидрослюдисто-каолинитовая	6,3	4,6	5,9	8,6	7,7
Дезинтеграции	8,8	8,6	8,6	7,8	11,3

5,5—8 м соответственно, причем здесь прослеживается такая же, как и для общей мощности, картина увеличения средней мощности зон в ряду граниты—мигматиты—гнейсовидные породы. Сложные разрезы отличаются более высокими значениями, как общей, так и мощностями первой и второй зон. Каолиновая зона, наоборот, маломощная и составляет 4,7 м.

Одним из существенных факторов, контролирующих мощность коры выветривания, является характер рельефа кристаллических пород и его гипсометрическое положение. Значительная расчлененность рельефа на площади Приазовского блока не способствовала высокой сохранности элювия. В долинах рек кора либо полностью смыта, либо остались только ее корни, представленные зоной дезинтеграции. На водоразделах разрез элювия наиболее полный, причем сохранность его зависит не только от возраста перекрывающих толщ, но также и от гипсометрического уровня горизонта выветривания. Имевшие место в мезо-кайнозой разнонаправленные тектонические движения Приазовского блока и отдельных его участков (Баранова и др., 1967) по-разному влияли на сохранность

коры, способствуя ее сохранению или размыву в зависимости от знака движения. Преобладание восходящих движений в Приазовье вызвало интенсивный размыв элювия.

Немногочисленные литературные данные по вопросу характера связи мощности коры выветривания с абсолютными отметками ее кровли не всегда однозначны, а подчас даже противоречивы. Причиной последнего, возможно, является различный подход к разрешению такой связи, так как одни авторы для этой цели принимают абсолютную отметку кровли коры, а другие — отметку ее подошвы,

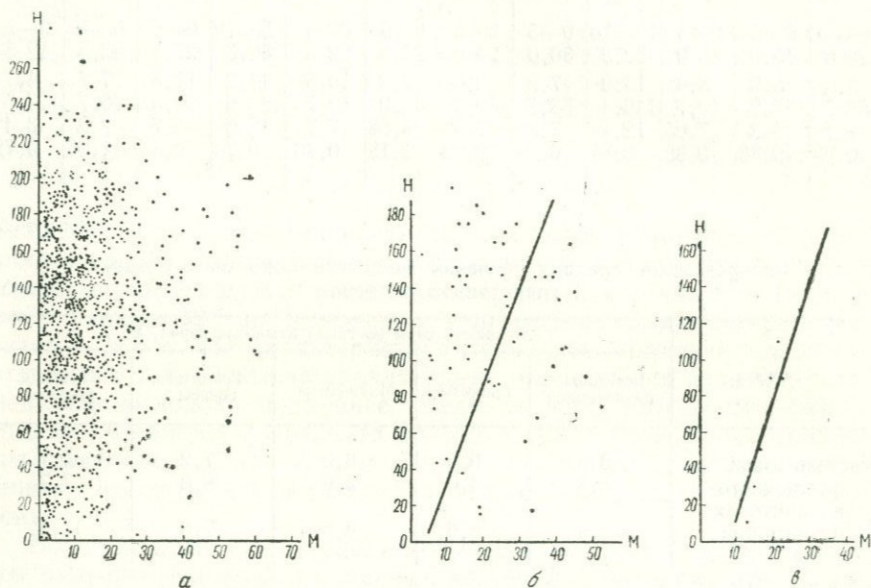


Рис. 2. Зависимость между мощностью коры выветривания (М) и абсолютной отметкой ее кровли (Н):

а — данные по коре перекрытой разновозрастными осадками; *б* — данные по коре, перекрытой верхнемеловыми осадками; *в* — средние данные по мощности коры, перекрытой верхнемеловыми осадками

т. е. поверхности невыветрелых пород. Очевидно, более правильным следует считать первый вариант, которого и будем придерживаться в дальнейших построениях. Первоначально на график (рис. 2, *а*) были вынесены данные по мощности и абсолютным отметкам кровли коры более чем 1000 скважин. Анализ поля рассеяния показывает, что подавляющее большинство точек находятся в интервале абсолютных отметок 20—200 м, образуя по мощности полосу 0—20 м. В то же время значительное количество скважин с мощностями 0—60 м выходят за пределы указанных выше абсолютных отметок. Причина такого рассеяния заключается, по-видимому, в неоднородности статистической выборки, обусловленной влиянием тектонических подвижек, поднявших или опустивших от-

дельные участки Приазовского блока с корой выветривания на различные гипсометрические уровни, а также различной степенью размыва коры. Установлено (Довгань, 1967), что территория южного склона Приазовского блока и зоны сочленения его с Причерноморской впадиной серией разломов разбита на приподнятые и опущенные участки — горсты и грабены. Последние, как правило, характеризуются довольно высокой сохранностью коры. Так, на Бердянской косе структурной скважиной треста Крымнефтегазразведка на отметке 1035,5 м ниже уровня моря под меловыми отложениями встречена каолиновая кора выветривания гранитов мощностью 24,5 м. Высокими мощностями отличается кора и в пределах грабенов, расположенных непосредственно на щите (например, на территории блока, расположенной к югу от Конкского разлома). Относительно большая мощность коры выветривания в пределах грабенообразных участков обусловлена незначительным ее развитием. Иногда встречаемые на высоких гипсометрических уровнях мощности в 40—50 м принадлежат линейноконтрастному типу коры выветривания.

Для выяснения характера связи мощности элювиального горизонта с его гипсометрическим положением из общей выборки выделены скважины, находящиеся в одинаковых геолого-тектонических условиях. Этому требованию удовлетворяют данные по элювиальным разрезам, расположенным в пределах одной тектонической ступени и имеющим в кровле коры разновозрастные, но наиболее древние осадочные образования. Мощность коры по таким скважинам и абсолютные отметки ее поверхности приведены в табл. 6.

Таблица 6

Распределение мощности домеловой коры выветривания по гипсометрическим уровням

Интервалы абсолютных отметок кровли коры, м	Средина интервала, м	Пределы изменения мощности, м	Средняя мощность, м	Количество скважин
0—20	10	5,5—19,0	12,9	4
20—40	30	14,5—15,5	15,0	2
40—60	50	7,5—31,5	16,3	3
60—80	70	6,5—52,5	31,3	3
80—100	90	5,5—48,0	22,4	9
100—120	110	5,5—42,5	21,2	10
120—140	130	12,0—45,0	28,3	5
140—160	150	3,5—40,0	23,5	13
160—180	170	13,0—44,0	25,4	9

Анализ приведенных данных показывает, что с увеличением абсолютной отметки кровли средняя мощность коры увеличивается. Относительно резко она возрастает на отметке +70 м, составляя в среднем 31,3 м, и заметно слабее на уровне +130 м. Несколько

скачкообразное увеличение мощности в пределах названных абсолютных отметок можно, по-видимому, объяснить попаданием части скважин в зоны тектонических либо литологических контактов, т. е. влиянием линейного выветривания. Построенный по данным табл. 6 график (рис. 2, б) показывает, хотя и не очень резко выраженную, прямую зависимость мощности коры от ее гипсометрического положения. Отбросив из поля рассеяния несколько крайних значений, получим довольно широкую полосу точек, свидетельствующую о незначительной положительной связи изучаемых величин. Рассчитанный по данным 58 скважин коэффициент корреляции в системе абсолютная отметка поверхности — мощность коры выветривания характеризуется незначительной величиной положительного знака (+0,11). После исключения из выборки значений мощности, соответствующих отметкам +150 и +170 м на том основании, что здесь уже наблюдается уменьшение значений мощности, получим коэффициент корреляции, равный +0,32. Графическое изображение этой связи иллюстрируется рисунком (рис. 2, в).

Таким образом, можно с достаточной степенью достоверности сделать вывод о зависимости мощности остаточной коры выветривания от ее гипсометрического положения, причем эта связь в определенном и довольно значительном диапазоне абсолютных отметок будет прямой, а затем на высоких уровнях обратной.

Из изложенного выше можно сделать следующие выводы:

1. Сформировавшаяся в мезозое кора выветривания Приазовского блока была сильно разрушена в последующие геологические периоды. Распределение мощностей коры выветривания на основном типе кристаллических пород района (гранитоидах) отличается довольно резкой асимметричностью. Наибольшим площадным распространением пользуется кора мощностью до 10 м.

2. Статистическая обработка данных по мощностям коры позволила расположить главные породы кристаллического основания по их относительной скорости выветривания в следующий ряд (по мере увеличения мощности коры): граносиениты—граниты—мигматиты—гранито-гнейсы и гнейсы.

3. Наибольшей мощностью характеризуется кора выветривания, перекрытая меловыми отложениями.

4. Мощность коры выветривания находится в прямой связи с гипсометрическим положением ее кровли примерно до отметок +150—+170 м. На более высоких отметках связь становится обратной.

ЛИТЕРАТУРА

Баранова Н. М. и др. До питання про геологію південного схилу Приазовського масиву. «Геологічний журнал» АН УРСР, т. 27, вып. 2, 1967.

Басс Ю. Б. Новые данные о геологическом строении и образовании бокситов юга Украины. В сб. «Закономерности размещения месторождений в платформенных чехлах», ч. II. Изд-во АН УССР, 1960.

Довгань Р. Н. Про блокову будову зони зчленування Приазовського масиву з Причорноморською западиною. Докл. АН УРСР, вып. 3, 1967

Писемский Г. В. Строение коры выветривания щелочных пород Приазовья. Тр. ЦНИГРИ, вып. 29, М., 1959.

Рыжов П. А., Гудков В. М. Применение математической статистики при разведке недр. М., изд-во «Недра», 1966.

Д. П. ХОРОШЕВА, Ю. Н. ГАРБУЗ

МОРФОЛОГИЯ МИНЕРАЛОВ БОКСИТОВ СРЕДНЕГО ПРИДНЕПРОВЬЯ

Бокситы Среднего Приднепровья представлены, как правило, тонкодисперсными смесями гиббсита, бемита, диаспора, гётита, гидрогётита, гематита, каолинита и др. Эти минералы слагают основную массу и бобовины бокситовых пород. На площадях интенсивного проявления вторичных (эпигенетических) процессов в бокситах в значительных количествах содержатся железистые хлориты (шамозит, афросидерит), карбонаты (преимущественно сидерит) и сульфиды (Хорошева, 1964, 1966, 1969). Встречаются эпигенетические монтмориллонит, гидрослюда, гидрохлорит и другие минералы.

Тонкодисперсное строение минералов бокситового горизонта обычно затрудняет их диагностику и определение минерального состава руд. В настоящей статье рассматриваются новые данные микроскопического изучения бокситов. Наряду с рентгеновским, термическим и химическим методами исследований большое значение для диагностики минералов имеет форма частиц, устанавливаемая под электронным микроскопом. В литературе известны некоторые сведения об электронно-микроскопическом изучении минералов свободного глинозема (Чухров, 1955; Гинзбург, Наджакова, Никитина, 1962; Маккензи, Мелдау, Гард, 1964; Рекшинская, 1966 и др.).

Авторами при исследовании минералов под электронным микроскопом использовались пробы, отобранные из рудного пласта, классы механического и шлихового анализов, фракции после разделения минералов в тяжелых жидкостях. Состав проб определялся иммерсионным методом, термическим, рентгенометрическим и химическим анализами.

Для выявления морфологических особенностей минералов бокситов производился индивидуальный подбор методик. Приготовление суспензий на просвет, состоящих из гиббсита, бемита, диаспора, каолинита, железистого хлорита и других минералов, а также структурное травление бемита осуществлялось по известной методике (Пилянкевич, 1961). Структурное травление было сделано смесью азотной (10% концентрации) и плавиковой (3% концентрации) кислот в течение 2 мин. После травления суспензия насыщалась этиловым спиртом и тщательно отмывалась. Диспергация минеральных агрегатов осуществлялась на генераторе УЗДН-1 при частоте кавитации 35 кгц.

При выявлении морфологии гиббсита, бемита, диаспора наиболее рациональной оказалась методика реплик. Суспензия тонкой фракции разбавлялась ацетоном, затем подвергалась действию ультразвука. После обработки ультразвуком суспензия наносилась на свежий скол кристалла каменной соли, просушивалась и запечатывалась углеродом. Изготавливалась углеродная реплика по методике, предложенной Г. С. Грицаенко и др. (1961). Готовые реплики для повышения контраста оттенялись чистым хромом. В некоторых случаях, где это было необходимо, препараты оттенялись золотом. Угол оттенения подбирался оптимальный. В результате было получено качественное изображение как отдельных кристалликов величиной до 0,10 микрон, так и тонких деталей на относительно крупных (до 2,5 микрон) кристаллах.

Глинистые минералы хорошо проявлялись на микрофотографиях после избирательного растворения гидроокислов алюминия, в этом случае нами использована рекомендация В. И. Ремизова (1966).

Гиббсит, главный порообразующий минерал бокситов, встречается коллоидальный и кристаллический. В шлифах и иммерсионных препаратах наблюдается переход коллоидальной и метакolloидальной форм гиббсита в кристаллическую, а также раскристаллизация коагеля системы $Al_2O_3-Fe_2O_3-SiO_2-TiO_2-H_2O$ в гиббсит, каолинит, гидроокислы и окислы железа и титана. В бокситах Среднего Приднeпрожья преобладает тонкодисперсный гиббсит; его крупнокристаллические разновидности (пластинчатые, таблитчатые, клиновидные зерна и агрегаты радиальнолучистого строения) встречаются реже.

Морфологические особенности тонкодисперсного гиббсита отражены на электронномикроскопических фотографиях. Большинство снимков свидетельствует, что основная масса гиббсита в бокситах плохо окристаллизована. Тонкодисперсный гиббсит на репликах часто имеет вид почковидных агрегатов, очертаний частиц не наблюдается, грани и гранные углы отсутствуют (рис. 1). По сравнению с глинистыми гиббситовые частицы обладают большей толщиной, чем главным образом и отличаются от них. В окристаллизованном гиббсите хорошо развиты формы пинакоидов (100) и (110), которые придают кристаллам вид гексагональных табличек, встречаются также почти гексагональные с несколько закругленными углами частицы (рис. 2). На термограммах таких проб отсутствуют эффекты каолинита, что подтверждает принадлежность шестиугольных табличек к гиббситу. Однако довольно часто таблички гиббсита на электронномикроскопических снимках не имеют строго определенных очертаний, различаются лишь отдельные грани и углы, близкие к 120° , характерные для гиббсита. Наблюдаются также изометрично-пластинчатые частицы с нечеткими контурами.

В некоторых случаях гиббсит представлен псевдоморфозами по каолиниту (рис. 3). Термограммы и рентгенограммы показывают

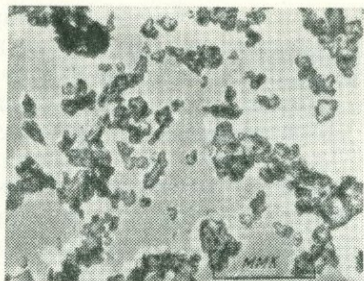


Рис. 1. Морфология тонкодисперсного гиббсита, почковидные формы. Углеродная реплика суспензии, оттененная хромом

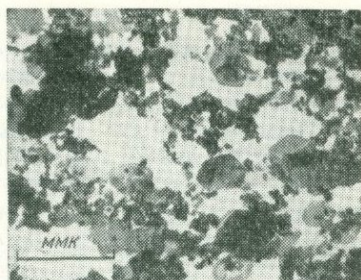


Рис. 2. Кристаллический гиббсит (гексагональные и почти гексагональные с закругленными углами частицы) и гётит-гидрогётит (мелкие точечные непрозрачные частицы и агрегаты) под электронным микроскопом. Суспензия на углеродной подложке

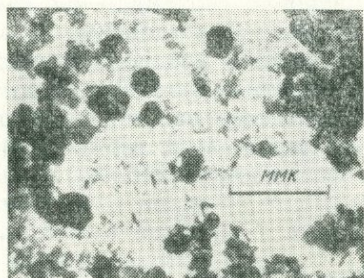


Рис. 3. Форма тонких кристаллов и перьевидных агрегатов афросидерита (прозрачные и полупрозрачные) и гётит-гидрогётита (непрозрачные). Гексагональные кристаллы-псевдоморфозы гиббсита по каолиниту. Суспензия на углеродной подложке

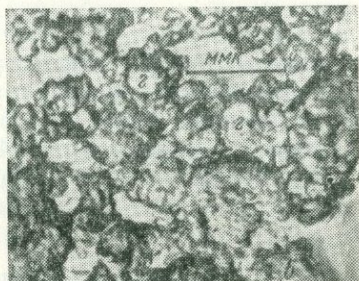


Рис. 4. Гиббсит (псевдогексагональные, изометричные пластинки и почковидные формы) и бемит (частицы ромбовидного облика)

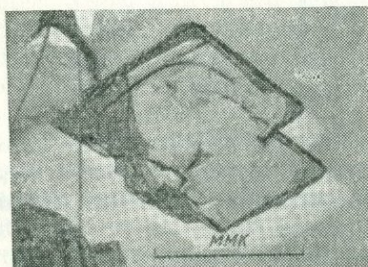


Рис. 5. Кристаллы бемита. Углеродная реплика, оттененная хромом, угол оттенения 40°



Рис. 6. Сrostки кристаллов бемита. Углеродная реплика, оттененная хромом, угол оттенения 65°

Рентгенограмма пробы, представленной гиббитом, афросидеритом и гётитом

Интенсивность	d/n	Интенсивность	d/n	Интенсивность	d/n
7	14,2	8	2,450	8	1,728
9	7,0	6	2,410	8	1,728
10	4,80	10	2,376	2	1,682
7	4,50	6	2,362	2	1,655
6	4,34	6	2,246	3	1,642
10	4,18	6	2,240	4	1,563
10	3,50	8	2,181	8	1,520
2	3,36	6	2,155	2	1,458
1	3,184	8	2,042	4	1,450
2	2,781	6	1,989	2	1,441
2	2,705	3	1,921	1	1,420
8	2,690	3	1,859	2	1,408
6	2,542	8	1,810	2	1,360

отсутствие в таких пробах каолинита (табл. 1). Отдельные электронномикроскопические фотографии позволяют предполагать возникновение бемита по гиббситу и, наоборот, почковидные формы тонкодисперсного гиббсита образуются за счет растворения кристаллического бемита (рис. 4), рентгенограммы и термограммы проб подтверждают их бемит-гиббситовый состав (табл. 2).

Таблица 2

Рентгенограмма смесей бемита и гиббсита

Интенсивность	d/n	Интенсивность	d/n	Интенсивность	d/n
6	6,16	3	2,133	5	1,425
10	4,85	5	2,077	1	1,363
8	4,27	5	1,967	10	1,309
2	3,25	6	1,841	2	1,219
10	3,16	5	1,782	2	1,200
1	2,663	5	1,731	2	1,150
5	2,400	5	1,667	2	1,126
8	2,336	1	1,580	1	1,093
3	2,166	5	1,447	1	1,085

Бемит в бокситах наблюдается в незначительном количестве, редко достигает 30—50%, он содержится в тонкодисперсной форме, редко обнаруживаются кристаллические формы в виде ланцевидных, пластинчатых зерен и чечевицеобразных кристалликов. Под электронным микроскопом бемит образует характерные кристаллы ромбической формы и ромбические пластинки со следами спайности (рис. 5, 6). Углы между плоскостями спайности изменя-

ются от 56 до 60°. Иногда бемитовые образования представлены микролитами и сферокристаллами. Микролиты бемита были встречены нами в породах гидрохлоритовой зоны коры выветривания амфиболитов. Бемит в виде тонкодисперсных агрегатов определяется в иммерсионном препарате, на термограммах он дает эндозффект при 600° С, на рентгенограммах зафиксированы бемитовые межплоскостные расстояния 6,25, 2,32, 1,86 и 1,31Å. По-видимому, у какой-то части гидрохлоритов происходит полное разрушение кристаллической решетки и переход компонентов в раствор. В. Н. Разумова (1966) наблюдала образование гиббсита в процессе раскристаллизации гидроокислов алюминия, освобождающихся при выщелачивании хлоритовых минералов.

Структурное травление пластинчатых кристаллов бемита помогло выявить кристаллографические и структурные признаки его на индивидах, морфологические не представляющих собой бемит. На фотографии (рис. 7) изображена изометричная почти непрозрачная для электронов пластинка бемита, у которой на грани по третьему пинакoidу видны фигуры травления ромбической формы. Все они одинаково ориентированы, что говорит о кристаллографической общности всей поверхности пластинки. Углы ромбов совпадают с углами хорошо ограненных экземпляров бемита.

Получены данные о текстурированности бемитовых агрегатов и взаимном распределении бемита и гиббсита в бокситовой породе (рис. 8, 9). Бемитовые пластинки собраны в своеобразные «пакеты» достигающие по толщине до 15 мкм и более. «Пакеты» имеют ряд видимых под электронным микроскопом дефектов. Наблюдается пережим и выклинивание слоев минерала, микроскопическая волнистость.

Диаспор содержится в боксите в незначительном количестве, в дисперсной форме. Он образует смеси с гиббситом, байеритом, каолинитом, ферриалюмогелем, гётитом, гидрогётитом и другими минералами в виде светло-бурых и серых агрегатов. Некоторые сростки обладают сиреневым или синим оттенком. Очень редко диаспор наблюдается в виде пластинчатых, призматических и волозовидных зерен. Кристаллическая разность диаспора выполняет пустоты и трещины. На термограммах проб, обогащенных диаспором, проявляются его эффекты при 550—600° С. Электронномикроскопический снимок одной из проб запечатлел морфологию тонкодисперсного диаспора (рис. 10). На фотографии частицы диаспора имеют удлинённо пластинчатую форму.

Гётит и гидрогётит относятся к главным породообразующим минералам и обычно представлены в бокситах сплошными и землистыми массами, коллоидальными скоплениями, корками, жилками, часто встречаются в виде колломорфных образований. В прозрачных шлифах и иммерсионных препаратах видно, что гётит и гидрогётит образуют тонкодисперсные смеси с гиббситом, каолинитом и другими минералами, тонкочешуйчатые, часто изотропные агрегаты. Иногда встречается гётит в виде анизотропных



Рис. 7. Структуры травления бемитовой пластинки. Суспензия на углеродной подложке



Рис. 8. Текстурированность бемитовых агрегатов. Углеродная реплика, оттененная золотом, угол оттенения близок к 90°



Рис. 9. Бемит и гибсит в боксите. Углеродная реплика, оттененная золотом, угол оттенения близок к 90°



Рис. 10. Морфология тонкодисперсного диаспора, частично вытравленные кристаллы диаспора. Углеродная реплика, оттененная хромом, угол оттенения 30°

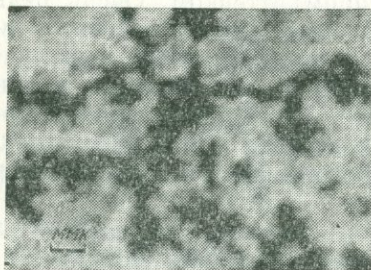


Рис. 11. Гётит-гидрогётит в виде плотных непрозрачных агрегатов, тяготеющих в группы и звездчатые формы. Суспензия на просвет

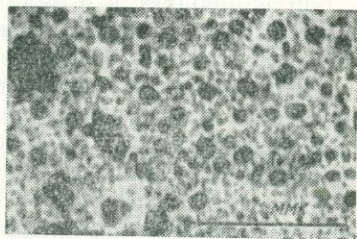


Рис. 12. Глобулитовая форма гётит-гидрогётита. Суспензия на просвет

пластинок, игольчатых, звездчатых, столбчатых и тонковолокнистых агрегатов.

Под электронным микроскопом гётит и гидрогётит имеют вид: мелких изометричных и удлиненных частиц (см. рис. 2, 3); точечных непрозрачных агрегатов, тяготеющих в группы, и звездчатых форм (см. рис. 3 и 11); плотных, не прозрачных для электронного луча агрегатов (рис. 13, см. рис. 4); мелких пластинок и их агрегатов с изрезанными контурами, также не прозрачных для электронов (рис. 14). Гидроокислы железа наблюдаются в виде глобул (рис. 12). Подобные шаровидные частицы показаны Л. Г. Рекшинской (1966) для неокристаллизованной гидроокиси железа.

Интересно отметить, что игольчатые кристаллы и их сростки, характерные для гётит-гидрогётита средних зон коры выветривания ультраосновных пород (Литвиненко и др., 1962), не встречаются в бокситовидных породах, венчающих эту кору.

Каолинит в бокситовом горизонте также относится к главным породообразующим минералам, он встречается коллоидальный и кристаллический. Основная его масса тонкодисперсная, часто образует смеси с минералами свободного глинозема и гидроокислами железа. Крупночешуйчатый и крупнопластинчатый каолинит встречаются редко. По морфологическим особенностям среди частиц каолинита выделяются кристаллы идиоморфной формы, для которых характерна одинаковая проницаемость для электронов по всей площади (см. рис. 13); частицы псевдогексагональные, изометрично-пластинчатые (см. рис. 14) и планковидные с четкими линиями ограничения (рис. 15). Размер идиоморфных частиц колеблется в широких пределах.

Тонкодисперсный неокристаллизованный каолинит представлен частицами, лишенными четких контуров и кристаллографической огранки. На рентгенограммах такого каолинита отсутствует удовлетворительное расщепление дуплета $1\bar{1}\bar{1}$ ($d=4,17\text{Å}$) и $1\bar{1}1$ ($d=4,12\text{Å}$) и триплета $1\bar{3}1$ ($d=2,53\text{Å}$), $13\bar{1}$ ($d=2,49\text{Å}$) и 131 ($d=2,29\text{Å}$), что, по данным Г. В. Бриндли (1965) и Е. Г. Куковского (1966), свидетельствует о несовершенной структуре каолинита.

Вторичные шамозит и афросидерит, сидерит и пирит широко распространены в бокситах, перекрытых углистыми отложениями бучака и др. Шамозит и афросидерит встречаются в виде чешуйчатых, волокнистых, гелевидных масс и радиально-лучистых агрегатов, замещают основную каолинит-гиббситовую массу цемента бокситов, содержатся в смеси с сидеритом, гётит-гидрогётитом, гиббситом и др. Шамозит и афросидерит диагностируются рентгенометрическим и термическим анализами. Электронномикроскопические снимки шамозита и афросидерита показывают мелкий размер частиц с изометричной формой и довольно резкими очертаниями, частицы прозрачны для электронов. Встречаются также перьевидные чешуйки (см. рис. 3). На термограммах проб хорошо отражены эндоэффекты железистых хлоритов



Рис. 13. Кристалл каолинита и агрегаты точечных непрозрачных частиц гётит-гидрогётита, суспензия на просвет, подложка углеродная

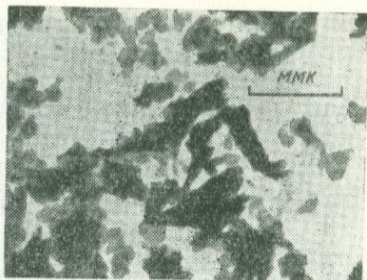


Рис. 14. Каолинит в виде изометрично-таблитчатых и шестиугольных частиц и пластинчатые агрегаты с изрезанными контурами гётит-гидрогётита. Суспензия на просвет, слабо запыленная хромом

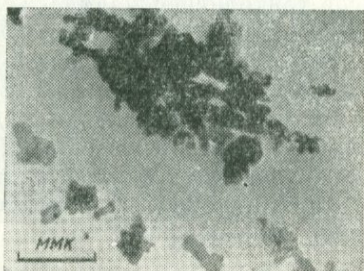


Рис. 15. Планковидный каолинит. Суспензия на просвет, слабо запыленная хромом

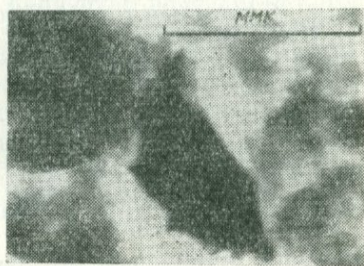


Рис. 16. Монтмориллонит в виде бесструктурных масс и чешуй, собранных в непрозрачные агрегаты с шиповидными выступами. Суспензия на просвет, подложка углеродная



Рис. 17. Изометричные пластинки и агрегаты частиц гидрослюды. Суспензия на просвет, слабо запыленная золотом



Рис. 18. Пластинки гидрохлорита с плавными очертаниями. Суспензия на просвет, подложка углеродная

при 120—130° С и 550—560° С. На рентгенограммах они имеют своеобразную серию базальных отражений хлоритов 14,0; 7,0; 4,5; 3,5; 1,98А.

Эпигенетический сидерит встречается в трещинах и пустотах с характерной ромбоэдрической спайностью в виде сферолитов, конкреций, гнезд, кристаллов ромбоэдрического облика, прослоек и прожилков тонкозернистого, скрытокристаллического и чешуйчатого строения при псевдоморфозах сидерита по шамозиту и афросидериту. Вторичный пирит образует агрегаты зерен, пылевидную вкрапленность, сплошные участки, прожилки, желваки, реже встречаются идиоморфные кристаллы и сростки кристаллов. Под электронным микроскопом скрытокристаллический сидерит и пылевидный пирит представлены непрозрачными агрегатами.

Вторичные монтмориллонит, гидрослюда, гидрохлорит слагают в бокситах бобовины (0,1—0,5 мм), гнезда, прослойки, прожилки, выполняют пустоты. Они чаще всего встречаются в бокситах, перекрытых меловыми и палеогеновыми морскими отложениями. Монтмориллонит представлен бесструктурными массами облачного вида с нечеткими очертаниями, встречаются также чешуи, собранные в полупрозрачные и непрозрачные агрегаты с нечеткими контурами и завихрениями, шиповидными выступами, так что по краям агрегатов видны составляющие их частицы (рис. 16). Подобные формы Л. Г. Рекшинская (1966) относит к Na-монтмориллонитам.

Гидрослюды имеют вид изометрических пластинок и частиц с четкими сглаженными контурами, встречаются также агрегаты частиц с нечеткими расплывчатыми очертаниями (рис. 17). Гидрохлориты характеризуются пластинчатой, чаще неправильной формой с резкими и плавными очертаниями (рис. 18). Электронномикроскопическое исследование гидрохлоритов коры выветривания основных и ультраосновных пород, верхней зоной которой являются бокситы, показывает, что в составе гидрохлоритов имеются несколько видов частиц, чаще всего встречаются чешуи и пластинки неправильной формы, но с резкими очертаниями, редко игольчатые формы. Игольчатую форму имеют глиноземисто-железистые гидрохлориты с низким содержанием магния. Встречаются подобные формы гидрохлоритов в средних зонах коры выветривания.

Палыгорскит в бокситах встречается редко, содержание его ничтожное. Он обнаружен при изучении минералов в иммерсионных препаратах и выявляется электронномикроскопическим методом. В иммерсиях палыгорскит отличается крайне низкими показателями преломления при довольно высоких интерференционных окрасках (Ng' 1,500—1,512; Np' 1,476—1,482; Ng' — Np' 0,024 — 0,030); строение чаще тонкоагрегатное. Под электронным микроскопом палыгорскит состоит из длинных тонких волокон с четкими контурами и агрегатов волокон. Иногда наблюдаются пучки волоконподобных частиц (рис. 19).

Морфологическое изучение минералов бокситового горизонта показывает, что они имеют надежные признаки для диагностики (рис. 20). Хорошо окристаллизованные формы гиббсита представлены гексагональными частицами, отличающимися от каолинита размерами углов. Для бемита характерны ромбические кристаллы



Рис. 19. Тонкие волокна палыгорскита. Видна поперечная интерференция, характерная для ленточных силикатов. Суспензия на просвет

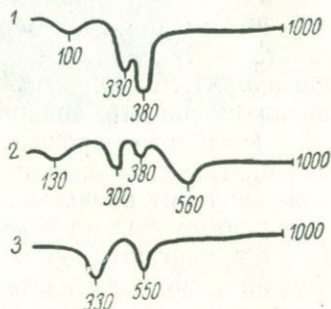


Рис. 20. Кривые нагревания минералов боксита.

1 — гиббсита и гётит-гидрогётита, 2 — гиббсита, афросидерита и гётит-гидрогётита, 3 — гиббсита и бемита

с углами между плоскостями, близкими к 60° , иногда со ступенями роста на боковых гранях. Диаспор характеризуется удлиненными призматическими формами и т. д.

Электронномикроскопические исследования позволяют не только определять принадлежность отдельных частиц к тому или другому минералу (каолиниту, гётиту, хлориту, бемиту и др.), видеть их форму, размеры, структурно-текстурные особенности, но также устанавливать их первоначальную коллоидную природу (глобулярные, колломорфные формы, микролитовое строение), плохую или хорошую окристаллизованность минералов, что вносит ясность в генетические особенности бокситов.

ЛИТЕРАТУРА

Бриндли Г. В. Каолиновые, серпентинитовые и родственные им минералы. В кн. «Рентген. методы изуч. и структура глин. минер.», М., изд-во «Мир», 1965.

Грицаенко Г. С., Рудницкая Е. С., Горшков А. И. Электронная микроскопия минералов. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Куковский Е. Г. Особенности строения и физико-химические свойства глинистых минералов. Киев, изд-во «Наукова думка», 1966.

Литвиненко А. У., Додатко А. Д., Хорошева Д. П. О некоторых особенностях коры выветривания ультраосновных пород среднего Приднестровья. Докл. АН СССР, т. 147, № 6, 1962.

Маккензи Р. К., Мелдау Р., Гард Д. А. Старение гелей полукристаллических окислов, ч. 2. Гели глинозема. В сб. «Вопр. минер. и геол. бокситов», М., изд-во «Мир», 1964.

Гинзбург И. И., Наджакова Г. Э., Никитина А. П. В сб. «Кора выветривания». Вып. 4. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Пиланкевич А. Н. Практика электронной микроскопии. М., изд-во Машгиз, 1961.

Рекшинская Л. Г. Электронная микроскопия глинистых минералов. М., Изд-во АН СССР, 1966.

Ремизов В. И. Электронномикроскопическое изучение морфологии минералов бокситов. Минерал. сб. Львовского ун-та, вып. 1, № 20, 1966.

Хорошева Д. П. Особенности минералогии верхней зоны коры выветривания ультраосновных и основных пород Среднего Приднепровья. Литология и полезные ископаемые, № 1, 1964.

Хорошева Д. П. Минералогия и геохимия бокситового горизонта Среднего Приднепровья. В сб. «Генезис бокситов». М., изд-во «Наука», 1966.

Хорошева Д. П. Байерит, бемит, диаспор и корунд в бокситах Среднего Приднепровья. Литология и полезные ископаемые, № 2, 1969.

Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. М., Изд-во АН СССР, 1955.

