

**СОСТАВ, ПРОИСХОЖДЕНИЕ
И РАЗМЕЩЕНИЕ
ОСАДОЧНЫХ ПОРОД
И РУД**

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ФИЗИКИ МИНЕРАЛОВ
УКРАИНСКИЙ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ

**СОСТАВ, ПРОИСХОЖДЕНИЕ
И РАЗМЕЩЕНИЕ
ОСАДОЧНЫХ ПОРОД
И РУД**

МАТЕРИАЛЫ III РЕСПУБЛИКАНСКОГО
ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО СОВЕЩАНИЯ

КИЕВ «НАУКОВА ДУМКА» 1981



3762

УДК 551.553

В сборнике помещены материалы III Республиканского литологического совещания "Осадочное рудообразование" (Керчь, октябрь 1979 г.). Рассмотрен широкий круг проблем, включающий общие вопросы осадочного рудообразования; железомарганцевый рудогенез; рудогенез цветных металлов; кору выветривания и связанные с ней полезные ископаемые; минералогии и геохимии осадочных пород и руд; рудообразование в морях и океанах; россыпеобразование, а также вопросы генезиса металлургического, химического и строительного сырья.

Для геологов, литологов, геохимиков и других специалистов, интересующихся вопросами осадочного рудообразования.

Редакционная коллегия

Л.Г.Ткачук (ответственный редактор),
Э.Я.Ковинский (зам. ответственного редактора),
А.И.Зарицкий, П.В.Зарицкий, И.С.Пивовар, С.И.Рыбалко (ответственный секретарь), И.С.Солонинко,
Е.Ф.Шняков (зам. ответственного редактора)

Редакция информационной литературы

С 1904020000-667 288-81.
М221(04)-81

С Издательство "Наукова думка", 1981

Предисловие

Украинским литологическим комитетом проводится большая научно-организационная работа по координации литологических исследований на территории Украинской ССР. Стало уже традицией подводить итоги исследований в области литологии и смежных с ней отраслей геологии на литологических совещаниях. III Республиканское литологическое совещание было посвящено важной и актуальной проблеме - осадочному рудообразованию.

На совещании подчеркивалось значение ускоренного развития работ, связанных с поисками, разведкой и эксплуатацией месторождений полезных ископаемых для дальнейшего увеличения минерально-сырьевой базы страны.

Проведенное совещание убедительно показало достижения в области развития теоретических и прикладных проблем осадочного рудообразования. На совещании были заслушаны и обсуждены проблемы генезиса железомарганцевых месторождений, рудогенеза цветных металлов, образования полезных ископаемых, связанных с корой выветривания, рудообразования в морях и океанах, вопросы минералогии и геохимии осадочных пород и руд и некоторые другие вопросы, нашедшие свое отражение в докладах, публикуемых в настоящем сборнике.

Академик АН УССР Л. Г. Ткачук

УДК [553.2:553.3]:551.24(262.54+262.5)

Е.Ф. Шняков

ТЕКТОНИКА И ОСАДОЧНОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ
(НА ПРИМЕРЕ АЗОВО-ЧЕРНОМОРСКОЙ ЖЕЛЕЗОРУДНОЙ ПРОВИНЦИИ)

О связи тектоники и литологии, о влиянии тектонических процессов, в том числе глубинных разломов на фациальный состав осадочных толщ, сообщалось уже давно [8], тем не менее конкретное восприятие этого тезиса во многих геологических регионах остается пока не реализованным. В частности, не выяснены связь и возможное влияние разломной тектоники на формирование палеогеновой Ясно-Украинской марганцеворудной провинции, на формирование неогеновой Азово-Черноморской железорудной провинции. В недооценке роли разломной тектоники для Азово-Черноморской железорудной провинции в известной мере повинны основоположники нашей Керченской геологии - Н.И. Андрусов [2], А.Д. Архангельский и др. [4] и многие другие, отрицавшие роль разломов. В то время они были не одиноки. Идеи о глубинных разломах воспринимались тогда с трудом. Работы Г. Абиха, еще в 60-х годах прошлого столетия показавшего важную роль разломной тектоники, в частности в формировании Керченского пролива, были забыты. В итоге почти до недавнего времени исследователи геологии Азово-Черноморской провинции не принимали во внимание роль не только локальных разрывных нарушений, но и крупных глубинных и региональных разломов. Лишь в последние годы появилось несколько работ, где разрывная

тектоника получила соответствующее признание. Это, прежде всего, работы П.И.Науменко [6].

Правильной оценке роли разломной тектоники в большой мере способствовали исследования Керченско-Таманской области с космических аппаратов, показавшие наличие нескольких систем разрывных нарушений. Ныне сложилась благоприятная обстановка, накопились многочисленные факты, позволяющие выяснить многие основные закономерности размещения рудных залежей Азово-Черноморской провинции на основе изучения разломной тектоники.

Азово-Черноморская железорудная провинция - это огромная территория, охватывающая Керченский и Таманский п-ва, Присивашье, Херсонщину, Приазовье, Северный Кавказ (рис.1). Общая площадь провинции на суше превышает 7500 км², запасы железных руд - 9 млрд.т. Чдром провинции является Керченский железорудный бассейн, запасы руд которого достигают почти 2 млрд.т, сложенных наиболее высококачественными разновидностями и уже в течение многих лет эксплуатируемыми.

В итоге наших многолетних работ сложились представления о существовании в пределах Азово-Черноморской провинции нескольких своеобразных типов железорудных месторождений [19]. Это, прежде всего, типичные и широко известные железорудные месторождения в брахисинклиналях - мульдах (Чегене-Салыньское, Катерлезское, Камыш-Бурунское, Злытиген-Ортельское, Яныш-Такильское, Китеньское). Рудовмещающие структуры такого типа развиты только на Керченском п-ве. Эти месторождения отличаются сравнительно обширными площадями залежей - 10-70 км²; относительно пологим падением рудного пласта (1-7°), значительной (до 10-15 м) мощностью руд, их хорошо выраженным оолитовым строением, высоким качеством химического состава.

Месторождения в грядевулканических структурах - вдавленных синклиналях - локализованы на незначительных площадях, имеют непостоянные, иногда очень большие (до 100 м) мощности рудного пласта, крутые углы падения, своеобразный литологический состав с преобладанием псевдооолитов и содержанием гальки глины, некоторое обеднение железом и марганцем (35-36% Fe). Районом их развития является также Керченский п-ов; потенциальные их находки возможны и на Тамани.

Месторождения на склонах крутых антиклинальных структур встречены на Тамани и на северо-западе Керченского п-ова (Камен-

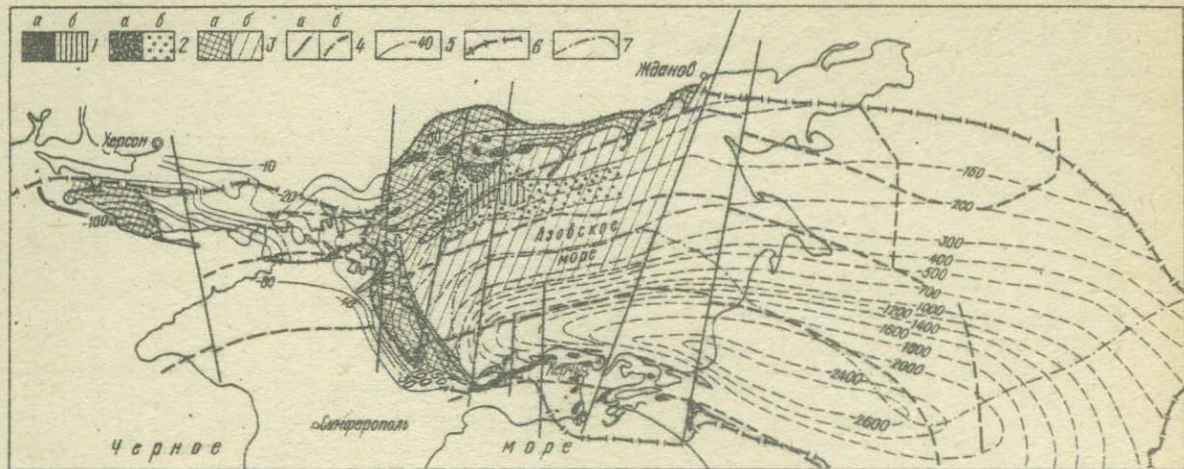


Рис. 1. Прогнозная карта Азово-Черноморской железорудной провинции:

1 - площадь распространения железных руд с содержанием железа более 30%: а - установленная; б - предполагаемая; 2 - площадь распространения железных руд с содержанием железа 20-30%: а - установленная; б - предполагаемая; 3 - площадь распространения железных руд с содержанием железа менее 20%: а - установленная; б - предполагаемая; 4 - разрывные нарушения: а - древние; б - молодые; 5 - изолинии подошвы киммерийских отложений; б - контур киммерийского Азово-Черноморского бассейна; 7 - границы литофаций

ское, Краснокутское, Семеновское). Они характеризуются крутым падением рудных слоев (до 30-40°), относительно небольшой мощностью пласта (первые метры) и быстрым его фациальным выклиниванием. Их запасы ограничены, качество руд удовлетворительное.

Месторождения пологих южных склонов Украинского щита, Индоло-Кубанской и Причерноморской впадины представляют собой сложный многослойный пласт, падающий очень полого и развитый на огромных площадях, с повышенным содержанием песчаных частиц, иногда до перехода руд в железистые песчаники. Руды бедны железом и марганцем.