А. Д. ДОДАТКО

ГИДРООКИСЛЫ ЖЕЛЕЗА ИЗ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД ПРИДНЕПРОВЬЯ

При изучении коры выветривания ультраосновных пород Приднепровья установлено, что гётит и гидрогётит распространены по всему профилю выветривания. Количество гётита и гидрогётита в породах коры выветривания всегда больше 20—30% (исключая лишь зону дезинтеграции и выщелачивания), а в отдельных горизонтах достигает 80—90% от валового состава проб. Наиболее распространены гётит и гидрогётит в охристых породах коры. Мощность охр на различных массивах ультрабазитов неодинакова и изменяется от нескольких метров до 15—20 м в коре с нонtronитовым профилем и до 30—40 м, а иногда и до 60 м в коре с охристым профилем. Породы преимущественно гидроокисного состава представлены типичной охрой — они рыхлые, в сухом состоянии легко разламываются и рассыпаются в порошок, во влажном состоянии глиноподобны, слабо пластичны. Окраска охр всегда бурая, различных оттенков, иногда отмечаются участки кирпично-красного, фиолетового или зеленоватого цвета, неравномерно распределяющиеся на общем буром фоне. Характерной особенностью охр из коры ультрабазитов является их большая дисперсность (табл. 1) и высокая пористость, особенно в тех участках, где охра сохраняет первичную структуру серпентинита (зона структурных охр). Охры почти всегда имеют низкие объемные веса, не превышающие 1,3—1,5 г/см³, иногда объемный вес их понижается до 0,81 г/см³. Удельный вес охр всегда высокий и изменяется от 3,60 до 4,11 г/см³, т. е. приближается к удельному весу чистого гётита (Яницкий, 1967) и лимонита (Дир и др., 1966). Пористость охр всегда высокая и в зоне структурных охр часто составляет 65—75%.

Из табл. 1 видно, что содержание частиц менее 0,01 мм в охрах всегда больше 65%, а количество крупных (больше 0,1 мм) лишь в одном случае больше 9% (проба 20/19), обычно их количество

Гранулометрический состав охр из коры выветривания
ультрабазитов Приднепровья

№ образца	Размер классов, мм							
	> 1,0	1,0—0,50	0,50—0,25	0,25—0,10	0,10—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	< 0,005
20/19	0,13	0,70	0,67	8,15	0,95	17,96	54,80	16,64
24	—	—	0,04	0,23	1,48	16,20	64,05	18,00
353/2	—	0,10	0,55	3,60	4,65	23,55	35,76	31,79
16	—	0,20	0,49	1,77	16,01	17,11	26,51	37,91
9	0,08	0,16	0,25	1,92	6,56	20,92	28,71	41,40

заметно меньше. В приведенных анализах почти нет частиц крупнее 1 мм, но иногда в охрах присутствуют вторичные образования (стяжения сидерита, прожилки карбонатов, марганца и др.) и сравнительно крупные зерна кварца. Тогда количество частиц, крупнее 1,0 мм, достигает нескольких процентов.

Химический состав охристых пород из коры выветривания ультрабазитов характеризуется данными табл. 2. Содержание окислов железа в них изменяется от 49,6 до 80,2%. В некоторых пробах (16,24 и др.) окислы железа и вода (образующие гётит и гидрогётит) в сумме составляют более 90% состава породы. Кроме

Таблица 2

Химический состав охр из коры выветривания ультрабазитов

Компоненты	Обр. 93/5	Обр. 9	Обр. 03/5	Обр. 353/2	Обр. 24	Обр. 16
SiO ₂	20,02	18,24	11,22	7,87	5,52	2,50
TiO ₂	1,28	1,25	0,88	0,56	0,19	0,21
Al ₂ O ₃	15,94	16,18	9,63	5,07	2,64	2,61
Fe ₂ O ₃	43,31	51,20	52,81	70,38	74,24	79,47
FeO	3,62	0,51	7,68	1,43	2,61	0,80
MnO	0,23	0,02	1,36	0,19	0,29	0,34
CaO	0,40	0,40	0,50	0,30	0,40	0,40
MgO	0,32	Следы	0,58	2,11	1,01	0,43
NiO	0,28	0,06	1,14	0,60	1,65	0,95
CoO	0,029	0,031	0,21	0,090	0,178	0,109
Cr ₂ O ₃	0,52	0,56	0,80	1,52	0,96	0,84
V ₂ O ₅	—	0,057	—	—	0,021	0,012
P ₂ O	0,15	0,04	0,30	0,12	0,14	0,04
SO ₃	0,104	0,136	0,135	0,03	0,150	0,237
P ₂ O ₅	0,175	0,055	0,055	0,138	0,069	0,078
H ₂ O	1,40	1,12	1,10	1,01	0,90	0,72
П. п. п.	12,30	10,71	12,31	8,12	9,58	10,73
С у м м а	100,8	100,57	100,72	99,54	100,56	100,48
CO ₂	1,96	0,14	3,04	0,48	1,10	0,36

того, некоторые элементы (Ni, Co, Mn, частично Cr и др.) самостоятельных выделений в охрах не образуют, в виде примесей они входят в состав гидроокислов железа. В связи с этим некоторые образцы охр по существу слагаются гётитом и гидрогётитом и по химическому составу приближаются к эталонным образцам гидрогётита (Яницкий, 1967) или лимонита (Дир и др., 1966). В других пробах содержание примесей сравнительно больше, при расчете на нормативный состав их количество достигает 30—40%, а иногда и более. В составе примесей главную роль играют каолинит и в некоторых случаях галлуазит (ферригаллуазит); в небольшом количестве присутствуют кварц, карбонаты (сидерит, кальцит), акцессорные минералы.

На основании химических анализов охр производилось вычисление молекулярных отношений $Fe_2O_3 : H_2O$ (расчет производился с отнесением соответствующего количества H_2O на каолинит в зависимости от молекулярных количеств SiO_2 и Al_2O_3 . Кроме того, исключалась часть закисного железа, входящего в состав карбоната). Из литературных данных известно (Лазаренко, 1959 и др.), что количество воды в гидроокислах железа изменяется в пределах 10—12%, а величина молекулярных отношений окислов железа и воды изменяется в пределах от 1 : 1 до 1 : 2.

Л. Н. Формозова (1959) для гидроокислов железа из Приаральских железорудных месторождений приводит величину молекулярных отношений в пределах 1 : (1,01 — 1,50), а в некоторых пробах до 1 : 1,90. Исходя из материалов А. У. Литвиненко (1953, 1961), Е. Ф. Шнюкова (1960) и других, в гётитах и гидрогётитах из керченских железных руд величина молекулярных отношений находится в тех же пределах. Полученные величины отношений для анализов охр из коры выветривания разделяются на две группы: в одних пробах они изменяются от 1 : 1,08 до 1 : 1,48 и не выходят за указанные выше пределы; в других отношение молекулярных количеств Fe_2O_3 к H_2O имеет величину от 1 : 0,80 до 1 : 0,96. Величина указанных соотношений свидетельствует о том, что в охрах присутствуют гидроокислы с различным количеством воды. В некоторых случаях образуются почти моногидратные окислы (гётит), чаще количество воды больше, что свидетельствует о преобладании в охрах гидрогётита. Полученные в некоторых случаях отношения, в которых молекулярное количество воды меньше молекулярного количества Fe_2O_3 , следует объяснить присутствием в коре выветривания не только гидроокисных, но и окисных соединений железа (гематита и др.). Об этом свидетельствуют и некоторые другие виды анализов, в частности рентгеновский.

Термические анализы по возможности чисто отобранных гидроокислов железа показывают (рис. 1), что в коре выветривания они имеют различные кривые нагревания. На одних отмечается присутствие одного эндотермического эффекта при температуре 290—330°, другие имеют два гидрогётитовых эндоэффекта при температуре 315—330 и 355—365°. Кривые нагревания гидроокислов

железа с двумя гидрогётитовыми эффектами описывались ранее В. И. Каурковским (1955), А. У. Литвиненко (1961) и др. Указанные авторы объясняли присутствие двух эндоэффектов на кривых наличием смесей гётитов и гидрогётитов с водой различной прочности связи. Как видно из приведенных термограмм, гидроокислы железа в коре выветривания ультрабазитов также содержат воду различного типа. Кроме отмеченных на кривых нагревания, иногда присутствуют эффекты, характерные для каолина и некоторых других минералов.

Рентгеновский анализ гидроокислов железа показал (табл. 3), что на дебаграммах, полученных в камерах с диаметром 57,3 мм, присутствует большое количество отражений, удовлетворительно

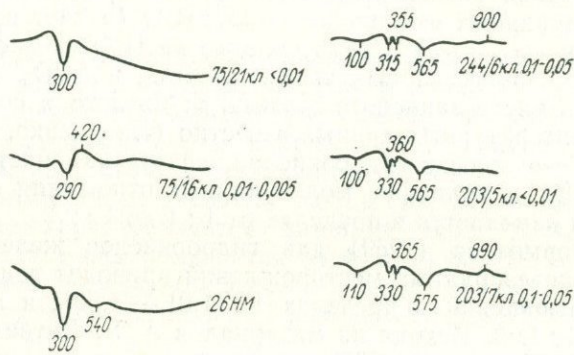


Рис. 1. Кривые нагревания гидроокислов железа из коры выветривания ультрабазитов

совпадающих с эталонными отражениями как гётита, так и гидрогётита (Михеев, 1957). Кроме того, ряд отражений со значениями межплоскостных расстояний 3,69; 2,793; 2,515; 1,608; 1,479; 1,277 Å и другие, свидетельствуют о присутствии в анализированных пробах окисных соединений железа (гематита и магнетита).

При сопоставлении рентгенограмм гидроокислов железа из коры серпентинитов с эталонными (Михеев, 1957) обращает внимание почти полное совпадение их как с эталоном гётита, так и с эталоном гидрогётита. В новых справочных руководствах гидрогётит как самостоятельный минерал не описывается. А. Л. Яницкий (1967) гидрогётит выделяет как разновидность гётита, хотя при характеристике последнего оба минерала постоянно упоминаются как равноправные. У. А. Дир и др. (1966) гидрогётит не упоминают вообще, а описывают лимонит, по химическому составу и физическим свойствам очень близкого к гидрогётиту. Из приведенных данных видно, что в охрах из коры выветривания ультраосновных пород по химическому составу также не всегда удается четко различать гётит и гидрогётит, особенно в тех случаях, когда в их смеси присутствует примесь гематита.

Рентгенограмма гидроокислов железа из коры выветривания ультрабазитов

Гётит (по Михееву, 1957 г.)		Проба 16		Гётит (по Михееву, 1957 г.)		Проба 16	
<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
2	5,0	3	4,92	4	1,800	2	1,783
10	4,18	10	4,18	7	1,720	10	1,711
—	—	2	3,69	3	1,600	9	1,608
3	3,36	2	3,37	5	1,563	9	1,558
2	2,98	7	2,953	4	1,507	8	1,501
—	—	7	2,793	4	1,473	9	1,479
8	2,69	9	2,683	5	1,450	9	1,449
—	—	9	2,515	5	1,420	5	1,416
9	2,45	10	2,444	3	1,317	5	1,314
3	2,25	5	2,239	2	1,268	3	1,277
5	2,18	7	2,184	—	—	9	1,259
1	2,09	5	2,094	1	1,195	2	1,200
1	2,00	1	2,012	0,5	1,140	2	1,140
2	1,91	5	1,897				

Как отмечалось выше, охры из коры ультрабазитов сильно дисперсны и слагаются преимущественно частицами размером менее 0,01 мм. Содержание коллоидальных и субколлоидальных частиц в них также высокое. Так как главными минералами, слагающими охры, являются гётит и гидrogётит, то небезинтересным является вопрос о морфологических особенностях этих минералов, тем более что в литературных источниках единства по этому вопросу нет.

Из литературных данных известно (Чухров, 1955; Грицаенко, Горшков, 1957; Юрк, Шнюков и др., 1960 и др.), что в осадочных железных рудах гидроокислы железа образуют неправильно хлопьевидные, иногда облакоподобные непрозрачные агрегаты. В коре выветривания ультраосновных пород гидроокислы железа имеют различную морфологию агрегатов и частиц.

И. И. Гинзбург и И. А. Рукавишникова (1951) впервые установили, что в коре выветривания серпентинитов Урала коллоидальные частицы гидроокислов железа имеют хорошо образованную игольчатую форму кристаллов. А. У. Литвиненко и др. (1962) такую же форму кристаллов гидроокислов железа установили и в коре выветривания ультраосновных пород Приднепровья. Однако А. В. Вторушин и Н. А. Журавлева (1962, 1967) пришли к другому выводу. Изучая морфологию гидrogётита из латеритных и переотложенных руд Урала, эти авторы установили, что для него характерны «... кристаллы звездчатой, крестообразной формы и их обломки...» (1967, стр. 112). Следовательно, относительно морфологических форм гидроокислов железа в коре выветривания серпентинитов и в продуктах их переотложения существуют две точки зрения: одни авторы считают преобладающей игольчатую

форму кристаллов, другие — крестообразную и звездчатую. В связи с этим производилось дополнительное исследование морфологий агрегатов гидроокислов железа в охристом профиле коры.

Под электронным микроскопом типа УЭМВ-100 (аналитик-инженер Гарбуз Ю. Н.) была просмотрена серия угольных реплик, из готовленных из образцов, отобранных по всему разрезу коры серпентинитов с охристым типом профиля. Было установлено, что игольчатые формы кристаллов гётит-гидрогётита наиболее часто устанавливаются в образцах из нижней части зоны структурных охр. Четко образованные иголки гидроокислов железа хорошо видны как на электронномикроскопических снимках суспензий

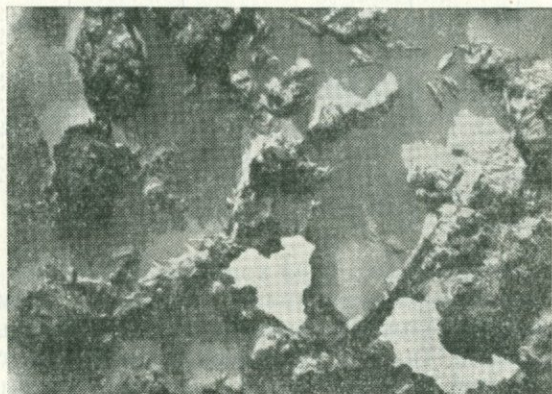


Рис. 2. Игольчатое строение гидроокислов железа, хорошо заметное по тени слабо дезинтегрированной охры. Видны отдельные иголки минерала. Угольная реплика, ув. 19000

(Литвиненко и др., 1962), так и на снимках угольных реплик (рис. 2). На реплике из слабо дезинтегрированной охры видны как отдельные иголки минерала, так и их скопления, особенно хорошо заметные по тени. В некоторых случаях удавалось наблюдать, что иголки гётит-гидрогётита образуют удлиненные сростки, вытянутые в трубкообразные агрегаты с расщепленными краями. Такие образования по форме сходны с трубчатыми выделениями хризотила, описанными Т. Ф. Бейтсом и Дж. Дж. Комером (1962). Указанное сходство агрегатов хризотила и агрегатов гётит-гидрогётита позволяет предполагать, что при формировании охристого (безнотронитового) профиля минералы серпентинита непосредственно замещаются гидроокислами железа, которые и унаследуют форму кристаллов хризотила и, возможно, антигорита.

Звездчатые выделения гётит-гидрогётита (рис. 3) встречаются редко и образуются, по-видимому, при срастании нескольких игольчатых агрегатов. При больших увеличениях отдельных звездчатых образований гётит-гидрогётита заметно, что отдельные лучи

(иглолочки) не являются неделимыми, а состоят из отдельных тонких игольчатых кристаллов. Кроме того, в месте срастания иголок часто заметны просветы, свидетельствующие о неплотном (возможно случайном) срастании.

Вверх по разрезу коры количество игольчатых форм гидроокислов железа уменьшается, они теряют четко ограниченную форму и превращаются в бесформенную хлопьевидную массу. Некоторое представление об этом можно получить на примере рис. 3, где рядом с четко ограненным звездчатым образованием находится хлопьевидная масса гидроокислов железа с едва различимыми

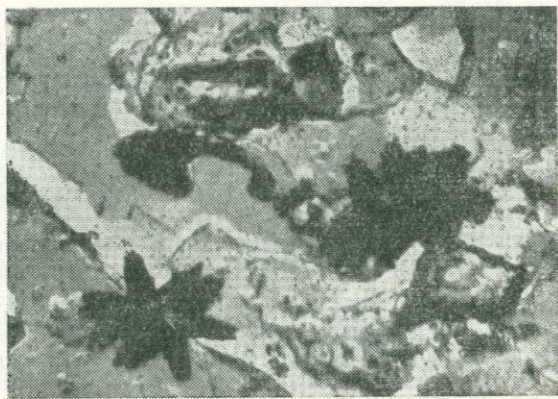


Рис. 3. Звездчатые образования гидроокислов железа в охре. Угольная реплика, ув. 30500

иглолками. По-видимому, при дальнейшем изменении коры в зоне бесструктурных охр и в зоне гиббсит-гидрогётитовых (бокситовидных) пород игольчатые кристаллы гётит-гидрогётита разрушаются и образуют неправильно хлопьевидные агрегаты, характерные для гидроокислов железа из осадочных железорудных месторождений.

Игольчатые выделения гидроокислов железа в коре выветривания ультрабазитов с нонтронитовым профилем не встречены. Образование охристых пород этого профиля проходит через стадию нонтронита, который при дальнейшем стадийном изменении пород коры выветривания превращается в каолинит. Освобождающиеся из решетки нонтронита окислы железа гидратируются и образуют хлопьевидные скопления гётита и гидрогётита.

Из изложенного выше можно сделать вывод, что гидроокислы железа в некоторых зонах коры ультраосновных пород являются наиболее распространенными минералами. Гётит и гидрогётит образуют практически неразделимую смесь между собой и другими минералами и обладают рядом особенностей: а) иногда они содержат воду с неодинаковой прочностью связи, б) содержание изоморфных примесей в них достигает 2% и более.

Морфологические формы агрегатов гидроокислов железа в коре серпентинитов непостоянны. В зоне структурных охр охристого (безнонtronитового) профиля преобладают игольчатые выделения гётита и гидрогётита. Звездчатые и другие сростки их присутствуют не всегда и образуются, по-видимому, при срастании отдельных игольчатых образований. В верхней части разреза игольчатые, звездчатые и другие агрегаты гидроокислов железа встречаются реже. Они разрушаются с образованием хлопьевидных агрегатов.

ЛИТЕРАТУРА

- Бейтс Т. Ф., Комер Дж. Дж. Новое в морфологии хризотила и галуазита. В сб. «Вопросы минералогии глин.» М., Изд-во иностр. лит., 1962.
- Вторушин А. В., Журавлева Н. А. Мезозойские железные руды Серовского района на Северном Урале. М., изд-во «Недра», 1967.
- Гинзбург И. И., Рукавишников И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Грицаенко Г. С., Горшков А. И. Электронномикроскопическое изучение минералов. Зап. Всес. минер. об-ва, вторая серия, вып. 1, 1957.
- Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. т. 5, М., изд-во «Мир», 1966.
- Каурковский В. И. Применение послыного термографирования для выяснения генезиса железных руд. Тр. Первого совещ. по термографии. Изд-во АН СССР, 1955.
- Лазаренко Е. К. Курс мінералогії, ч. II. Вид-во Львівськ. ун-ту, 1959.
- Литвиненко А. У. До мінералогії гідратів окису заліза з кимерійських шарів Приазов'я. «Геологіч. журнал» АН УРСР; т. XIII, вип. 1, 1953.
- Литвиненко А. У. Состав и происхождение бурых железняков Керченского и Таманского месторождений. Изв. ВУЗов, «Геология и разведка», 1961, № 4.
- Литвиненко А. У., Додатко А. Д., Хорошева Д. П. О некоторых особенностях коры выветривания ультраосновных пород Среднего Приднепровья. Докл. АН СССР, т. 147, № 6, 1962.
- Формозова Л. Н. Железные руды Северного Приаралья. Тр. Геолог. ин-та АН СССР, вып. 20. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Чухров В. Ф. Коллоиды в земной коре. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Юрк Ю. Ю., Шнюков Е. Ф., Лебедев Ю. С., Кириченко О. Н. Минералогия железорудной формации Керченского полуострова. Крымиздат, 1960.
- Яницкий А. Л. Гётит. В справочнике «Минералы», т. II, вып. 3. М., изд-во «Наука», 1967.

З. В. ТУРОВА, Ф. А. ГОРДОН-ЯНОВСКИЙ

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ КАЛЬЦИФИРОВ АНТОНЕВО-ХОЩЕВАТСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НА СРЕДНЕМ ПОБУЖЬЕ

Антонево-Хощеватское месторождение железо-марганцевых руд на Среднем Побужье известно на Украине с давних пор, периодически оно разрабатывалось кустарным способом вплоть до Октябрьской революции. В период с 1921 по 1939 г. на месторожде-

нии три раза производились геологоразведочные работы, но окончательная промышленная оценка месторождения на марганец не была произведена. Большинство исследователей (И. С. Усенко, Н. Т. Вадимов, И. И. Шевчишин, Р. Г. Виноградов — по устному сообщению) считают, что железо-марганцевые руды Антоново-Хощеватского месторождения приурочены к коре выветривания кристаллических силицифицированных известняков и доломитов, но специальные исследования коры выветривания на месторождении не производились.

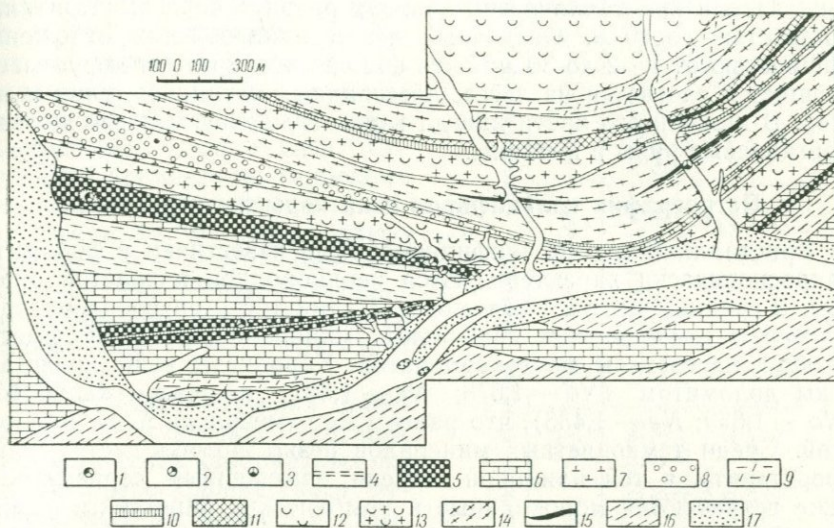


Рис. 1. Схематическая геолого-петрографическая карта кристаллических пород.

1 — нонtronит-хлоритовые породы; 2 — железо-марганцевые руды; 3 — кремнисто-железистые породы; 4 — пласти и линзы пород типа скарнов; 5 — конкреционные железо-марганцевые руды; 6 — кристаллические известняки и доломиты; 7 — амфиболиты; 8 — кварцево-гранатовые породы; 9 — гранатовые гнейсы; 10 — графитовые гнейсы; 11 — кварциты; 12 — каолиниты; 13 — каолинизированные граниты и мигматиты; 14 — мигматиты; 15 — чарнокиты; 16 — гнейсы; 17 — аллювиальные отложения

Авторами в период с 1961 по 1963 г. был собран и обработан материал по минералогии и петрографии коры выветривания кристаллических силицифицированных известняков и доломитов в районе Антоново-Хощеватского месторождения, и результаты исследований изложены в настоящей статье.

В геологическом строении месторождения принимают участие осадочно-метаморфические породы тетерево-бугской серии, залегающие среди полей мигматитов, чарнокитов и гранитов. Среди пород осадочно-метаморфической серии выделяются следующие горизонты (сверху вниз): 1) кристаллические силицифицированные известняки и доломиты (кальцифиры) с прослоями кварцитов

и графитовых гнейсов; 2) кварциты и графитовые гнейсы, сохранившиеся в виде разобщенных останцов среди гранитов; 3) две пачки амфиболитов, разобщенные прослоем кварц-гранатовых пород; 4) гранатовые гнейсы, сильно гранитизированные; 5) рогово-обманковые гнейсы; 6) графитовые гнейсы. Общая мощность осадочно-метаморфической серии около 1000 м. Вся толща метаморфических пород смята в синклиналиную складку с крутым до вертикального падением крыльев. Ядро сложено карбонатными породами. Простираие шарнира складки меняется от запада-северо-западного на западе до восток-северо-восточного на востоке (рис. 1). На кристаллических породах развита кора выветривания мощностью до 40 м. Осадочный чехол кайнозойских отложений мощностью от 1—2 до 30 м почти сплошь перекрывает кору выветривания и слагается из лёсса, лёссовидных суглинков, глин и песков. В нижней его части иногда залегают делювиальные железомарганцевые руды и каолины.

Петрография кальцифиров и их коры выветривания

Кристаллические силицифицированные известняки и доломиты макроскопически характеризуются неоднородной пятнистой окраской и среднезернистым строением. Пятнистость обусловлена присутствием темноцветных силикатных минералов, рельефно выступающих на светлом фоне карбонатов. Карбонаты чаще представлены доломитом ($N_0 - 1,678$; $N_e - 1,501$) и реже — кальцитом ($N_0 - 1,659$; $N_e - 1,486$), что ранее уже отмечалось А. Н. Козловской. Среди темноцветных минералов резко преобладает оливин (форстерит), в той или иной степени замещенный серпентином, реже встречаются моноклинные и ромбические пироксены, в подчиненном количестве присутствуют флогопит, тальк, шпинель, гранат, апатит, рутил, графит, циркон, из рудных — хромит, магнетит, пирротин. Содержание этих минералов варьирует от 1—2 до 70%. Распределение их в породе даже в пределах одного штуфа неод-

Таблица 1

Минеральный состав кристаллических силицифицированных доломитов (об. %)

Минералы	Обр. 1	Обр. 3	Обр. 11/5	Обр. 19/8
Доломит	40	42	39	31
Кальцит	22	25	30	20
Оливин	9	6	1	4
Серпентин	20	18	27	35
Тальк	5	8	—	—
Гранат	—	—	1	3
Керолит	1	—	—	4
Гётит, гидрогётит	3	4	2	3

народное. Оливин и пироксены иногда образуют гнездообразные, почти мономинеральные скопления. Минеральный состав отдельных образцов приведен в табл. 1.

Химический состав силицифированных карбонатных пород приведен в табл. 2 (1—3 — анализы выполнены в лаборатории треста Днепрогеология из образцов, отобранных авторами, 4—7 — взяты из отчета Н. Т. Вадимова). Из таблицы видно, что химический состав пород так же, как и минеральный, непостоянен. Содержание кремнезема, глинозема и железа изменяется в значительных пределах, что обусловлено непостоянством содержания темноцветных минералов. Повышенное содержание окисного железа вызвано присутствием гётита и гидрогётита.

В результате изучения минерального и химического составов кристаллических карбонатных пород Антонево-Хощеватского месторождения мы приходим к выводу, что это преимущественно силицифированные доломитовые породы и по аналогии с соответствующими породами Алданского щита их следует называть кальцифирами (Маркушев, 1957; Сердюченко, 1960).

Нами была предпринята попытка выделить карбонатную и силикатную фракцию. К сожалению, удалось получить только существенно карбонатную и существенно оливино-серпентинтовую фракции. В табл. 3 приведены химические анализы двух фракций на железо и марганец.

Из таблицы следует, что марганец входит в состав обеих фракций, но более высокие concentra-

Таблица 2

Химический состав кристаллических силицифированных доломитов (кальцифиров)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O Na ₂ O	NiO	CoO	Cr ₂ O ₃	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	П. п. п.	Сумма	CO ₂
14,37	0,04	0,77	3,66	0,87	0,62	17,44	30,20	0,26	Сл.	0,002	0,04	0,025	0,056	0,25	32,00	100,608	27,6
14,25	0,03	0,75	3,55	0,50	0,59	17,48	30,15	0,30	Сл.	0,006	0,04	0,026	0,050	0,23	32,17	100,522	27,6
13,56	Нет	0,04	3,84	2,17	0,14	16,29	31,20	Нет	Сл.	Нет	0,06	0,055	0,004	0,84	32,42	100,619	29,72
11,9	—	0,7	2,98	0,9	0,05	17,1	31,60	—	—	—	—	—	0,86	—	35,18	101,27	—
3,3	—	0,26	0,19	2,84	0,44	21,29	30,08	Сл.	—	—	Сл.	—	—	0,2	42,65	101,25	—
2,56	0,02	1,180	0,52	1,56	0,65	18,91	30,45	—	—	—	—	—	—	—	43,1	98,95	—
9,73	0,02	0,511	1,72	1,84	0,6	19,2	28,52	Сл.	—	—	—	—	—	3,38	34,68	100,2	—

Примечание. Знак (—) означает, что компонент не определялся.

Результаты химических анализов двух фракций
на железо и марганец

№ пробы	Минеральный состав фракций, об. %	Fe ₂ O ₃ , %	FeO, %	MnO, %	Mn, %
20/1a	Долмит 60 Кальцит 30 Примеси 10	2,61	1,38	0,37	0,27
20/1	Оливин 12 Серпентин 76 Примеси 12	6,84	2,90	0,49	0,38

ции его связаны с силикатной. Железо резко преобладает в силикатной фракции.

Кора выветривания на кальцифирах развита почти повсеместно, отсутствует только в местах размыва. В обнажении-расчистке 19 (рис. 2), возле дороги у западной части с Антоново, вскрыт разрез коры выветривания на кальцифирах. В профиле коры намечается зональность (сверху вниз):

- 1) каолинитовая порода (пестрые каолины);
- 2) нонтронит-псиломелан-гидрогётитовая порода;
- 3) выщелоченные и окремненные кальцифиры.

Зона выщелоченных и окремненных кальцифиров в данном обнажении имеет мощность 4—6 м. В нижней ее части преобладают окремненные кальцифиры, с редкими конкрециями гидрогётит-пиролозит-псиломеланового состава, в верхней — постепенно переходящие в ожелезненные. Форма конкреций овальная, сплюснутая; строение пористое. Стенки пор сложены псиломеланом, манганином, пиролозитом; полости — выполнены гидрогётитом. Химический анализ конкреции дал следующие результаты: F_{общ} 30,61%, Mn 10,34%, Co 0,008%, следы Cr и Ni. В окремненных и ожелезненных кальцифирах хорошо сохранились структура и текстура исходных пород. Зерна серпентинизированного оливина и серпентина нацело замещены гидроокислами железа, реже тальком (Ng 1,589; Np 1,545; Ng — Np = 0,044), бесцветным, оптически отрицательным, минералами группы кремнезема и карбонатами. В первом случае они выступают в виде темных «глазков» на светлом фоне основной массы. Основная карбонатная масса кальцифиров нацело замещена кварцем и халцедоном с примесью гидроокислов железа и марганца. Из реликтовых минералов сохранились тальк, шпинель, хромит, магнетит.

Из табл. 4 и рис. 2 видно, что формирование выщелоченных и окремненных кальцифиров сопровождалось выносом магния, кальция, полным окислением закисного железа и накоплением

кремния. Отмечена незначительная концентрация марганца, в виде конкреций и в тонкораспыленном состоянии. Выщелоченные и окремненные кальцифиры связаны постепенными переходами с исходными породами и с вышележащей нонтронит-псиломелан-гидрогётитовой зоной.

Нонтронит-псиломелан-гидрогётитовая зона сложена рыхлой охристой породой с конкрециями гидроокислов железа и марганца. Мощность зоны в обнажении 19 составляет 3,5—4 м. В карьере на старом Антоневском руднике ее видимая мощность 7—10 м; здесь верхние горизонты размыты и на размытой поверхности залегает делювий (рис. 3). Подстилающие окремненные кальцифиры карьером не вскрыты, так как они безрудные или содержат бедные руды. Охристая масса бурая, в отдельных участках буровато-зеленая от присутствия нонтронита, иногда пигментирована гидроокислами марганца, отчетливо приобретает черную окраску. Структура охристой массы коллоидальная, чешуйчатая; реликтовые структуры исходной породы сохранились в окремненных участках и в некоторых конкрециях. В этом случае отчетливо различается «глазковая» структура. Основная карбонатная масса исходных кальцифиров замещена гётитом, гидрогётитом, псиломеланом и минералами кремнезема, а силикатные минералы — гидрохлоритом, каолинитом, карбонатами, нонтронитом. Форма конкреций самая разнообразная; размеры — достигают 30 см в поперечнике. Количество и размеры конкреций убывают снизу вверх.

Для характеристики химического состава нонтронит-псиломелан-гидрогётитовой зоны в обнажении 19 были взяты две бороздовые пробы 19/3 и 19/4 (см. табл. 4). Химические анализы проб, выполненные в лаборатории треста Днепрогеология, указывают на значительную концентрацию в породе окисного железа и марганца, а в отдельных участках она может рассматриваться как железо-марганцевая руда. Распределение железа и марганца внутри зоны крайне неоднородное и, по-видимому, зависит от содержания их в исходных кальцифирах, которые, как указывалось выше, характеризуются непостоянным составом. Кроме того, химическими анализами выявлена повышенная концентрация кобальта (CoO 0,023—0,077%) в охрах и конкрециях обнажения 19. В штучных пробах железо-марганцевых конкреций, взятых в карьере старого Антоневского рудника, содержание CoO составляет 0,014—0,027%.

Выше по разрезу, в охрах исчезают конкреции и они постепенно переходят в пестроокрашенные глины, где обохренные участки чередуются со светло-зелеными нонтронит-гидрохлоритовыми. Последние выше по разрезу постепенно сменяются вначале зелеными — с примесью гидрохлорита и нонтронита (рис. 4, кривая — 19/2), а затем — белыми каолинитовыми глинами (рис. 4, кривая — 19/1). Суммарная мощность этой зоны в обнажении составляет 1,5 м. Структура глинистых пород микрочешуйчатая, в нижних частях иногда наблюдаются реликты «глазковой»

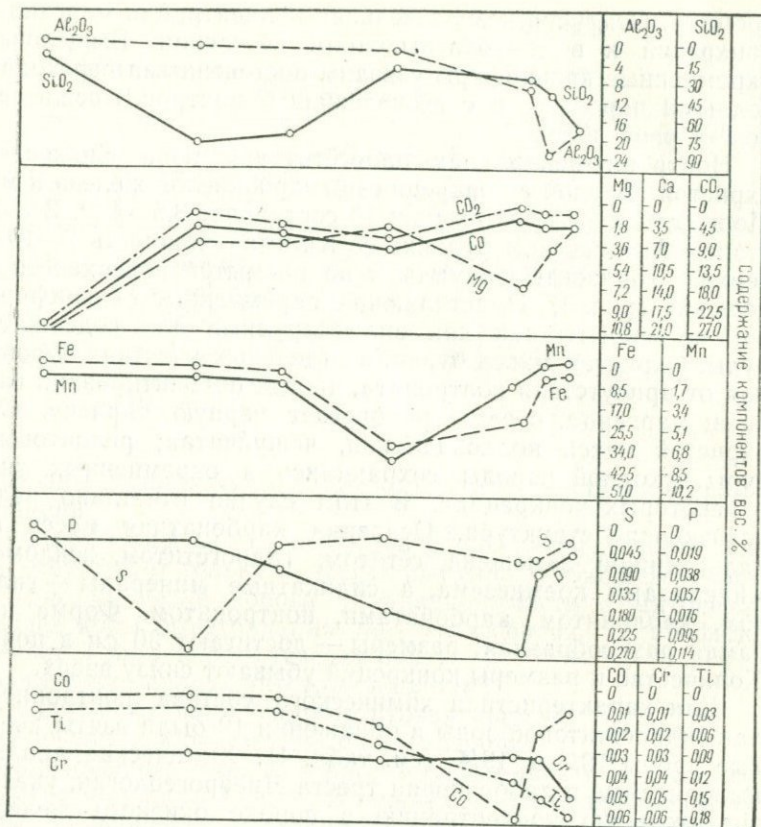
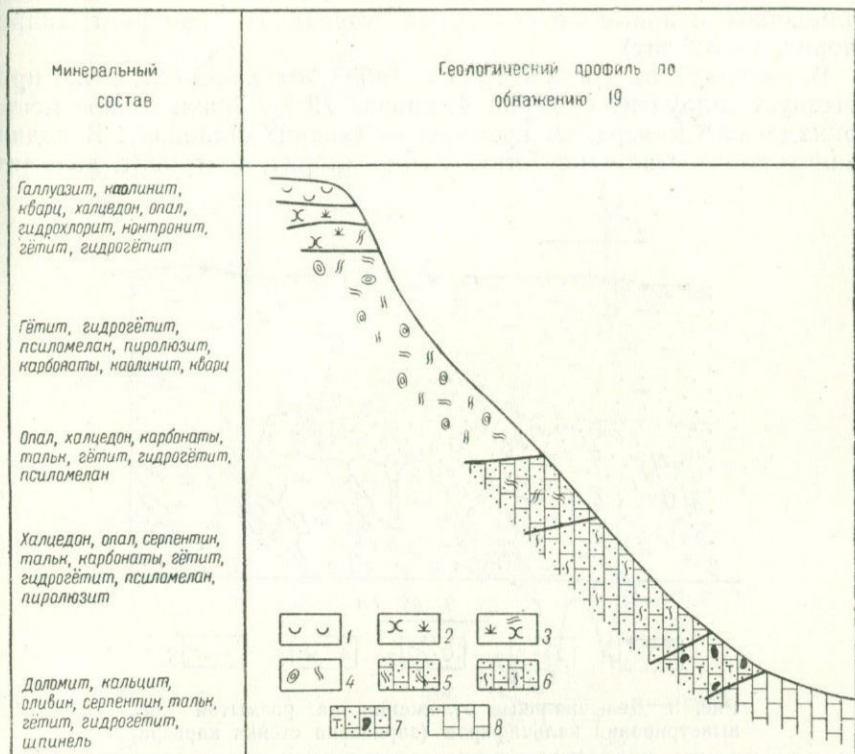


Рис. 2. Изменение химического и мине

1 — каолиновая глина; 2 — галуазито-каолиновая порода с примесью нонтронита и гидрогёнита; 4 — нонтронито-псиломелано-гидрогёнитовая фиры; 7 — окремненные кальцифиры

Химический состав кальцифиров и их

№ пробы	Мощность, м	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
19/1	1—15}	Каолиновая (пестрые каолины)	65,52	0,29	16,87	1,93	0,07	0,07
19/2			40,66	0,25	22,59	6,77	0,07	0,07
19/3	3—4 }	Нонтронит-псиломелан-гидрогёнитовая	34,43	0,21	10,95	25,18	Сл.	1,00
19/4			20,85	0,13	1,17	41,50	Сл.	9,47
19/5	4—6 }	Выщелоченные и окремненные кальцифиры	73,44	0,05	0,75	5,03	Сл.	1,46
19/6			79,84	0,05	0,93	4,03	Сл.	0,85
19/8	19/8a	Кальцифиры	14,37	0,04	0,77	3,66	0,87	0,62
19/8a			14,25	0,03	0,75	3,55	0,90	0,59



рального составов в коре выветривания кальцифиров.

гидрохлорита; 3 — галлуазито-каолининовая порода с примесью гидрохлорита, порода; 5 — обохренные и окремненные кальцифиров; 6 — окремненные кальци- с конкрециями; 8 — кальцифиров

Таблица 4

коре выветривания (в обн. 19, сверху вниз)

MgO	CaO	K ₂ O Na ₂ O	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	SO ₃	P ₂ O ₅	H ₂ O	П. п. п.	Сумма	CO ₂
0,91	2,95	0,68	0,07	Сл.	0,007	0,826	0,046	1,92	7,85	100,009	2,08
4,22	3,85	0,50	0,04	0,20	0,028	1,582	0,124	6,77	12,23	99,954	2,46
7,00	2,60	0,75	0,05	0,36	0,077	1,579	0,267	4,92	10,66	100,033	1,60
2,53	6,45	0,07	0,04	Сл.	0,023	0,022	0,161	3,70	14,20	100,316	6,84
3,26	5,50	0,40	0,04	Сл.	0,007	0,062	0,076	1,13	9,42	100,625	6,46
3,53	3,75	0,60	0,04	Сл.	0,004	0,694	0,051	0,50	5,40	100,269	3,84
17,44	30,20	0,26	0,04	Сл.	0,007	0,056	0,025	0,25	32,0	100,608	27,6
17,48	30,15	0,30	0,04	Сл.	0,006	0,050	0,026	0,23	32,17	100,522	27,6

структуры исходной породы. «Глазки» сложены каолинитом и гидрохлоритом, основная ткань породы — микрозернистым кварцем, халцедоном с примесью глинистых минералов (каолинит, гидрохлорит, галлуазит).

В минеральном составе глин преобладает каолинит, реже присутствует галлуазит (см. рис. 4, кривая 19/3). Значительное место принадлежит минералам кремнезема (кварц, халцедон). В подчиненном количестве присутствуют гидрохлорит, нонтронит, доломит,

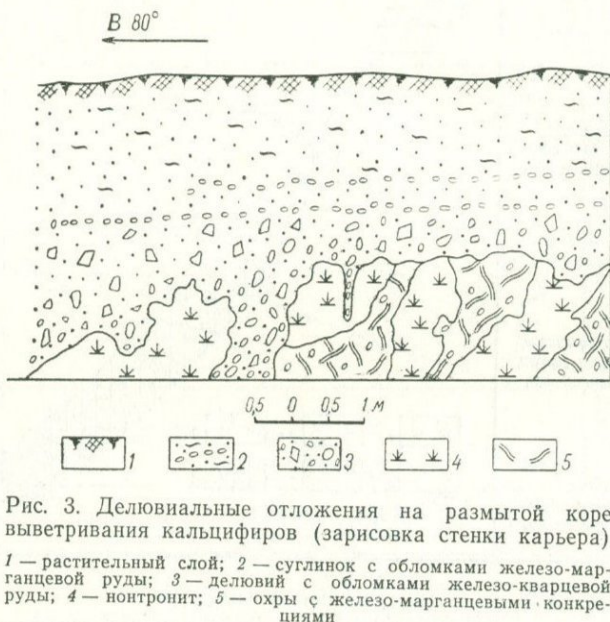


Рис. 3. Делювиальные отложения на размытой коре выветривания кальцифиров (зарисовка стенки карьера)

1 — растительный слой; 2 — суглинок с обломками железо-марганцевой руды; 3 — делювий с обломками железо-кварцевой руды; 4 — нонтронит; 5 — охры с железо-марганцевыми конкрециями

кальцит, гётит, гидрогётит, псиломелан. Из реликтовых минералов отмечены тальк и шпинель. Формирование пестрых глин сопровождалось выносом железа и марганца и обогащением продуктов выветривания кремнеземом и глиноземом. Содержание CoO в глинах сокращается до 0,028—0,007%.

В целом формирование коры выветривания на кальцифирах сопровождалось выносом легкорастворимых компонентов — кальция и магния и накоплением в коре — кремния, алюминия, железа, марганца и кобальта (см. рис. 2).

Таким образом, в коре выветривания кристаллических силицифицированных известняков и доломитов (кальцифиров) имеет место концентрация железа и марганца, в отдельных участках достигающая промышленной. Распределение железа и марганца в коре выветривания неравномерное и в первую очередь определяется ее зональностью. Количественное содержание их в коре непостоянное и в конечном итоге зависит от содержания в исходных кальцифи-

рах. Форма выделения железа и марганца — рыхлые охристые массы, корки, стяжения, конкреции. Впервые авторами отмечается

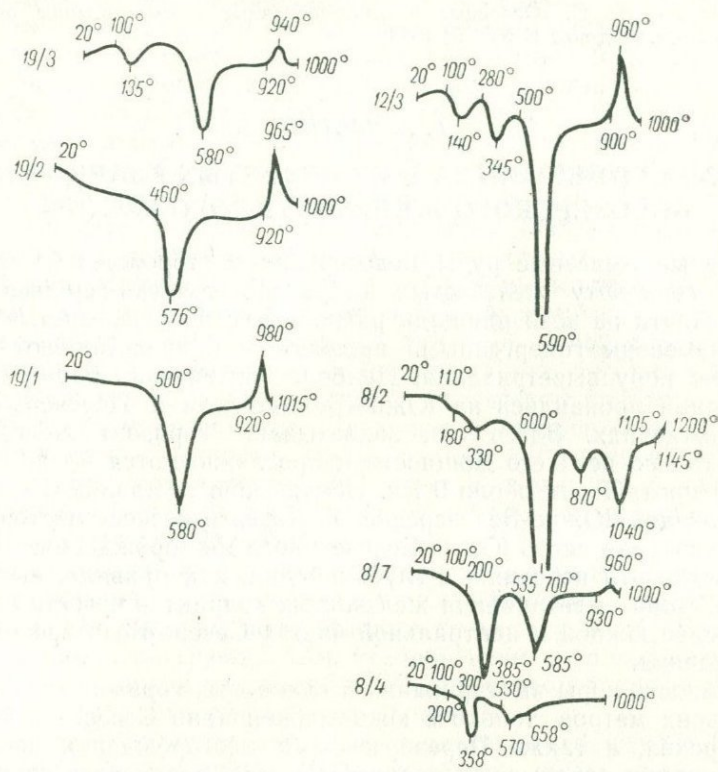


Рис. 4. Кривые нагревания минералов коры выветривания.

19/3 — галлуазит; 19/2 — каолинит с примесью галлуазита; 19/1 — каолинит; 12/3 — гидрогётит с примесью каолинита и галлуазита; 8/2 — пиролюзит, псиломелан, гидрогётит; 8/7 — гётит, гидрогётит с примесью каолинита и галлуазита; 8/4 — гётит, гидрогётит, псиломелан

повышенное содержание кобальта в коре выветривания кальцифиоров, который концентрируется в псиломелан-гидрогётитовых породах.

ЛИТЕРАТУРА

Бетехтин А. Т. Промышленные марганцевые руды СССР. М., Изд-во АН СССР, 1946.
 Гинзбург И. И., Рукавишникова И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. М., Изд-во АН СССР, 1951.
 Маракушев А. А. Петрология Таежного железорудного месторождения в архее Алданского щита. Тр. Дальневост. филиала АН СССР, серия геол., № 5, 1958.
 Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Роже Е. Я. Кислородные соединения марганца. Изд-во АН СССР, 1952.
Сердюченко Д. П. и др. Железные руды Южной Якутии. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Усенко И. С. Основные и ультраосновные горные породы бассейна Южного Буга. Изд-во АН УССР, 1958.

Р. А. ЧАСТИИ

ЗОНА ГИПЕРГЕНЕЗА В ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТАХ БЕЛОЗЕРСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО РАЙОНА

Богатые железные руды Белозерских месторождений приурочены к горизонту железистых кварцитов конкско-верховцевской серии. Почти на всей площади распространения железистые кварциты изменены гипергенными процессами и представляют собой древнюю кору выветривания. Наиболее интенсивно процессы выветривания проявились на Южно-Белозерском и Переверзевском месторождениях. Здесь они захватывают горизонт железистых кварцитов по всей его мощности и прослеживаются по простиранию на протяжении около 9 км. Исключение составляют: участок, разделяющий Южно-Белозерское и Переверзевское месторождения, и северная часть Южно-Белозерского месторождения.

Участки эти невелики, с глубиной они, как правило, выклиниваются. Кора выветривания железистых кварцитов известна также в наиболее южной и центральной частях Северо-Белозерского месторождения.

Мощность коры выветривания в сланцевых горизонтах порядка нескольких метров, только в южном окончании Северо- и Южно-Белозерских, а также Переверзевского месторождений процессы выветривания охватывают породы верхнего сланцевого горизонта по всей мощности. Глубина развития коры выветривания на железистых кварцитах и сланцах в Белозерском районе, так же как и в Криворожье, буровыми работами прослежена до 1200 м. При этом нижняя граница ее не установлена.

Во всех известных случаях развитие коры выветривания связано с трещиноватыми, тектонически нарушенными участками железистых кварцитов и сланцев древними дизъюнктивными и пликативными нарушениями. Охарактеризованные выше формы залегания коры выветривания в Белозерском районе позволяют согласно классификации И. И. Гинзбурга (1946, 1963) отнести ее к линейному типу, с выделением линейнотрещинного (горизонт железистых кварцитов) и линейноконтактного подтипов (приконтактные участки сланцевых горизонтов). Я. Н. Белевцев, Ю. М. Епатко и А. И. Стригин (1959) аналогичную кору выветривания на железистых кварцитах Криворожья назвали глубинными зонами окисления; Э. В. Дмитриев, В. М. Кравченко (1965) — глубинными зонами гипергенеза. Последнее название более полно отражает сущность процесса выветривания. В коре выветривания

четко выделяются зоны окисления, выщелачивания и инфильтрации. Первая имеет повсеместное развитие в горизонте железистых кварцитов, две другие накладываются на первую.

Зона окисления на площади Южно-Белозерского и Переверзевского месторождений захватывает свыше 90%, на Северо-Белозерском не более 20% всей площади железистых кварцитов. Максимальная глубина подсечения окисленных пород в пределах изученных глубин 1000—1200 м, при этом затухание процессов окисления с глубиной не наблюдается. Глубокая циркуляция поверхностных растворов, по мнению многих исследователей (Доброхотов, 1955; Гершойг, 1955; Кравченко, 1965), объясняется артезианским характером движения поверхностных вод.

Граница между окисленными и неизменными разностями пород в сланцах обычно резкая, в железистых кварцитах переход окисленных пород в неокисленные постепенный. Процессы окисления протекали при взаимодействии метеорных вод, богатых CO_2 и O_2 , с вмещающими породами при $\text{pH} > 7$ и высоком окислительно-восстановительном потенциале. Движение растворов осуществлялось по плоскостям слоистости, зонам смятия и трещиноватости и по поверхностям соприкосновения зерен в железистых кварцитах. Окисление вызвало резкое изменение химического и минерального состава кварцитов (табл. 1).

Интенсивность окислительных процессов определялась подвижностью окислов в зоне окисления. Коэффициенты геохимической подвижности окислов, подсчитанные по методу Б. М. Михайлова (1957), свидетельствуют о том, что окисление сопровождалось значительным выносом оснований и CO_2 , переходом закисного железа в окисное, гидратацией силикатов (табл. 2).

Коэффициент окисления, представляющий собой (по И. И. Гинзбургу и К. К. Никитину, 1963) отношение окиси железа в окисленных кварцитах к сумме окиси и закиси в неокисленных, выраженный в молекулярных количествах, вычистан по средним значениям из нескольких полных химических анализов. Он равен 0,72, в отдельных наиболее окисленных разностях возрастает до 0,82.

Для зоны окисления характерна определенная ассоциация минералов. Это мартит, тонкодисперсный гематит, гипергенная железная слюдка, каолинит и гидрослюды. Из остаточных минералов присутствуют кварц мозаичной структуры (до 40%), магнетит, гидротермальный кварц и железный блеск (менее 1%).

Зона выщелачивания полностью располагается внутри зоны окисления. На Южно-Белозерском месторождении она охватывает около $\frac{1}{4}$ ее площади, на Переверзевском — около $\frac{1}{12}$ и почти полностью совпадает с контурами рудных залежей. Развитие ее связано с процессами выщелачивания, которые наиболее интенсивно проявились в узлах поперечной складчатости и в зонах дорудных дизъюнктивных нарушений. Контакты не затронутых процессами выщелачивания и выщелоченных пород обычно резкие, мощность зоны контактов 0,10—0,30 м. На рис. 1 показан переход

Изменения химического и минерального составов железистых кварцитов при процессах окисления

Компоненты	Неизмененные железистые кварциты (среднее из 5 анализов)		Окисленные железистые кварциты (среднее из 7 анализов)		Полностью окисленный железистый кварцит из скв. 378, глубина 443,6 м	
	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.
SiO ₂	43,00	716	44,62	743	37,90	631
TiO ₂	0,06	—	0,06	—	Сл.	—
Al ₂ O ₃	1,43	014	1,43	011	0,63	008
Fe ₂ O ₃	27,50	173	49,50	310	59,40	374
FeO	18,36	256	2,34	018	0,11	001
MnO	0,32	004	0,20	003	0,04	—
MgO	2,63	065	0,21	005	0,29	007
CaO	1,35	023	0,36	007	0,30	003
Na ₂ O	0,13	002	0,10	002	0,17	002
K ₂ O	0,12	001	0,04	—	0,05	002
P ₂ O ₅	0,09	001	0,026	—	0,02	—
SO ₃	0,104	001	0,017	001	0,03	—
H ₂ O ⁺	0,17	011	0,27	017	0,07	004
CO ₂	4,54	102	0,63	014	0,90	002
Сумма	99,80		99,81		99,91	

Минеральный состав в мол. %

Кварц	66	67	61
Магнетит	16	2	—
Карбонат	11	1	—
Гематит	—	27	36
Хлорит	6		
Каолинит	—	17	4
Прочие	1	8	< 4

краснополосчатого мартитового кварцита в железнослюдко-мартитовую руду, где отчетливо видно образование железнослюдяных прослоев (серое) по кварцевым прослоям, содержащим эмульсионный гематит (темно-серое). При переходе окисленного кварцита в руду резко возрастает пористость, удельный и объемный вес, снижается временное сопротивление сжатию ($\sigma_{сж}$).

Мощность кварцевых прослоев по мере перехода их в железнослюдяные уменьшается вдвое (табл. 3). При этом происходит сближение мартитовых прослоев, сопровождающееся нарушением

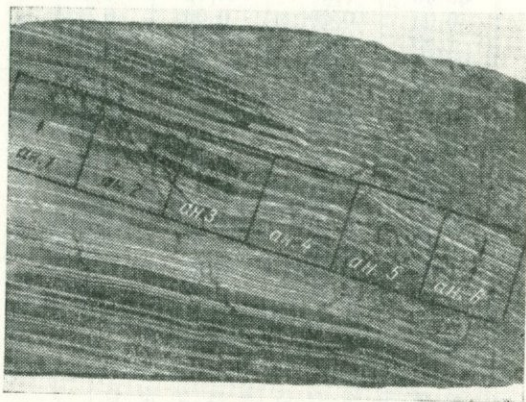


Рис. 1. Контакт мартитового краснополосчатого кварцита с железнослюдко-мартитовой рудой. Темно-серые кварцевые прослои с эмульсионным гематитом, серое — железнослюдяные прослои, светло-серое — мартитовые прослои. Стрелками показаны места отбора проб. Южно-Белозерское месторождение. Штуф.

сплошности и образованием брекчиевидных и брекчиевых микро-текстур (см. рис. 1).

Сильно изменяется химический состав железистых кварцитов (табл. 4). Геохимическая подвижность окислов в зоне контакта была подсчитана по методу Б. М. Михайлова (1957). Интенсивный вынос кремнезема ($K > 15$) способствовал относительному накоплению железа ($K = 0,5$, табл. 5), что привело к образованию пористых богатых железных руд. Судя по глубине их распространения процессы выщелачивания проникали вглубь более чем на 1200 м. Нижняя граница их пока не установлена, уменьшения оруднения с глубиной не наблюдается.

Зона инфильтрации в пористых рудах образовалась в результате миграции поверхностных растворов. Это зона преобразования остаточных руд цементационными процессами, завершившими формирование коры выветривания, где новые минералы, главным образом железная слюдка, карбонат, гипергенный кварц

**Геохимическая подвижность окислов в зоне окисления
железистых кварцитов**

Компоненты	Неизменные		Окисленные		Коэффициент геохимической подвижности
	Среднее из 5 анализов, вес. %	Концен- трация окисла, г/см ³	Среднее из 7 анализов, вес. %	Концен- трация окисла, г/см ³	
SiO ₂	43,00	1,37	44,62	1,65	0,8
TiO ₂	0,06	0,001	0,06	0,002	0,5
Al ₂ O ₃	1,43	0,04	1,43	0,05	0,8
Fe ₂ O ₃	27,50	0,88	49,50	1,82	0,4
FeO	18,36	0,58	2,34	0,08	7,0
MnO	0,32	0,01	0,20	0,007	1,3
MgO	2,63	0,08	0,21	0,007	11,1
CaO	1,35	0,04	0,36	0,01	4,0
Na ₂ O	0,13	0,004	0,10	0,003	1,0
K ₂ O	0,12	0,004	0,04	0,001	4,0
P ₂ O ₅	0,09	0,003	0,02	0,0004	7,0
SO ₃	0,10	0,003	0,01	0,0003	10,0
H ₂ O ⁺	0,17	0,005	0,27	0,009	0,5
CO ₂	4,54	0,14	0,63	0,02	7,0
Сумма	99,80		99,81		

Таблица 3

**Изменение мощности и физических свойств железистых кварцитов
при переходе в зону выщелачивания (по скв. 7-А)**

Порода	Глубина отбора пробы, м	Мощность кварцев. прослоев, м.м	Объемный вес, г/см ³	Удельный вес, г/см ³	Пористость, %	$\sigma_{сж}$ кг/см ²
Кварцит маритовый красно- полосчатый	417,00	4	3,68	3,85	4,42	2086
То же	417,02	4	3,72	3,92	5,10	2166
То же, частично выщелочен- ный	417,04	3	3,50	3,73	6,16	984
То же, выщелоченный	417,06	3	3,61	4,00	9,75	1478
Руда железослюдко-марти- товая	417,08	2,5	3,95	4,72	16,35	531
Руда железослюдко-марти- товая	417,10	2	3,81	4,58	16,75	235

Химический состав железистых кварцитов и руд в зоне контакта

Компоненты	Кварцит						Руда					
	Скважина 7-А											
	глубина 417,00 м		глубина 417,02 м		глубина 417,04 м		глубина 417,06 м		глубина 417,08 м		глубина 417,10 м	
	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.
	1		2		3		4		5		6	
SiO ₂	45,10	751	40,37	672	35,00	583	9,86	162	2,56	42	2,49	41
PO ₂	0,02	—	0,06	—	0,04	—	Нет	—	нет	—	0,02	—
Al ₂ O ₃	0,45	4	0,45	4	0,54	5	0,50	5	0,55	5	0,90	9
Fe ₂ O ₃	50,71	317	55,24	342	61,28	383	86,85	540	94,33	590	92,18	580
FeO	2,45	34	2,67	38	1,88	26	2,38	33	1,89	26	4,49	63
MgO	0,65	11	0,36	8	0,32	7	0,23	5	0,36	8	0,27	6
CaO	0,65	12	0,65	12	0,75	13	0,15	3	0,30	5	0,10	2
MnO	0,01	—	0,04	—	0,02	—	0,02	—	0,02	—	0,04	—
П. п. п.	0,30	—	0,26	—	0,40	—	0,13	—	0,33	—	0,04	—
Сумма	100,23		100,10		100,23		100,12		100,44		100,53	
Fe ₀₆	42,28		40,05		56,32		72,78		76,55		76,83	

Минеральный состав, мол. %

Кварц	68	66	61	22	5	4
Гематит	26	30	35	72	88	84
Магнетит	3	3	2	4	4	10
Прочие	3	1	2	2	3	2

Геохимическая подвижность окислов в зоне контакта кварцитов и руд

Компоненты	Кварциты		Руда		Коэффициент геохимической подвижности К
	Среднее * по анализам № 1 и 2	Концентрация окислов в зоне выщелачивания, г/см ³	Среднее * по анализам № 5 и 6	Концентрация окислов в зоне выщелачивания, г/см ³	
SiO ₂	42,63	1,58	2,52	0,09	17
TiO ₂	0,04	—	0,04	—	0,5
Al ₂ O ₃	0,45	0,01	0,73	0,02	0,5
Fe ₂ O ₃	52,97	1,95	93,31	3,62	0,8
FeO	2,56	0,09	3,19	0,11	1,00
MgO	0,45	0,01	0,31	0,01	
CaO	0,65	0,02	0,20	—	
MnO	0,09	—	0,03	—	
П. п. п.	0,28	0,18			
С у м м а	100,12		100,48		

* Привязка анализов приведена в табл. 4.

и гётит, отлагаясь в порах, образуют новые минеральные разновидности руд и кварцитов с характерными массивными и друзовыми текстурами. Глубина распространения инфильтрационных процессов 900—1000 м. Вертикальная и горизонтальная зональность их не установлена, но наблюдается частичное наложение в пространстве инфильтрационных процессов, что характерно для линейных кор выветривания.

Одним из самых ранних и наиболее распространенных процессов преобразования возникшей коры выветривания является гематитизация — образование железной слюдки. Уже на начальных этапах выщелачивания в пустотах и порах железистых кварцитов появляются скопления гипергенной железной слюдки. Максимальные концентрации ее (до 20—30%) наблюдаются в зонах смятия и брекчирования маритовых и дисперсно-гематит-маритовых руд (рис. 2,3). Процессы гематитизации, вероятно, протекали в условиях щелочной среды и сопровождались перекристаллизацией эмульсионного гематита краснополосчатых кварцитов и частично дегидратацией гидроокислов железа. Л. Я. Ходюш (1965) считает, что образование железной слюдки в условиях гипергенеза происходило за счет метаморфизма мартита. Гипергенная железная слюдка, цементируя руды, лишь частично уменьшает их пористость.

Во времени гематитизация сменяется процессами окварцевания. Их интенсивность в рудных залежах различна. Кварц, кристаллизовавшийся из низкотемпературных поверхностных растворов, отлагался в порах, пустотах и трещинах, цементируя руды и выщелоченные окисленные кварциты. Такой кварц характерен большим размером зерен, образованием «пойкилитовых» и регене-

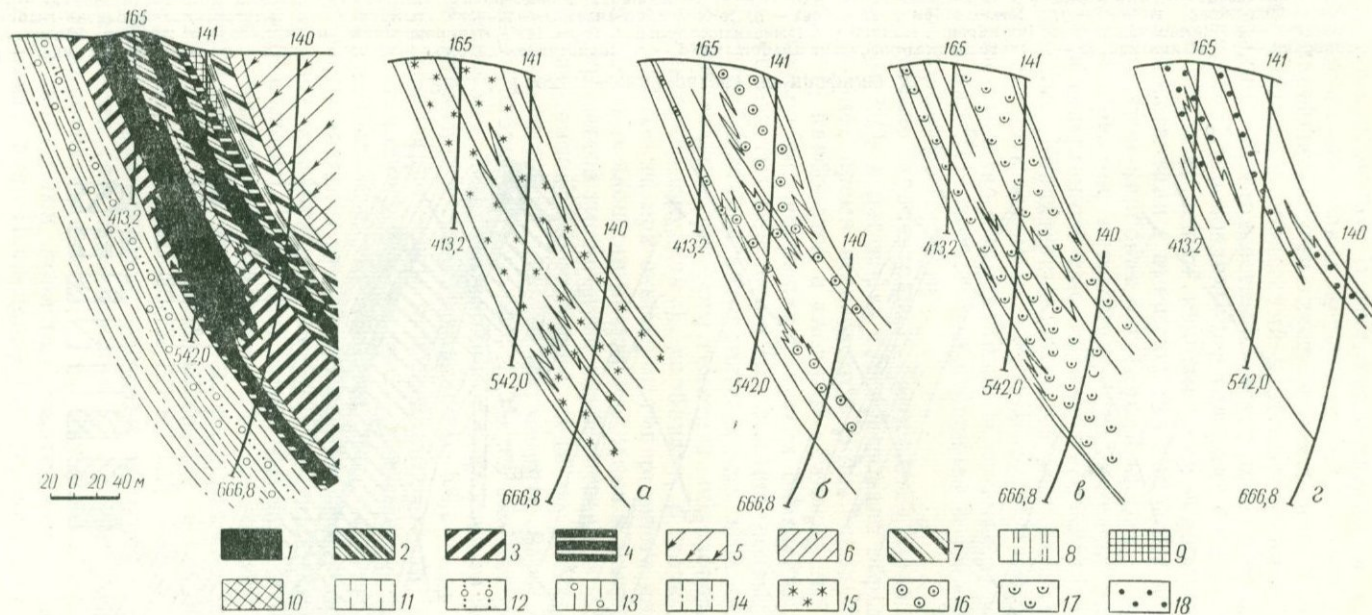


Рис. 2. Геологический разрез по профилю XL + 115

1 — руда маритовая; 2 — руда дисперсно-гематит-маритовая; 3 — руда мартит-дисперсно-гематитовая; 4 — руда дисперсно-гематитовая с мартитом; 5 — карбонат-талльковые породы; 6 — сланцы и микрокварциты мартит-дисперсно-гематитовые; 7 — кварциты мартит-дисперсно-гематитовые; 8 — сланцы кварц-карбонат-хлоритовые; 9 — кварциты дисперсно-гематит-маритовые; 10 — кварциты маритовые; 11 — сланцы кварц-хлоритовые; 12 — сланцы кварц-серцитовые; 13 — сланцы кварц-серцит-хлоритовые; 14 — сланцы кварц-серцитовые с прослоями песчаников; 15 — гематитизация; 16 — зона окварцевания; 17 — зона каолинизации (хлоритизация); 18 — карбонатизация; а — зона гематитизации; б — зона карбонатизации

рационных структур. В пустотах и трещинах он нередко кристаллизуется в виде мелких щеток и друз.

Дальнейшие эпигенетические изменения в коре выветривания, были связаны с процессами карбонатизации и последующей хлоритизации. Поверхностные нисходящие растворы, обогащенные углекислотой и основаниями в условиях большого дефицита кислоты и при повышенной концентрации водородных ионов ($pH \leq 7$), взаимодействовали с вмещающими породами и рудами. Выпадающий при этом карбонат отлагался в порах и пустотах пористых руд и кварцитов, метасоматически замещая ранее образованные кварц и гипергенную слюдку, а в слабоокисленных кварцитах еще и магнетит. Характерным является то, что вторичные карбонаты принадлежат к магнезиально-железистому ряду и обнаруживают большое сходство с первичными. В отличие от них вторичные карбонаты наряду с агрегатным строением образуют сферолитовую и колломорфную структуру.

Снижение концентрации водородных ионов и парциального давления CO_2 в растворах способствовало образованию хлоритов. В настоящее время встречаются лишь продукты разложения и окисления карбонатов и хлоритов — дисперсный гематит и каолинит. Только на небольших участках окисленных и слабоокисленных железистых кварцитов сохранились неизменные карбонаты и хлориты. Крайняя затруднительность в выявлении отличительных черт тонкодисперсного гематита, образовавшегося по метасоматическому (дорудному) карбонату, и тонкодисперсного гематита, возникшего при окислении гипергенного карбоната, не позволяет судить о площади распространения и интенсивности имевших место процессов гипергенной карбонатизации. Процессы наложенной гипергенной хлоритизации, судя по распространению каолинита, как продукта разложения хлорита, были развиты на значительных площадях (см. рис. 2, 3), однако интенсивность их была, по-видимому, невелика (количество каолинита в рудах и окисленных кварцитах в среднем равно 1—5%, очень редко 15—20%).

Завершающие этапы эпигенеза проходили в условиях, когда рудокристаллический комплекс — железистые кварциты и рудные залежи — был перекрыт чехлом осадочных отложений. Из растворов, поступавших в рудные залежи из осадочного чехла, кристаллизовались карбонаты и сульфиды (сидерит, пирит, в меньшей степени кальцит и доломит), цементировавшие рыхлые и пористые руды и железистые кварциты верхних горизонтов. Площадь распространения этих позднейших процессов карбонатизации и пиритизации была, однако, незначительна, но глубина проникновения иногда достигала 700—800 м.

На рис. 2, 3 показаны площади распространения процессов гематитизации (а), окварцевания (б), хлоритизации, каолинизации (в) и карбонатизации (г). Эти площади почти полностью совпадают с контурами пористых маритовых и дисперсно-гематит-маритовых руд. Последовательность эпигенетических процессов

в остаточных рудах может быть представлена следующим образом (табл. 6).

Таблица 6

Схема последовательности эпигенетических процессов в остаточных рудах выщелачивания

Типы процессов	Минералы
Гематитизация	Гипергенная железная слюдка
↓	
Окварцевание	Регенерированный и пойкилитовый кварц
↓	
Карбонатизация	Сидерит
↓	
Хлоритизация	Хлорит
↓	
Окисление	Дисперсный гематит, каолинит, лимонит, гётит
↓	
Карбонатизация	Кальцит
↓	
Пиритизация	Пирит

В табл. 7 предлагается генетическая классификация гипергенных (окисных) богатых железных руд, составленная с учетом установленной последовательности процессов преобразования в коре выветривания. В соответствии с предложенной классификацией выделяются остаточные руды выщелачивания, образовавшиеся в результате основного главного процесса рудообразования, и руды, преобразованные цементационными процессами. Приводится характеристика процессов, обусловивших образование всех выявленных разновидностей руд.

Образование глубинной коры выветривания в Белозерском районе происходило в течение очень длительного времени, начиная, по-видимому, с верхнего протерозоя. К этому времени закончилось геосинклинальное развитие Среднего Приднепровья и Украинский щит вступил в фазу своего платформенного развития. В течение очень длительного периода, вплоть до мела, описываемая площадь представляла собой, по-видимому, сушу.

Кратковременное погружение Белозерского района и существование на его площади мелководного моря предполагается в верхнем девоне — франкийский век, нижнем карбоне — турнейский век и в первой половине визейского века (Бондарчук, 1960). Однако отложения этого возраста на площади Белозерского района и вообще в пределах Среднего Приднепровья не известны, видимо, они были размывы в связи с проявлением герцинского орогенеза. На протяжении средней и нижней эпохи каменноугольного периода преобладали денудационные процессы на большей части площади Украинского щита.