Ряд мелких рудопоявлений приурочен к долинам рек на стыке мегантиклинория Горного Крыма и Индольской впадины (Индол и др.).

Железные руды сложены гидрогетитом, хлоритом, сидеритом и многими другими второстепенными минералами. Они приурочены к отложениям киммерийского яруса в разрезе неогена. Неогеновые отложения, местами дислоцированные, образуют структуры верхнего неоген-четвертичного структурного этажа, развитого на всей площади Азово-Черноморской провинции, охватывавшей крупные геологические структуры - юго-восток Украинского кристаллического щита, Причерноморскую впадину, Индоло-Кубанский прогиб, окраины мегантиклинория Горного Крыма и Кавказа. Все эти геологические мегаструктуры - сложные многоярусные сооружения, неогеновый чехол лишь как бы увенчивает их и связывает воедино. На сегодня уже достаточно ясно, что в формировании провинции играет большую роль крупные разрывные нарушения, чаще всего определяемые как системы глубинных и региональных разломов, которые определяют многие основные закономерности размещения железорудных залежей Азово-Черноморской провинции.

В пределах провинции геофизическими исследованиями, обобщенными В.Е.Соллогубом, И.И.Чебаненко, А.В.Чекуновым и другими, выявлена система субмеридиональных сквозных (т.е. разрывающих Русскую платформу и более молодые структуры) глубинных разломов - Очаковский, Кировоградско-Николаевский, Криворожско-Евпаторийский, Коняско-Павлоградский, Корсакско-Феодосийский, Хдановско-Керченский, Кальмиус-Джигинский. Глубинный характер этих разломов доказан глубинным сейсмическим зондированием, гравитационными исследованиями. Они выражены в рельефе местности, являются долгоживущими и контролируют мезокайнозойское осадконакопление. Кроме того, в Керченско-Таманской области прослеживается еще не-

сколькo крупных субмеридиональных нарушений, являющихся скорее всего региональными, в том числе Горностаевский и Вышестеблиевский разломы, хорошо выраженные в рельефе местности и в конфигурации геологических структур. Весьма важны не только системы субмеридиональных глубинных и региональных разломов, но и система субширотных региональных нарушений, особенно хорошо проявленных в Керченско-Таманской области. Их влияние на основные закономерности размещения железных руд в этом регионе рассмотрено П.И. Науменко [6, 7].

Наиболее важным субширотным нарушением является Парпачский разлом и нарушения, оконтуривавшие Керченско-Таманскую область с севера и юга. Субширотные нарушения установлены геофизическими работами и в акватории Азовского моря. Все без исключения нарушения - и глубинные и региональные - в пределах Керченско-Таманской области являются открытыми и трудно диагностируемыми. В первую очередь это относится к глубинным и региональным разломам Керченско-Таманской области, расположенной в пределах Индоло-Кубанского прогиба. Как правило, для этого региона характерно сложное многоэтажное строение, причем неогеновый структурный этаж подстилается майкопским структурным этажом.

Мощность майкопских отложений превышает местами 3 км. Это мощная высокопластичная глинистая толща, играющая роль вязкой подушки на более древних - эоцен-верхнемеловом, меловом, юрском структурных этажах. Очевидно, более жесткие глубинные структурные этажи характеризуются явными и четким выражением глубинных разломов, майкопский чехол маскирует и скрывает эти явные разломы. Именно в этой связи неогеновый структурный этаж лишен хорошо выраженных крупных нарушений; и разломы, определенные геофизически, угадываются лишь по ряду косвенных признаков, таких, как рельеф местности, конфигурация геологических структур, характер береговой зоны, некоторое ступенчатое сгущение мелких разрывных нарушений, наконец, фациальные изменения характера осадочной толщи.

Не останавливаясь на вопросе о природе этих разрывных нарушений, достаточно хорошо изученных в процессе геофизических исследований, отметим только роль этих разломов в формировании киммерийских рудных залежей Азово-Черноморской провинции, т.е. их историю в относительно короткий промежуток существования, поскольку большая часть этих разломов - древнего, чаще всего дорифейского заложения. Очевидно, не случайно западная граница Азово-

Черноморской провинции проходит в зоне Очаковского глубинного разлома. Исследования, проведенные с борта НИС "Геохимик", позволили обнаружить железистые киммерийские песчаники в скважинах, пробуренных близ Тендровской косы; западнее железорудные проявления отсутствуют. О.Н. Подоппелов установил по материалам бурения НИС "Геохимик" наличие полосы киммерийских глин, параллельной зоне разлома, в нескольких десятках километров от Тендры, но эти глины лишены железорудных проявлений. Надо полагать, что именно зона Очаковского глубинного разлома является зоной смены фаций киммерийских отложений.

Точно так же восточная граница Азово-Черноморской провинции лежит в зоне Керченско-Едановского разлома. Восточнее этой зоны железистые песчаники в Северном Приазовье отсутствуют, что свидетельствует о резкой смене фаций в восточном направлении. Надо полагать, что и в пределах акватории Азовского моря этот глубинный разлом является зоной смены фаций; восточнее его железистые отложения киммерия сменяются более глубоководными глинистыми фациями, лишенными рудных отложений.

В этой связи рудоносная площадь ограничена западной частью Азовского моря. В своей южной части, в пределах Керченского пролива, Керченско-Едановский разлом не является границей железорудной провинции, тем не менее он характеризует здесь резкую смену условий залегания железных руд Керченского типа. На Тамани развиты месторождения на склонах антиклиналей, на Керченском п-ове преобладают другие типы месторождений. Резкое изменение литологического состава неогеновых отложений с запада на восток, развитие более глубоководных отложений неогена на Тамани по сравнению с Керченским п-овом отмечено еще в свое время З.Л. Маймин [5].

Таким образом, западная и восточная границы Азово-Черноморской провинции обуславливаются влиянием глубинных нарушений. Главный контур Азово-Черноморской провинции также в значительной мере обусловлен разломной тектоникой. Так, к северу от Парпачского регионального разлома развиты месторождения классического Керченского типа - в мульдах, месторождения всех других типов, тогда как южнее рудопроявления сравнительно редки и все они связаны с грязевыми вулканизмом. Морской склон Керченско-Таманской области, где развиты подводные месторождения железных руд, также носит сбросовый характер.

Не менее важную роль играют разломные нарушения и в пределах

Азово-Черноморской провинции, обуславливая основные закономерности размещения железных руд. Так, разломная тектоника обуславливает основные закономерности размещения грязевых вулканов Керченско-Таманского региона. Как показало совмещение карты разрывной тектоники, полученной на основе исследований с космических аппаратов, и карты грязевого вулканизма, до 80% грязевых вулканов совершенно определено приурочены к разрывным нарушениям и особенно к пересечениям различных систем нарушений. Это означает, что локализация железорудных месторождений в грязевулканических структурах - вдавненных синклиналиях - обусловлена разрывной тектоникой.

Большая роль разрывной тектоники в Керченско-Таманской области показана П.И.Науменко [6]. Удалось выяснить закономерности размещения рудных залежей в зависимости от вертикальных движений различных блоков в киммерийское время, объяснить причины локализации икряных руд. Вертикальные движения блоков Керченского п-ова в пострудное время определили уровень эрозионного среза рудных залежей, степень окисления, а, следовательно, и возможности использования руд. По-видимому, в предплиоценовое время, в момент зарождения складчатых структур Керченского п-ова существование Парпачского разлома обусловило стык двух направлений складчатости - юго-запад-северо-восточного и субширотного.

Еще нет достаточно четкого представления о структуре неогеновой толщи в акватории Азовского моря. Тем не менее проведенные исследования позволяют зафиксировать важную роль разломной тектоники в формировании рудоносных структур Азовского моря. В акватории Азовского моря можно прогнозировать развитие всех известных типов железорудных месторождений.

В акватории Казантипского залива продолжается Чегено-Салынская мульда Керченского бассейна. Проведенные буровые работы показали ее продолжение на расстоянии до 2 км, хотя в целом вопрос о ее западном окончании остался еще недостаточно выясненным. Надо полагать, что Горностаевский субмеридиональный разлом, обусловивший контур восточного берега Казантипского залива, определил и как бы своеобразный перегиб, перелом этой мульды и довольно крутое погружение ее западной части, в силу чего разведка ее западной части, весьма затруднена.

В наших скважинах, вскрывших в море рудный пласт, установлены признаки фациального выклинивания руд и их частичное замещение

табачными глинами. Гуровые скважины фиксируют значительное увеличение мощности четвертичных отложений в западной части залива. Поднятые в наших морских скважинах руды по своему качественному составу представляют собой табачные оолитовые разновидности, сложенные гидрогетитом, хлоритом, сидеритом. Их химический состав примерно соответствует составу руд Чегене-Салынской мульд. Полоса мшанковых рифов между с.Золотое и м.Казантип как бы оконтуривает залив с северо-востока. Этот залив и весь северный берег Керченского п-ова отделяются от основной части акватории Азовского моря зоной субширотного регионального нарушения, к северу от которого на глубинах до 50-70 м встречены четвертичные отложения. Это обстоятельство не исключает вероятности нахождения к северу от Керченского п-ова еще одной субширотной зоны рудоносных мульд, но резко уменьшает геологический интерес к этим потенциальным рудопроявлениям в связи с большой глубиной их залегания.

Зона субширотного разлома к западу от м.Казантип отсекает значительную акваторию Арабатского залива, где также вероятно выявление киммерийских рудных залежей. В Арабатском заливе они носят, однако, несколько иной характер. На северо-западе Керченского п-ова развиты ленточные рудные залежи на склонах антиклинальных структур. На стыке суши и моря здесь расположены кулисообразно залегающие одна возле другой Каменская, Краснокутская и Семеновская антиклинали, обрамленные с суши киммерийскими оолитовыми рудными залежами, лежащими на довольно круто падающих склонах антиклинали и поэтому довольно быстро фашиально выклинивавшимся. Они сменяются табачными глинами и глинами. Сухпутная часть этих структур была разбурена при разведках тридцатых и пятидесятых годов. Они дополнительно разведывались нами в последние годы. Естественно, что были все основания ожидать выявления рудоносности морских склонов антиклинальных структур северо-запада Керченского п-ова. Рудоносность морской части Краснокутской структуры была доказана нашим коллективом еще в 1965 г., хотя и не получила в то время правильного тектонического толкования [19].

В 1977 г. был проведен большой объем водолазных работ в прибрежной полосе юго-западной части Азовского моря от Акманайского рейда до м.Казантип [18]. На участке акватории шириной 6 км и протяженностью 40 км выполнено около 35 км непрерывных подводных маршрутов для выявления выходов киммерийских руд на подводных склонах Семеновской, Краснокутской и Каменской антиклиналей. На

северо-западном склоне Каменской антиклинали были обнаружены подводные выходы рудного пласта, контуры которого, а также подводные маршруты и точки опробования показаны на рис. 2. Рудный пласт прослежен под водой от северо-восточного замыкания Каменской структуры вдоль берега на 6 км, а у юго-западной оконечности — на 4 км. Гряда образует невысокую положительную форму подводного рельефа в 300-500 м от берега, соединяясь с подводными обнажениями железных руд в Краснокутском зал., обнаруженными ранее. Рудный пласт полого погружается в северном направлении и характеризуется углами падения порядка $7-10^{\circ}$.

Образцы киммерийских руд, поднятые с подводной гряды, представлены табачными глинами, табачными оолитовыми сидеритизированными рудами, карбонатными рудами и реже окисленными разностями [187].

Химический состав изученных образцов разнообразен [187]. Наиболее высокие содержания железа отмечаются в окисленных (коричневых) и сидеритовых рудах. Табачная сидеритизированная руда значительно беднее железом и содержит его в количестве, не превышающем содержание железа в табачных глинах.

Повышенным содержанием MnO характеризуются оолитовые сидеритизированные и коричневые (окисленные) руды. В качестве вредных примесей присутствует $\frac{1}{2}O_2$, количество которого значительно только в коричневых рудах. По химическому составу изученные образцы близки ранее анализированным рудам из обнажений в береговом обрыве у с. Каменское.

Особенности рудоносности рассматриваемой территории, а также результаты проведенного литологического изучения позволяют сделать следующие выводы:

1. Находки коричневых и конкреционных руд свидетельствуют об интенсивном окислении рудного пласта в условиях суши, если только присутствие обломков окисленных разностей в пределах подводной гряды не связано с современными обрушениями береговых обрывов, в которых имеются выходы киммерийских руд.

2. Неокисленные оолит-псевдооолитовые руды с хлорит-сидеритовым цементом и табачные алевроитовые глины формировались, по-видимому, в мелководной прибрежной части моря. На это указывает значительное содержание терригенного песчано-алевритового материала, представленного кварцем и гидрогетитовыми (окисленными) псевдооолитами и их неокатанными обломками. Наряду с хлорит-гид-

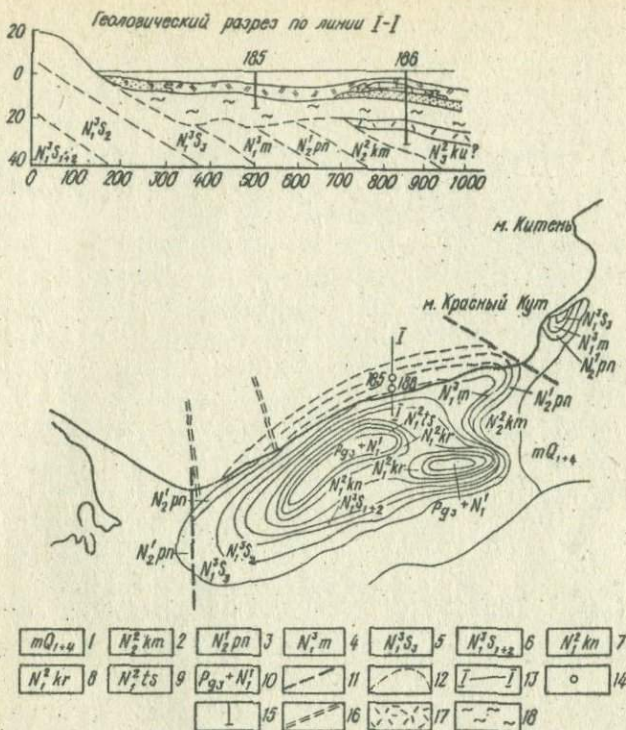


Рис. 2. Геологическое строение северо-запада Кетченского п-ова и прилегающей акватории:

I - нерасчлененный комплекс нижнечетвертичных и современных морских отложений; 2 - киммерийские отложения /глины, пески, железные руды/; 3 - понтические /фалены, ракушечники, пески, глины/; 4 - мзотические /рифовые образования/; 5 - верхнесарматские /глины, мергели, трепела, известняки/; 6 - нерасчлененные средне- и нижнесарматские /глинч с прослоями мергелей, глинистых ракушечников/; 7 - конские /глины с прослоями мергелей/; 8 - караганские /глины, пески, алевролиты, ракушечные и строматолитовые известняки/; 9 - чокракские /глины, прослой песчаников, известняков раковинных и мшанковых, гипсов и ангидритов/; 10 - верхнемайкопские /глины с прослоями мергелей/; 11 - предполагаемые тектонические нарушения; 12 - предполагаемые стратиграфические границы; 13 - линия геологического разреза; 14 - точки буровых скважин; 15 - буровые скважины; 16 - линии непрерывных подводных маршрутов; 17 - дессоподобные суглинки; 18 - серые и желто-бурые г.лны

рогетитовыми оолитами наблюдается значительное количество оолитов, которые вследствие окисления лишены хлоритовых концентратов и утратили ясно выраженное концентрическое строение. Такие особенности являются следствием активной гидродинамической обстановки — близость волно-прибойной зоны, где происходил частичный размыв рудного пласта, перестроение и окисление оолитов и обломков руд, куда поступал терригенный материал с прилежащей суши.

3. Сидеритовые руды с относительно высоким содержанием железа и более бедные железом оолит-псевдооолитовые руды с хлорит-сидеритовым цементом будут, по-видимому, располагаться по обрамлению Каменской антиклинали. По мере удаления от подводных выходов руд на север (см. рис. 2) качество руд должно ухудшаться вследствие их быстрого фашиального замещения табачными алевритовыми глинами с рудными ооидами и затем табачными глинами.

4. Такая зональность рудной залежи характерна обычно для месторождений на склонах антиклинальных структур. Однако если железорудное проявление на северо-западном склоне Каменской антиклинали относится к этому типу месторождений, то углы падения пластов должны быть порядка 30, а не 7-10°, как это наблюдается в действительности. Для окончательного решения этого вопроса и оценки перспективности найденного железорудного проявления желательно проведение хотя бы небольшого объема поисковых работ в прибрежной части Арабатского залива [18].

Доказать рудоносность морского склона Семеновской структуры пока не удалось. Характерна постоянная заметная, довольно высокая, степень окисления многих образцов руд, поднятых с подводной гряды вокруг Каменской структуры, что позволяет предполагать сравнительно длительное нахождение рудной залежи в субаэральных условиях и, следовательно, сравнительно недавние движения отрицательного знака северо-западного блока Керченского п-ова. В целом северный склон Керченского п-ова в Казантипском и Арабатском заливах скрывает, очевидно, десятки миллионов тонн железных руд удовлетворительного качества.

Несомненно рудоносной является вся западная часть Азовского моря, где профиль скважин, пройденных нефтеразведочными организациями еще в пятидесятые годы, показывает развитие железистых песчаников и оолитовых руд мощностью несколько метров почти на всем протяжении Арабатской стрелки при общем падении пластов в сторону моря. Руды в южной части Присивашья богаче железом и другими по-

лезными компонентами, хотя значительные глубины их залегания исключают пока возможности их практического использования.

В зависимости от характера проявления разломной тектоники можно ожидать разные перспективы рудоносности западной части акватории Азовского моря. В своей оценке мы исходим из того обстоятельства, что все основные нарушения запада Азовской акватории донеогеновые. Рудный пласт развит на различных высотных отметках* - от +125 (Баксинское месторождение на Керченском п-ове) и даже +132 (с. Холодовка близ с. Грушевки по р. Сухой Индол) до -342 м (скважины на Арабатской стрелке). Разница в отметках очень велика, не только в разных районах Азово-Черноморской провинции, но и в отдельных месторождениях и достигает, например, в Кыз-Аульской мульде 82 м, в Индоло-Кубанской впадине 350 м, а всего по провинции до 500 м. Разумеется, не приходится исключать весьма высокую вероятность тектонических движений разного знака. Это, однако, ничего не меняет, ибо если рудный пласт опущен в одном районе, то он мог быть опущен и в другом районе Азовского моря. В настоящий момент геологической истории руды можно встретить при разносе высотных отметок от +130 до -342 м. Приняв возможные нижние пределы высотных отметок почвы рудного пласта, можно предполагать их развитие на большей части площади западной части Азовского моря. Качество руд в акватории трудно прогнозировать.