**Генетическая классификация окисных богатых железных руд
Белозерского железорудного района**

Руды линейной коры выветривания		Процессы, обусловившие образование остаточных руд и изменение их минерального состава
Остаточные (выщелачивания)	Преобразованные (цементационные)	
Мартитовые	— Железнослюдко-мартитовые (с гипергенной железной слюдкой) Кварц-мартитовые (окварцованные с пойкилитовым кварцем) Дисперсногематит-мартитовые Каолинит (гидрохлорит)-мартитовые Карбонат-мартитовые (карбонатизированные) Гётит-мартитовые	Вынос кремнезема и окисление магнетита (мартитизация) Мартитизация: перекристаллизация эмульсионного гематита, возможно дегидратация гидроксидов железа Окварцевание — перемещение и отложение кремнезема в порах остаточных руд в зоне миграции метеорных вод Карбонатизация — выполнение пор, замещение карбонатом магнетита, кварца. Окисление карбоната Хлоритизация — выполнение пор в остаточных рудах гипергенным хлоритом, окисление и гидратация его Карбонатизация — отложение карбоната в порах и коррозия им ранее образованных гипергенных минералов, частично окисление карбоната
Железнослюдко-мартитовые (с сингенетичной железной слюдкой)	—	Вынос кремнезема и окисление магнетита (мартитизация)
Дисперсногематит-мартитовые	— Железнослюдко-дисперсногематит-мартитовые Кварц-дисперсногематит-мартитовые (окварцованные, с пойкилитовым кварцем)	Вынос кремнезема и окисление магнетита, карбоната и хлорита Карбонатизация (?), окисление карбонатов Окварцевание — перемещение и переотложение кремнезема метеорными водами в порах остаточных руд
Мартит-дисперсногематитовые Мартит-каолинит-дисперсногематитовые	— —	Окисление и гидратация железосодержащих минералов (магнетит, хлорит, карбонат) при выщелачивании кремнезема

В. М. Кравченко и В. К. Тетерюком (1965) в керне богатых окисных железных руд Белозерского района и в образцах из горных выработок Криворожских месторождений были определены микроспоры визейского яруса серпуховского времени. Они встречаются в рудах Южно-Белозерского и Переверзевского месторождений в значительных количествах и хорошей сохранности на глубинах свыше 1000 м (скв. 333, 242, 131). Глубина распространения микроспор от поверхности кристаллического массива составляет 500—800 м. Наличие микроспор в рудах на больших глубинах указывает на формирование глубинной коры выветривания в Белозерском и Криворожском районах в докарбоновое время.

ЛИТЕРАТУРА

Атлас палеогеографічних карт Української і Молдавської РСР. Під ред. В. Г. Бондарчука. Вид-во АН УРСР, 1960.

Белевцев Я. Н., Епатко Ю. М., Стрыгин А. И. Глубинные зоны окисления в породах Криворожского бассейна. «Советская геология», 1959. № 11.

Гершойг Ю. Г. Генезис руд Кривого Рога. В сб. «Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна». Изд-во АН УССР, 1955.

Гинзбург И. И. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала, ч. I. Типы и морфология древней коры выветривания. М., Изд-во АН СССР, вып. 80, 1946.

Гинзбург И. И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация. В сб. «Кора выветривания», вып. 6. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Гинзбург И. И., Никитин К. К. Термины и понятия, относящиеся к коре выветривания. В сб. «Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении». М., Изд-во АН СССР, 1963.

Доброхотов М. Н. Геология и генезис Кременчугского железорудного месторождения. В сб. «Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна». Изд-во АН УССР, 1955.

Кравченко В. М., Дмитриев Э. В. Процессы глубинного выветривания и зональность их проявления в Саксаганском районе Кривого Рога. Геология рудных месторождений, т. VII, № 3, 1965.

Кравченко В. М., Тетерюк В. К. Микроспоры в остаточных железных рудах Криворожского и Белозерского месторождений УССР. Изв. АН СССР, серия геол., № 7, 1965.

Михайлов Б. М. Некоторые вопросы геохимии древней коры выветривания. В сб. «Исследование и использование глин». Изд-во Львов. ун-та, 1958.

Ходюш Л. Я. Мартит і мартитові руди Південно-Білозерського залізорудного родовища. «Геологічний журнал», т. XXII, вип. 4, 1962.

В. Т. ПОГРЕБНОЙ, Р. А. КРАВЧЕНКО

О РАСЧЕТЕ АБСОЛЮТНЫХ МАСС АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Главным источником питания известных россыпных месторождений Украины, как установлено многочисленными исследованиями (Эльянов и др., 1964; Веклич и др., 1965; Ремизов и Бергер,

1968 и др.), была кора выветривания кристаллических пород Украинского щита и частично Воронежской антеклизы. В то же время сохранившаяся от размыва кора выветривания в целом ряде случаев может и сама рассматриваться как элювиальная россыпь (Веклич и др., 1960; Эльянов и др., 1968). Необходимым условием образования такого рода россыпей является повышенное содержание полезных компонентов в выветривающихся коренных породах. Замечено, что наиболее обогащенными акцессорными минералами являются нижние зоны коры выветривания, что, однако, не исключает высокого содержания некоторых из них и в верхних зонах.

Для оценки перспектив рудоносности коры выветривания определяющее значение имеет выраженное в единице веса или объема содержание полезных минералов. При этом уже на первоначальном этапе исследований целесообразно, не прибегая к выполнению большого объема шлихового опробования и минералогических анализов, получить достоверные данные о содержании акцессорных минералов во всем разрезе элювия. Особую важность приобретают данные по содержанию устойчивых акцессорных минералов в кристаллических породах, кора выветривания которых частично или полностью размыва, при поисках россыпных осадочных месторождений.

Накопление (или разубоживание) полезных минеральных компонентов в коре выветривания определяется несколькими факторами: составом и степенью устойчивости минералов тяжелой фракции к факторам физического и химического выветривания, степенью сохранности мощности элювиальной толщи, физическим состоянием коренных пород и их коры (объемный вес, пористость). На сохранность минералов тяжелой фракции, кроме названных выше факторов, в значительной мере влияет степень химической проработки коры выветривания. Из минералов тяжелой фракции коренных пород в наиболее проработанной — глинистой и охристо-глинистой коре выветривания — остаются лишь некоторые акцессорные минералы. Нередко встречающиеся в этой зоне пирит, сидерит, гидрогётит и некоторые другие минералы относятся к гипергенным образованиям и в расчет здесь не принимаются.

Авторы настоящей работы предприняли попытку показать на примере изучения коры выветривания восточной части Украинского щита (Приазовье и частично Приднепровье) величину относительного накопления отдельных акцессорных минералов в элювиальной толще и возможность определения этой величины по данным минералогического анализа искусственных шлихов кристаллических пород. Мощность площадной и линейно-площадной коры выветривания на различных кристаллических породах изменяется от долей метра до нескольких десятков метров. Линейно-площадная кора выветривания достигает 60—70 м. На значительной части территории блока, особенно в центральной части Западного Приазовья, кора смыва почти полностью.

Сведения, касающиеся устойчивости отдельных акцессорных минералов при выветривании гранитоидов отрывочны и нередко противоречивы (Ляхович, 1967 и др.). На основании полученных нами результатов изучения коры выветривания гранитоидных и частично других разновидностей пород восточной части Украинского щита и с учетом литературных данных ниже приводится краткая характеристика поведения акцессорных минералов в процессе корообразования. Такое описание предпринято с целью предварительного разделения акцессорных минералов на группы по степени устойчивости к агентам выветривания, что в свою очередь определяет роль этих групп в процессе элювиального и осадочного рудообразования.

В гранитоидах Приазовья и Приднепровья главными акцессорными минералами являются магнетит, циркон, апатит, ильменит, пирит. Подчиненную роль играют монацит, анатаз, корунд, гранат, силлиманит, дистен, турмалин, сфен и некоторые другие. Устойчивость этих минералов к выветриванию неодинакова. Для основных акцессориев это проявляется в заметном изменении их содержания от свежих пород к верхним горизонтам профиля выветривания (тенденция к накоплению или сокращению). Ильменит, рутил, турмалин, монацит и циркон накапливаются вверх по профилю выветривания. Содержание апатита, магнетита, пирита и некоторых других акцессориев в этом же направлении снижается. Содержание апатита, например, в сравнительно свежих гранито-гнейсах (скв. 35, Восточное Приазовье) составляет 0,07 об. %, в гидрослюдисто-каолининовой зоне — 0,02 %, а в каолининовой отсутствует. Количество этого же минерала в мигматитах и коре выветривания (скв. 2348, Верхнее Приднепровье) уменьшается вверх по разрезу: свежие породы 0,23 %, зона дезинтеграции 0,17 %, гидрослюдисто-каолининовая зона 0,021 %, каолининовая 0,001 %.

Для всех акцессорных минералов характерными показателями устойчивости к агентам выветривания являются, кроме вариаций количественного содержания в элювиальном профиле, изменение их оптических и других физических свойств, следы коррозии граней кристаллов, замещение вторичными минералами и т. п. Такие минералы, как турмалин, рутил, корунд, почти не испытывают изменений при формировании коры выветривания. Заметно изменяются силлиманит, дистен, апатит, монацит. В силлиманите из коры выветривания появляется тонкая трещиноватость, вследствие замещения глинистыми минералами зерна мутнеют, снижается их прочность, в сильно проработанном элювии минерал легко разминается иглой в порошокватую массу. Дальнейшее изменение этого минерала, по данным Р. И. Онищенко (1967), в условиях гипергенеза заключается в полном замещении его каолинитом.

Сравнительно слабая устойчивость силлиманита по отношению к агентам химического выветривания не исключает существенных

его концентраций в осадочных породах. Так, в миоценовых россыпях левобережного Приднепровья содержание этого минерала достигает нескольких сотен килограммов на кубический метр. Источником образования высоких концентраций силлиманита были, вероятно всего, нижние зоны коры выветривания, где осуществлялось широкое высвобождение этого минерала из коренных пород и следующий вслед за ним размыв.

Монацит при выветривании несколько теряет прозрачность и интенсивность блеска, уменьшаются показатели преломления, отчетливо выражено сглаживание ребер кристаллов (следы коррозии).

При выветривании апатита наблюдается изменение прозрачности от совершенной до молочно-белой, изменяется блеск от стеклянного до тусклого, проявляется постепенное сглаживание ребер кристаллов. Под микроскопом отмечается поперечная трещиноватость и снижение двупреломления минерала. В каолинитовой зоне эти изменения достигают максимума. Количество минерала вверх по профилю уменьшается, иногда в зоне конечных продуктов выветривания он исчезает вследствие полного разрушения.

Циркон является одним из устойчивых минералов в коре выветривания. Тем не менее значительная часть его зерен подвержена выветриванию. В результате гипергенного изменения постепенно теряется прозрачность. Под микроскопом такие зерна изотропны в различной степени, характерно снижение двупреломления. В отдельных зернах резко снижается прочность — такие зерна разминаются в порошок в массу. Несмотря на это, по данным рентгеноструктурного анализа структура циркона не меняется. В. В. Ляхович (1967) приходит к выводу, что циркон является самым устойчивым из группы широко распространенных акцессорных минералов.

Значительные изменения претерпевает в гипергенных условиях ильменит (Дядченко, Хатунцева, 1961; Куковский, Кононов, 1961).

В ильмените при сохранении внешней формы зерен блеск становится тусклым, цвет превращается в черно-бурый и бурый. Существенно изменяются также оптические свойства: снижается коэффициент отражения, вследствие лейкоксенизации появляются внутренние рефлексы. Снижается микротвердость, развивается трещиноватость. Рентгеноструктурный анализ образцов ильменита подтверждает данные о его изменении — на ряду с линиями ильменита появляются дополнительные линии рутила высокой интенсивности.

Изменение оптических и физических свойств ильменитов связано с окислением катиона Fe^{2+} в Fe^{3+} и его выносом из кристаллической решетки ильменита и относительным накоплением за счет этого двуокиси титана (Ратехин, 1966). Однако несмотря на существенные изменения химических, оптических и других физических свойств, ильменит явно накапливается в коре выветривания, так как разрушение зерен его не происходит.

Основным изменением магнетита в профиле выветривания является его мартитизация, интенсивность которой повышается от свежих пород к верхним горизонтам коры выветривания, где наблюдается почти полное замещение магнетита гематитом и гётитом.

Систематический учет наблюдающихся изменений свойств акцессорных минералов при выветривании наряду с изменением их концентрации позволяет по нашим и литературным данным выделить следующие группы: 1. Неустойчивые — магнетит, пирит; 2. Слабо устойчивые — апатит, гранат, силлиманит; 3. Устойчивые — циркон, ильменит, монацит, сфен. 4. Весьма устойчивые — турмалин, рутил, корунд.

При выветривании кристаллических пород происходит интенсивный вынос одних (щелочи, щелочные земли, кремнезем) и относительное накопление других (глинозем, окись железа) петрогенных компонентов, входящих в состав породообразующих минералов. Вынос химических компонентов в процессе корообразования преобладает над накоплением — общий баланс вещества, таким образом, отрицательный. Расчеты показывают, что масштабы этого выноса довольно значительны. Так, при формировании каолинового профиля на гранитоидных породах Приазовского блока, например, в конечном итоге выносятся от 660 до 1270 кг вещества из каждого кубического метра исходной породы. Эти цифры хорошо согласуются с данными В. П. Петрова (1967), показывающими, что при выветривании гранитов выносятся около одной тонны вещества из одного кубического метра. При этом объем породы (каркас) остается, как правило, неизменным, а пористость, естественно, увеличивается. Учитывая постоянство геологического объема пород, можно предположить, что в единице объема коренной породы и ее коре выветривания должно содержаться одинаковое количество устойчивых в гипергенных условиях акцессорных минералов. Метод, связывающий изменение объемного веса и химизма пород при выветривании, был предложен Б. М. Михайловым (1958) и нашел широкое применение при анализе баланса химических элементов в процессе корообразования. Суть метода состоит в сравнении содержаний окислов или элементов в единице объема свежей породы и образовавшейся по ней коры выветривания.

О том, насколько существенны изменения физических свойств пород при выветривании, свидетельствуют помимо многочисленных литературных данных определения объемного и удельного веса и пористости гранитоидов и их коры из Приазовья. Объемный вес уменьшается от 2,50—2,70 г/см³ для образцов свежих пород до 1,30—1,50 г/см³ для образцов из зоны каолинов. Пористость при этом постепенно возрастает вверх по разрезу коры от нескольких процентов до 34—38%, а в отдельных случаях достигает 45—50%. Приведенные цифры показывают, что учет изменения объемного веса породы при выветривании важен не только при анализе по-

родообразующих, но и аксессуарных элементов и минералов. Содержание последних при изучении валового химического состава пород коры выветривания в абсолютном большинстве случаев не определяется, так как требует специального предварительного обогащения. Особое значение в связи с этим приобретает определение баланса аксессуарных минералов при выветривании. Если в единице объема свежей и выветрелой породы количество устойчивых аксессуарных минералов остается неизменным, то в единице веса образца из коры выветривания количество их увеличится пропорционально уменьшению объемного веса. Следовательно, можно говорить об относительном обогащении аксессуарными минералами верхних зон коры выветривания.

При количественной оценке аксессуарной минерализации коры выветривания за основу была принята широко распространенная в практике последовательность изучения шлиховых проб. При этом нами учитывались и специфические особенности объекта исследования: значительная, нередко преобладающая в количественном отношении над обломочными компонентами, роль глинистой составляющей в образцах; довольно широкие вариации гранулометрического состава, увеличение пористости и уменьшение объемного веса пород при выветривании.

Известно, что представительность пробы для разделения в тяжелой жидкости и последующего минералогического анализа определяется содержанием полезного компонента в исходном материале. Установлено, например, что при содержании тяжелых минералов 50% и более вес пробы можно снижать до 10 г (Жердева, Абулевич, 1964), выдерживая ее достоверность. Учитывая высокое содержание глинистых частиц в пробах коры выветривания, для минералогического изучения тяжелой фракции отбирались навески 0,3—1,6 кг, причем во всех возможных случаях отбиралась кора выветривания, не утратившая структурных признаков исходной породы. Этим, во-первых, гарантировался факт образования коры выветривания именно по этой коренной породе, а во-вторых, что не менее важно, представлялась возможность выполнить по каждой пробе определение объемного веса — необходимого критерия для оценки аксессуарной минерализации.

Обработка проб заключалась в их разрыхлении путем замачивания 10-процентным раствором уксусной кислоты, в случае необходимости применялось не допускающее механического истирания раздавливание породы, затем осуществлялась деглинизация, расщелачивание и разделение в тяжелых жидкостях. Наличие широкого диапазона классов распада вызвало необходимость просмотра их под биноклем. Как правило, крупные классы в зонах конечных и переходных продуктов выветривания гранитоидов представлены кварцем, в зоне дезинтеграции в их состав входят также полевые шпаты и их сростки с кварцем, а также гидрослюда. Аксессуарные минералы концентрируются в классах —0,25+0,1 и —0,1 мм, на долю классов —0,5+0,25 мм и —1+0,5 мм приходится, как

правило, совершенно незначительная часть аксессуаров. После просмотра классов крупнее 0,25 мм выполнялось разделение классов, содержащих рудные компоненты, в тяжелых жидкостях с удельным весом выше 2,9 г/см³. В дальнейшем выполнялась магнитная сепарация тяжелой фракции, качественная и количественная оценка составляющих ее минералов. Определение содержания осуществлялось методом подсчета зерен.

Таким образом, для оценки акцессорной минерализации пород коры выветривания имеются все необходимые исходные данные: начальный вес пробы, результаты пофракционного минералогического анализа (объемные проценты), объемные веса свежей породы и ее коры выветривания. Проследим на примере последовательность операции по оценке акцессорной минерализации. Начальный вес (до отмывки) гидрослюдисто-глинистой коры выветривания граносиенита (скв. 0192, Приазовье) составил 108,9 г, объемный вес породы 1,84 г/см³. Вес тяжелой фракции, сконцентрированной в классах —0,25+0,1 мм и —0,1 мм, равен 9,83 г, в том числе: магнитная 0,56 г, электромагнитная 8,72 г, неэлектромагнитная 0,55 г. Суммарный выход тяжелой фракции 66,74 кг/т. Распределение фракций разделения по классам крупности иллюстрируется табл. 1.

Таблица 1

Распределение по классам крупности минералов * тяжелой фракции коры выветривания граносиенитов Приазовья (скв. 0192)

Минералы	Класс—0,25+0,1 мм (6,95%)			Класс—0,1 мм (2,88 г)		
	Содержание минералов (об. %)					
	Магнитная (0,40 г)	Электромагнитная (6,34 г)	Неэлектромагнитная (0,21 г)	Магнитная (0,16 г)	Электромагнитная (2,38 г)	Неэлектромагнитная (0,34 г)
Магнетит	70	20	—	70	25	—
Ильменит	—	30	—	30	35	—
Гидрогетит	30	50	—	—	40	—
Апатит	—	—	95	—	—	90
Циркон	—	—	—5	—	—	10

* Минералы, встречающиеся в знаковых количествах, в таблице не приводятся.

Приведенные данные в дальнейшем обсчитываются по каждой фракции отдельно в определенной последовательности. Вначале выход каждой фракции приводится к стандартной единице веса (1 т). Расчет весового содержания каждого минерала выполняем по формуле, учитывающей удельные веса минералов:

$$p'_i = \frac{P'}{\sum C_i \delta_i} C_i \delta_i,$$

где p'_1 — весовое содержание минерала в данной фракции;

P' — вес фракции;

$C_i \delta_i$ — произведение содержания (объемные проценты) на удельный вес искомого минерала;

$\Sigma C_i \delta_i$ — сумма произведений содержания (объемные проценты) каждого минерала на его удельный вес.

Поскольку величина $\frac{p'}{\Sigma C_i \delta_i}$ для каждой фракции данной пробы будет постоянной, формулу можно записать в таком виде:

$$p'_i = k \cdot C_i \delta_i.$$

Общее весовое содержание акцессорного минерала во всех фракциях пробы коры выветривания составит

$$p'_1 + p'_2 + \dots + p'_i = \sum_1^n p'_i.$$

Содержание этого же минерала в исходной породе будет

$$p_1 + p_2 + \dots + p_i = \sum_1^n p_i.$$

Изложенное иллюстрируется табл. 2.

Таблица 2

Расчет весового содержания минералов в электромагнитной фракции (выход 43,05 кг/т) коры выветривания граносиенита (скв. 0192, Приазовье, —0,25 +0,1 мм)

Минералы	Объемные проценты, (с)	Удельный вес (δ)	с · δ	Весовое содержание		
				г/т	кг/т	кг/м ³
Магнетит	20	5,05	101,0	10 288,87	10,29	18,93
Ильменит	30	4,72	141,6	14 424,79	14,42	26,53
Гидрогётит	50	3,60	180,0	18 336,60	18,34	33,75
			422,6	43 050,26	43,05	79,21

Весовое содержание каждого минерала в пробе получим, объединив данные по фракциям всех классов. В рассматриваемой пробе распределение минералов тяжелой фракции выглядит следующим образом: магнетит 17,9 кг/т, ильменит 20,55 кг/т, гидрогётит 24,58 кг/т, апатит 3,57 кг/т, циркон 0,17 кг/т. Правильность выполненных расчетов проверяется сравнением выхода тяжелой фракции и суммарной величиной весовых содержаний минералов. В рассматриваемой пробе эти величины составляют соответственно 66,74 и 66,77 кг/т.

Для оценки акцессорной минерализации коры выветривания полученные результаты суммарного и поминерального состава тяжелой фракции сопоставляются с таковыми по коренной породе (табл. 3, скв. 0192).

Таблица 3

Распределение весовых содержаний акцессорных минералов в крепких породах и в их коре выветривания

№ скв. и район	Зона или порода	Объемный вес, г/см ³	Выход тяжелой фракции, кг/т		Содержание акцессорных минералов, кг/т			
			суммарный	акцессорный составляющий	циркон	ильменит	магнетит	апатит
0192, Приазовье	Окисно-гидрослюдисто-глинистая	1,84	66,74	42,19	0,17	20,55	17,90	3,57
То же 150, Приазовье	Граносиенит свежий	2,70	209,77	53,18	0,10	16,90	22,53	13,65
	Гранит сильно выветрелый	2,27	44,65	2,32	0,44	—	—	1,68
	Гранит амфибо-биотитовый	2,52	65,35	3,92	0,28	—	1,57	2,07

Сопоставление выходов тяжелых фракций показывает, что общий вес их в направлении от коренных пород вверх по разрезу коры выветривания резко (нередко во много раз) уменьшается. Это явление обусловлено полным превращением темноцветных породообразующих минералов в верхних горизонтах элювиальной толщи в глинистые и охристо-глинистые продукты. Из группы наиболее устойчивых в условиях корообразования минералов присутствуют ильменит и циркон. В случае равномерного распределения в исходной породе этих, а также некоторых других устойчивых акцессорных минералов в коре выветривания сохранится такое же («унаследованное») их распределение. Как указывалось выше, при выветривании вследствие интенсивного выщелачивания резко уменьшается объемный вес породы. В связи с этим для получения одинаковой навески объем породы из коры выветривания потребует существенно больший, чем из коренной породы. Следовательно, содержание каждого из устойчивых акцессорных минералов в единице веса коры выветривания увеличится во столько раз по сравнению с исходной породой, во сколько уменьшится ее объемный вес. Сказанное можно записать в виде пропорции

$$\sum_1^n p'_i : \sum_1^n p_i = d_1 : d_2,$$

где $\sum_1^n p'_i$ и $\sum_1^n p_i$ — содержание акцессорного минерала в коре

выветривания и в свежей породе соответственно; d_2 и d_1 — объемные веса коры и исходной породы.

Применительно к суммарному весовому содержанию аксессуарных минералов пропорция будет иметь вид:

$$p' : p = d_1 : d_2,$$

где p' и p — суммарное весовое содержание аксессуарных минералов в коре выветривания и в исходной породе соответственно.

Справедливость приведенных рассуждений легко проследить на примере данных, приведенных в табл. 3, если вычислить отношение объемного веса свежей породы к объемному весу коры выветривания и отношение содержания циркона и ильменита в коре выветривания к содержаниям в исходной породе. Для разрезов коры выветривания граносиенитов получим: отношение объемных весов 1,47, а коэффициенты обогащения для ильменита 1,22, для циркона 1,70. Как видно, величины отношений объемных весов и отношений весовых количеств аксессуарных минералов характеризуются близкими значениями. Таким образом, по величине отношений объемного веса свежей породы и ее коры выветривания можно с достаточной точностью судить об относительном обогащении устойчивыми минералами любой зоны коры выветривания. Абсолютное весовое содержание как отдельных устойчивых минералов, так и их суммарное количество в элювиальной толще можно, основываясь на приведенных выше пропорциях, определять по формуле

$$\sum_1^n p'_i = \sum_1^n p_i \cdot \frac{d_1}{d_2}, \quad \text{или}$$
$$p' = p \cdot \frac{d_1}{d_2}.$$

Необходимым условием применения этого выражения должно быть унаследованное от коренных пород равномерное распределение устойчивых и весьма устойчивых аксессуарных минералов (циркон, ильменит, монацит, сфен, турмалин, рутил, корунд) в коре выветривания. Формулу можно использовать также при количественной оценке слабо устойчивых аксессуарных в нижней части разреза элювиальной толщи, где эти минералы еще не пертерпели существенных гипергенных изменений.

Величину отношений объемных весов можно, таким образом, назвать коэффициентом аксессуарной минерализации или концентрации устойчивых минералов. Количественную оценку аксессуарной минерализации коры выветривания по результатам изучения искусственных шлихов коренных пород можно применять как один из поисковых критериев россыпных месторождений, как в случае сохранности элювиального профиля, так и в особенности в случае интенсивного или полного его размыва и возможной концентрации тяжелых минералов в осадочных толщах.

Выводы

1. Для сравнения содержаний акцессорных минералов в коре выветривания и коренных пород следует применять метод абсолютных масс, учитывающий изменение объемного веса породы.

2. По отношению абсолютных количеств акцессорных минералов в единице объема свежей и выветрелой породы можно судить о степени устойчивости отдельных минералов в условиях гипергенеза.

3. По степени устойчивости в коре выветривания акцессорные минералы можно подразделить на группы: а) неустойчивые — пирит, магнетит; б) слабоустойчивые — апатит, гранат, силлиманит; в) устойчивые — циркон, ильменит, монацит, сфен; г) весьма устойчивые — турмалин, рутил, корунд.

4. Содержание устойчивых акцессорных минералов в коре выветривания, рассчитанное на единицу веса, увеличивается пропорционально уменьшению объемного веса (относительное обогащение).

5. Для предварительной оценки акцессорной минерализации отдельных зон остаточной коры выветривания достаточно располагать данными минералогического анализа искусственного шлиха коренной породы и величинами объемных весов свежей породы и ее коры.

ЛИТЕРАТУРА

Веклич М. Ф. и др. Особенности образования россыпей до третичного возраста на территории Украинской ССР. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. IV. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Веклич М. Ф. и др. Этапы образования и вещественный состав россыпей Украины. В сб. «Геология россыпей». М., изд-во «Наука», 1965.

Дядченко М. Г. и др. Стадийность процесса изменения ильменита в гипергенных условиях. В сб. «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 6. Изд-во Львовск. ун-та, 1961.

Жердева А. Н., Абулевич В. К. Минералогия титановых россыпей. М., изд-во «Недра», 1964.

Куковский С. Г., Кононов Ю. П. Перехід ильмениту в рутил при гіпергенних процесах. «Геологічний журнал», АН УРСР, вип. 6, 1961.

Ляхович В. В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М., изд-во «Недра», 1967.

Михайлов Б. М. Некоторые вопросы геохимии древней коры выветривания. В сб. «Исследование и использование глин». Изд-во Львовск. ун-та, 1958.

Онищенко Р. И. Про поведінку силіманіту в корі вивітрювання силіманітового гнейсу Побужжя. «Геологічний журнал», № 6, 1967.

Петров В. П. Основы учения о древних корах выветривания. М., изд-во «Недра», 1967.

Ратехин Е. А. О ходе изменения ильменитов в гипергенных условиях, Изд-во Львовского ун-та, № 20, вып. I, 1966.

Ремизов И. Н., Бергер М. Г. Об условиях накопления миоценовых титано-циркониевых россыпей Днепровско-Донецкой впадины. Докл. АН СССР, т. 182, № 4, 1968.

Эльянов М. Д. и др. Геология россыпей Среднего Приднепровья. В сб. «Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений». Вып. I. М., изд-во «Недра», 1964.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЭПОХИ УКРАИНЫ

Сведения о времени рудообразования на территории щита и складчатых областей Украины, помещенные в опубликованных и рукописных работах, хотя и обширны, но во многих случаях недостаточно аргументированы и неопределенны. Ниже приводится в сжатой форме характеристика металлогенических эпох Украины, начиная с наиболее древних. Более полные сведения о возрасте оруденения, в особенности докембрийского, имеются в работах Н. П. Семененко (1953, 1960), Я. Н. Белевцева (1960, 1964, 1967), В. Г. Бондарчука (1966) и других исследователей.

Докембрийские эпохи

Опираясь на данные абсолютной геохронологии по некоторым аксессуарным и рудным минералам, а также по рудоносным формациям метаморфических и магматических пород (таблица), можно наметить следующие основные эпохи рудообразования и рудной минерализации в докембрии.

В раннеархейских (>3000 млн. лет) гранитоидах отмечена аксессуарная монацитовая, цирконовая и ортитовая минерализация. К этому периоду, возможно, относится проявление медно-колчеданного оруденения в диабазо-спилитовой и кератофировой формациях и наиболее древние интрузии никеле- и кобальтоносных ультрабазитов (Среднее Приднепровье).

В позднем архее (>2700 млн. лет), по мнению некоторых исследователей, происходило образование железистых кварцитов, залегающих среди метаморфических толщ, более древних, чем криворожская серия. Позднеархейскими являются, судя по определениям абсолютного возраста, ультрабазиты Октябрьского массива (2700 млн. лет), несущие титаномагнетитовое и медно-никелевое оруденение. В ультрабазитах этого массива встречены сульфидно-карбанатные прожилки, галенит из которых показал возраст 2700 млн. лет.

Нижнепротерозойскими (2700—2000 млн. лет) являются побужские хромитоносные и кобальт-никельсодержащие ультрабазиты. В этом же районе отмечены магнетито-пироксеновые скарны, связанные с кальцифировой формацией и прорывающими ее гранитоидами (2700—2000 млн. лет). В тальково-магнезитовых породах Веселянского месторождения (Конкская зона), образовавшихся по ультрабазитам, установлены кварц-карбанатные прожилки с галенитом, показавшим возраст 2380 ± 200 млн. лет. В нижнепротерозойских гранитоидах во многих районах наблюдается аксессуарная редкоземельная минерализация (ортит, монацит, циркон).