По Е. Д. Шнрку 167, рудообразование происходило в мелководной зоне глубиной до 10-15 м. В этом нас убеждают и актуалистические сопоставления с Карельскими озерами, где железные руды накапливаются в мелководной зоне не глубже 5 м. Глубже руды фациально выклиниваются, сменяются глинами. Для керченских руд характерны более сложные фациальные переходы: обломочные руды - солитовые руды - цементационные руды - табачные глины - глины. Между тем, только в Приазовье можно наблюдать развитие однотипных руд и железистых песчаников на отметках 45-85 м. Довольно мало изменяется характер рудного пласта в Индоло-Кубанской впадине при разнице отметок в сотни метров.

Кажущееся противоречие легко понять, если учесть, что рудный пласт - это след движения береговой линии. Море выступает при

* Отсчет ведется по отметкам почвы рудного пласта.

этом как гигантская обогатительная машина, сортирующая частицы - рудные и песчаные - по удельному весу и крупности. Степень сортировки и соответственно лучшее качество руды определяются длительностью воздействия моря, степенью проработки материала морем. При прочих равных условиях темп трансгрессии является тем фактором, который обуславливает появление линз богатых руд в разрезе киммерийских отложений. Можно допускать развитие рудоносных площадей в акватории Азовского моря на глубинах до 342 м (что не исключает находки руд и еще глубже), причем на всем протяжении разреза могут быть встречены богатые руды. Это тем более вероятно, что в разрезе киммерия - до 4 пластов железных руд и железистых пород.

Наиболее благоприятным районом для поисков оситовых руд в акватории Азовского моря является южное продолжение Молочанского грабена. Это не только гипсометрически четко выраженная в докиммерийском рельефе огромная мульда, но и район с относительно затрудненным поступлением терригенного материала в силу удаленности от Приазовского кристаллического массива. Следовательно, здесь преобладали процессы хемогенного рудообразования, что обусловило формирование относительно богатых оситовых железных руд.

Разубоживающим фактором является фациальное выклинивание руд и их замещение табачными глинами и глинами в глубоководных участках. Учитывая большую разницу в отметках, фациальные переходы руд в глины могут быть зафиксированы в море при любой из известных отметок, что определяется в конечном итоге длительностью сохранения уровня киммерийского моря при определенном уровне высотных отметок.

Тем не менее прогнозировать развитие рудных отложений на обширной площади запада Азовского моря вполне правомерно.

Особый интерес представляет северо-западная часть Азовского моря, где огромные пластовые залежи Северного Приазовья полого погружаются в сторону моря. Предположения о потенциальной рудоносности северо-запада Азовского моря были высказаны уже давно. Геологический анализ материалов бурения на о-ве Бирчьем и на суше близ г. Геническа позволял ожидать находки руд на всей обширной акватории Утлюкского лимана, площадь которого достигает 500 км². Для проверки высказанного прогноза НИС "Геохимик" в Утлюкском лимане было пройдено две скважины глубиной от поверхности дна до 82 м: скважина 147, лежащая на линии Комиссаровка-Бухта, и скважина 148 в 7 км восточнее г. Геническа. Обе скважины вскрыли два рудных

3762

пласта, причем в центре лимана (скважина I47) руда встречена в интервалах 50,2-55 м и 72-83 м, при этом скважина не добурена и оставлена в руде. В скважине I48 руда встречена в интервалах 61-69 м и 73,2-78,3 м. Эрозионный врез долины р. Утлик в пределах одноименного лимана оказался неглубоким и рудные слои сохранились полностью. Верхний рудный пласт сложен песчанистыми оолитовыми табачными рудами, содержащими до 40% железа, в западной части лимана - более бедными железистыми песчаниками. Последние преобладают в разрезе нижнего пласта на всей акватории лимана. Содержание железа изменяется в песчаниках от 5 до 40%, но чаще всего составляет около 20%.

Восточнее Утлюкского лимана расположено наиболее перспективная часть морских рудоносных площадей Северного Приазовья - морская часть Молочанского грабена. Он расположен фактически между Срежово-Павлоградским и Корсакско-Феодосийским разломами и достаточно хорошо проявлен в разрезе всех плиоценовых отложений. Для киммерийских отложений в грабене, хорошо разведанном на суше, характерны наиболее высокие содержания железа и наиболее высокое для Северного Приазовья качество руд. В этой связи был выдвинут прогноз о развитии в южной морской части грабена значительной залежи высококачественных железных руд. В 1977 г. это предположение успешно подтвердилось в результате бурения с борта НИС "Геохимик" нескольких глубоких скважин в акватории Обиточного залива. Удалось установить наличие двух пластов железных руд, нижний из которых имеет мощность до 10 м. Рудные отложения представлены табачными солитовыми рудами и оолитовыми песчаниками, относительно богатыми железом (25,74 - 54,74%), чаще всего около 40%.

Исходя из представлений о зональности киммерийских рудных залежей, именно в морской части Молочанского грабена можно ожидать зону развития наиболее высококачественных руд. При наличии очерченной двумя крупными субмеридиональными разломами молочанской "мульды" широкая полоса железных руд тянется вдоль северного берега далее на восток. Нашими скважинами руды найдены, например у косы Белосарайской. Как видим, обширная акватория Утлюкского залива рудоносна на всей своей площади; запасы железистых песчаников и руд составляют тут ориентировочно до 10 млрд. т. В несколько раз больше рудоносные площади в Обиточном заливе, являющемся южной частью Молочанского грабена. В соответствии со схемой зональности железорудных залежей, проверенной на керченских месторождениях, в Обиточном заливе можно ожидать развитие наиболее высокока-



чественных для Северного Приазовья оолитовых руд. Здесь может быть обнаружено несколько десятков миллиардов тонн железных руд.

Удалось обнаружить рудоносные структуры в акватории Черного моря и в Керченском проливе. Так, рудная залежь на склоне антиклинальной структуры обрамляет морскую часть Таманской антиклинали и скрыта водами одноименного залива Керченского пролива. Потенциально рудоносной является морское продолжение недавно изученной Киз-Аульской синклинальной зоны [20]. Эта структурная зона разбита рядом поперечных нарушений; ее отдельные блоки испытали вертикальные движения разных знаков. Вскрытое скважинами НИС "Геохимик" юго-западное продолжение зоны опущено ниже уровня моря. Работами аквалангистов [15], бурением с борта НИС "Геохимик" и главным образом геофизическими исследованиями объединения "Ужморгеология" выявлено широкое развитие киммерийских рудных отложений на всем Креченско-Таманском подводном склоне, где они обрамляют антиклинальные зоны и образуют скорее всего ленточные рудные залежи на склонах положительных структур. Этот район еще подлежит детальному изучению. Следует также проверить рудоносность и вообще признаки развития киммерийских отложений в некоторых других районах Черного моря - в Каркинитском заливе, на материковом склоне и шельфе Крыма. Именно здесь была поднята А.Д.Архангельским и Н.М.Страховым [3] киммерийская фауна. Учитывая сбросовый характер шельфа и материкового склона Крыма, находки киммерия весьма вероятны. Не приходится, однако, принимать во внимание практическое значение этих находок. Они интересны лишь для палеогеографических и тектонических построений.

Как видим, будущее Азово-Черноморской провинции в ее морской, главным образом Азовской части. Десятки миллиардов тонн железных руд и железистых песчаников, особенно в Молочанском грабене составляют значительные потенциальные возможности провинции. Задачей ближайших лет является хотя бы предварительное изучение и разведка наиболее перспективных участков, основных потенциально рудоносных геологических структур.

Тектоническое районирование Азовского моря, выяснение рудоносности его различных зон является важнейшим условием успеха будущих работ в Азовском море.

Отстаивая тезис о важной роли разломной тектоники, о влиянии глубинных разломов на осадочный железорудный процесс в неогене, важно соблюсти чувство меры и правильно оценить значение различ-

ных факторов в рудообразовании и размещении. В настоящей работе мы останавливаемся особенно подробно на роли разломной тектоники в формировании и размещении рудных залежей не потому, что это единственный или самый важный фактор, а лишь потому, что мы долгое время незаслуженно не учитывали этот фактор и тем самым ограничивали себя в понимании важнейших закономерностей размещения железорудных месторождений Азово-Черноморской провинции.

1. Абих Г. Геологический обзор полуостровов Керчи и Тамани.—Зап. Кавказ. отд-ний Русс. геогр. о-ва, 1873, 8.—160 с.
2. Андрусов Ч.И. Геотектоника Керченского полуострова.—Материалы по геологии России, 1893, 16. с.63-336.
3. Архангельский А.Д., Страхов Ч.М. Геологическое строение и история развития Черного моря.—М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1938.—226 с.
4. Архангельский А.Д. Краткий очерк геологического строения и нефтяных месторождений Керченского полуострова. 1930, с.46-52.
5. Маймин З.Л. Третичные отложения Крыма.—Л.; М.: Гостоптехиздат, 1951.—231 с.
6. Науменко П.И. Некоторые закономерности рудных залежей Керченско-Таманской области в связи с особенностями ее тектонического строения.—Геол. журн., 1977, 37, № 6. с.28-37.
7. Науменко П.И. Разрывная тектоника Керченского полуострова и закономерности размещения ихряных руд.—Докл. АН УССР. Сер.Б., 1978, № 2, с.112-114.
8. Пейве А.В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов: Главнейшие типы глуб. разломов. Ст.1.—Изв. АН СССР. Сер.Геол., 1956, №1. с.90-105.
9. Пейве А.В. Связь осадконакопления складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. Главнейшие типы глубинных разломов. Ст.2. Изв.—АН СССР. Сер.геол., 1956, №3. с.57-71.
10. Пейве А.В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры.—В кн.: Междунар. геол. конгр.: XXI сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. 18. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с.65-73.
11. Пейве А.А. Разломы и тектонические движения.—Геотектоника, 1967, №5, с.8-23.
12. Соллогуб В.В. Геофизические исследования и тектоника впа Европейской части СССР. Киев: Наук. думка, 1969.—247с.
13. Чебаненко И.И. Основные закономерности разломной тектоники земной коры. Киев: Изд-во АН УССР, 1963.—155 с.
14. Чекунов А.В. Структура земной коры и тектоника впа Европейской части СССР.—Киев: Наук. думка, 1972.—176 с.
15. Шарков В.В. Изучение аэрометодами выходов железной руды на подводном склоне Черного моря к впа от Таманского полуострова.—Тр. лабор. аэрометодов, 1960, №10, с.10-14.
16. Шняков Е.Ф. Генезис железных руд Азово-Черноморской рудной провинции. Киев: Изд-во АН УССР, 1965.—195 с.
17. Шняков Е.Ф., Федосов О.Е. Аллювиальные киммерийские железные руды Крыма.—Литоология и полез. ископаемые, 1968, №6, с.98-104.
18. Шняков Е.Ф., Слипченко Б.В., Аленкин В.М. О рудоносности прибрежной части впа-запада Азовского моря.—В кн.: Осадочные породы и руды. Материалы научных совещаний. Киев: Наук. думка, 1978. с.5-13.

19. Шндров Е.Ф. Методика изучения и перспективы рудоносности акватории Азовского и Черного морей. - В кн.: Тезисы докладов семинара по методике изучения Азово-Черноморской провинции. Киев: Наук.думка, 1965, с.10-16.
20. Шндров Е.Ф. О рудоносности юго-востока Керченского п-ова. - Геол. журн., 1976, 36, № 2, с.48-58.
21. Шндров Е.Ф., Рыбалко С.И., Григорьев А.В. и др. НИС "Геохимик" и некоторые итоги первых рейсов в северо-западную часть Черного моря. Киев, 1977. - 62 с. (Препринт) АН УССР. Ин-т геохимии и физики минералов.
22. Шндров Е.Ф. Космогеологические наблюдения грязевого вулканизма Керченско-Таманской области. - Тектоника и стратиграфия, 1979, вып.16, с. 98-101.

УДК 553.061.16/17

Я.Н.Белевцев, Н.П.Гречишников

ОСАДОЧНОЕ РУДОБРАЗОВАНИЕ В ДОКЕМБРИЙСКИХ КОНГЛОМЕРАТАХ

Докембрийские конгломераты представляют большой интерес с практической и теоретической точек зрения. Они вмещают крупные месторождения золота и урана и являются первыми в истории геологического развития Земли толщами, в которых происходило осадочное рудообразование в значительных масштабах.

В настоящей работе рассматриваются сульфидные ураноносные и золотоносные конгломераты раннепротерозойского возраста, наиболее важными районами развития которых являются Витватерсранд в ЮАР, Блайнд-Ривер в Канаде, Какобина в Бразилии и др.

По своему геологическому строению и характеру металлоносности конгломератов эти районы имеют много сходных черт. Металлоносные пласты конгломератов в них приурочены к толщам раннепротерозойского возраста, залегающим на денудированной поверхности архейских гранитов и мигматитов.

По мнению большинства исследователей рудоносные толщи, вмещающие конгломераты, накапливались в прибрежных мелководных частях морских бассейнов. Во всех районах рудоносные пласты размещаются преимущественно в пределах углублений, которые в одних случаях рассматриваются как эрозионные каналы и неровности погребенного рельефа, в других - как впадины, обусловленные дифференциальными тектоническими движениями морского дна, происходившими в период накопления осадков.

Концентрация золота и урана приурочивается к пластам олигомиктовых кварцевых конгломератов мощностью от десятков сантиметров

ров до первых метров. Цементирующей массой конгломератов являются кварцево-серицитовые, кварцево-хлорито-серицитовые песчаники. Насчитывается от 3 до 20 пластов рудоносных конгломератов. Протяженность их колеблется от первых сотен метров до первых десятков километров.

Несколько отличается друг от друга месторождения металлоносных конгломератов по набору основных рудных минералов. Так, если в рудоносных конгломератах района Витватерсранд главную роль играют уранинит, настуран, тухолит и второстепенную — браннерит, то в месторождениях района Блайнд-Ривер главным урановым минералом является браннерит и меньшее значение имеют уранинит, настуран, тухолит. Набор урансодержащих минералов обломочного характера всех месторождений почти аналогичен; они представлены монацитом, цирксом, сфеном, лейкоксом.

Конгломераты района Витватерсранд повсюду золотоносны, в то время как в районе Блайнд-Ривер золото фиксируется лишь в отдельных участках в весьма незначительных количествах.

Наиболее характерной чертой всех месторождений раннепротерозойских рудоносных конгломератов является тесная связь урановых минералов, золота и сульфидов с органическим веществом.

Пласты металлоносных конгломератов размещаются в пределах линейно вытянутых синклинально-антиклинальных структур, представляющих собой протогеосинклинальные области раннепротерозойского возраста. Вмещающие их толщи терригенных пород образуются в первую половину геосинклинального цикла и относятся к кварцит-конгломератовой формации. Стратиграфически выше почти во всех районах они сменяются толщами преимущественно хемогенных пород джеспилитовой формации, что обуславливается закономерным ходом развития протогеосинклинальных областей.

По вопросу о генезисе месторождений золота и урана в докембрийских конгломератах существует четыре наиболее распространенные гипотезы: а) россыпная; б) инфильтрационная; в) гидротермальная; г) химического осаждения из морских наддонных вод.

Проведенное авторами доклада изучение конгломератов показало, что ни одна из них не является достаточно обоснованной [1, 2].

В пределах одного из детально изученных районов урановое оруденение приурочивается к пластам олигомиктовых мелкогалечных конгломератов, собранных в синклинальную складку. Наблюдаются колебания содержания урана в зависимости от характера цемента и

сгруженности галек в различных типах конгломератов. Повышенное содержание урана наблюдается в конгломератах, в цементе которых значительную роль (до 40–50% цемента) играет пирит, а кварцевые гальки, составляющие до 60% объема породы, упакованы довольно плотно, но не соприкасаются друг с другом. Пласты ураноносных конгломератов характеризуются аномально повышенным содержанием $Fe_{пир}^{2+}$ (1,5%), $Fe_{расгб}^{2+}$ (1,65%) и $C_{ур}$ (0,9%) при среднем содержании $C_{ур}$ по разрезу рудовмещающей толщи, равному 0,2–0,3%.

Урановая минерализация в конгломератах связана с цементом и представлена собственно урановыми и урансодержащими минералами. Из урановых минералов развиты настуран, уранинит, коффинит; из урансодержащих – твердый битум из группы керита, серицит, а также монацит, циркон, лейкоксен. В ассоциации с ними в значительных количествах развиты пирит, пирротин, марказит, галенит, сфалерит, халькопирит, а также серицит, биотит, хлорит, фуксит, сидерит.

Настуран тонко и неравномерно рассеян в цементе конгломератов и развивается главным образом в участках, обогащенных пиритом, в тесном срастании с ним. Выделения настурана размером от сотых долей до 0,1 мм имеет коллоидное, почковидное и микро-сферолитовое сложение.

Урансодержащий твердый битум образует две генерации. Более ранний битум приурочен к цементу конгломератов, в виде обособленных включений, овальной формы, размером до 0,5 мм. Более поздний битум выполняет секущие трещинки длиной до 10 см.

Монацит и циркон наблюдаются в виде окатанных зерен размером до 0,5 мм.

Пирит развивается в виде неравномерно распределенной вкрапленности, часто концентрируется в полосы мощностью от долей до 1–3 см. Наблюдаются микроконкреции, метакристаллы, агрегаты кристаллов пирита. В отдельных микроконкрециях четко выявляется концентрически-слоистое строение, а также наблюдаются радиально-лучистые трещинки.

Таким образом, наблюдения в карьерах, шахтах, а также изучение полированных образцов и шлифов показывают, что урановые минералы в конгломератах размещаются послойно, приурочиваются к цементу и имеют тесную связь с сульфидами и органическим веществом.

Наибольшее число сторонников имеет гипотеза россыпного происхождения урановой и золотой минерализации в конгломератах. Для обоснования этой гипотезы приводятся следующие факты и предположения: 1) округлые формы зерен урановых минералов и пирита; 2) тесная связь уранового оруденения с минералами обломочного характера; 3) стратиграфический и литологический контроль оруденения; 4) приуроченность рудоносных конгломератов к депрессиям в палеорельефе.