Сведения об абсолютном возрасте некоторых рудных и аксессуарных минералов

Место взятия образца	Название породы	Возраст в млн. лет	Источник
1	2	3	4

Галенит

Октябрьский массив	Галенит из кварц-карбонатного прожилка в ультраосновных породах	2700	Царовский, 1954
Конкская магнитная аномалия, Веселянский участок	Галенит из прожилка в магнезитовых породах	2380±200	Тугаринов и др., 1956
Кривой Рог	Галенит из сульфидного прожилка в железистых кварцитах	1820±100	То же
Кривой Рог	Галенит в гидрогематитовых рудах	970±200	„

Уранинит

Левый борт Южного Буга, б. Безымянная	Гнейс гиперстен-плагиоклазовый Гранит метасоматический	1800	Геохронология докембрия Украины под ред. Н. П. Семененко
Река Южный Буг, б. Ивановская		1790—1800	

Ортит

Запорожье, с. Ямбург, карьер Криворожско-Кременчугской синклинали, б. Злодейка	Гранодиорит	3130	Геохронология докембрия Украины под ред. Н. П. Семененко
		3000	
Запорожье, р. Вольнянка, у с. Левито-Михайловка	Пегматоидный гранит	2950	То же
Р. Саксагань, верховье	Мигматит	2900	„
Р. Ингулец, б. Кровавая, Демурицкий блок Криворожско-Кременчугская синклиналь, с. Старое Савро	Порфиroidный гранит	2900	„
	Мигматит	2870	„

Там же, с. Ренихово	"	2720	"
Там же, с. Искровка	"	2670	"
Там же, с. Савовка	"	2600	"
Запорожье — Мишурип Рог, с. Бородаевка	Гранит розово-серый	2600	"
Криворожско-Кременчугская синклиналь, с. Реево	Мигматит	2500	Геохронология докембрия Украины под ред. Н. П. Семененко
Ингулецкий блок, с. Реево	"	2380	То же
Корсунь-Новомиргородский, с. Васильевка	Гранит рапакиви	2300	"
Корсунь-Новомиргородский, г. Шпола, Устиновский карьер	" "	1100—2270	"
Приазовье, с. Лидино	" "	2180	"
Саксаганский блок, с. Репихово	Мигматит	2150	"
Приазовье, с. Салтычье	Гранит	2130	"
Корсунь-Новомиргородский плутон, Пруднянский карьер	Гранит рапакиви	1000—1350	"

Монацит

Запорожье, б. Сухенькая	Гранит пегматоидный розовый	3440	"
Днепропетровск, с. Таромское, карьер	Гнейс	2610—3060	"
Запорожье, б. Абрамовка	Гранит пегматоидный розовый	3280	"
Запорожье, карьер у плотины	Плагиогранит	2550	"
Южный Буг, русло Бакшалы	Прожилок пегматита в магматитах	2460	"
Великомечетнянская синклиналь, восточное крыло	Пегматит среди чарнокитов	2430	"
Корсунь-Новомиргородский плутон, с. Подольяны	Гранит чудново-бердичевский	2100—2380	"
Там же, ст. Пиков	" " "	2300	"
р. Тетерев, с. Подольяны	" " "	2100—2300	"
Там же, с. Кривошеенцы	" " "	1960—2290	"
" ст. Пиков	"	2270	"
Арбузинская антиклиналь, с. Благодатное	Гранит пегматоидный	1900—2250	"
Тамлыкская синклиналь, западное крыло с. Полонистое	Пегматит среди чарнокитов	2250	"

Место взятия образца	Название породы	Возраст в млн. лет	Источник
1	2	3	4
Чудново-Бердичевские граниты, с. Райки Арбузинская антиклиналь, центральная часть	Гранит чудново-бердичевский Гранит трахитоидный	2240 2060—2230	" " Геохронология докембрия Украины под ред. Н. П. Семененко
Великомечетнянская синклинал, восточное крыло	Гранит порфировидный	1940—2230	То же
Чудново-Бердичев, с. Сомерко	То же	2220	"
Житомирский район, р. Березовка	Гранит	1720—2220	"
Ташлыкская синклинал, западное крыло, р. Ятрань	Пегматит среди чарнокитов	2220	"
Чудново-Бердичевские граниты, с. Желяев	Гранит	2190	"
Верблюжский массив, с. Чечелиевка	Черно кварцевый гранит	2140—2190	"
Боковьянский массив, с. Брадолюбовка	Гранит	1960—2190	"
Петропольский массив, с. Петрополь	То же	2180	"
Приазовье, с. Лидино	"	2130—2180	"
Арбузинская антиклиналь, с. Трикраты	Гранит трахитоидный	2000—2180	"
Первомайская антиклиналь, западное крыло, с. Пеньковка	Гранит пегматоидный	1930—2180	"
Там же, б. Васильева	То же	1930—2180	"
" с. Пеньковка	"	1930—2180	"
Чудново-Бердичевск, с. Кривошеенцы	Гранит порфировидный	2180	"
Верблюжский массив, с. Чепелиевка	Черно кварцевый гранит	1890—2160	"
Арбузинская антиклиналь, р. Бол. Корабельная, б. Васильевка	Гранит пегматоидный	1960—2150	"
р. Синица, с. Собатиновка, ГЭС	Гранит пегматоидный	1970—2150	"
Чудново-бердичевские граниты, с. Райки	Гранит чудново-бердичевский	2140	"
Там же, с. Глуховцы	То же	2140	"
р. Синица, с. Собатиновка, ГЭС	Гранит пегматоидный	1800—2130	"
Семеновская синклинал, р. Бол. Корабельная,			"
Семеновский брод	То же	1730—2120	"
Новоукраинский массив, хут. Прибрежный			"

Первомайская антиклиналь, западное крыло, с. Николаевка	Гранит трахитоидный Гранит	1900—2120 2000—2120	” ”
Верблужский массив, с. Чечелиевка	Чернокварцевый гранит	2000—2120	Геохронология докембрия Украины под ред. Н. П. Семененко То же
Город Чуднов	Гранит чудново-бердичевский	2100	”
Долинский массив, бассейн Ингульца, хут. Шевченко	Гранит порфиоровидный	2100	”
Новоукраинский массив, р. Сугоклея, с. Живые Воды	Гранит трахитоидный	1830—2100	”
Арбузинская антиклиналь, с. Табаровка	То же	1900—2100	”
Там же, с. Кривая Пустошь	”	2010—2100	”
Первомайская антиклиналь, западное крыло, с. Конополь	Гранит пегматоидный	1940—2090	”
Боковьянский массив, с. Гуровка	Гранит мелкозернистый	2060—2080	”
Там же	То же	2060—2080	”
Семеновская синклиналь, восточное крыло, р. Бол. Корабельная	Гранит метасоматический	1760—2080	”
Южный Буг, с. Николаевка	Метасоматит	1900—2050	”
Чудново-Бердичев, с. Лудковцы	Гранит плагиоклазовый	2050	”
Боковьянский массив, с. Гуровка	Гранит мелкозернистый	2040	”
Южный Буг, устье б. Конкской	Гранит аплитоидный	1820—2040	”
Чудново-Бердичев, с. Скраглевка	Гранит биотитовый	2030	”
Первомайская антиклиналь, западное крыло, с. Наднево	Гранит пегматоидный	1980—2020	”
Южный Буг, правый берег, с. Чаусово	То же	1930—2020	”
Там же	”	1980—2020	”
Первомайская антиклиналь, зап. крыло, с. Токаревка	”	1690—2010	”
Чудново-Бердичев, с. Подолянцы	Гранит биотитовый	2000	”
Семеновская синклиналь, р. Бол. Корабельная, б. Крикливка	Зона биотитизации в граните	1780—2000	”
р. Мертвод, с. Ахтове	Зона катаклаза среди трахитоидных гранитов	1600—2000	”
Там же	То же	2000	”

Место взятия образца	Название породы	Возраст в млн. лет	Источник
1	2	3	4
Новоукраинский массив, ст. Адабаш	Гранит трахитоидный	1810—2000	Геохронология докембрия Украины под ред. Н. П. Семененко
Город Бобринец, р. Бобринка	Гранит	1990	То же
Южный Буг, с. Константиновка	Гранит метасоматический	1780—1990	"
Арбузинская антиклиналь, р. Бол. Корабельная, с. Булацево	Бластомилониты среди пегматитов	1870—1990	"
Там же	То же	1990	"
Река Черный Ташлык, с. Захаровка	Гранит трахитоидный	1820—1980	"
Арбузинская антиклиналь, б. Малый Ташлык, с. Мигия	Гранит	1470—1950	"
Река Плетеный Ташлык, ст. Капустино,	Гранит трахитоидный	1790—1940	"
Река Сухоклея, с. Крупское	То же	1750—1930	"
Арбузинская антиклиналь, центральная часть	Гранит порфиробластовый	1880—1930	"
Призовье, с. Карань	Гранит	1900	"
Город Бобринец, р. Бобринка	То же	1900	"
Бассейн р. Роси, с. Погребнице	"	1900	"
Побужье, р. Черный Ташлык	"	1685—1895	"
Ташлыкская синклинали, осевая часть, с. Новопавловка	"	1880	"
р. Черный Ташлык, с. Новоульяновка	Гранит трахитоидный	1880	"
Там же, с. Новопавловка	Гранит аплитоидный	1680—1880	"
Призовье, с. Лидино	Гранит	1870	"
Верблюжский массив, с. Чечелиевка	Гнейс	1860	"
Призовье, с. Анадол	Гранит	1850	"
Семеновская синклинали, восточное крыло, б. Ягодзинская	Зона биотитизации в метасоматических гранитах	1815—1840	"
Бассейн р. Роси, с. Круподеренцы	Гранит	1820	"
Р. Тетерев, с. Старошейко	Гранит биотитовый	1800	"
Там же	То же	1800	"

Там же, с. Покостовка	Гранит биотитовый	1780	”
”	То же	1780	”
Р. Южный Буг, б. Ивановская	Гранит метасоматический	1740—1780	Геохронология докембрия Украины под ред. Н. П. Семененко
Долинский массив, р. Гнилопять, с. Рудня	Гранит порфировидный	1770	То же
Там же	То же	1770	”
Р. Южный Буг, б. Ивановская	Метасоматит	1750	”
Приазовье, с. Старый Крым	Гнейс биотитовый	1650	”
Арбузинская антиклиналь, центральная часть, Софиевский карьер	Гранит трахитоидный	1620	”
Там же	То же	1540	”
” Подгороднянский карьер	”	1500	”
”	”	1470	”

Циркон

Р. Саксагань, верховье	Гнейс	2830—3150	”
Там же	То же	2810—3100	”
р. Саксагань, верховье	Гнейс	2820—2880	”
Там же	То же	2660—2780	”
Запорожье, Мишурип Рог, у с. Звонецкое	Мигматит	2670	”
Р. Днепр, левый берег, против устья б. Башмачки	Мигматит	2170	”
Р. Тетерев, с. Подолянцы	Гранит чудново-бердичевский	2000—2170	”
Приазовье, с. Лидино	Ксенолит гранита	1980	”
Р. Бол. Корабельная, б. Васильковка	Гранит пегматоидный	1710—1970	”
Первомайская антиклиналь, западное крыло	То же	1630—1950	”
Р. Южный Буг, с. Конополь	”	1570—1950	”
Там же, р. Синица, с. Саботитово, ГЭС	”	1770—1900	”
Р. Южный Буг, б. Ивановская	Гранит метасоматический	1750	”
Корсунь-Новомиргородский плутон, с. Васильковка	Гранит рапакиви	1950—1750	”
Город Шпола	То же	1300—1700	”

Наиболее продуктивными в докембрий являются средне- и верхне-протерозойская эпохи рудообразования. К этим эпохам относится образование большей части железистых кварцитов и связанных с ними богатых железных руд (возраст рудовещающих пород 2000—1700 млн. лет); апогранитов и пегматитов с редкометальным оруденением (2200—1500 млн. лет); нефелиновых сиенитов с ниобиево-циркониевым оруденением (1700—1500 млн. лет); метасоматических сиенитов и гранитов с оловянным, тантало-ниобиевым и полиметаллическим оруденением (1600—1100 млн. лет); апогранитов с редкометальной минерализацией (типа екатерининских); сульфидного оруденения (возраст галенитов 1820—970 млн. лет).

С заключительной докембрийской — рифейской эпохой рудообразования связана трапповая формация, сопровождающаяся медным и, по-видимому, медно-никелевым оруденением (северо-западный склон щита). Вполне вероятно, что с трапповой формацией ассоциируют алмазоносные кимберлиты, нахождение которых возможно на периферии щита.

Для выяснения закономерностей развития магматизма и связанного с ним эндогенного оруденения принципиально важное значение приобретает выявление последовательности формирования интрузивных и эффузивных пород, их эволюции во времени и связи с другими геологическими процессами. При решении этих вопросов в условиях Украинского щита приходится сталкиваться с большими трудностями, главным образом образом из-за неудовлетворительной изученности стратиграфии докембрийских толщ и возраста интрузивных пород.

В последние годы благодаря широкому внедрению методов абсолютной геохронологии сведения о возрасте докембрийских пород существенно пополнились (Комлев, 1958, 1962; Ивантишин, 1963; Виноградов, 1964; Семененко, 1958, 1965; Каляев и др., 1968 и др.). Накопленные данные позволяют датировать в первом приближении осадочно-метаморфические и магматические комплексы пород. Разумеется, речь может идти пока лишь о грубом возрастном подразделении — в ранге формаций, отвечающих длительным этапам развития.

В понимании некоторых исследователей часть выделенных формаций представляет собой целые ряды или комплексы формаций.

Перечень формаций составлен с учетом их стратиграфической и геохронологической последовательности. Однако для некоторых формаций соответствующие сведения либо отсутствуют, либо неоднозначны и принятое их положение в общем формационном перечне в значительной мере условно. Особенно это касается разнообразных гранитоидов архейского и раннепротерозойского возраста, соотношение которых между собой, а также со стратифицированными образованиями еще не совсем ясно. Спорным остается также возрастное положение мигматитовой и гнейсовой формаций. Не исключено, что они включают разновозрастные комплексы

пород. Несмотря на отмеченные и другие неясные моменты, принятое формационное деление позволяет высказать в предварительной форме некоторые соображения об особенностях развития магматизма в докембрии.

Многие исследователи справедливо подчеркивали своеобразие докембрийского магматизма: необыкновенно широкое развитие гранитизации, анатексиса, реоморфизма (Судовиков, 1967; Белевцев, 1967 и др.). Вместе с тем по мере уточнения возрастной последовательности докембрийских интрузивных и эффузивных образований Украинского щита начинает вырисовываться определенная направленность развития магматических процессов в докембрии, во многом напоминающим эволюцию магматизма в послепротерозойских складчатых областях.

В ранний этап развития щита, в архее, весьма широкое распространение получили спилит-диабазовые вулканы, а также интрузии ультрабазитов. Они отвечают, по терминологии одних исследователей, протогеосинклинальной, а по терминологии других — нуклеарной стадии развития земной коры. Аналогичная картина, как известно, наблюдается на ранних этапах развития в послепротерозойских эвгеосинклиналях. В позднем архее в раннем протерозое доминирующее значение приобретают процессы гранитообразования, сопровождаемые мигматизацией и огнейсованием суперкристалльных толщ. К этому времени, по-видимому, относится и формирование крупных куполовидных и валоподобных гнейсо-мигматито-гранитных геоантиклинальных поднятий (инфраструктур), обнаруживающих сходство с геоантиклиналями и консолидированными массивами послепротерозойских складчатых областей. Очевидно, период мощного гранитообразования соответствует инверсионно-складчатому этапу развития Украинского щита, что свойственно и послепротерозойским складчатым областям. В заключительные стадии развития докембрийского гранитоидного магматизма произошло формирование аляскитовых, двуслюдяных (токовских, днепровских, мокромосковских и др.), аплито-пегматоидных гранитов и апогранитов, характерных, как известно, для позднегеосинклинального и орогенного этапов развития молодых складчатых областей.

К орогенному этапу, отличающемуся интенсивным проявлением складчато-глыбовых дислокаций, относится внедрение комплекса габбро-лабрадоритов и гранитов рапакиви (Коростенский и Корсунь-Новомиргородский массивы; Полканов, 1948). Аналогом своеобразных рапакиви в молодых складчатых областях могут служить гигантопорфировые граниты, например, «сретенские» гранитоиды в Восточном Забайкалье, образование которых происходило в процессе складчато-глыбовых дислокаций в заключительную фазу киммерийского тектогенеза. К орогенному этапу были приурочены гипабиссальные интрузии порфиоров, диабазов, а также эффузивная деятельность (порфириты, порфиры овручской серии), протекавшая, вероятно, отчасти в континентальных условиях.

Установлено, что гипабиссальные интрузии и порфиристо-порфировая вулканогенная (наземная) формация в молодых складчатых областях соответствуют периоду обострения складчато-глыбовых дислокаций, наступающему после замыкания геосинклиналей (Князев, 1966).

Ко времени консолидации Украинского щита, а возможно уже к платформенной стадии его развития, относятся интрузии щелочных гранитов, сиенитов, нефелиновых сиенитов (Октябрьский массив). Повышенной щелочностью отличаются нередко также и гранитоидные интрузии конечных этапов формирования послепротерозойских складчатых областей.

В платформенный этап (рифей—кембрий) происходили излияния траппов на северо-западной окраине щита, сопровождавшиеся экструзиями диабазов. Для эпиплатформенной стадии развития послепротерозойских складчатых областей характерен базальтовый магматизм.

Наличие сходных черт в развитии тектоно-магматических процессов в докембрийских и более молодых складчатых областях предопределяет некоторые общие особенности их металлогении. Аналогия обнаруживается прежде всего в определенной металлогенической специализации однотипных магматических формаций.

Так, с ультрабазитовой формацией раннего этапа развития щита генетически связаны кобальт-никелевые месторождения (в коре выветривания), а также хромиты, талько-магнезиты, асбест, повышенные концентрации платиноидов (Побужье, Среднее Приднепровье). К диабазо-спилитовой формации приурочены колчеданные, медноколчеданные, золото-колчеданные, медно-кобальт-никелевые рудопроявления. Названные типы оруденения типичны и для ранних этапов развития послепротерозойских эвгеосинклиналей (Урал).

Редкометальное оруденение в Украинском щите, как и в послепротерозойских складчатых областях, генетически связано преимущественно с апогранитовой, пегматитовой и сиенито-гранитовой формациями орогенного этапа. Намечается подобие самых общих (региональных) закономерностей размещения эндогенного оруденения в щитах и послепротерозойских складчатых областях. В частности, и в тех и в других областях наблюдается концентрация месторождений в замкнутых рудных поясах (Князев, 1965; Князев, Агеев, Кравченко, 1968).

Известно, что Украинский щит обладает складчато-глыбовым строением. Глыбовые деформации в фундаменте, как это установлено на примере Большого Кривого Рога, происходили еще в раннюю стадию его формирования. Об этом свидетельствует появление в архее своеобразных гранито-гнейсовых консолидированных массивов (инфраструктур) и окаймляющих их мобильных поясов, отличающихся широким развитием вулканогенных и ультраосновных интрузивных пород. Очевидно, в мобильных поясах и на окраинах консолидированных массивов, начиная с архея, функциони-

ровали глубинные магмоподводящие разломы. Здесь же, по преимуществу, локализованы архейские и протерозойские месторождения черных, цветных и редких металлов, что и обусловило проявление окаймляющих консолидированных массивов замкнутых рудных поясов. Концентрация эндогенного оруденения в замкнутых рудных поясах на периферии срединных и консолидированных массивов — одна из главных закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых и в послепротерозойских складчатых областях, отличающихся складчато-глыбовым строением (Князев, 1957, 1965, 1967).

Значительная часть эндогенных рудных месторождений в Украинском щите, так же как и в молодых складчатых областях, образовалась в послегеосинклинальный период, когда ведущую роль играли складчато-глыбовые дислокации. Глыбовые дислокации в позднем протерозое во многих районах щита сопровождали интрузивной и экструзивно-эффузивной деятельностью (Овручская, Суцано-Пержанская, Подольская мобильные зоны, Приазовье).

Своеобразный тектонический складчато-глыбовый режим, по видимому, предопределил некоторые специфические особенности интрузивных образований этого этапа. Широкое развитие получают аляскитовые, двуслюдяные граниты, апограниты, пегматиты, аплиты, а также различные гипабиссальные интрузии. Резко возрастает роль субщелочных и щелочных пород. Складчато-глыбовые дислокации способствовали отделению насыщенных летучими дериватов магм и рудообразующих флюидов (Князев, 1966, 1967). Кристаллизация магм, обедненных летучими, привела к образованию гипабиссальных и малых интрузивов, весьма характерных для областей, претерпевших глыбовые дислокации.

Обращает на себя внимание преимущественная приуроченность магматических проявлений позднего протерозоя к периферии Украинского щита. Очевидно, к этому времени он представлял собой консолидированный и относительно стабильный массив, окруженный мобильными (ослабленными) зонами. В этих зонах локализовано редкометальное, полиметаллическое, флюоритовое и другие типы эндогенного оруденения.

Последокембрийские эпохи

В настоящее время имеются определенные основания допустить наличие на территории Украины рудопроявлений каледонского, герцинского, киммерийского и альпийского возраста.

К каледонским с некоторой долей условности можно отнести колчеданные, железорудные, марганцевые и отчасти полиметаллические рудопроявления в Раховском массиве, а также в Чивчинских горах. Многие рудопроявления здесь залегают в палеозойских и докембрийских породах и претерпели совместно с ними интенсивный метаморфизм (Е. К. и Э. Л. Лазаренко, 1964). Суль-

Установлено, что гипабиссальные интрузии и порфиристо-порфировая вулканогенная (наземная) формация в молодых складчатых областях соответствуют периоду обострения складчато-глыбовых дислокаций, наступающему после замыкания геосинклиналей (Князев, 1966).

Ко времени консолидации Украинского щита, а возможно уже к платформенной стадии его развития, относятся интрузии щелочных гранитов, сиенитов, нефелиновых сиенитов (Октябрьский массив). Повышенной щелочностью отличаются нередко также и гранитоидные интрузии конечных этапов формирования послепротерозойских складчатых областей.

В платформенный этап (рифей—кембрий) происходили излияния траппов на северо-западной окраине щита, сопровождавшиеся экструзиями диабазов. Для эпиплатформенной стадии развития послепротерозойских складчатых областей характерен базальтовый магматизм.

Наличие сходных черт в развитии тектоно-магматических процессов в докембрийских и более молодых складчатых областях предопределяет некоторые общие особенности их металлогении. Аналогия обнаруживается прежде всего в определенной металлогенической специализации однотипных магматических формаций.

Так, с ультрабазитовой формацией раннего этапа развития щита генетически связаны кобальт-никелевые месторождения (в коре выветривания), а также хромиты, талько-магнезиты, асбест, повышенные концентрации платиноидов (Побужье, Среднее Приднепровье). К диабазо-спилитовой формации приурочены колчеданные, медноколчеданные, золото-колчеданные, медно-кобальт-никелевые рудопроявления. Названные типы оруденения типичны и для ранних этапов развития послепротерозойских эвгеосинклиналей (Урал).

Редкометальное оруденение в Украинском щите, как и в послепротерозойских складчатых областях, генетически связано преимущественно с апогранитовой, пегматитовой и сиенито-гранитовой формациями орогенного этапа. Намечается подобие самых общих (региональных) закономерностей размещения эндогенного оруденения в щитах и послепротерозойских складчатых областях. В частности, и в тех и в других областях наблюдается концентрация месторождений в замкнутых рудных поясах (Князев, 1965; Князев, Агеев, Кравченко, 1968).

Известно, что Украинский щит обладает складчато-глыбовым строением. Глыбовые деформации в фундаменте, как это установлено на примере Большого Кривого Рога, происходили еще в раннюю стадию его формирования. Об этом свидетельствует появление в архее своеобразных гранито-гнейсовых консолидированных массивов (инфраструктур) и окаймляющих их мобильных поясов, отличающихся широким развитием вулканогенных и ультраосновных интрузивных пород. Очевидно, в мобильных поясах и на окраинах консолидированных массивов, начиная с архея, функциони-

ровали глубинные магмоподводящие разломы. Здесь же, по преимуществу, локализованы архейские и протерозойские месторождения черных, цветных и редких металлов, что и обусловило проявление окаймляющих консолидированных массивов замкнутых рудных поясов. Концентрация эндогенного оруденения в замкнутых рудных поясах на периферии срединных и консолидированных массивов — одна из главных закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых и в послепротерозойских складчатых областях, отличающихся складчато-глыбовым строением (Князев, 1957, 1965, 1967).

Значительная часть эндогенных рудных месторождений в Украинском щите, так же как и в молодых складчатых областях, образовалась в послегеосинклинальный период, когда ведущую роль играли складчато-глыбовые дислокации. Глыбовые дислокации в позднем протерозое во многих районах щита сопровождалась интрузивной и экструзивно-эффузивной деятельностью (Овручская, Суцано-Пержанская, Подольская мобильные зоны, Приазовье).

Своеобразный тектонический складчато-глыбовый режим, по видимому, предопределил некоторые специфические особенности интрузивных образований этого этапа. Широкое развитие получают аляскитовые, двуслюдяные граниты, апограниты, пегматиты, аплиты, а также различные гипабиссальные интрузии. Резко возрастает роль субщелочных и щелочных пород. Складчато-глыбовые дислокации способствовали отделению насыщенных летучими дериватов магм и рудообразующих флюидов (Князев, 1966, 1967). Кристаллизация магм, обедненных летучими, привела к образованию гипабиссальных и малых интрузивов, весьма характерных для областей, претерпевших глыбовые дислокации.

Обращает на себя внимание преимущественная приуроченность магматических проявлений позднего протерозоя к периферии Украинского щита. Очевидно, к этому времени он представлял собой консолидированный и относительно стабильный массив, окруженный мобильными (ослабленными) зонами. В этих зонах локализовано редкометальное, полиметаллическое, флюоритовое и другие типы эндогенного оруденения.

Последокембрийские эпохи

В настоящее время имеются определенные основания допустить наличие на территории Украины рудопроявлений каледонского, герцинского, киммерийского и альпийского возраста.

К каледонским с некоторой долей условности можно отнести колчеданные, железорудные, марганцевые и отчасти полиметаллические рудопроявления в Раховском массиве, а также в Чивчинских горах. Многие рудопроявления здесь залегают в палеозойских и докембрийских породах и претерпели совместно с ними интенсивный метаморфизм (Е. К. и Э. Л. Лазаренко, 1964). Суль-

фидные руды рассланцованы, залегают согласно в виде линз в слюдистых сланцах и кварцитах, повторяя тонкую плейчатость вмещающих кристаллических сланцев. Галенит нередко обнаруживает гнейсовидную структуру (рудопоявление Кобылецкая поляна). Претерпели метаморфизм и складчатые дислокации также гематит-магнетитовые и родонит-родохрозитовые руды, залегающие среди кварц-слюдистых, кварц-серицитовых сланцев и кварцитов (Лазаренко и др., 1963). Абсолютный возраст метаморфических пород Раховского массива, по данным Н. П. Семененко (1965), составляет 580—700 млн. лет, а время проявления каледонских тектоно-магматических процессов, с которыми можно связывать оруденение Раховского массива и Чивчинских гор, датируется в пределах 380—440 млн. лет.

Каледонский тектогенез, проявившийся в Карпатской геосинклинали, охватил также юго-западную окраину Русской платформы. К этому времени относится формирование Вольно-Подольского перикратонного прогиба, отчлененного от Украинского щита протяженными краевыми разломами близмеридионального и иного простирания. Вблизи краевых нарушений в Приднестровье сконцентрированы многочисленные свинцово-цинковые, флюоритовые, медные рудопоявления, залегающие преимущественно среди рифейских и кембрийских платформенных отложений, а также в породах докембрийского фундамента. К этой же зоне тяготеют фосфоритовые месторождения (иногда с полиметаллической минерализацией), приуроченные к кембро-силурийским отложениям. Нескольким западнее на значительной территории получило распространение телетермальное медное оруденение (типа медистых песчаников) в девонских отложениях. Образование всех этих типов полезных ископаемых вероятнее всего связано с раннекаледонскими и позднекаледонскими фазами тектогенеза.

В литературе имеются указания (Семененко и др., 1965) о вулканической деятельности в кембрии в западной части Украинского щита — ортофиры с возрастом 500 млн. лет в бассейне р. Соби.

Герцинский тектогенез охватил территорию Донбасса, прилегающую к нему районы Днепровско-Донецкого авлакогена, Приазовье, а также, по-видимому, северо-восточный склон Украинского щита и юго-западный склон Воронежского массива. К этому циклу относится формирование Покрово-Киреевского комплекса щелочных пород (360 млн. лет), экструзивно-эффузивных образований кератофиро-спилитовой формации (280—360 млн. лет), малых интрузий и даек лампрофировой формации (206—298 млн. лет), распространенных преимущественно в Донбассе и в зоне его сочленения с Приазовьем.

С покрово-киреевским комплексом щелочных пород пространственно и, вероятно, генетически связано флюоритовое оруденение, сопровождающееся местами полиметаллической минерализацией. В девонских базальтах на юге Донбасса известны рудопоявления меди, а в девонских отложениях — оруденение типа медистых пес-

чаников. В Нагольном краже в карбоновых отложениях известны многочисленные мезотермальные полиметаллические рудопроявления. Телетермальное свинцово-цинковое оруденение установлено в отложениях карбона на северной и северо-западной окраинах Донбасса. В Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловинах среди пермских отложений широкое развитие получило телетермальное медное оруденение. В пределах Главной антиклинали Донбасса и в купольных структурах на ее северо-западном продолжении установлены ртутные месторождения. Все перечисленные типы оруденения в Донбассе и смежных с ним районах локализованы в отложениях не моложе триаса, что может служить косвенным подтверждением их герцинского, точнее позднегерцинского возраста. Правда, некоторые исследователи высказываются за киммерийский и даже альпийский возраст ртутного оруденения Донбасса, однако вполне убедительных данных для такого суждения не имеется.

Герцинскими могут быть некоторые флюоритовые, медные, полиметаллические и другие рудопроявления в Приазовье, поскольку, примыкая к Донбассу, они безусловно вовлекались в дислокации этого возраста, а следовательно, и подвергались минерализации. Герцинские дайковые породы андезитового состава установлены в бассейне р. Каратыша и в других пунктах Приазовья (Бернадская, Усенко, 1965 г.).

К киммерийскому тектоно-магматическому циклу относится формирование спилит-кератофировой формации, гипабиссальных и малых интрузий основного и среднего состава в Крымской геосинклинали. В экзоконтактовых зонах гипабиссальных интрузий (J_2), внедрившихся в песчано-сланцевые отложения таврической серии ($T-J_2$), наблюдаются широкие ореолы пиритизации, сопровождающейся скудной полиметаллической минерализацией (Аю-Даг, окрестности Алушты). В пиритизированных сланцах из западного экзоконтакта интрузии Аю-Даг в отобранных нами пробах установлено присутствие золота до 2 г/т. Сульфидная минерализация наблюдалась также в дайках и силлах, пересекающих интрузии и таврическую серию. Это оруденение с полным основанием можно считать киммерийским. Не исключено, что позднекиммерийскими являются также некоторые ртутные и полиметаллические рудопроявления Горного Крыма, поскольку соответствующая минерализация не обнаружена в отложениях моложе нижнемеловых.

В Закарпатье верхнекиммерийскими, по-видимому, являются малые интрузии лецолитов и диабазов (район рек Бол. и Мал. Уголек), среди которых к зонам лиственнитизации приурочены никель-кобальтовые сульфидные (бравойт, пирит, марказит) рудопроявления.

Киммерийские дислокации проявились сравнительно интенсивно на северной окраине Донбасса, где триасовые, юрские и меловые отложения смяты в близширотные линейные и брахиаль-

ные складки. Выявленные здесь единичные полиметаллические рудопроявления и металлометрические аномалии меди, свинца, бария могут свидетельствовать о проявлении киммерийского оруденения. В юрских отложениях западной окраины Донбасса и Днепровско-Донецкого авлакогена установлены сидеритовые руды. Среди меловых отложений во многих районах Украины известны фосфориты.

В юрское-меловое время на территории щита, по мнению многих исследователей, происходило формирование коры выветривания и связанных с нею месторождений кобальт-никелевых, железоникелевых, бокситовых руд на ультраосновных и основных породах и каолинов на гранитоидах. С корой выветривания ильменит-содержащих основных пород Коростенского плутона связано образование мезо-кайнозойских ильменитовых россыпей.

Этим в сущности и ограничиваются известные сведения о киммерийском оруденении. Несравненно разнообразнее и богаче представлено на Украине альпийское оруденение.

В Закарпатье с альпийской, точнее неогеновой, металлогенической эпохой связано образование ртутного, золото-полиметаллического, барит-полиметаллического, алунитового, теллуру-висмутового, сидеритового оруденения. Абсолютный возраст гранит-порфиров и диорит-порфиров, с которыми пространственно связано ртутное оруденение в окрестностях с. Вышково, датируется в пределах 10,5—12,5 млн. лет (Багдасарян, Данилович, 1968). Липарит-дацитовые туфы, вмещающие Береговское золото-полиметаллическое месторождение, и экструзии перлита в туфах показывают возраст 11—13 млн. лет. Неогеновый (тортон-сарматский) возраст рудовмещающей эффузивно-осадочной толщи подтвержден и фаунистически.

В Карпатах и Прикарпатье в неогене проявилось эпitherмальное ртутное, мышьяково-сурьмяное, телетермальное медное и свинцово-цинковое оруденение. В Предкарпатском передовом прогибе к неогеновой эпохе относится накопление крупнейших месторождений самородной серы и калийных солей. В этом же регионе и в примыкающем к нему с северо-востока Вольно-Подольском перикратонном прогибе в третичных отложениях установлены карбонатные марганцевые руды, повышенные концентрации стронция (в виде стронцианита).

В Крыму, на Керченском полуострове и в Присивашье в отложениях киммерийского яруса сосредоточены значительные запасы железных руд. Железные руды керченского типа характерны также для киммерийских отложений Приазовья и Причерноморского перикратонного прогиба. К альпийскому тектоно-магматическому циклу некоторые исследователи относят формирование ртутной и полиметаллической минерализации в Горном Крыму.

На юго-восточном склоне Украинского щита к олигоценовым отложениям приурочены крупнейшие в мире месторождения окисных и карбонатных марганцевых руд. На территории щита и на

его северо-восточном склоне в третичный и четвертичный периоды накапливались многочисленные россыпи минералов титана, циркона, а также редкометалльных минералов (касситерит, колумбит и др.). Титановые и циркониевые россыпи характерны для третичных отложений Днепровско-Донецкого авлакогена. Установлены они и в современных прибрежных отложениях Приазовья и Причерноморья.

В отложениях бучакского яруса на склонах Украинского щита известны месторождения бокситов. В третичных отложениях в некоторых районах Украины выявлены фосфориты.

При сопоставлении металлоносности постпротерозойских складчатых областей Украины (Советские Карпаты, Донбасс, Крым) обнаруживается, что, несмотря на их разновозрастность, ведущие типы оруденения у них оказываются сходными. Для каждого из упомянутых регионов характерно ртутное, полиметаллическое и золото-полиметаллическое оруденение. Сходство металлогенической специализации можно усматривать в принадлежности их к мнгогеосинклиналильному типу (с относительно слабым проявлением интрузивного и эффузивного магматизма), в преобладании терригенных (флишевых, флишоидных, пестроцветных формаций) и в аналогии регионального структурного положения (складчатое обрамление Украинского щита). Разумеется, у каждого из этих регионов имеются также и специфические металлогенические особенности.

В заключение необходимо подчеркнуть, что фактические данные о возрасте эндогенного оруденения в ряде регионов Украины не точны и противоречивы. Неясным остается возраст многих сульфидных, редкометалльных, флюоритовых месторождений и рудопоявлений в Донбассе, Подолии и на территории Украинского щита. В этом отношении предстоит провести еще многосторонние и очень сложные исследования. Уточнение возраста эндогенного оруденения важно не только в чисто научном отношении, но приобретает большое значение и для целей прогнозирования. При решении этой задачи следует шире привлекать методы абсолютной геохронологии по рудным и сопровождающим их жильным минералам.

ЛИТЕРАТУРА

Багдасарян Г. П., Данилович Л. Г. Новые данные об абсолютном возрасте вулканических образований Закарпатья. М., Изв. АН СССР, № 9, 1968.

Белевцев Я. Н., Каляев Г. И. и др. Металлогения железорудной провинции Украины. В сб. «Металлогения докембрийских щитов и других подвижных зон». М., Изд-во АН СССР, 1960.

Белевцев Я. Н. Металлогения докембрийской геосинклинали Украинского щита. Изд-во АН СССР, серия геол., № 1, 1964а.

Белевцев Я. Н., Каляев Г. И. Общие черты металлогении Украины. В кн. «Проблемы металлогении Украины». Киев, изд-во «Наукова думка», 1964б.

Белевцев Я. Н. Особенности металлогении Украинского щита. В кн. «Проблемы изучения геологии докембрия». М., изд-во «Наука», 1967.

Бондарчук В. Г. Геология месторождений полезных ископаемых Украины. Киев, изд-во «Наукова думка», 1966.

Виноградов А. П. Геология и геохронология докембрия. М., изд-во «Наука», 1964.

Елисеев Н. А., Кушев В. Г., Виноградов Д. П. Протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья. М., изд-во «Наука», 1965.

Ивантишин М. Н. и др. Тр. XI сессии Ком. по опред. абсол. возраста геол. форм. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Каляев Г. И., Древин А. Я. Геологические формации, тектонический режим и этапы развития кристаллического фундамента Украинского щита. В кн. «Методич. указания по составлению металлог. карты кристаллич. основания Украинского щита». Изд-во ИГН АН УССР, 1968.

Князев Г. И. Замкнутые рудные пояса Восточного Забайкалья. Докл. АН СССР, т. 160, № 6, 1965.

Князев Г. И. О влиянии дислокационных процессов на гипогенное рудообразование. «Геотектоника», № 6, 1966.

Князев Г. И. К систематике замкнутых рудных поясов. «Геотектоника», № 2, 1967.

Князев Г. И. Тектонические структуры и рудная зональность. «Геотектоника», № 6, 1968а.

Князев Г. И., Агеев А. Т., Кравченко В. М. Замкнутые рудные пояса в щитах. Изв. АН СССР, серия геол., № 7, 1968б.