Минераграфическое изучение урановых минералов и пирита показало, что их округлые формы обусловлены тем, что они представлены почковидными агрегатами и микроконкрециями. Никаких следов механической обработки зерен этих минералов не наблюдается. Рассматривая вопрос о происхождении округлых форм пирита, Дю Тойт [8] привел данные о том, что округлые формы пирита, известные под названием "пиритовых галек" и считавшиеся обломочными, на самом деле имеют радиально-волокнистую структуру.

Доводы сторонников россыпной гипотезы об одновременном и идентичном происхождении монацита, циркона и других обломочных минералов, с одной стороны, и урановой минерализации — с другой, основывающиеся на их совместном нахождении в конгломератах, опровергаются радиометрическими определениями возраста. Возраст монацита из конгломератов изученного района равен 2800 млн. лет, а возраст урановой минерализации из цемента тех же конгломератов — 2270–2320 млн. лет. Такой же разрыв возрастов монацита и урановых минералов отмечается и в других районах (Блайнд-Ривер, Витватерсранд).

Совместное нахождение даже в одних шлифах и аншлифах механически обработанных зерен монацита и циркона с урановыми минералами и пиритом в виде коломоформных почковидных образований, микроконкреций и метакристаллов свидетельствует о том, что обломочные минералы не имеют никакой генетической связи с урановой минерализацией и пиритом.

Наблюдаемая тесная связь урановой минерализации с золотом в конгломератах Витватерсранда также не может служить доказательством россыпного происхождения уранового оруденения. Золото в конгломератах района Витватерсранд не носит характера обломочных зерен [4] и приурочено к пиритизированным участкам цемента конгломератов, где образует тонкие прорастания с сульфидами и часто сопровождается углеродистым веществом. Эти факты дают основание

считать, что накопление золота в конгломератах, так же как и урановых минералов и сульфидов, происходило в восстановительной обстановке.

Стратиграфический и литологический контроль оруденения и приуроченность повышенных содержаний рудных компонентов к отрицательным формам рельефа не могут служить надежным критерием для отнесения месторождений ураноносных и золотоносных конгломератов к типу метаморфизованных россыпей, так как эти же особенности, как известно, присущи и хемогенным и седиментационно-диагенетическим месторождениям.

С точки зрения инфильтрационной гипотезы трудно объяснить незначительное развитие урановой минерализации во вмещающих конгломераты других проницаемых породах и секущих трещинах.

Представлениям о гидротермальном генезисе урановых месторождений в конгломератах противоречит отсутствие околорудных изменений и секущих рудных тел, а также связи рудных концентраций с какими-либо характерными для гидротермальных месторождений разрывными или складчатыми структурами.

Гипотеза о химическом осаждении урана непосредственно из наддонных морских вод не может быть принята потому, что шестивалентный уран, находящийся в них в виде уранилкарбонатных комплексов, не способен при высоких значениях Eh перейти в труднорастворимую четырехвалентную форму. Данные, полученные нами при изучении ураноносных конгломератов, дают основание сделать вывод о первичном седиментационно-диагенетическом накоплении урана и золота в них из иловых морских вод в восстановительных условиях.

Анализ палеогеографических обстановок, существовавших в районах развития металлоносных конгломератов в период накопления вмещающих их терригенных пород кварцит-конгломератовой формации, дает основание полагать, что основным источником урана в конгломератах служили разрушавшиеся породы области сноса преимущественно гранитоидного состава.

Изучение материалов по всем районам развития металлоносных конгломератов свидетельствует о том, что в этот период в областях сноса шло интенсивное формирование кор выветривания на гранитах, мигматитах, амфиболитах и других породах архейского возраста.

Сопоставление химических анализов метаморфизованных выветрелых и незатронутых выветриванием пород показывает, что в про-

цессе выветривания из пород выносились натрий, кальций, магний, калий.

Уран в этих условиях также должен был выщелачиваться, так как он по интенсивности миграции в гипергенных условиях находится в одной группе с кальцием, магнием, натрием, фтором и стронцием [57]. По результатам люминесцентных анализов мигматитов и их метаморфизованной коры выветривания можно сделать выводы, что из мигматитов выносилось 40 - 70% урана.

Вопрос о формах и путях переноса урана в гипергенных условиях рассматривался многими исследователями. По мнению Г.Е. Наумова и др. [57], уран в поверхностных водах может мигрировать в истинно-растворенной форме, а также в виде механической взвеси и коллоидов. Представления о миграции урана в форме "обломочного уранинита" ими весьма убедительно опровергаются. Они показали, что "возможность транспортировки уранинита в современных реках надежно обосновывается только на расстояние в несколько сот метров".

Предположение о чрезвычайно низком содержании кислорода в древних атмосферах, по их мнению, требует доказательства полного отсутствия кислорода, "так как очень малые его концентрации (на несколько порядков ниже современных) уже обеспечивают положительное значение окислительно-восстановительного потенциала, при котором процесс окисления UO_2 идет уже достаточно интенсивно".

С целью подтверждения представлений о формах переноса урана при накоплении его в породах кварцит-конгломератовой формации авторы изучили распределение урана и некоторых малых элементов по основным петрографическим типам терригенных пород по ряду участков. Работа проводилась по методике Н.М. Страхова [7], основанной на представлениях о том, что $V, Cr, Ni, Be, Ca, Zn, Fe, Mn, P, Pb, Sn, Ba, Cu, Sr$ транспортируются в реках в виде как растворов, так и взвесей, причем каждый последующий элемент этого ряда в большей мере мигрирует в виде раствора и в меньшей - в виде взвеси. По данным частных анализов (от 30 до 90 по каждой разновидности пород) определялись средние содержания элементов для кварцитов, кварцито-песчаников, песчаников, алевролитов и сланцев.

Кривая распределения урана на графиках хорошо согласуется с кривыми распределения меди и марганца, для которых характерна преимущественная миграция в растворах. Это обстоятельство дает основание считать, что и уран в значительной степени мигрировал в истинно-растворенном состоянии.

Накопление урана в конгломератах происходило в процессе диагенеза морских осадков в восстановительных условиях. Такие условия по данным Н.М.Страхова [57] могли быть созданы в насыщенных иловыми водами осадках, в которых выделяется верхняя окислительная зона мощностью 20-25 см с Eh от +300 до 0 мВ и нижняя восстановительная, в пределах которой в результате разложения органики на глубине 2-2,5 м значения Eh снижаются до -100, -200, -500 мВ. Осаждение $U(OH)_4$ при Eh от 7 до 10 происходит в пределах значений Eh примерно от -170 до -400 мВ. Такая обстановка и создается в иловых водах, где на границе двух различных геохимических сред возникает перепад Eh , обеспечивающий осаждение $U(OH)_4$. При выпадении в осадок значительных количеств $U(OH)_4$ концентрация урана в иловом растворе должна падать, что должно приводить к диффузионному подтоку новых порций растворенного урана из надлонных вод.

Накоплению урана в морских осадках способствовали факторы, наиболее существенными из которых являются количество и качество захороненного органического вещества, определяющие градиент изменений Eh в толще илов. Приуроченность повышенных содержаний $C_{орг}$ к конгломератам может быть объяснена тем, что области мелководья, где отлагались грубозернистые осадки, были наиболее благоприятными для развития планктона.

Возможность накопления урана в осадках в резко восстановительной обстановке подтверждается проведенными нами экспериментами, в ходе которых при достижении Eh - 180 мВ и pH - 7,5 содержание урана в осадке повысилось с $3 \cdot 10^{-5}$ до $3 \cdot 10^{-3}\%$, а в растворе - снизилось с 300 до 16,2 мг/т. Возможность накопления золота совместно с сульфидами железа в процессе диагенеза осадков была показана на примере изучения пиритоносных обогащенных золотом олигоценовых глин [57].

Таким образом, проведенные геологические исследования и эксперименты позволяют сделать заключение о том, что урановые и золоторудные месторождения в раннепротерозойских конгломератах образовались при диагенезе прибрежных морских осадков и относятся к типу метаморфизованных седиментационно-диагенетических. Основными фактами, подтверждающими эту точку зрения, являются:

1. Тесная парагенетическая связь урановых минералов, золота, сульфидов железа и органического вещества, характерная для руд,

образующихся в резко восстановительной обстановке, которая в морских бассейнах могла возникнуть лишь при диагенезе илов.

2. Участие рудной минерализации в образовании первичной горизонтальной слоистости и других первично-осадочных текстур.

3. Наблюдающееся даже в небольших участках руд сочетание четко выраженных зернистых агрегатов, колломорфных выделений и микроконкреций пирита и связанных с ними урановых минералов, свидетельствующее о том, что руды в процессе своего образования прошли через все стадии, характерные для процессов диагенеза и метаморфизма.

Формирование металлоносных сульфидных конгломератов, происходившее в пределах почти всех континентов в раннепротерозойское время, обусловлено особенностями тектонического режима и палеогеографии.

В этот период развития Земли впервые заложены крупные линейно ориентированные подвижные зоны миогеосинклинального типа, в которых были созданы условия для накопления мощных толщ терригенных пород.

Благоприятные условия для формирования в них месторождений урана и золота определены сочетанием многих факторов. Наиболее существенные из них: 1) создание азотно-кислородной атмосферы, близкой по составу современной; 2) относительно слабые тектонические движения и слабо расчлененный рельеф в областях сноса, которыми являлись протоплатформенные площади, разделяющие протогеосинклинальные прогибы; 3) развитие органической жизни лишь в узких прибрежных зонах морей и отсутствие восстановительных геохимических барьеров на суше, что обуславливало более интенсивное поступление урана в морские бассейны; 4) теплый и влажный климат.

При сочетании этих условий созданы предпосылки для формирования мощных кор химического выветривания архейских пород в областях сноса, интенсивного выноса из них урана и золота в морские бассейны и накопления их в конгломератах в прибрежных зонах.

1. Белевцев Я.Н. Урановые месторождения Канады. Геология рудных месторождений, 1973, № 2, с.13-27.
2. Гречихников Н.П. Условия накопления урана в докембрийских конгломератах по геологическим и экспериментальным данным. - В кн.: Проблемы теории и эксперимента в рудообразовании. Киев: Наук. думка, 1966, с.203-210.
3. Евсева Л.С., Перельман А.И. Геохимия урана в зоне гипергенеза. М.: Госатомиздат, 1962. - 224 с.
4. Котляр В.Н. Уран в древних конгломератах. - М.: Госатомиздат, 1963. - 187 с.

5. Наумов Г.Б., Коченов А.В., Герасимовский В.И. и др. Уран в осадочных породах. - В кн.: Основные черты геохимии урана. - М.: Изд-во АН СССР, 1960, с.351-358.
6. Нифонтов Р.В. К вопросу о хемогенной золотоносности некоторых осадочных пород и ее значение для образования россыпных месторождений. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Госгортехиздат, 1960, 4, с.58-62.
7. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. - М.: Изд-во АН СССР, 1960, I, - 212 с.
8. Тойт Лб. Геология Гвной Африки. - М.: Изд-во иностр.лит., 1957. - 490 с.

УДК 553.2.С68.2

И.М.Беспалов

ГЛАВНЕЙШИЕ ОСОБЕННОСТИ ОСАДОЧНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ (НА ПРИМЕРЕ РУД ЧЕРНЫХ И ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ)

Благодаря развитию литологии и особенно учению о фашиально-палеогеографических условиях формирования месторождений черных и цветных металлов позволяло ряду исследователей дополнить теорию осадочного рудообразования новыми сведениями. Многие проблемы, разработанные пионерами этого важного научного направления являются решенными на примере осадочных месторождений железа, марганца, алюминия, урана, меди, свинца и цинка. Ведется острая дискуссия о генезисе стратиформных месторождений ртути, золота, вольфрама и других металлов. Ортодоксальная магматогенно-гидротермальная гипотеза, которой придерживались геологи многих стран в течение длительного времени, уже не является универсальной. Такие сведения как эпигенетический характер ряда минералов, наличие прожилков, замещение одних минералов другими не является однозначным свидетельством гидротермального происхождения месторождений. Эти изменения, как показали многочисленные советские и зарубежные исследователи, начинают проявляться в осадке начиная с диагенеза и свидетельствуют о молекулярной перегруппировке вещества горных пород и руд на месте. Исследования изотопного состава рудных минералов в большинстве случаев подтверждают первично-осадочное происхождение стратифицированных месторождений черных и цветных металлов.

Еще в 1952 г. М.М.Константинов [3], анализируя взгляды сторонников магматогенно-гидротермальной гипотезы применительно к стратифицированным месторождениям свинца и цинка в карбонатных

породах, писал: "Длинный ряд возражений против осадочной гипотезы, а именно: наличие явлений метасоматоза, наблюдавшееся иногда последовательное образование минералов, наличие прожилков и т.п. протекает из недопонимания и недооценки явлений диагенеза и эпигенеза". В.М.Попов [4] дополнил: "В природе почти не существует сингенетических, в строгом смысле этого понятия, рудных накоплений; последние уже в самой начальной стадии диагенеза, протекающего в осадке, претерпевают изменения, придавшие им характер эпигенетических образований".

Сторонники эндогенного направления часто относят явления, проявляющиеся локально и в малых масштабах (перераспределение рудного вещества), к разряду главнейших, а основные особенности, которым посвящается данная работа, недооцениваются или не принимаются во внимание.

Исследования автора, а также изучение опубликованной литературы позволяют сделать определенные обобщения и выводы. Для осадочных месторождений железа, марганца, алюминия, меди, свинца и цинка характерны следующие важнейшие особенности.

Стратиграфический контроль оруденения проявляется в приуроченности к определенным горизонтам стратиграфического разреза и к строго определенным пластам. Оруденение простирается на большие расстояния, особенно вдоль бывшей прибрежной зоны осадконакопления, достигая в отдельных случаях десятков и даже сотен километров. Так, рудный пласт Никопольского месторождения марганца прослеживается с перерывами вдоль восточной окраины Украинского щита на 252 км.

Литологический контроль оруденения проявляется в том, что наиболее благоприятными вмещающими породами для месторождений железа, марганца и меди являются прибрежные песчано-глинистые образования. Карбонатные породы являются наиболее характерной вмещающей средой для месторождений свинца, цинка и алюминия. В ряде случаев наблюдаются исключения: приуроченность медных месторождений к карбонатным породам (месторождения Польши) и бокситов - к терригенным породам (Тихвинская группа). Эти вопросы еще до конца не изучены и требуют дальнейших исследований.

Пострудный характер плекативной и дизъюнктивной тектоники для всех указанных месторождений является также характерной особенностью. Незначительные по масштабу проявления жильной минерализации, приуроченной к трещинам, как правило, не выходящей за

пределы основных рудоносных горизонтов, чаще наблюдаются в наиболее древних месторождениях. Эти прожилки являются результатом переотложения первично-осадочного рудного вещества при катагенезе и метаморфизме. Как правило, все минералы и элементы этих прожилков полностью соответствуют вещественному составу вмещающих пород первично-осадочных вкрапленных руд.

Исследователи достаточно внимания уделяли общей тектонической позиции рассматриваемых месторождений, приуроченности их к шитам и платформам, складчатым областям и различным переходным структурам. Однако конкретная тектоническая обстановка периода рудообразования оставалась не раскрытой. Ритмическое (циклическое) строение продуктивных отложений осадочных месторождений меди, свинца, железа, марганца, алюминия (бокситов) является не результатом колебательных движений, а указывает на периодические опускания бассейна седиментации и синхронные им поднятия области сноса [2]. Наличие двух соседних блоков земной коры - периодически опускающегося (область седиментации) и синхронно ему поднимающегося (область сноса рудного материала) - являются одним из обязательных условий осадочного рудообразования.

Следовательно, блоковые дорудные движения по зонам глубинных разломов, наряду с другими благоприятными условиями, совершенно обязательны в осадочном рудообразовании. И сторонники осадочной школы не могут не считаться с этим важным фактором, который получил отчетливую трактовку в работе Е.Ф. Шникова "Тектоника и осадочное рудообразование (на примере Азово-Черноморской железорудной провинции)". По-видимому, движения отдельных блоков по зонам глубинных разломов значительно влияют на палеогеографические, литолого-фациальные, порой климатические условия формирования осадочных месторождений. В рассматриваемых нами условиях намечается четкий структурный контроль: приуроченность оруденения к опущенным блокам.

Начальная стадия осадочного рудообразования начинается на континенте - в коре выветривания. На это указывает следующие особенности. Рудные пласты по неровному контакту размыва залегают на никележащих породах. Эта хорошо известная особенность осадочных руд бокситов не находила объяснения у исследователей. Нередко неровную поверхность в основании рудного пласта, осложненную выщелачиванием (открытые карстовые полости в известняках), рассматривали как рудные механические ловушки. В большинстве

случаев этому размыву не придавалось должного значения. Размыв в основании рудных пластов характерен почти для всех месторождений типа медистых песчаников (Донбасс, Приднестровье, Предкарпатский прогиб, Карпаты, Джеккаган, Удокан и др.). В последние годы размыв в основании рудного пласта выявлен автором на Никопольском и Чиатурском месторождениях марганца и Керченском железорудном месторождении.

Следовательно, размыв в основании рудного пласта является характерной особенностью осадочного рудообразования для многих месторождений вообще и свидетельствует о подготовке (начале) рудообразования в коре выветривания размываемых материнских пород. По-видимому, когда область сноса была сnivelирована, это способствовало образованию кор выветривания, обогащенных соответствующими металлами. Затем, когда происходит поднятие области сноса и синхронное ему опускание области седиментации, материал коры выветривания, обогащенный рудными компонентами,носится в прибрежную зону бассейна седиментации.

Наиболее отчетливо этот вывод подкрепляется на примере оксидных и марганцевых руд, где наблюдается переход остаточных руд в осадочные, их разновозрастность и территориальная обличенность (Украинский щит, Днепровско-Донецкая впадина, вжное обрамление Украинского щита). Изложенное относится и к Никопольскому месторождению марганца. О существовании благоприятных условий для образования коры выветривания, обогащенной марганцем, свидетельствует Хоцеватское месторождение марганцевых руд, расположенное на территории Гайворонского района Кировоградской области. Имеются основания полагать, что под покровом рыхлых отложений сохранились от размыва и другие марганцевоносные коры выветривания, которые будут обнаружены позднее.