Князев Г. И., Сейфуллин Р. С. Замкнутые рудные пояса. В кн. «Металлогения Тянь-Шаня». Фрунзе, изд-во «Илим», 1968в.

Комлев Л. В. и др. Тр. V сессии Ком. по опред. абсол. возраста геол. форм. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Комлев Л. В., Горохов И. М. Тр. X сессии Ком. по опред. абсол. возраста геол. форм. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Лазаренко Е. К., Лазаренко Э. А. Металлогения Украинских Карпат. Проблема металлогении Украины. Киев, изд-во «Наукова думка», 1964.

Полканов А. А. Плутон габбро-лабрадоритов Вольны УССР. Изд-во Лен. гос. ун-та, 1948.

Семененко Н. П. Металлогенические эпохи и карта прогноза рудных месторождений УССР. В сб. «Материалы научной сессии по металлогеническим и прогнозным картам». Изд-во АН Каз.ССР, 1953.

Семененко Н. П. и др. Тр. VI сессии Ком. по опред. абсол. возраста геол. форм. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Семененко Н. П. Металлогения докембрийского щита и складчатых зон Украины. В кн. «Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон». Изд-во АН УССР, 1960.

Семененко Н. П. и др. Геохронологическая карта Украинского щита. Геохронология докембрия Украины. Киев, изд-во «Наукова думка», 1965а.

Семененко Н. П. и др. Рифейские геологические формации домезозойского фундамента Карпат и западного склона Украинского щита. Геохронология докембрия Украины, Киев, изд-во «Наукова думка», 1965б.

Судовиков Н. Г. Принципы металлогенического анализа докембрийских областей. В кн. «Проблемы изучения геологии докембрия». М., изд-во «Наука», 1967.

И. М. БЕСПАЛОВ

К ВОПРОСУ О МИНЕРАЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ МЕДНЫХ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ УКРАИНЫ

Медные рудопроявления на Украине по литературным источникам известны с конца XIX столетия. Сведения об отдельных пунктах медной минерализации приводятся в работах братьев Носовых

(1869), С. А. Конткевича (1880), В. И. Лучицкого (1904), Н. Н. Яковлева (1912), И. И. Танатара (1915, 1931), Ф. Е. Лапчик (1936, 1947), А. Л. Загянского (1936), С. Малковского (1933), Р. Краевского (1936), И. Войцеховского и С. Малковского (1937), Ю. Г. Гершойга (1940), С. И. Евсеевой (1941), К. Н. Савич-Заболотского и И. Ю. Лапкина (1949), Б. С. Панова (1964), Г. Д. Досина (1965), И. М. Беспалова (1964, 1968), В. Г. Бондарчука (1966) и многих других исследователей.

В статье использованы как литературные источники, так и результаты исследований автора, систематически проводившихся на протяжении последних 7 лет. Минералого-генетическая классификация медных рудопроявлений принята по И. Г. Магакьяну (1955). Изменения касаются лишь стратифицированных месторождений (формация медистых песчаников), которые мы в отличие от И. Г. Магакьяна и других исследователей относим не к гидротермальным низкотемпературным месторождениям, а к первично-осадочным.

Известные в настоящее время медные рудопроявления Украины располагаются в пределах Украинского щита (включая Приазовье), Прикарпатья и Закарпатья, на Вольни, в Подолии, Причерноморской впадине, Крыму и Донбассе. Не все они достаточно хорошо изучены, что вызывает определенные трудности при их классификации и описании.

На Украине отчетливо выделяются следующие генетические типы медных рудопроявлений: 1) ликвационные, 2) высокотемпературные гидротермальные, 3) среднетемпературные гидротермальные (вкрапленные и прожилково-вкрапленные в кварцевых жилах и колчеданные), 4) низкотемпературные и 5) осадочные.

Ликвационные рудопроявления. Известные медно-никелевые рудопроявления на Украине относятся главным образом к типу магматических ликвационных месторождений и тесно связаны с основными и ультраосновными породами Украинского щита. Из девятнадцати обследованных рудопроявлений тринадцать приурочены к породам габбро, крупнокристаллическим габбро-лабрадоритам и меланкратовым основным породам Коростенского плутона. Два рудопроявления (Вороновское и Вязовок) связаны с сосюритизированными лабрадоритами и габбро-норитами Корсунь-Новомиргородского плутона. Два рудопроявления выявлены бурением в пироксеновых гнейсах и ксенолите пироксенита близ г. Винницы. Одно рудопроявление (Грановское) вскрыто скважинами в серпентинитах Базавлукского синклиория и одно (Кривоколенское) связано с габбро-амфиболитами (низовья р. Синюхи, юг Тикичского синклиория).

Почти на всех рудопроявлениях оруденение рассеянно-вкрапленное, редко прожилково-вкрапленное. Главные рудные минералы: пирит, халькопирит, пентландит, пирротин; в рудопроявлении Грановском встречается никелин. Оруденение неравномерное,

обычно с постепенным переходом рудоносных пород в безрудные. Размеры рудных тел небольшие до $2,5 \times 10$ м (рудопроявление Вороновское).

На основании имеющихся сведений об особенностях размещения описываемых рудопроявлений нельзя пока сделать определенных выводов о рудоконтролирующем значении каких-либо факторов. Предположение И. П. Семененко (1960) о том, что в Коростенском плутоне медно-никелевые сульфидные рудопроявления располагаются на периферии габбровых массивов не подтвердилось, поскольку отдельные рудопроявления выявлены и в центральных частях массивов. Отчетливого тектонического контроля оруденения также не наблюдается.

В последние годы буровыми работами треста Кривбасгеология в Криворожско-Кременчугской зоне (Горишнеплавненский участок) во многих местах в амфиболитах вскрыто вкрапленное оруденение, представленное пиритом, пирротинном, халькопиритом и пентландитом. С. Е. Федюшин и др. (1962) считают данный участок перспективным на сульфидные медно-никелевые руды.

Известно, что сульфидные медно-никелевые руды, связанные с комплексом пород основной магмы, представлены главным образом придонными и отжатыми залежами. Незначительный эрозионный срез Коростенского и Корсунь-Новомиргородского массивов указывает прежде всего на то, что как в пределах этих массивов, так и вблизи них внимание поисковых работ необходимо сосредоточить на возможности открытия отжатых руд типа месторождений Крейтон, Гарсон и Левак (медно-никелевый район Сёдбери, Канада), приуроченных к зонам смятия и разломам.

Высокотемпературные рудопроявления. К этому типу относится медно-молибденовое оруденение, встречающееся главным образом в пределах Украинского щита. Оно недостаточно изучено, вследствие чего перспективы его остаются неустановленными. Согласно М. М. Ивантишину (1947) рудная минерализация этого типа связана с гранитами верхнеархейского тетерево-бугского комплекса и представлена молибденитом, халькопиритом, пиритом, пирротинном, магнетитом, иногда турмалином и флюоритом. Минерализация мелкорассеянная в зонах окварцевания среди гранитов, мигматитов, иногда в сульфидных пегматитах и пегматитопневматолитовых образованиях. По М. М. Ивантишину оруденение контролируется тремя субмеридиональными зонами, которые проходят через районы: Шаргород—Винница—Пятничаны, Синюха—Тольное—Мироновка, Ток—Подстепное—Кудашевка—Дериевка.

Выводы М. М. Ивантишина следует расценивать как предварительные, ибо в них отсутствуют сведения о тектоническом контроле оруденения, не приводятся убедительные доказательства о генетической связи описываемого оруденения с тетерево-бугскими гранитами. Часть рудопроявлений относится не к медно-молибденовой, а к собственно молибденовой минерализации.

Мелкие медно-молибденовые рудопроявления известны также в Пержанской грейзеновой зоне среди сиенитов, в юго-восточной части Подольской зоны, в Раховском массиве Закарпатья и в каменноугольских гранитах Приазовья.

Среднетемпературные рудопроявления. Среди вкрапленных и прожилково-вкрапленных среднетемпературных рудопроявлений выделяются ассоциации рудных минералов: пирит-халькопиритовая, галенит-сфалерит-халькопиритовая, сульфосолевая. Нередко очень трудно провести границу между намеченными рудными ассоциациями, так как наблюдаются постепенные взаимопереходы от одних в другие или наложение одних на другие. Большинство медных среднетемпературных гидротермальных рудопроявлений Украины располагается в пределах Украинского щита (включая Приазовье) и на его периферии — в зоне сочленения со складчатым обрамлением. В Закарпатье, Крыму, Донбассе, Днепровско-Донецкой впадине собственно медные гидротермальные рудопроявления являются большой редкостью или отсутствуют, однако медные минералы входят в состав полиметаллических месторождений.

Пирит-халькопиритовая минерализация известна в северо-западной и центральной частях Украинского щита (бассейны рек Гноянки, Гнилого и Горного Тикичей, у сел Шматовка, Дериевка, на правобережье Днепра и Мокрой Московки, на р. Каменке, в верховьях р. Базавлука, около ст. Кудашевка Днепропетровской области и в других местах). Несколько проявлений прожилково-вкрапленной пирит-халькопиритовой минерализации установлено в Криворожском бассейне.

В Приазовье рудопроявления с пирит-халькопиритовой минерализацией известны у сел Малая Янисоль, Свободное, Васильевка, Ново-Григорьевка, Ольгино, Осипенко, Карла Маркса, Ново-Романовка и Каменные Могилы.

Характерной особенностью медных гидротермальных рудопроявлений щита является связь сульфидной минерализации с кварцевыми жилами. Наряду с кварцем отмечаются кальцит, флюорит, барит, хлорит, серицит. Кроме пирита и халькопирита присутствуют иногда другие сульфиды меди, молибденит и пирротин.

На периферии Украинского щита гидротермальные пирит-халькопиритовые рудопроявления известны в Подольской тектонической зоне и в зоне сочленения Донбасса с Приазовьем.

Подольская тектоническая зона вдоль юго-западной окраины щита протягивается в северо-западном направлении более чем на 180 км и сопровождается сетью оперяющих северно-восточных и субмеридиональных нарушений. Медная минерализация обычно сопровождается флюоритовую и полиметаллическую. Однако в ряде пунктов (села Озаринцы, Ираклиеве, Жеребилевка и др.) встречаются собственно пирит-халькопиритовые рудопроявления с кальцитом, кварцем, флюоритом. Оруденение выполняют крутопадающие трещины северо-западного и северо-восточного прости-

рания. Вмещающие породы — песчаники и реже конгломераты синия.

Галенит-сфалерит-халькопиритовая минерализация наиболее характерна для периферийной части Украинского щита (Подольская зона и зона сочленения Донбасса с Приазовьем).

Сульфидная минерализация представлена тетраэдритом в ассоциации с халькопиритом и пиритом и известна в пределах Украинского щита (междуречье Гнилого и Горного Тикичей). Она образует вкрапленность в жилах кварца среди нижнеархейских гнейсов, кировоградско-житомирских гранитов, мигматитов и пегматитов, а также в линзовидных телах кварц-полевошпатового состава. Рудопроявления недостаточно изучены.

На данном этапе нельзя выделить конкретные (узкие) площади, перспективные на гидротермальные месторождения меди пирит-халькопиритовой и полисульфидной формаций. В этом отношении можно сделать лишь предварительные выводы, исходя из наметившихся самых общих закономерностей размещения оруденения. Оруденение не обнаруживает отчетливого литологического контроля. Оно встречается почти во всех породах. Отсутствует отчетливая парагенетическая и тем более генетическая связь оруденения с определенными интрузиями, в том числе и с гранитоидными. В региональном плане наиболее отчетливо проявляется тектонический контроль оруденения.

На северо-западе Украинского щита оруденение находится в пределах Овручского синклинория и Пержанской зоны северо-восточных разломов, на юго-западе щита — в Подольской тектонической зоне.

Медно-колчеданные рудопроявления известны в пределах Украинского щита (Криворожско-Кременчугская полоса и район Сурских магнитных аномалий), в Закарпатье (Раховский массив и бассейн р. Углянки).

В Карачуновско-Лозоватской зоне рудная минерализация (пирит, марказит, халькозин, галенит, сфалерит, кубанит, ковеллин, борнит, редко самородный висмут и молибденит) встречается во всех породах, но наиболее существенно проявилась в зонах дробления среди железисто-сланцевых пород. Размеры вкрапленных сульфидных зон определяются размерами заключенных в мигматитах останцов и пачек железистых роговиков и сланцев.

Восточная часть Карачуновско-Лозоватской зоны считается перспективной на медь, свинец, цинк и другие металлы (Зыков, Гречишников, 1962).

В зоне Тарапаковского надвига минерализация колчеданного типа (пирит, пирротин, халькопирит, арсенопирит) встречается в кварц-двуслюдяных сланцах, эффузивах основного и ультраосновного состава и мраморах. Наиболее богатые скопления рудных минералов, образующих вкрапленность, гнезда и жилы, сосредоточены на плоскостях трещин и в зонах дробления.

В Ингулецкой зоне сульфидная минерализация (пирит, халькопирит, пирротин, марказит) тяготеет к метапесчаникам и карбонатным породам криворожской серии, где она образует вкрапленные выделения, прожилки и налеты на плоскостях трещин. Мощность минерализованных зон 0,8—2,26 м, иногда достигает 12 м (Бордунов и др., 1962 г.).

Медноколчеданное оруденение района Сурских магнитных аномалий связано с массивом вулканогенно-осадочных пород (докембрийские метаморфизованные туфо-вулканогенные породы кислого, среднего, основного и ультраосновного состава, перемежающиеся с осадочными железисто-кремнистыми роговиками и сланцами).

В породах массива скважинами на глубинах 35—111 м и более вскрыта сульфидная прожилково-вкрапленная минерализация, приуроченная преимущественно к зонам рассланцевания, окварцевания, серицитизации, альбитизации и хлоритизации (Гаев и др., 1966). Халькопирит, пирит, иногда пирротин встречаются часто совместно с кварцем. Размеры минерализованных зон до 0,4 × 1,5 м. Наиболее обогащенные участки содержат халькопирита от 5—8 до 10%. Максимальные содержания сульфидов приурочены к окварцованным амфиболитам и актинолит-хлоритовым сланцам. Содержание меди достигает 1,42%. В южной части Сурского массива установлен цинк в количестве до 1%, что заставляет предполагать присутствие сфалерита.

В кварц-халькопиритовых зонах отмечается содержание золота до 0,3 г/т, серебра до 10 г/т. Повышенные содержания меди выявлены в зоне протяженностью до 600 м и шириной 150—200 м (Гаев и др., 1966). По сведениям Е. К. Лазаренко (1963), проявления медноколчеданной минерализации известны в Закарпатье (рудопоявление Полонское в Раховском массиве и Углянское в бассейне р. Углянки). На Полонском рудопоявлении небольшие линзовидные рудные залежи согласно залегают среди кристаллических сланцев. Пирит и халькопирит иногда с молибденитом образуют вкрапленность и прожилки совместно с кварцем. В бассейне р. Углянки пирит, халькопирит, барнит и ковеллин в виде вкрапленности и прожилков приурочены к диабазам, песчаникам и гравелитам нижнего триаса.

Низкотемпературные рудопоявления. К этому типу относятся рудопоявления самородной меди, известные главным образом на Воляни (север Волинской и Ровенской областей), где они приурочены к вулканогенным породам трапповой формации — базальтам и туфам берестовецкой свиты верхнего протерозоя.

Медное оруденение известно здесь с 1927 г. В районе Яновой Долины, Гутвина, Зубкова, Александрии оно впервые было описано польскими геологами. В последующие годы оно было установлено во многих других местах (урочище Медище, с. Большой Мидск и др.).

Оруденение в основном концентрируется в нижней части базальтового покрова, в зоне контакта его с нижележащей толщей

псаммито-пелитовых туффитов. Породы, вмещающие оруденение, катаклазированные и губчатые базальты. Незначительные выделения самородной меди выявлены также в средней, более массивной, части базальтового покрова.

Главным рудным минералом является самородная медь, сопровождающаяся халькозином, пиритом, халькопиритом, иногда купритом, борнитом. На некоторых рудопроявлениях отмечены магнетит, гематит, а в искусственных шлихах — галенит и сфалерит. Нерудные минералы: кварц (часто жильный, в котором самородная медь образует пластинки в прорастании с халькозином), барит, анальцит, хлорит, хлорофенит, красный палагонит.

Химический анализ самородной меди из рудопроявления Медиче показал ее высокую чистоту (99,81% меди). Вес самых крупных самородков 892, 820 и 807 г.

По сведениям А. В. Бирюлева (1965), убогое оруденение (самородная медь и налеты сульфидов) встречаются почти повсюду, где берестовецкие базальты и туфы вскрыты карьерами или скважинами. Это подтверждает мнение И. Войцеховского о том, что медь является составной частью всех вольтских базальтов и их туфов, где она сконцентрирована (до 0,11—0,20%), главным образом в вулканическом стекле. На основании этих данных И. Войцеховский сделал вывод: циркулирующими растворами в массе туфогенных пород медь извлекалась из стекла и концентрировалась в определенных горизонтах. Е. К. Лазаренко (1960) и другие исследователи считают этот вопрос спорным. Не исключена возможность привноса меди гидротермальными растворами из того же магматического очага, из которого появились туфогенные породы и серия базальтовых лав.

Условия залегания, форма выделений и парагенезис минералов в базальтах Вольты свидетельствуют о том, что эти рудопоявления являются представителями низкотемпературных гидротермальных месторождений типа Верхнего Озера (штат Мичиган, США). С последними рудопоявлениями Вольты имеют много сходных черт: 1) аналогия состава рудных и жильных минералов; 2) сходство состава эффузивов; 3) приуроченность оруденения к зонам катаклаза и пористым породам; 4) одинаковый возраст рудовмещающих эффузивов (верхний протерозой).

Тектоника на территории распространения вольтских базальтов изучена недостаточно. Подобно месторождениям Верхнего Озера возможна связь промышленных концентраций самородной меди с крупными разрывными нарушениями.

Осадочные рудопоявления. На Украине медное оруденение осадочного генезиса, связанное с пестроцветными аридными формациями, известно в девоне (Приднестровье, зона сочленения Донбасса с Приазовьем), перми (Донбасс), палеогене (Скибовая зона Карпат) и неогене (Предкарпатский прогиб).

Медная минерализация в Приднестровье была обнаружена в 1936 г., которая периодически изучалась различными производ-

ственными и научно-исследовательскими организациями. Оруденение приурочено к ритмическим пестроцветным отложениям жединского и кобленцкого ярусов нижнего девона. Мощность рудоносной толщи достигает 500 м. Выявлено около двадцати рудопроявлений, располагающихся на площади 600 км². Все они приурочены к шести сероцветным прослоям, имеющим мощность 0,5—6 м. Рудные зоны в плане вытянуты в виде узких полос северо-восточного направления (Бирюлев, 1965). Некоторые из них прослеживаются в обнажениях более чем на 1 км.

Рудные минералы (халькозин, халькопирит, борнит, ковеллин, пирит) и продукты их окисления образуют вкрапленность и реже мелкие конкреции в кварцитовидных песчаниках и алевролитах серого цвета. Оруденение неравномерное. Наряду с бедной минерализацией отмечены содержания меди до 7—8%. На некоторых рудопроявлениях с углистым веществом связан иттрий (Лурье, 1965).

Как показали исследования, подавляющая часть этих отложений обладает отчетливой горизонтальной или слабеволнистой слоистостью. Текстуры, типичные для русловых отложений, отсутствуют. Слои как серые, так и красно-бурые часто хорошо выдержаны по мощности и прослеживаются на значительные расстояния. На участках проявления медной минерализации горизонтально-слоистые серые песчаники сменяются песчаниками с разнонаправленной, клиновидной и реже с однонаправленной (падающей на запад и юго-запад) слоистостью (текстуры, характерные для стречневых потоков подводной части дельты). В восточном и северо-восточном направлении происходит постепенная смена горизонтально-слоистых осадков подводно дельтовыми отложениями с крупной косой, разнонаправленной, перекрестной слоистостью. В этом же направлении отмечается некоторое поглубение терригенного материала. Во всех разновидностях пород нередко встречаются следы волновой ряби, трещины усыхания, а в подводно-дельтовых фациях — текстуры долитификационных подводных оползней. Отмеченные особенности свидетельствуют о том, что подавляющая часть описываемых пестроцветов относится к мелко-водным прибрежно-бассейновым образованиям (включая подводно дельтовые отложения). Медная минерализация связана со стречневыми отложениями подводной части дельты (бороздины); терригенный и рудный материал поступал в нижедевонский бассейн главным образом с востока и северо-востока.

По аналогии с другими месторождениями подобного генезиса (Донбасс, Мансфельд в ГДР) есть основание полагать, что медная минерализация на западном и юго-западном продолжении рудоносных зон будет постепенно вытесняться свинцово-цинковой (в районе с. Рашков на глубине 166,5 м в серых песчаниках в ассоциации с халькопиритом и борнитом встречен галенит).

Медистые песчаники зоны сочленения Донбасса с Приазовьем обнажаются на правобережье р. Мокрой Волновахи у с. Раздоль-

ного. Оруденение установлено в породах «бурого девона» (франский ярус). Эти отложения залегают на палеобазальтах николаевской свиты или непосредственно на кристаллических породах докембрия; представлены бурыми и зеленовато-серыми песчано-глинистыми сланцами, переслаивающимися с вулканическими туфами, туфогенными крупногалечными конгломератами и песчаниками. Гальки конгломератов состоят из гранитов, кварца, палеобазальта и других пород. Оруденелыми являются серые песчаники с растительными остатками плохой сохранности. Малахит образует налеты и корочки на плоскостях наложения и по трещинам. Встречаются мелкие малахитовые конкреции, в которых под микроскопом устанавливаются реликты халькозина, борнит, ковеллин, куприт, гематит. В отдельных пробах количество меди достигает нескольких процентов, но в целом оруденение бедное, спорадическое. По мнению Б. С. Панова (1964), источником меди в песчаниках «бурого девона» были подстилающие девонские палеобазальты, в которых установлены повышенные содержания меди и медно-сульфидные рудопроявления. Породы, вмещающие оруденение, относятся к континентальным фациям, расположенным в непосредственной близости от источников сноса.

Медистые песчаники Донбасса разрабатывались еще в конце бронзового века (Городцов, 1905). В 1872—1880 гг. производилась разведка и разработка их, организованная предпринимателем Клейменовым. В течение текущего столетия они периодически изучались различными производственными и научными организациями. Рудоносность песчаников описана в многочисленных статьях и отчетах. В 1969 г. трест Артемгеология возобновил разведочные работы по выявлению промышленных залежей меди в районе Берестянского рудопроявления. С 1962 г. медистые песчаники Донбасса изучаются автором настоящей статьи.

Картамышская свита (медистых песчаников) Донбасса слагает низы нижней перми и согласно залегает на отложениях верхнего карбона. Мощность ее от 200 м на севере Бахмутской котловины до 1200 м на юге, в районе г. Никитовки. Свита представлена красноцветными и сероцветными пачками — ритмично чередующимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами. В породах свиты содержатся включения и тонкие прослои гипса и барита. В северной части бассейна представлены пласты доломитов и известняков (от Q_1 до Q_{12}) мощностью 0,1—2 м. Часто пласты карбонатов в северном направлении фациально замещают сероцветные прослои меденосных терригенных пород.

В разрезе картамышской свиты насчитывается шесть сероцветных меденосных прослоев мощностью от 2 до 40 м (Нестеренко, 1955). В последние годы выделено еще два плохо выдержанных серых прослоя (Грабянская и др., 1967).

В составе картамышской свиты выделены фации (Беспалов, 1967): континентальные (русловые, пойменные, озерные, болотные, наложенные — почвы, подпочвы); лагунные (прибрежные: под-

водно дельтовые, заливно-лагунные, волноприбойные, пересыпей; центральной части лагун); морских заливов (пласты известняков и доломитов от Q_1 до Q_{12}).

Пачки сероцветов вмещают более 30 медных рудопроявлений, расположенных на площади около 2500 км². Большинство из них связано с подводно дельтовыми фациями и переходными от подводно дельтовыми в заливно-морские. Рудоносными породами являются песчаники, алевролиты, аргиллиты и смешанные терригенно-карбонатные образования. Оруденение стратифицировано. Складчатые и разрывные дислокации являются пострудными.

Рудные минералы (халькозин, пирит, халькопирит, борнит, ковеллин и продукты их окисления) образуют вкрапленность, реже конкреции. С продвижением на север к медной минерализации добавляется свинцовая. Так, среди медных минералов рудопроявлений Берестянского и Картамышского наблюдаются заметные количества галенита. Примерно на широте г. Нырково (рудопроявление Серебрянское) свинцовая минерализация преобладает над медной, а севернее указанной широты почти все скважины треста Артемгеология вскрыли в карбонатных пластах преимущественно свинцово-цинковую минерализацию. Таким образом, в Донбассе проявляется горизонтальная зональность полиметаллического оруденения, характерная для ряда подобных месторождений (Джезказган, Мансфельд в ГДР и др.) и являющаяся одним из доказательств их осадочного происхождения (Страхов, 1962).

В разрезе картамышской и вышележащей никитовской свит проявляется также вертикальная рудная зональность: медное оруденение по направлению к верхней части разреза постепенно вытесняется свинцово-цинковым. Как и при горизонтальной зональности медь в основном концентрируется в серых песчано-глинистых породах, свинец и цинк преимущественно в карбонатных образованиях.

Оруденение неравномерное, но с продвижением на север более выдержанное (Берестянское рудопроявление), что, по-видимому, связано с условиями процесса седиментации (сильные волнения, наличие подводных течений вблизи берега и более спокойные условия седиментации вдали от берега).

Горизонтальная зональность полиметаллического оруденения в серых прослоях картамышской свиты позволяет сделать вывод о том, что поиски медных месторождений следует проводить южнее широты г. Нырково.

Несмотря на многолетнюю историю исследований медистых песчаников Донбасса, их рудоносность остается до конца не изученной. Каждый период их изучения, сопровождавшийся проведением буровых и горных работ, приводил к открытию новых рудных тел или к наращиванию запасов уже известных рудопроявлений.

Меденосность палеогеновых отложений северо-западной части Скибовой зоны Украинских Карпат впервые была установлена

Г. Д. Досиным и В. О. Ващенко (1962). Оруденение приурочено к породам надъямненского пестроцветного горизонта (эоцен), имеющего мощность 20—30 м. В основном это переслаивающиеся вишнево-красные и зеленовато-серые аргиллиты и алевролиты. Малахит в виде неправильной формы скоплений, корочек и зерен приурочен к зеленовато-серым прослоям. Оруденение неравномерное. В отдельных пробах содержание меди достигает 1,5%.

Все известные здесь проявления медной минерализации, находящиеся у сел Стрелки, Подбужское, Турье и в бассейне ручьев Дилок, Розтока, Сихальский, Лужный, Ясинев, Рыбник Зубрицкий, Сопот и других, окислены; первичные минералы меди не только не сохранились, но и значительная часть их, по-видимому, выщелочена.

Содержание меди с глубиной возможно увеличивается. Однако в первую очередь здесь необходимо провести литолого-фациальные исследования для оконтуривания наиболее перспективных прибрежных отложений.

В Предкарпатском прогибе проявления медной минерализации (малахит, азурит) известны в бассейне р. Быстрицы Надворянской и приурочены к прослоям серых песчаников и конгломератов среднего миоцена. Оруденение бедное, не выдержанное по мощности и простиранию. Содержание меди в отдельных штуфах достигает 1,1%.

Выводы

Промышленные месторождения меди на Украине не выявлены. Объясняется это прежде всего плохой обнаженностью пород перспективных территорий (Украинский щит, Вольно-Подольская плита, Донбасс и другие районы), где имеются все необходимые предпосылки для открытия медных месторождений различных генетических типов.

По состоянию на 1968 г. было известно около 160 медных рудопроявлений, большинство из которых имеет лишь минералогическое значение. Наиболее крупными объектами с медной минерализацией являются берестовецкие базальты Волини, вулканогенно-осадочные породы докембрия района Сурских магнитных аномалий, девонские медистые песчаники Приднепровья и пермские — Донбасса. Однако вопрос о перспективности этих объектов на медь остается открытым, так как поисково-исследовательские работы ограничивались недостаточными затратами на их проведение. Актуальной является проблема сульфидного медно-никелевого оруденения, связанного с комплексом пород основной магмы.

Гидротермальные рудопроявления, особенно среднетемпературные, изучены слабо, что не дает возможности выработать целый ряд необходимых поисковых критериев для проведения целенаправленных дальнейших поисков.

- Беспалов И. М. К геохимии меди, свинца и цинка в пермских отложениях Донецкого бассейна. Материалы совещания по геохимии гипергенеза. Минск, Изд-во АН БССР, 1964.
- Беспалов И. М. Медистые песчаники Украины и вопросы их происхождения. В кн. «Металлогения Тянь-Шаня». Тезисы докладов 5-го Всесоюзного металлогенического совещания. Фрунзе, изд-во «Илим», 1968.
- Бондарчук В. Г. Геология родовищ корисних копалин України. Киев, изд-во «Наукова думка», 1966.
- Виноградов Г. Г. и др. Нові дані про тектоніку і металлогенічні особливості Поділля. «Геологічний журнал», 1963, № 3.
- Гершойг Ю. Г. Гидротермальные жилы Криворожского бассейна. «Советская геология», 1940, № 8.
- Досин Г. Д. Мідна мінералізація в еоценових відкладах Українських Карпат. «Геологічний журнал», 1965, № 2.
- Ивантишин М. М. Два типа первинних проявів молибденіту на Україні. «Геологічний журнал», 1942, № 3.
- Лазаренко Е. К., Матковський О. І. и др. Мінералогія вивержених комплексів західної Волині. Вид-во Львів. ун-ту, 1960.
- Лазаренко Е. К., Лазаренко Э. А. и др. Минералогия Закарпатья. Изд-во Львовского ун-та, 1963.
- Лапчик Ф. Е. Мало-Янісольське родовище міді на Маріупольщині. «Геологічний журнал», т. III, вип. 3—4, 1936.
- Лапчик Ф. Е. Про халькозин в мідястих пісковиках Донбасу. «Геологічний журнал», т. VIII, вип. 3, 1947.
- Лурье А. М. Меденосность осадочного чехла Русской платформы. В кн. «Рудоносность Русской платформы». М., изд-во «Наука», 1965.
- Магакьян И. Г. Рудные месторождения. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Нестеренко Л. П. О составе и строении свиты медистых песчаников Донецкого бассейна. Докл. АН СССР, т. 100, № 5, 1955.
- Панов Б. С. Девонські мідисті пісковики у Донецькому басейні. Доповіді АН УРСР, № 11, 1964.
- Рябенко В. А., Литвин О. Л. Про сульфідно-мідне зруденіння однісі з разломних зон Придністровья. «Геологічний журнал», вип. 1, 1966.
- Савич-Заблоккий К. Н., Лапкии И. Ю. О происхождении медистых песчаников Донецкого бассейна. Бюлл. Моск. об-ва исп. природы, отд. геол., т. 24, вып. 1, 1949.
- Семененко Н. П. Металлогения докембрийского щита и складчатых зон Украины. В кн. «Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон». Изд-во АН УССР, 1960.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Л. М. ВИГДЕРГАУЗ

МЕДИСТЫЕ ПЕСЧАНИКИ — НОВЫЙ ВИД АГРОСЫРЬЯ В ДОНБАССЕ

Для выращивания высоких и устойчивых урожаев сельскохозяйственных культур необходимы не только минеральные (азотные, фосфорные, калийные) и органические удобрения, но и микроудобрения, содержащие никель, медь, кобальт, марганец, цинк, йод, бор и другие элементы. Недр Украины богаты разнообразными полезными ископаемыми, однако промышленных месторождений меди, ванадия, цинка, бора и молибдена, именно тех

элементов, которые необходимы для жизнедеятельности растений, пока не выявлено.

Для этого нами совместно с Ю. М. Каро (Днепропетровский сельскохозяйственный институт, кафедра агрохимии) определялись перспективы использования медистых песчаников Донбасса для производства комплексных микроудобрений.

Медное оруденение в Донецком бассейне известно с 60-х годов прошлого столетия, с момента изучения геологии Донбасса. Имеются сведения, что эти рудопроявления разрабатывались в древности скифами и турками. На берегу р. Лугань, около с. Калиновского, обнаружены остатки медеплавильного завода, на котором еще до революции разрабатывались руды месторождений Картамышского, Горелый Пень, Клиновского и частично Кислого Бугра. Было добыто 5200 т руды со средним содержанием меди 0,9—1,2%. В связи с бедностью руд добыча их оказалась нерентабельной и завод вскоре был закрыт.

Медное оруденение приурочено к породам «серых зон» и, как выявлено в последнее время (Беспалов, 1965), тяготеет к подводно дельтовым отложениям в лагунах, а также к заливно-морским и озерным образованиям. Рудная минерализация (халькозин, халькопирит, пирит, реже борнит, ковеллин) образует мелкую вкрапленность, псевдоморфозы по растительным остаткам, конкреции, а иногда тонкие прожилки.

Распределение оруденения в сероцветах неравномерное; более богатые рудные концентрации образуют гнезда и линзы различных размеров. Рудоносные породы всегда залегают на водонепроницаемых красноцветных глинах и алевролитах.

Выходы медных руд на дневную поверхность известны в урочище Картамыш (до 10 выходов), по р. Горелый Пень (4 выхода), по балке Пилипчатой — урочище Кислый Бугор, в урочище Суходол, у с. Серебрянки на правом берегу р. Донца, по балке Зайцевой — с. Вершино-Зайцево, по р. Кодыме у хутора Марьяновка (два выхода), по р. Гурты в верховьях б. Грузская в 3,5 км от Часов Яр, у с. Берестянки в 4 км от ст. Щербакова, у с. Петровское. Содержание меди в рудопроявлениях варьирует от сотых долей процента до 5%. Запасы меди в рудопроявлениях Донбасса ориентировочно составляют 400—800 тыс. т.

В настоящее время медистые песчаники разрабатываются местными колхозами в качестве строительного материала. Исследовательские работы проводились по двум направлениям: геологическому и агрохимическому. В цикл геологических исследований вошли: обследование и отбор проб на месторождении или объекте, лабораторные испытания (химический и спектральный анализы) и определение сырьевой базы данного сырья. В цикл агрохимических исследований вошли биологические и вегетационные опыты. Медистые песчаники испытывались как комплексные микроудобрения. Анализировались пробы из рудопоявлений Картамышское, Кислый Бугор, Клиновское, Медная Руда, Луганское и Гурты.

Спектральным анализом (полуколичественным) в медистых песчаниках встречены медь, молибден, кобальт, никель, хром, олово, галлий, титан, алюминий. Медь, титан и никель встречены во всех пробах. Содержание меди до 1,0%, титана — сотые и десятые доли процента, никеля 0,003—0,02%. Остальные элементы встречены в 50% проб в тысячных долях процента.

Химический состав медистых песчаников представлен в табл. 1. Среди отмеченных в медистых песчаниках элементов присутствуют весьма необходимые для жизнедеятельности растений медь, молибден, кобальт, никель, фосфор, магний, калий и натрий. Это и послужило предлогом для изучения агрохимических свойств медистых песчаников. Вначале производились биологические опыты. Для биологической оценки исследуемой пробы использован метод намачивания семян в водной вытяжке медистых песчаников, в которой находятся только воднорастворимые вещества.

Таблица 1

Результаты химического анализа медистых песчаников, %

Наименование рудопроявлений	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	FlO ₂	MnO	CaO
Калиновское	77,72	10,73	1,59	1,65	0,64	0,03	0,20
Картамышское	78,15	6,83	2,36	0,22	0,45	0,02	3,65
Горелый Пень	80,20	8,51	2,40	—	Следы	0,02	0,32
Кислый Бугор	71,05	10,13	2,47	0,69	0,36	4,90	1,35

Наименование рудопроявлений	MgO	SO ₃	P ₂ O ₅	K ₂ O	Na ₂ O	NIО	CoO	V ₂ O ₅	CuO
Калиновское	1,44	0,03	0,09	1,17	1,28	Нет	0,01	0,10	0,08
Картамышское	1,81	0,03	0,11	0,50	0,57	Нет	0,01	0,01	0,08
Горелый Пень	1,70	0,16	—	—	—	—	—	—	0,66
Кислый Бугор	1,45	0,24	—	0,95	0,67	—	—	—	—

Доза препарата рассчитывалась по общему содержанию в пробе микро- и макроэлементов (сотые доли процента). Отобранные семена озимой пшеницы, смоченные в смеси Прянишникова (контрольные) и в водной вытяжке медистых песчаников, высаживались по 100 штук в два ящика. На третий день определялась их энергия всхожести (количество побегов) а на седьмой — развитие корневой системы (количество корешков, их длина и высота побега). О результате этого биологического опыта можно судить по данным, приведенным в табл. 2.

При сопоставлении полученных данных видно, что зерна озимой пшеницы, смоченные в водной вытяжке медистых песчаников, имеют лучшую всхожесть (на 4%). Более существенные результаты получены при измерении длины корней и высоты побега.

**Влияние медистых песчаников на всхожесть и развитие
корневой системы озимой пшеницы**

Вариант опыта	Энергия всхожести, %	Средняя высота растений		Среднее кол-во корней, шт.	Средняя длина корней	
		мм	%		мм	%
Контроль	92	96	100	3,5	134,6	100,0
Медистые песчаники . .	96	124	129,1	3,7	214,0	158,9

В среднем высота побега увеличилась на 29,1%, а длина корней на 58,9%. На основании этих данных можно сделать вывод, что медистые песчаники являются активными биологическими реагентами.

Вегетационные опыты проводились с томатами. Медистые песчаники в сухом виде вносились в почву при посадке томатов. В данном случае растения могли использовать как макро-, так и микроэлементы, находящиеся в доступной для них форме. Расчет дозы препарата производился по оптимальному для растений количеству железа и алюминия, преобладающих в песчаниках. Оценку препарата давали по интенсивности роста и накоплению надземной массы. В табл. 3 зафиксированы результаты микровегетационного опыта.

Таблица 3

Влияние медистых песчаников на рост томатов

Вариант опыта	Вес 100 растений			
	сырых		сухих	
	г	%	г	%
Контроль	25,440	100,0	1,830	100,0
Медистые песчаники	25,900	100,9	1,870	100,4

Применение медистых песчаников в сухом измельченном виде не дало существенного эффекта; рост надземной массы растений не увеличился. Таким образом, медистые песчаники можно рекомендовать только для приготовления водных вытяжек, содержащих медь, молибден, никель, фосфор, магний и другие элементы. Эти водные вытяжки весьма эффективны для смачивания семян зерновых культур перед посевом.

Запасы этих медистых песчаников в разрозненных залежах, залегающих в большинстве случаев под почвенным слоем или на глубинах до 1 м, позволяют их рекомендовать местным колхозам и совхозам как весьма эффективный биологический реагент.

МАЛЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В УГЛЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЯХ УКРАИНЫ

За последние годы собран обширный материал о распространенности и распределении редких и некоторых других малых элементов в магматических, метаморфических и осадочных породах. Определены типичные ассоциации малых элементов в ультраосновных, основных, кислых и щелочных породах, значительно расширены представления об особенностях их поведения в процессе осадко- и углеобразования (Попов, 1963; Сапрыкин, 1965 г.; Холодов, 1959; Хэскин, Фрей и др., 1968).

Следует признать, что большинство исследований ограничивается качественной стороной вопроса, в то время как количественные соотношения нередко остаются невыясненными. Вместе с тем знание кларковой геохимии, коэффициентов распространенности (K_p) и кларков концентрации (K_k) элементов позволяет судить о физико-химических особенностях формирования горных пород, о разделении малых элементов в природе и в конечном итоге может быть использовано в качестве общего критерия при поисках россыпных и коренных месторождений.

На протяжении 1960—1966 гг. автор занимался изучением особенностей миграции и концентрации малых элементов в угольных бассейнах Украины. Приведенные в статье результаты основываются на спектральных и частью химических определениях 5700 проб пород, отобранных в Донецком и Львовско-Волинском бассейнах. В Старом Донбассе объектом исследования явились свиты C_2^6 и C_2^5 , в Западном Донбассе — свита C_1^3 , во Львовско-Волинском бассейне — свита C_1^5 .

Элементы, которые анализировались, относятся к следующим группам: рассеянные — Ge, Ga, Sc; редкие — V, Mo, Zr; редкоземельные — Y, Yb, La; цветные — Ni, Co, Cu, Zn, Pb, As; черные — Ti, Cr. Для них вычислены средневзвешенные содержания и кларки концентрации (рис. 1).

Рассеянные элементы. Германий очень широко представлен в породах угленосной формации, о чем наглядно говорит коэффициент распространенности K_p , изменяющийся от 0,94 во Львовско-Волинском бассейне до 1 в Донбассе (Старый и Западный Донбасс). Среднее содержание германия, подсчитанное как средневзвешенное по типам пород, близко к кларку в осадочных породах по А. П. Виноградову (1962) и изменяется по бассейнам от 1,8 до $2,1 \cdot 10^{-4}\%$. Из литологических типов пород (рис. 2) максимальной аккумуляющей способностью обладают угли, кларк концентрации германия в которых составляет 2,8—2,9; остальные типы пород характеризуются значительно меньшей способностью накапливать германий и K_k в них близок к 1. Заметно некоторое увели-

чение содержания германия в углистых породах и снижение — в карбонатных.

Галлий повсеместно распространен в изучаемых бассейнах — $K_p = 1 \div 0,99$. Более богаты галлием породы Донбасса, где его содержание достигает $2,2 \cdot 10^{-3}\%$; во Львовско-Волынском бассейне среднее содержание элемента составляет $1,7 \cdot 10^{-3}\%$, т. е. в обоих случаях фоновое содержание галлия в угленосных формациях ниже его кларка ($3 \cdot 10^{-3}\%$) в осадочных породах. Наиболее обеднены галлием угли $4 \div 5 \cdot 10^{-4}\%$ и известняки $2,3 \div 7,0 \cdot 10^{-4}\%$; в терригенно-глинистых породах содержание его закономерно повышается, достигая $2,4 \div 2,6 \cdot 10^{-3}\%$ (см. рис. 2).

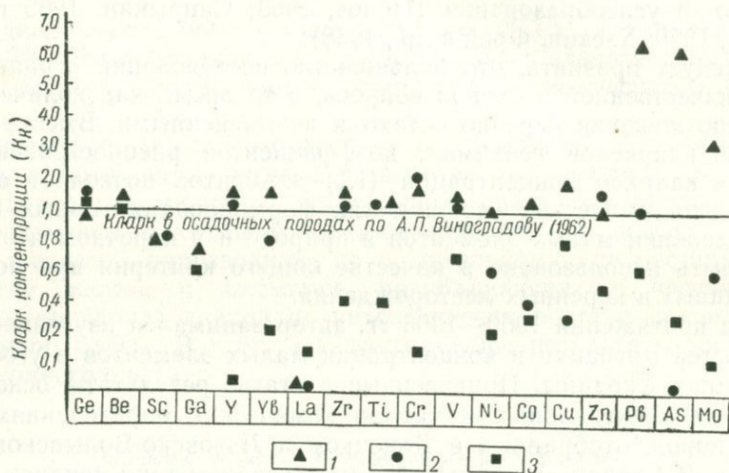


Рис. 1. Кларки концентрации малых элементов в угленосных формациях.

1 — Донбасс, 2 — Западный Донбасс, 3 — Львовско-Волынский бассейн

Скандий условно отнесен к группе часто встречающихся элементов. В действительности распространенность его по площади непостоянна: в Донбассе он встречается повсеместно, в то время как во Львовско-Волынском бассейне спорадически $K_p = 0,2$. Подсчитанный фон скандия для бассейнов изменяется от $8 \cdot 10^{-4}\%$ в Донбассе до $11 \cdot 10^{-4}\%$ во Львовско-Волынском бассейне при кларке скандия в осадочных породах $10 \cdot 10^{-4}\%$.

Угли, углистые породы, песчаники и особенно известняки содержат скандия значительно меньше кларка $2 \div 6 \cdot 10^{-4}\%$; алевролиты и аргиллиты, наоборот, характеризуются несколько повышенным содержанием элемента $10 \div 20 \cdot 10^{-4}\%$. В Донбассе эта закономерность проявляется слабее, во Львовско-Волынском бассейне — отчетливее (см. рис. 2).

Редкие элементы. Бериллий характеризуется повсеместным распространением в Донбассе и ограниченным $K_p = 0,4$ во Львовско-

Волыньском бассейне. Среднее содержание его изменяется от $3 \cdot 10^{-4}\%$ во Львовско-Волыньском бассейне до $3,4 \cdot 10^{-4}\%$ в Донецком бассейне, что по существу соответствует его кларку ($3 \cdot 10^{-4}\%$) в осадочных породах.

Распределение бериллия в литологических типах пород существенно отличается от распределения германия (см. рис. 2).

Прежде всего не наблюдается строгой приуроченности бериллия к органическому веществу — в углях Старого Донбасса и Львовско-Волыньского бассейна концентрация бериллия равна его кларку в осадочных породах, и только в углях Западного Донбасса она несколько повышается — $5,8 \times 10^{-4}\%$. Для бериллия более четко устанавливается концентрирующая роль алевролитов и аргиллитов и рассеивающая роль песчаников и карбонатных пород. Углистые породы, аналогично углям, содержат элемент в пределах кларка.

Ванадий повсеместно встречается в породах угленосной формации. В Донбассе содержание ванадия $1,4 \div 1,5 \cdot 10^{-2}\%$, т. е. несколько превышает его кларк в осадочных породах ($1,3 \div 10^{-2}\%$); во Львовско-Волыньском бассейне оно ниже его — $9 \cdot 10^{-3}\%$. Наиболее высокие содержания характерны для аргиллитов — достигают $3,3 \cdot 10^{-2}\%$, минимальные для углей, углистых пород и известняков — $0,4 \div 1,5 \cdot 10^{-2}\%$. Алевролиты и песчаники занимают промежуточное положение.

Молибден встречается редко $K_p = 0,2 \div 0,4$ и характеризуется чрезвычайным непостоянством распределения по площади и в разрезе. Наиболее высокий фон молибдена установлен в Старом Донбассе $6,5 \cdot 10^{-4}\%$, в Западном Донбассе он составляет $1,1 \cdot 10^{-4}\%$ и во Львовско-Волыньском бассейне снижается до $0,2 \cdot 10^{-4}\%$, четко

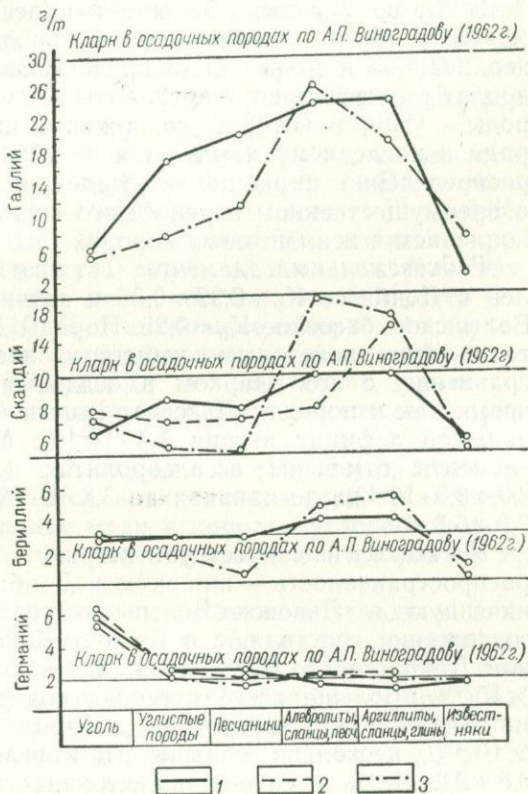


Рис. 2. Распределение германия, бериллия, скандия и галлия в петрографических типах осадочных пород.

1 — Старый Донбасс, 2 — Западный Донбасс, 3 — Львовско-Волыньский бассейн

выраженной приуроченности молибдена к какому-либо определенному типу или группе пород не наблюдается, однако заметна некоторая тенденция обогащения молибденом углистых пород, углей и аргиллитов.

Цирконий довольно широко распространен в угленосных формациях $K_p = 0,99 \div 0,70$. В Донбассе его содержание равно $22 \times 10^{-3}\%$, во Львовско-Волынском бассейне $9 \cdot 10^{-3}\%$ при кларке $20 \cdot 10^{-3}\%$. Роль различных типов пород в концентрации элемента неодинакова и может быть представлена следующим рядом: алевролиты — песчаники — аргиллиты — известняки — углистые породы — угли, в котором содержание циркония от первого члена ряда к последнему изменяется от $30 \cdot 10^{-3}$ до $1 \cdot 10^{-3}\%$. Подобное распределение циркония в осадочных породах свидетельствует о преимущественном переносе его во взвешенном состоянии с накоплением в псаммитовых породах.

Редкоземельные элементы. Иттрий очень широко представлен в Донбассе $K_p = 0,99 \div 0,85$ и значительно реже во Львовско-Волынском бассейне $K_p = 0,25$. Породы Донецкого бассейна характеризуются некоторым избытком элемента $3,2 \div 3,4 \cdot 10^{-3}\%$ по сравнению с его кларком в осадочных породах $3 \cdot 10^{-3}\%$, в то время как в породах Львовско-Волынского бассейна наблюдается большой дефицит иттрия $1,4 \cdot 10^{-4}\%$. Максимальные содержания элемента отмечены в алевролитах $4,1 \div 4,3 \cdot 10^{-3}\%$, аргиллитах $2,9 \div 3,5 \cdot 10^{-3}\%$, песчаниках до $3,8 \cdot 10^{-3}\%$; минимальные — в углях $3,8 \div 6,8 \cdot 10^{-4}\%$.

Иттербий сопутствует иттрию и имеет аналогичную с ним распространенность — широкую в Донбассе $K_p = 0,97 \div 0,85$ и ограниченную в Львовско-Волынском бассейне $K_p = 0,25$. Фоновые содержания составляют в Старом Донбассе $4,1 \cdot 10^{-4}\%$, в Западном Донбассе $2,5 \cdot 10^{-4}\%$ и во Львовско-Волынском бассейне $0,5 \times 10^{-4}\%$. Больше всего иттербия содержится в терригенно-обломочных породах: аргиллитах, алевролитах, песчаниках — до $4,7 \times 10^{-4}\%$, несколько меньше его в углях и углистых породах — $0,6 \div 2,2 \cdot 10^{-4}\%$ и совсем в ничтожных количествах он обнаружен в карбонатных породах (следы — $0,4 \cdot 10^{-4}\%$).

Лантан. Сведения о распространенности и содержании лантана в породах угленосной формации весьма ограничены, что объясняется низкой чувствительностью спектрального полуколичественного метода определения этого элемента, равной $10^{-2}\%$, что в 2,5 раза выше его кларка. Вследствие этого в большинстве проб лантан не обнаружен, а те данные, которые имеются по этому элементу, позволяют предположить о некотором накоплении его в углях.

Цветные металлы. Никель встречен во всех анализировавшихся пробах. Содержание его лишь в Старом Донбассе достигает величины кларка $9,5 \cdot 10^{-3}\%$, в Западном Донбассе и Львовско-Волынском бассейне оно значительно ниже и составляет соответственно $6,2 \cdot 10^{-3}$ и $2,2 \cdot 10^{-3}\%$. Наиболее обогащены никелем

терригенно-обломочные породы, хотя четкой приуроченности его к какой-либо определенной разновидности этих пород не наблюдается.

В Старом Донбассе и Львовско-Волинском бассейне максимальные содержания элемента связаны с аргиллитами, соответственно $15,8 \cdot 10^{-3}$ и $3,3 \cdot 10^{-3}\%$; в Западном Донбассе — с песчаниками $10,4 \cdot 10^{-3}\%$. Содержание никеля в углистых породах колеблется в широких пределах $1,5 \div 15 \cdot 10^{-3}\%$, что свидетельствует о потенциальных возможностях этих пород к накоплению элемента. В известняках и углях никель встречен в количествах в несколько раз ниже его кларка в осадочных породах.

Кобальт реже встречается, чем никель, и к тому же неравномерно распространен по площади. Если во Львовско-Волинском бассейне $K_p = 0,99$, то в Старом Донбассе он снижается до 0,85, а в Западном Донбассе до 0,50. Более высокий фон кобальта присущ породам Старого Донбасса $25 \cdot 10^{-4}\%$, в Западном Донбассе и Львовско-Волинском бассейне он значительно ниже и равен соответственно $8,3 \cdot 10^{-4}$ и $5,9 \cdot 10^{-4}\%$. Наибольшие содержания характерны для более грубозернистых терригенных образований — песчаников и алевролитов $6 \div 28 \cdot 10^{-4}\%$; в известняках, углистых сланцах и углях кобальт рассеивается и редко достигает кларка $20 \cdot 10^{-4}\%$.

Медь встречена во всех пробах, однако ее распределение по площади и в разрезе отличается значительным непостоянством. В Старом Донбассе содержание меди в породах угленосной формации составляет $11 \cdot 10^{-3}\%$, что почти в два раза превышает ее кларк в осадочных породах.

Во Львовско-Волинском бассейне и особенно в Западном Донбассе породы обеднены медью — в первом ее фон составляет $4,7 \cdot 10^{-3}\%$, во втором $1,6 \cdot 10^{-3}\%$. В известняках, аргиллитах, алевролитах, песчаниках, углистых породах содержание элемента изменяется в довольно узких пределах: в Старом Донбассе $8 \div 13 \times 10^{-3}\%$, во Львовско-Волинском бассейне $3,3 \div 5,5 \cdot 10^{-3}\%$ и только в Западном Донбассе интервал содержаний расширяется — $0,36 \div 2,6 \cdot 10^{-3}\%$. Во Львовско-Волинском бассейне и Западном Донбассе угли не анализировались на медь, в углях Старого Донбасса содержание меди достигает $3 \cdot 10^{-3}\%$, что составляет половину ее кларка в осадочных породах.

Цинк характеризуется непостоянством своего распространения. Более широко он представлен в Западном Донбассе $K_p = 0,97$, менее широко во Львовско-Волинском бассейне $K_p = 0,54$ и в Старом Донбассе $K_p = 0,40$. Самый высокий фон цинка зафиксирован в Западном Донбассе $13,3 \cdot 10^{-3}\%$, в Старом Донбассе он равен $7,8 \cdot 10^{-3}\%$ и во Львовско-Волинском бассейне $3,8 \cdot 10^{-3}\%$ при кларке его в осадочных породах $8 \cdot 10^{-3}\%$. Распределение цинка среди литологических типов пород неравномерное — более высокие содержания отмечаются в аргиллитах $5,2 \div 11,8 \cdot 10^{-3}\%$, алевролитах $3,5 \div 19,0 \cdot 10^{-3}\%$, а также в углистых сланцах $2,6 \div 12,5 \cdot 10^{-3}\%$;

в песчаниках и известняках содержание элемента снижается и не превышает $6,0 \cdot 10^{-3}\%$, а в углях $4,0 \cdot 10^{-3}\%$.

Свинец очень широко распространен в Старом Донбассе $K_p=0,97$; в Западном Донбассе лишь половина проанализированных проб ($K_p=0,5$) показала элемент. Еще большие расхождения наблюдаются в распределении свинца по бассейнам: во Львовско-Волынском бассейне его фон равен $1,2 \cdot 10^{-3}\%$, в Западном Донбассе $1,9 \cdot 10^{-3}\%$ и в Старом Донбассе $12,7 \cdot 10^{-3}\%$ при кларке свинца в осадочных породах $2 \cdot 10^{-3}\%$, т. е. во Львовско-Волынском бассейне и Западном Донбассе отмечается дефицит свинца (K_k составляет соответственно 0,60 и 0,95), в то время как в Старом Донбассе наблюдается его избыток ($K_k=6,4$).

Свинец преимущественно связан с терригенно-обломочными породами. В известняках, углистых породах и углях свинец обычно рассеивается, хотя при благоприятных условиях может накапливаться в количествах, превышающих его кларк — углистые породы Западного Донбасса, угли Старого Донбасса содержат свинца $4,5 \cdot 10^{-3}\%$.

Мышьяк характеризуется большим непостоянством распространения и концентрации в породах угленосной формации. По распространенности относится к группе элементов с очень редкой, спорадической встречаемостью $K_p < 0,25$. Фоновое содержание элемента изменяется от следов в Западном Донбассе до $2,2 \cdot 10^{-4}\%$ во Львовско-Волынском бассейне и $41 \cdot 10^{-4}\%$ в Старом Донбассе. Литологические типы пород в бассейнах ведут себя по-разному. Во Львовско-Волынском бассейне и Западном Донбассе отмечается весьма активная роль углей в связывании мышьяка ($17 \times 10^{-4}\%$) по сравнению с другими типами пород (следы — $4,8 \times 10^{-4}\%$); в Старом Донбассе основная масса элемента связана с известняками, аргиллитами, алевролитами и углистыми породами (содержание $53 \div 77 \cdot 10^{-4}\%$) и ничтожное его количество — с углями и песчаниками (содержание соответственно $16 \cdot 10^{-4}\%$ и следы).

Черные металлы. Титан очень широко распространен в угленосных формациях $K_p=1 \div 0,99$. В Старом и Западном Донбассе содержание титана довольно близко и составляет $5,2 \div 5,6 \cdot 10^{-1}\%$, во Львовско-Волынском бассейне — $1,8 \cdot 10^{-1}\%$ при кларке в осадочных породах $4,5 \cdot 10^{-1}\%$. В распределении титана наблюдается некоторая закономерность. Более высокие содержания наблюдаются в терригенно-обломочных породах: песчаниках, алевролитах и аргиллитах — до $6 \cdot 10^{-1}\%$; в известняках, углистых породах и углях его содержание ниже ($0,9 \div 3,0 \cdot 10^{-1}\%$).

Хром повсеместно распространен в угленосных формациях. В Старом и Западном Донбассе заметна некоторая концентрация элемента $17 \div 20 \cdot 10^{-3}$, во Львовско-Волынском бассейне — его рассеяние $1,4 \cdot 10^{-3}\%$ (кларк хрома в осадочных породах $10 \cdot 10^{-3}\%$).

Более высокие содержания хрома установлены в аргиллитах, алевролитах, песчаниках — до $25 \cdot 10^{-3}\%$, несколько меньше его содержится в углистых сланцах; известняки и угли характеризуются резко пониженным содержанием элемента (следы — $8 \times 10^{-3}\%$).

Приведенные данные показывают, что большинство рассматриваемых элементов подчиняются нормальному закону распределения, рассеиваясь в породах угленосной формации в кларковых или близких к ним концентрациях. Сконцентрированный (сверхкларковый) характер распределения отмечен лишь для отдельных элементов, заключенных среди вполне определенных литолого-фациальных типов пород.

Для углей и углистых пород типичны сверхкларковые содержания германия, реже молибдена, бериллия; для терригенно-глинистых, иногда карбонатных, пород Старого Донбасса — свинца, мышьяка, реже цинка, меди, никеля, кобальта. Превышение над кларком обычно не более 10-кратного, хотя в отдельных случаях оно превосходит его в десятки и даже в сотни раз, образуя участки повышенной минерализации и рудопроявления.

Накопление германия и в какой-то мере молибдена и бериллия, по всей видимости, связано с относительным усилением химического выветривания в областях сноса и со сдвигом в баланс поступавшего в бассейне материала в сторону легкорастворимых соединений этих элементов.

Накопление в сверхкларковых концентрациях свинца, цинка, мышьяка, никеля, кобальта, отличающихся умеренной геохимической подвижностью в зоне гипергенеза, очевидно, связано с размывом коренных источников этих элементов и с преимущественным механическим переотложением продуктов в бассейн седиментации. Сконцентрированный характер распределения малых элементов является общим поисковым признаком, позволяющим установить пути миграции и возможные литолого-стратиграфические ловушки этих элементов.

Для лантана, иттрия, иттербия, хрома, а во Львовско-Волынском бассейне также и для никеля, кобальта, молибдена типичен рассеянный характер распределения.

Такой тип распределения зависит, вероятно, от дефицита этих элементов в коренных породах, обрамляющих бассейны седиментации, и от сдвига в баланс переносимого материала в сторону породообразующих минералов. Вместе с тем не исключено, что дефицит того или иного элемента в породе свидетельствует об обогащении некоторого количества этого элемента и возможной локализации его в виде рудопроявлений и даже месторождений.

Поэтому резко пониженный местный кларк в бассейне или его части является критерием для изучения смежных площадей и в особенности краевых зон, формировавшихся вблизи дельт и русел. Не менее интересны и отложения самих дельт и русел с их активной гидродинамической деятельностью.

Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. «Геохимия», 1962, № 7.

Попов В. И. Использование кларков для оценки баланса химических элементов и вероятности нахождения осадочных месторождений. В кн. «Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований». М., Изд-во АН СССР, 1963.

Холодов В. Н. Некоторые вопросы поведения редких и рассеянных элементов в осадочном процессе. Тр. ИМГРЭ, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Хэскин Л. А. и др. Распределение редких земель в литосфере и космосе. М., изд-во «Мир», 1968.

А. В. ХРИПКОВ

К ВОПРОСУ О ДИНАМИКЕ ФОРМИРОВАНИЯ И КОРЕННЫХ ИСТОЧНИКАХ ПРИБРЕЖНО-МОРСКИХ РОССЫПЕЙ УКРАИНЫ

Среди большого разнообразия генетических типов редкометалльных россыпей, связанных с докембрийскими щитами, наибольшее народнохозяйственное значение имеют прибрежно-морские, обладающие крупными размерами и высокой концентрацией металла или минерала. Оценка перспектив металлоносности прибрежно-морских россыпей и направление дальнейших поисковых и разведочных работ в значительной степени зависит от правильного понимания условий их формирования. Обычно условия формирования прибрежно-морских россыпей устанавливаются на основе общих сведений о их геоморфологическом положении, особенностях вмещающих пород, о переносе, отложении и концентрации рудных минералов и т. д. Между тем россыпи прибрежно-морские, морские и озерные, так же как и аллювиальные, являются гидродинамическими образованиями и для выяснения закономерностей размещения этих типов россыпей и распределения в них рудных минералов важным является изучение динамики их формирования.

Имеющиеся данные разведки прибрежно-морских россыпей уже позволяют делать выводы о динамике их формирования и с этих позиций рассмотреть особенности распределения в них рудных минералов.

Возвратно-поступательное движение воды на подводном склоне моря происходит над наклонной плоскостью дна, и частицы наносов, в том числе и рудных минералов, движутся то вверх, то вниз под уклон. Здесь так же, как и при однонаправленном потоке в речных руслах, существует зависимость между крупностью переносимых частиц рудных минералов и скоростью потока.

В зоне забурунивания, возникающего в результате разрушения волн на глубинах, равных их высоте, в придонном слое возникает прибойный поток с максимальной скоростью. Под влиянием этого потока происходит поперечное по отношению к бере-

говой линии перемещение наносов и рудных минералов вверх по подводному склону. При этом материал более тяжелый, представленный рудными минералами, или большей гидравлической крупности опережает относительно легкий или меньшей гидравлической крупности, в результате чего поверхностный слой обогащается тяжелыми минералами (Зенкович, 1962; Трофимов, 1964), т. е. происходит их обогащение.

Отбойный поток, отличающийся меньшей силой и уносящий в море преимущественно легкий материал и мелкие фракции рудных минералов обуславливает разубоживание последних. При колебании уровня моря этот процесс неоднократно повторяется, что в конечном итоге приводит к формированию продуктивного пласта.

Под влиянием вдоль берегового течения, одновременно с поперечным происходит и продольное перемещение наносов и рудных минералов. При этом мелкие частицы опережают более крупные.

Таким образом, по отношению к гидродинамическим силам все фракции рудных минералов можно разделить на две основные группы: крупные, или пассивные, которые не переносятся в горизонтальном направлении на большие расстояния и подверженные обогащению, и мелкие, или активные, переносимые в горизонтальном направлении совместно с наносами, что обуславливает их разубоживание.

Следовательно, формирование россыпи осуществляется двумя основными процессами — обогащением и разубоживанием. В связи с колебанием уровня моря эти процессы накладываются друг на друга, создавая всю сложность распределения рудных минералов и степени их концентрации. Однако данные разведочных работ вскрывают некоторые закономерности строения месторождений и распределения в них рудных минералов.

На рис. 1, представлено распределение содержания и средняя крупность рудных зерен более 300 проб прибрежно-морской титано-циркониевой россыпи. Количественная зависимость среднего содержания от средней крупности рудных минералов приведена в таблице.

Таблица

Количественная зависимость среднего содержания от средней крупности рудных минералов

Средняя крупность рудных зерен, мм	0,08	0,09	0,10	0,11	0,12	0,13	0,14	0,15
Среднее содержание, кг/м ³	10,02	11,02	10,63	21,2	31,3	42,0	60,8	84,9

С увеличением средней крупности происходит увеличение среднего содержания, которое достигает максимальной величины 84,9 кг/м³ при средней крупности 0,15 мм. Увеличение среднего

содержания при одной и той же крупности свидетельствует о процессе обогащения, которое происходит при средней крупности более 0,10 мм. Мелкие фракции (до 0,10 мм), активные для данных условий, отличаются сравнительно низким содержанием, что говорит о разубоживании.

Таким образом, каждый динамический процесс формирования россыпи характеризуется определенной концентрацией (содержанием) рудных минералов и их крупностью.

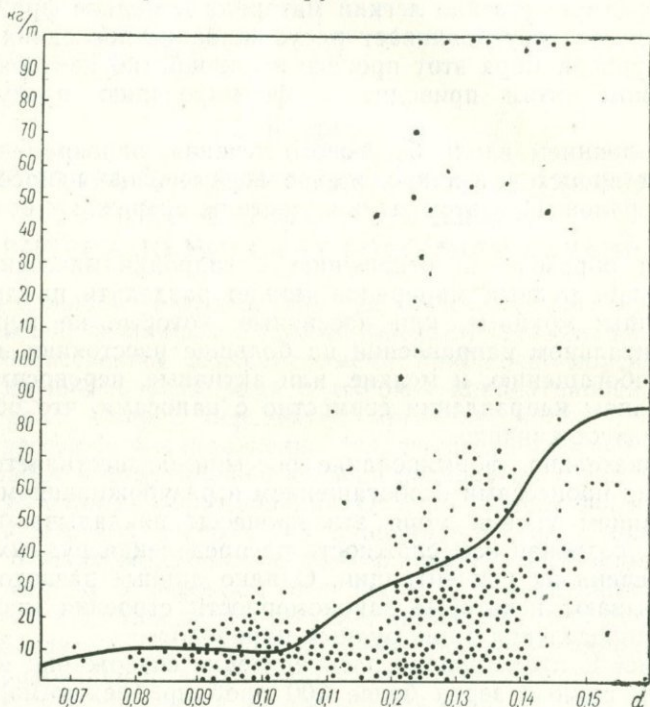


Рис. 1. Кривая зависимости величины среднего содержания рудных минералов от их крупности в прибрежно-морской россыпи

По вертикальной оси отложены средние содержания, кг/т; по горизонтальной — средняя крупность рудных зерен, мм; точками обозначены пробы

Физическая граница активных и пассивных фракций изменчива и зависит от интенсивности придонных движений воды, которая в свою очередь связана с параметрами волн и глубиной дна данного участка.

Интересно, что редкометалльные россыпи, обнаруженные в средней части Днепровско-Донецкой впадины, сложены, по данным И. С. Романова, рудными минералами активных фракций.

Средний размер рудных зерен здесь менее 0,1 мм. При этом фракция 0,10—0,05 мм лейкоксенизированного ильменита состав-

ляет 91,42%, а фракция $> 0,05$ мм — 6,89%. Циркон фракции 0,10—0,05 мм — 77,68%, а $> 0,05$ мм — 21,78%. Такие фракции осаждаются в море вместе с песчано-глинистыми частицами. По В. П. Зенкевичу (1962), можно сказать, что материал такой крупности уже не является наносом, а представляет собой отложения. Поэтому россыпи, сложенные таким материалом, следует считать россыпями мелководного моря.

Если пассивные фракции рудных минералов подвержены обогащению, т. е. не испытывают перемещения в горизонтальном направлении на значительные расстояния, то располагаются они в непосредственной близости от коренного источника.

Поэтому динамические особенности пассивных фракций позволяют квалифицировать рассматриваемую прибрежно-морскую россыпь, по терминологии Н. П. Хераскова и др. (1960), как россыпь ближнего сноса, т. е. россыпь, связанную с незначительным переносом полезных минералов в горизонтальной плоскости от коренного источника.

Рассмотрим закономерности распределения количества рудных минералов по простиранию этой прибрежно-морской редкометальной россыпи. Кривая распределения количества рудных минералов по простиранию россыпи должна характеризоваться, как и всякая кривая, взаимозависимым расположением точек. График, отражающий такое распределение рудных минералов, строится следующим методом.

По горизонтальной оси в произвольном масштабе откладываются расстояния между разведочными линиями или профилями, а по вертикальной — процентное содержание рудных минералов по соответствующей разведочной линии или профилю. Это процентное содержание определяется по отношению к общему количеству рудных минералов, полученному при разведке месторождения (Хрипков, 1958).

В качестве примера приведем распределение рудных минералов в одной украинской прибрежно-морской титано-циркониевой россыпи.

Продуктивный пласт этой россыпи размещается в сарматских песках. По содержанию концентрата полезных минералов он резко отграничивается от подстилающих его относительно бедных полтавских и практически безрудных песчано-глинистых харьковских, киевских и бучакских слоев, залегающих непосредственно на коре выветривания кристаллических пород.

Построенный график распределения количества рудных минералов и проведенное сглаживание таких кривых методом скользящего окна показано на рис. 2.

Из рисунка видно, что количество рудных минералов в продуктивных сарматских песках распределяется неравномерно: в интервале XI—XVI профилей сосредоточено максимальное их количество, к флангам месторождения оно убывает. Средний размер рудных зерен данной россыпи 0,12 мм. При этом наибольшая

их крупность сосредоточена также в пределах максимума количества (XI—XVI профили) рудных минералов, откуда уменьшается к флангам месторождения. Весьма примечательно, что распределение количества рудных минералов со средней крупностью 0,09 мм в подстилающих данную россыпь полтавских песках аналогичное. Здесь максимум количества рудных минералов приурочен также к участку XI—XVI профилей. При горизонтальном перемещении рудных зерен, например активных фракций, максимум их количества на кривой распределения сглаживается. А наличие

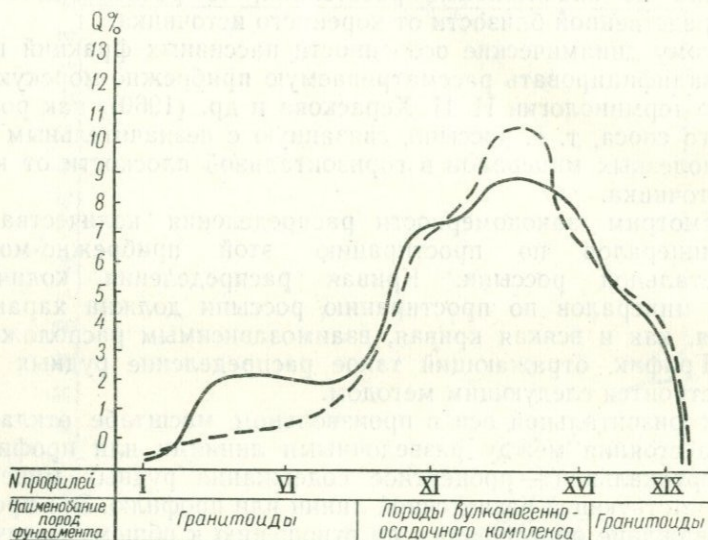


Рис. 2. Распределение количества рудных минералов по простиранию прибрежно-морской россыпи

По вертикальной оси отложены весовые количества рудных минералов (%); по горизонтальной — расстояния; сплошной линией показано распределение рудных минералов в сарматских песках; пунктирной — в полтавских

максимума свидетельствует об отсутствии перемещения таких фракций рудных минералов в горизонтальном направлении (Хрипов, 1963).

Но, как отмечалось выше, под влиянием прибойного потока движение крупных фракций рудных зерен по подводному склону опережает мелкие, что приводит к обогащению поверхностного склона крупными фракциями рудных минералов. При этом относительно мелкий рудный материал сохраняется в нижних горизонтах наносов. А еще более мелкие, активные фракции уносятся отбойным потоком и отлагаются в области мелководного моря. Попутно отметим, что в этом аспекте, более крупнозернистые сарматские пески, по-видимому, следует рассматривать как фациаль-

ные разности полтавских отложений. Примечательно, что средний размер рудных зерен крупнейших в мире прибрежно-морских россыпей соответствует рассматриваемой россыпи. Так, И. И. Малышев (1957) указывает, что крупность рудных зерен в австралийских россыпях 0,1—0,12 мм. Такую же крупность имеют и индийские россыпи 0,1—0,14 мм. Средний размер рудных зерен в россыпи полуострова Флорида (США) 0,13 мм (0,07 мм—0,21 мм).

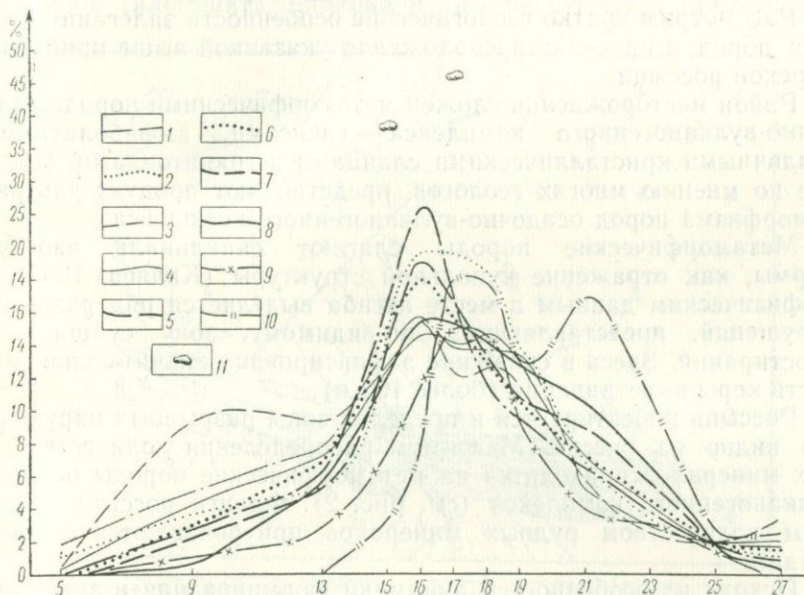


Рис. 3. Распределение количества золота по фракциям в аллювиальной россыпи

Размер фракций золота, мм: 1—0,18; 2—0,42; 3—0,60; 4—0,85; 5—1,20; 6—1,70; 7—2,40; 8—3,40; 9—4,80; 10—6,80; 11—9,60

По вертикальной оси отложены весовые количества золота в %; по горизонтальной — номера разведочных линий в мм

Отмеченной закономерностью строения и распределения рудных минералов отличаются россыпи различных полезных ископаемых, сложенные пассивными фракциями. Подтверждением этого может служить распределение количества золота по фракциям в аллювиальной россыпи, изображенное на рис. 3. Наибольшее количество золота всех фракций здесь приурочено к средней части, т. е. к разведочным линиям 15—19. К флангам россыпи количество золота постепенно убывает и крупность его уменьшается. К максимальному распределению (максимум количества) приурочены самые крупные самородки. В плотике россыпей, в пределах этого максимума, отмечаются жилы (иногда с высоким содержанием золота), зоны и другие проявления золоторудной минерализации,

представляющие собой локальные коренные источники россыпей. Это свидетельствует о непосредственной связи россыпей, сложенных пассивными фракциями, с рудными источниками.

Таким образом, по аналогии с россыпями других генетических типов, представленных пассивными фракциями, характер распределения количества рудных минералов и особенности динамики формирования рассматриваемой прибрежно-морской россыпи позволяют установить ее связь с локальными рудными источниками.

Рассмотрим кратко геологические особенности залегания коренных пород в пределах расположения указанной выше прибрежно-морской россыпи.

Район месторождения сложен метаморфическими породами осадочно-вулканогенного комплекса — гнейсами, амфиболитами и различными кристаллическими сланцами и гранитоидами. Последние по мнению многих геологов, представляют продукт ультраметаморфизма пород осадочно-вулканогенного комплекса.

Метаморфические породы слагают синклиналь изогнутой формы, как отражение купольной структуры (Каляев, 1965). По геофизическим данным в месте изгиба выделяется ряд разрывных нарушений, представляющих, по-видимому, зону субширотного простирания. Здесь в скважине зафиксирована значительная мощность коры выветривания (более 100 м).

Россыпь проектируется в пределах зоны разрывных нарушений, что видно из рис. 4. Максимум распределения количества рудных минералов приходится на метаморфические породы осадочно-вулканогенного комплекса (см. рис. 2). Фланги россыпи с меньшим количеством рудных минералов приурочиваются к гранитоидам.

Исходя из особенностей динамики формирования и закономерностей распределения рудных минералов, можно предположить, что локальный источник данной прибрежно-морской россыпи был расположен в пределах зоны разрывных нарушений в метаморфических породах осадочно-вулканогенного комплекса.

Некоторые авторы (Гурвич и др., 1960; Херасков и др., 1960) считают, что источниками россыпи являются аксессуарные минералы различных кристаллических пород. При этом в результате значительного периода континентального режима на поверхности кристаллических пород образовывалась мощная кора выветривания, что способствовало полному высвобождению из них зерен устойчивых минералов. Считается, что последующий размыв этой коры обусловил вынос рудных минералов, высвободившихся из пород на большой площади, в морские бассейны, где происходила их концентрация. Однако проведенное рядом исследователей более глубокое изучение прибрежно-морских россыпей показывает несостоятельность такой точки зрения. Наличие самой коры выветривания может свидетельствовать об отсутствии значительного размыва, т. е. о слабой эрозионной деятельности водных потоков. Подтверждает слабую эрозионную деятельность также отсутствие

переотложенных месторождений коры выветривания. Из общего количества месторождений полезных ископаемых Украинского щита, связанных с корой выветривания (каолин, бокситы, железоникелевые руды и др.), только около 10% являются переотложенными. При этом само переотложение происходило в непосредственной близости от первичных или остаточных месторождений.

подавляющее большинство аллювиальных россыпей рудных минералов (ильменита, циркона и др.) по существу представляет

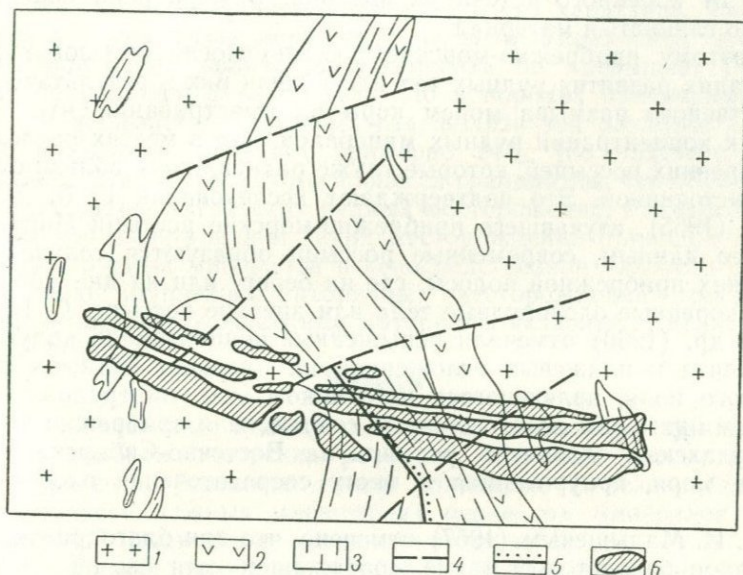


Рис. 4. Проекция прибрежно-морской россыпи на кристаллический фундамент (без чехла рыхлых отложений)

1 — гранитоиды, 2 — амфиболиты, 3 — кристаллические сланцы, 4 — зоны разломов по геофизическим данным, 5 — зона разлома по данным разведки, 6 — прибрежно-морская россыпь

верхнюю перемытую часть элювиальных россыпей. Ряд аллювиальных россыпей находится в долинах, заложенных в зонах тектонических нарушений, являющихся местом локализации коренных источников.

Незначительная динамическая сила потоков обусловила перенос только глинистых частичек коры выветривания и активных фракций рудных минералов, что способствовало обогащению россыпей, сложенных пассивными фракциями, залегающими в непосредственной близости от коренных источников.

В результате всестороннего изучения россыпей Украины М. Г. Дядченко пришла к выводу, что образование россыпей вдали от непосредственных источников питания невозможно потому, что при длительном переносе на огромные расстояния не только во

вермени, но и особенно в пространстве тяжелые минералы рассеиваются и количество их в осадках заметно уменьшается, т. е. происходит разубоживание.

Детальное изучение палеогеографии и геоморфологии позволило В. И. Векличу и П. К. Заморию (1959) прийти к выводу, что незначительный уклон мезозойских рек препятствовал переносу рудных минералов на большие расстояния. Концентрация их сравнительно крупных фракций происходила в непосредственной близости от коренного источника питания. В моря реки переносили только глинистый материал.

Поэтому прибрежно-морские россыпи могли образоваться на площадях развития рудных тел или вблизи них в результате непосредственного размыва морем коры их выветривания, что приводило к концентрации рудных минералов, или в местах расположения древних россыпей, которые также размещаются вблизи от рудных источников. Это подтверждают исследования Г. Б. Жилинского (1965), изучавшего прибрежно-морские россыпи Индонезии. По его данным, современные россыпи образуются только в тех участках прибрежной полосы, где на берегу или на дне моря имеются коренные оловорудные тела или древние россыпи. С. И. Гурвич и др. (1960) отмечали повышенные концентрации колумбитантала в пляжевых отложениях на площади размыва пегматитового поля, являющегося источником этих минералов. Аналогичным примером может служить современная прибрежно-морская Чекурдахская оловянная россыпь на Восточно-Сибирском побережье моря, приуроченная к месту сосредоточения оловорудных жил.

И. И. Малышевым (1957) отмечено, что при благоприятных условиях в базальтовой магме, содержащей хотя бы 1% двуокиси титана, на отдельных участках концентрация этого компонента может увеличиться в 10—15 раз и такие участки можно рассматривать как рудные месторождения. По наблюдениям С. И. Гурвича и др. (1960) при более или менее равномерном распределении ильменита в массивах основных пород, в участках с афанитовой структурой этот минерал нередко образует обогащенные шпирь и полосы. М. М. Ивантишин писал, что среди некоторых гранитных массивов Украины отмечаются тектонические зоны с высоким содержанием редких минералов, к которым приурочены долины рек с промысленными россыпями.

Весьма интересны особенности вещественного состава прибрежно-морской Саянско-Самотканской россыпи. В этой россыпи, наряду с такими распространенными минералами, как рутил, арizonит, ильменит, циркон и др., В. И. Пятнов обнаружил бадделлит, который связан с карбонатами или апатит-форстерит-магнетитовыми и другими породами, представляющими локальные рудные источники. В этих породах бадделлит сопровождается цирконом, ильменитом и другими минералами. В. И. Пятнов (1965) считает, что на территории Украинского щита имелись, а возможно имеются и в на-

стоящее время породы типа карбонатитов, пока еще не обнаруженные при геологосъемочных работах.

Концентрация ильменита и циркона могла также образоваться в результате метаморфизма и ультраметаморфизма, при которых происходила мобилизация элементов из осадочно-вулканогенных пород, транспортировка их с метаморфическими растворами и отложение по трещинам разрывных нарушений (Белевцев, 1964). Хотя процесс метаморфогенного рудообразования ильменита и других рудных минералов изучен еще недостаточно, отдельные факты все же могут свидетельствовать о его характере. Так, например, в эпидиобазах некоторых районов Украинской железорудной провинции количество ильменита не превышает 1—2%, в амфиболитах его 3—5 до 10%. Но в породах измененных под влиянием железистого метасоматоза, вблизи зон разломов содержание ильменита достигает примерно 24% (по подсчету зерен в шлифах). Масштабы такого процесса грандиозны, что обуславливает образование гигантских рудных месторождений. Размыв морем мощных кор выветривания таких месторождений приводил к концентрации рудных минералов в непосредственной близости от нее и созданию крупнейших вторичных месторождений — россыпей.

Таким образом, изложенные материалы позволяют сделать следующие выводы.

Выводы

1. Распределение рудных минералов пассивных фракций и строение прибрежно-морских россыпей позволяет рассматривать их как россыпи ближнего сноса, связанные с незначительным (в практически важных масштабах) переносом минералов в горизонтальной плоскости от коренного источника.

2. Коренными источниками прибрежно-морских титано-циркониевых россыпей, по-видимому, являлись крупные и богатые рудные тела, образованные при метаморфизме.

Залегание таких рудных тел приурочивалось к зонам разломов докембрийского фундамента.

3. При прогнозировании и поисках прибрежно-морских россыпей ведущее значение должно принадлежать геолого-структурным и фаціальным критериям. Не менее важным является изучение палеогеографии, особенно динамики древних водных потоков и бассейнов.

Эффективному открытию крупных и богатых россыпей и рудных месторождений различных металлов и минералов будет способствовать более глубокое изучение геолого-структурных и геоморфологических особенностей территории, процессов метаморфогенного рудообразования.

ЛИТЕРАТУРА

Белевцев Я. Н. Основные положения теории метаморфогенного рудообразования. В сб. «Проблемы теории и эксперимента рудообразования». Киев, изд-во «Наукова думка», 1964.

Гурвич С. И., Ромоданова А. П., Хатунцева А. Я. Основные закономерности размещения редкометальных и танталовых россыпей северной окраины Украинского кристаллического щита. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. IV. Россыпи. М., Госгортехиздат, 1960.

Гурвич С. И., Трохачев П. А., Одинец Н. И., Балакина В. Ф. Некоторые закономерности формирования россыпных месторождений тантало-ниобатов. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. IV. Россыпи. М., Госгортехиздат, 1960.

Гурвич С. И., Хмара Н. В. Титано-циркониевые россыпи Русской платформы. В сб. «Рудоносность Русской платформы». М., изд-во «Наука», 1965.

Гурвич С. И., Болотов А. М. Титано-циркониевые россыпи. М., изд-во «Недра», 1968.

Жилинский Г. Б. Генетические типы оловянных россыпей Индонезии, методика их поисков и разведки. В сб. «Геология россыпей». М., изд-во «Наука», 1965.

Зенкевич В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М. Изд-во АН СССР, 1962.

Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев, изд-во «Наукова думка», 1965.

Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Пустовалов Л. В. Изученность и геологические перспективы рудоносности осадочного чехла Русской платформы. В сб. «Рудоносность Русской платформы». М., изд-во «Наука», 1965.

Херасков Н. П., Потемкин К. В., Спицын А. Н. Некоторые закономерности образования и размещения россыпных месторождений редких металлов. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. IV. М., Госгортехиздат, 1960.

Хрипков А. В. Некоторые особенности россыпей золота. Магадан, «Колыма», 1963, № 11.

Тектоно-металлогеническое районирование и региональная рудная зональность Украины. Князев Г. И. Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. Вып. 4. М., изд-во «Недра», 1971. Стр. 3—40.

Произведено тектоно-металлогеническое районирование территории УССР, выделена 21 рудная провинция с указанием характерных и перспективных типов оруждений. Выявлена региональная рудная зональность в Карпатах, Донбассе, Крыму, Подолли и высказаны соображения о направлении поисковых работ с учетом зональности.

Таблиц 3, иллюстраций 5, библиография — 51 название.

УДК 551.311.231 (477)

Условия образования мезозойской коры выветривания Украинского щита. Додатко А. Д., Хорошева Д. П., Эльянов М. Д., Погребной В. Т. Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. Вып. 4. М., изд-во «Недра», 1971. Стр. 40—53.

Показано, что мезозойская кора выветривания образовалась в спокойных геолого-тектонических условиях при теплом и влажном климате. Стадийность минералообразования завершалась образованием в верхней зоне минералов свободного глинозема и формирования бокситоносного горизонта. Наложенные процессы в зависимости от условий их протекания оказывали неодинаковое воздействие на кору выветривания. В одних случаях кора явления оказывали характерных черт, в ней лишь происходило образование новых минералов, в других — вследствие процессов ресилификации и обеления кора потеряла черты латеритного профиля.

Библиография — 31 название.

УДК 551.552.11.553

Геологические формации Украинского щита и связанные с ними полезные ископаемые. Князев Г. И., Еременко М. А., Решитко В. А., Козлов И. Т., Данилова Л. Г. Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. Вып. 4. М., изд-во «Недра», 1971. Стр. 54—80.

Излагаются результаты исследований по выделению геологических формаций в Украинском щите. Устанавливается закономерная связь полезных ископаемых с определенными формациями. Намечается сходство самых общих (региональных) закономерностей размещения эндогенного оруждения в щитах и послепротерозойских складчатых областях, в частности концентрации месторождений в замкнутых рудных поясах.

Таблиц 2, иллюстраций 5, библиография — 32 названия.

УДК 553.1 : 539.2.

Систематика текстур и структур железных руд Украины. Турובה З. В. Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. Вып. 4. М., изд-во «Недра», 1971. Стр. 80—97.

Выделены основные морфологические группы текстур железных руд Украины: массивные, вкрапленные, пятнистые, полосчатые, округлые, натечные, пористые, порошокватые, руданогенные, цементные. Выделены также в железных рудах основные морфогенетические группы структур: коллоидные, метаколлоидные, кристаллообластические, замещения, катакlastические, обломочные. Приведено распределение этих групп по генетическим и промышленным типам железных руд Украины.

Таблиц 4, библиография — 24 названия.

УДК 553.31

Геологическое строение и железистые кварциты Чертомлыкского месторождения. Гузенко Г. Ф., Ганюцкий В. И., Частий Р. А., Качанов Е. И., Могилевец И. И. Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. Вып. 4. М., изд-во «Недра», 1971. Стр. 97—112.

Комплекс метаморфизованных вулканогенных и осадочных образований Чертомлыкского месторождения отнесен к нижней свите конско-верховцевской серии и подразделен на три согласно залегающие подсвиты. В структурном отношении месторождение приурочено к круто падающему крылу синклинали складки северо-восточного простирания, в северной части осложненной рядом субпараллельных разломов взбросового характера. Железистые кварциты образуют два пласта. В составе нижнего пласта преобладают силикат-магнетитовые кварциты, а в верхнем — карбонат-магнетитовые. Для обоих пластов характерно возрастание содержания карбонатов и силикатов с юга на север. Прогнозные запасы железистых кварцитов, подсчитанные для северной части месторождения, где нижний пласт кварцитов имеет значительную мощность, составляют около полумиллиона тонн. Предварительными исследованиями установлено, что получаемый из бедных железных руд района высокоосновный карбонат-магнетитовый концентрат пригоден для производства офлюсованных окатышей.

Таблиц 4, иллюстраций 5, библиография — 8 названий.

Петрографические особенности железистых кварцитов Петровского месторождения (Среднее Приднепровье). Федорова Л. И. Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. Вып. 4. М., изд-во «Недра», 1971. Стр. 113—128.

Минеральный состав и структурные особенности железистых кварцитов указывают на их гидротермально-метасоматическое происхождение, связанное с процессами метасоматического метаморфизма.

Таблиц 3, иллюстраций 3, библиография — 15 названий.

УДК 551.251

Микроструктурный анализ в решении вопроса о структурном несогласии в докембрии Белозерского района. Никонов А. И., Ганоцкий В. И. Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. Вып. 4. М., изд-во «Недра», 1971. Стр. 128—132.

На основании исследования закономерностей ориентировки оптических осей кварца в железистых кварцитах нижней и средней свит конско-верховцевской серии Белозерского района доказывается различие тектонических условий формирования структур этих свит и подтверждается наличие структурного несогласия между ними.

Иллюстраций 2, библиография — 5 названий.

УДК 528.9(048) : 912,43 : 553

Геолого-технологическая характеристика марганцевой руды северной части Западной площади Никопольского месторождения. Шевченко Е. С., Плавшудин В. Г., Полякова Е. Е., Кошман М. Е. Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. Вып. 4. М., изд-во «Недра», 1971. Стр. 133—139.

Для получения из руд северной части Западной рудоносной площади в преобладающем количестве концентратов высших сортов необходимо совершенствовать технологические схемы и производить раздельную выемку ферромарганцевых руд.

Таблиц 2, иллюстраций 1, библиография — 2 названия.

УДК 528.9(048) : 912,43 : 553

Опыт составления геолого-технологической карты западной части Никопольского месторождения марганцевых руд. Шевченко Е. С. Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. Вып. 4. М., изд-во «Недра», 1971. Стр. 139—144.

Рассматривается вопрос методики составления геолого-технологической карты Никопольского месторождения. Геолого-технологическая карта может быть использована эксплуатационными трестами при перспективном и оперативном планировании добычи и обогащения марганцевых руд, повысит технические и технико-экономические показатели их использования.

Таблиц 1, библиография — 3 названия.

УДК 551.311.231(477.4)

Мощность и физико-механические свойства пород мезозойской коры выветривания Украинского щита. Эльянов М. Д., Додатко А. Д. Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. Вып. 4. М., изд-во «Недра», 1971. Стр. 144—151.

Первичная (максимальная) мощность коры выветривания оценивается в 110—120 м. Устанавливается зависимость между особенностями исходных пород, физико-механическими свойствами зон коры выветривания и их мощностью.

Таблиц 3, библиография — 6 названий.

УДК 551.311.231(477.5)

Мощность коры выветривания Приазовского блока. Погребной В. Т. Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. Вып. 4. М., изд-во «Недра», 1971. Стр. 151—161.

Приводится карта-схема площадного распространения отдельных зон коры выветривания на всей территории блока. В результате статистической обработки данных более чем по 1300 скважинам выявлена различная относительная скорость выветривания различных пород гранитоидного ряда. Методом корреляции установлено, что примерно до отметок 150—170 м наблюдается прямая связь в системе мощность — абсолютная высота кровли.

Таблиц 6, иллюстраций 2, библиография — 5 названий.

УДК 553.492.1 : (477.6)

Морфология минералов бокситов Среднего Приднепровья. Хорошева Д. П., Гарбуз Ю. Н. Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. Вып. 4. М., изд-во «Недра», 1971. Стр. 161—171.

Установлены морфологические особенности порообразующих и сопутствующих минералов бокситового горизонта Среднего Приднепровья. Описан комплекс методов, выявляющий характерные признаки минеральных индивидов, и, в частности, метод электронной микроскопии как основной при выявлении морфологических признаков тонкодисперсных минералов коры выветривания.

Таблиц 2, иллюстраций — 20, библиография — 13 названий.

Гидроокислы железа из коры выветривания ультраосновных пород Приднепровья. Доклад А. Д. Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. Вып. 4. М., изд-во «Недра», 1971. Стр. 171—178.

Описаны гидроокислы железа, слагающие охры в коре выветривания ультраосновных пород. Установлено, что гётит и гидрогётит являются главными породообразующими минералами охр. По содержанию воды, а также на основании рентгеновского анализа установлена примесь гематита.

Гётит и гидрогётит содержат воду с неодинаковой прочностью связи, что обуславливает существование «двугидрогётитовых» кривых ДТА.

Под электронным микроскопом установлено преимущественно игольчатая форма выделений гётит-гидрогётита. Иногда иголки страстаются в звездчатые агрегаты. Вверх по разрезу коры иголки гидроокислов железа разрушаются и образуют хлопьевидные выделения.

Таблиц 3, иллюстраций 3, библиография — 13 названий.

УДК 551.311.231(477.45)

Минералого-петрографическая характеристика коры выветривания кальцифиров Антоново-Хощеватского месторождения на Среднем Побужье. Туробова З. В., Гордон-Яновский Ф. А. Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. Вып. 4. М., изд-во «Недра», 1971. Стр. 178—188.

Авторами собран и обработан материал по минералогии и петрографии коры выветривания кристаллических силицифицированных известняков и доломитов (кальцифиров), мощность коры до 40 м.

Формирование коры выветривания сопровождалось выносом кальция и магния и накоплением — кремния, алюминия, железа, марганца и кобальта.

Таблиц 4, иллюстраций 4, библиография — 7 названий.

УДК 553.312

Зона гипергенеза в железистых кварцитах Белозерского железорудного района. Частый Р. А. Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. Вып. 4. М., изд-во «Недра», 1971. Стр. 188—200.

Зоны окисления, выщелачивания и инфильтрации прослежены до 1200 м. Затухания процессов окисления и выщелачивания с глубиной не наблюдается. Устанавливается связь залежей богатых железных руд с зоной выщелачивания.

Таблиц 7, иллюстраций 3, библиография — 11 названий.

УДК 551.311.231(477.5)

О расчете абсолютных масс акцессорных минералов в коре выветривания. Погребной В. Т., Кравченко Р. А. Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. Вып. 4. М., изд-во «Недра», 1971. Стр. 200—210.

По степени устойчивости в коре выветривания акцессорные минералы разделены на четыре группы: неустойчивые, слабо устойчивые, устойчивые и весьма устойчивые. Предлагается формула, по которой определяется абсолютное количество устойчивых акцессорных минералов в коре без выполнения минералогического анализа. Исходными данными для такого расчета служат результаты измерений объемных весов, содержание акцессорных минералов в коренной породе и их устойчивость в условиях выветривания. Отмечается важность таких расчетов для участков с повышенным содержанием устойчивых минералов в коренных породах, кора выветривания на которых размыта.

Таблиц 4, библиография — 12 названий.

УДК 551.553.061.2(477)

Металлогенетические эпохи Украины. Князев Г. И. Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. Вып. 4. М., изд-во «Недра», 1971. Стр. 211—226.

Выделены основные эпохи рудообразования в докембрии и неогене; указаны характерные для них месторождения полезных ископаемых.

Таблиц 1, библиография — 26 названий.

УДК 553.06 : 553.43(477)

К вопросу о минералого-генетической классификации медных рудопроявлений Украины. Беспалов И. М. Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. Вып. 4. М., изд-во «Недра», 1971. Стр. 226—237.

На Украине выделяются следующие генетические типы медных рудопроявлений: 1) ливкационные, связанные с основными и ультраосновными породами Украинского щита; 2) гидротермальные высокотемпературные в гранитах, пегматитах и пегматито-пневматолитовых образованиях; 3) гидротермальные среднетемпературные (вкрапленные и прожилкованные в кварцевых жилах и колчеданные); 4) гидротермальные низкотемпературные (самородно-медная формация в берестовецких базальтах Вольны); 5) осадочные в пестроцветках девона (Приднестровье, юг Донбасса), перми (Донбасс), палеогена (Карпаты), неогена (Предкарпатский прогиб).

Библиография — 19 названий.

УДК 553.611.54

Медистые песчаники — новый вид агросырья в Донбассе. Вигдергауз Л. М. Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. Вып. 4. М., изд-во «Недра», 1971. Стр. 237—240.

Впервые экспериментальными исследованиями дана оценка и рекомендации по использованию медистых песчаников Донбасса в сельском хозяйстве в качестве удобрений.

Таблиц 3.

УДК 550.422

Малые элементы в угленосных формациях Украины. Кулиненко О. Р. Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. Вып. 4. М., изд-во «Недра», 1971. Стр. 241—248.

По данным более 5000 спектрохимических анализов вычислены коэффициенты распространенности и кларки концентрации германия, галлия, скандия, бериллия, ванадия, молибдена, циркония, иттрия, иттербия, лантана, никеля, кобальта, меди, цинка, свинца, мышьяка, титана, хрома. Большинство из них подчиняется нормальному закону распределения, рассеиваясь в породах угленосной толщи в кларковых или близких к ним концентрациях. Скоцентрированный (до 10 и более кларков) характер распределения присущ германию, мышьяку, свинцу, реже бериллию, цинку, меди, никелю, кобальту, заключенных среди вполне определенных литолого-фациальных типов пород.

Иллюстраций — 2, библиография — 4 названия.

УДК 531.3 : 553.068.5 : 553.494.2.3.(477.4)

К вопросу о динамике формирования и коренных источниках прибрежно-морских россыпей Украины. Хрипков А. В. Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. Вып. 4. М., изд-во «Недра», 1971. Стр. 248—258.

Титано-циркониевые россыпи подразделяются на прибрежно-морские и мелководного моря. Коренными источниками прибрежно-морских россыпей считаются локальные, крупные и богатые рудные тела, образованные при метаморфизме и связанные с зонами разрывных нарушений докембрийского фундамента.

Таблиц 1, иллюстраций 4, библиография — 12 названий.

СОДЕРЖАНИЕ

Г. И. Князев. Тектоно-металлогеническое районирование и региональная рудная зональность Украины	3
А. Д. Додатко, Д. П. Хорошева, М. Д. Эльянов, В. Т. Погребной. Условия образования мезозойской коры выветривания Украинского щита	40
Г. И. Князев, М. А. Еременко, В. А. Решитько, И. Т. Козлов, Л. Г. Данилова. Геологические формации Украинского щита и связанные с ними полезные ископаемые	54
З. В. Турובה. Систематика текстур и структур железных руд Украины	80
Г. Ф. Гузенко, В. И. Ганоцкий, Р. А. Частиный, Е. И. Качанов, И. И. Могилавец. Геологическое строение и железистые кварциты Чертомлыкского месторождения	97
Л. И. Федоровская. Петрографические особенности железистых кварцитов Петровского месторождения (Среднее Приднпровье)	113
А. И. Никонов, В. И. Ганоцкий. Микроструктурный анализ в решении вопроса о структурном несогласии в докембрии Белозерского района	128
Е. С. Шевченко, В. Г. Плавшудин, Е. Е. Полякова, М. Е. Кошман. Геолого-технологическая характеристика марганцевой руды северной части Западной площади Никопольского месторождения	133
Е. С. Шевченко. Опыт составления геолого-технологической карты западной части Никопольского месторождения марганцевых руд	139
М. Д. Эльянов, А. Д. Додатко. Мощность и физико-механические свойства пород мезозойской коры выветривания Украинского щита	144
В. Т. Погребной. Мощность коры выветривания Приазовского блока	151
Д. П. Хорошева, Ю. Н. Гарбуз. Морфология минералов бокситов Среднего Приднпровья	161
А. Д. Додатко. Гидроокислы железа из коры выветривания ультраосновных пород Приднпровья	171
З. В. Турובה, Ф. А. Гордон-Яновский. Минералого-петрографическая характеристика коры выветривания кальцифиров Антоново-Хощеватского месторождения на Среднем Побужье	178
Р. А. Частиный. Зона гипергенеза в железистых кварцитах Белозерского железорудного района	188
В. Т. Погребной, Р. А. Кравченко. О расчете абсолютных масс аксессуарных минералов в коре выветривания	200
Г. И. Князев. Металлогенические эпохи Украины	211
И. М. Беспалов. К вопросу о минералого-генетической классификации медных рудопоявлений Украины	226
Л. М. Вигдергауз. Медистые песчаники — новый вид агросырья в Донбассе	237
О. Р. Кулиненко. Малые элементы в угленосных формациях Украины	241
А. В. Хрипков. К вопросу о динамике формирования и коренных источников прибрежно-морских россыпей Украины	248

ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ
РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Выпуск 4

Редактор издательства *Е. Я. Соколовская*
Технический редактор *А. Г. Иванова*
Переплет художника *Г. А. Петрова*
Корректор *Т. М. Стоялрова*

Сдано в набор 30/VII 1971 г. Подписано в печать
19/XI 1971 г. Т-19313 Формат 60×90¹/₁₆. Печ. л. 16,5.
Уч.-изд. л. 18,2. Бумага № 1. Индекс 3-3-1.
Заказ 494/11059—14. Тираж 1000 экз. Цена 1 р. 93 к.

Издательство «Недра». Москва, К-12,
Третьяковский проезд, д. 1/19.
Ленинградская типография № 8 Главпографпрома
Комитета по печати при Совете Министров СССР
Ленинград. Прачечный пер., д. № 6

1 р. 93 к.

372

НЕДРА—1971