Изложенное выше дает возможность утверждать, что все рассуждения о формировании осадочных руд железа, марганца, алюминия, меди, свинца, цинка и других металлов на фоне кларковых содержаний в материнских породах теряют свою аргументацию и актуальность. Для многих месторождений медистых песчаников (Джеккаган, Донбасс, Удокан, месторождения Центральной Европы) устанавливаются сохранившиеся от размыва участки, в которых выявлены медные и свинцово-цинковые рудопроявления и месторождения [27].

Бассейны седиментации находились в непосредственной близости от источников сноса, что подтверждается для всех указанных

месторождений плохой окатанностью кластических зерен или ее отсутствием, а также плохой сортировкой песчано-алевритисто-глинистого материала, вмещающего оруденение. На это указывают и фациальные особенности. Русловое и подводнодельтовое фации имеют текстурный рисунок слоистости, характерный для малых рек и временных потоков (слойки имеют крутое падение: у русловых однонаправленное, у подводнодельтовых - разнонаправленное, косое, отчетливо клиновидное).

Следовательно, рудное вещество с континента в бассейн седиментации транспортировалось малыми реками и временными потоками. Это обстоятельство дает основание считать, что предположения и эксперименты некоторых исследователей, относящиеся к количеству и формам миграции рудного вещества в крупных реках, не имеют отношения к аномальному рудному процессу.

Оруденение, как правило, связано с прибрежными фациями в мелководных континентальных морях, крупных лагунах и озерах. Самыми продуктивными являются подводнодельтовые фации. В меньшей мере рудоносными являются фации заливов и волноприбойные (приливо-отливные). В отдельных случаях отмечается связь оруденения с фациями нижних частей речных долин (Джезказган). Для месторождений медистых песчаников эти сведения выявлены и опубликованы в работах И.П.Дружинина, М.Ф.Наркелюна, Р.В.Богданова, Г.Г.Кочина, И.М.Беспалова и др. Автором установлена связь марганцевого оруденения с подводнодельтовыми фациями и на Никопольском месторождении.

Приуроченность оруденения к подводнодельтовым и русловым фациям указывает на поступление терригенного и рудного материала с континента.

Отмеченные особенности являются характерными для большинства осадочных месторождений железа, марганца, алюминия, меди, свинца и цинка. Однако намечаются также различия по условиям формирования между отмеченными металлами, которые были подмечены многочисленными исследователями и обобщены в монографии Н.М.Стрехова [5]. По этим сведениям осадочные месторождения железа, марганца и алюминия образуются в условиях гумидного климата, а месторождения меди, свинца и цинка являются типично аридными.

Исследования автора позволяют уточнить климатические условия формирования медных и свинцово-цинковых месторождений. Эти месторождения никогда в типичных красноветах не встречаются. Они свя-

заны с пестроцветными формациями, которые образуются в условиях периодической смены аридного климата (красно-бурые пачки) гумидным (серые рудоносные слои, насыщенные обуглившейся органикой). По-видимому, для этих образований вообще характерна и обязательна периодическая смена аридного климата гумидным. В тех регионах, где полностью сохранились от размыва осадки подстилающие и перекрывающие продуктивные пестроцветные отложения (Донбасс, Мансфельд, Ленский район, Верхняя Силезия, Джиргаланский район, Большое Богдо, Предкарпатье), наблюдается следующая особенность. В геологическом разрезе пестроцветные образования занимают промежуточное положение между типично гумидными, порой угленосными образованиями внизу и ярко выраженными соленосными аридными - вверх. Причем продуктивные медные и свинцово-цинковые слои находятся ближе к аридным образованиям, чем к гумидным.

Интерес представляет вопрос о значении седиментогенеза и диагенеза в рудообразовании. Для осадочных руд железа, марганца и алюминия главной рудообразующей стадией Н.М.Страхов [5] обоснованно считает седиментогенез. Для стратифицированных месторождений меди, свинца и цинка он гипотетически решающую роль в рудообразовании отводит диагенезу. Проведенные исследования и экспериментальные работы [1] позволяют уверенно высказаться в пользу седиментогенеза как решающей рудообразующей стадии и для этих металлов. Доказательством этому служат следующие сведения.

Тонковкрапленные халькозин, борнит, галенит, сфалерит встречаются в тончайших глинистых слойках, подчеркивающих слоистость подводнодельтовых фаций (Донбасс, Джекказган, Удокан). Трудно себе представить свободную циркуляцию рудных растворов или свободное передвижение металлов в водонепроницаемых породах, какими являются глины.

Халькозиновые конкреции в глинах и алевролитах среди вкрапленного халькозина окружены нередко безрудной каймой, ширина которой составляет не более 5 см. Аналогичная картина наблюдалась автором около линзочек и эмбриональных прожилков халькозина (Джекказган, Приднестровье, Донбасс).

В подводнодельтовых фациях Донбасса, Приднестровья, Джекказгана, Удокана выявлены делитификационные подводные оползни. Сползание алевролитов и песков обычно происходит между двумя глинистыми прослоями или когда глина является подстилающей породой. В этих интересных образованиях тонкая вкрапленность халькозина,

борнита иногда с галенитом и сфалеритом подчеркивает косую разнонаправленную слоистость алевролитов, участвует в дислокационном процессе осадка, который подвергся сползанию еще до его превращения в горную породу. Такие рудные слои повторяют сложный рисунок делитификационного оползня, т.е. и в данном случае отчетливо фиксируется важнейшее рудообразующее значение седиментогенеза.

Горизонтальная рудная зональность (медь - свинец - цинк), которая особенно отчетливо проявилась в пестроцветях Длезказгана, Донбасса, Приднестровья, месторождениях Польши и Мансфельда, указывает на важную роль седиментогенеза, как главной рудной стадии, так как в случае интенсивных и огромных по масштабу процессов перераспределения и перемещения рудного вещества, как полагает И.М.Страхов [5], такая зональность была бы нарушена.

И, наконец, экспериментальные исследования автора указывают, что количество меди в прибрежных осадках увеличивается в десятки раз по сравнению с ее количеством в поступающих растворах. Так, из раствора с 0,001% меди в осадке отмечалось до 0,030% меди (тридцатикратное увеличение). В природных условиях эта цифра, по-видимому, еще значительно выше.

Все изложенное не снимает вопроса о значении диагенеза в рудообразовании. Увеличение концентрации рудного вещества вообще и в твердом материале осадка следует связывать в основном с дегазацией и дегидратацией осадка в диагенезе, перегруппировкой зерен и более тесной их упаковки в результате действия нагрузки вышележащих пород. Осадок сокращался в объеме, мощность его уменьшалась. По слоям, огибающим карбонатные конкреции, определена степень усадки различных пород. Коэффициент сокращения мощности для аргиллитов составляет 2,2 - 2,7; алевролитов 1,5 - 2; мелкозернистых песчаников до 1,7 (Донбасс, Длезказган, Приднестровье). Это и есть конкретные цифры увеличения концентрации рудного вещества в диагенезе по сравнению с седиментогенезом в расчете на единицу объема и веса. В диагенезе, безусловно, наблюдается и некоторая перегруппировка рудного вещества: пылевидно-рассеянная минерализация преобразуется во вкрапленную, образуются конкреции, эмбриональные прожилки; сульфиды меди, свинца и цинка иногда замещают обломки терригенных пород и органическое вещество. Однако эти перераспределения не сопровождаются существенной миграцией рудного вещества. Лишь в случае образования конкреций халькозина диаметром 3 - 5 см отмечается миграция меди до 5 см. Рудное вещество

остается в пределах серых прослоев и количество его остается почти неизменным по отношению к твердому веществу серого осадка.

Катагенез существенно не влияет на перераспределение рудного вещества и его текстурный облик.

Проблема высоких содержаний всегда волновала и интересовала исследователей. Представители оппозиции осадочной гипотезы часто указывали на высокие содержания как на существенное доказательство невозможности их образования осадочным путем. Именно поэтому отдельные геологи стали разделять взгляды Н.М.Страхова о решающей роли диагенеза, так как эта гипотеза создавала видимость решения проблемы. Однако диагенетическая гипотеза для меди, свинца и цинка оставила без объяснения: фациальный контроль оруденения, седиментогенные рудные текстуры, зональность медно-свинцово-цинковой минерализации, отсутствие оруденения в красных породах.

Таким образом, как для железа, марганца, алюминия, так и для меди, свинца и цинка седиментогенез выступает на первое место как решающая рудообразующая стадия.

Описанные особенности осадочного рудообразования не относятся к сильно метаморфизованным месторождениям, а также к некоторым месторождениям, претерпевшим преобразования в результате наложенных процессов (пострудный магматизм, гидротермальный метаморфизм).

Осадочный рудогенез, по-видимому, является самым могучим процессом в ряду других явлений рудогенеза. Его значение было уже значительным в докембрии и возрастало в каждом последующем периоде.

1. Беспалов И.М. О значении седиментогенеза и диагенеза в рудообразовании (на примере изучения медистых песчаников Украины). - В кн.: Перспективы расширения минерально-сырьевой базы юга Украины (тез. докл. Укр. республ. науч.-техн. конф.). Днепропетровск, 1972, с. 17-18.
2. Беспалов И.М. О происхождении меденосных пестроцветных формаций. - В кн.: Стратиформные месторождения цветных и редких металлов. Изд-во Фрунз. политехн. ин-та. Фрунзе, 1979, с. 32-43.
3. Константинов М.М. К вопросу о роли диагенеза и метаморфизма в формировании осадочных месторождений свинца и цинка. - Разведка недр, 1952, № 5, с. 12-17.
4. Попов В.М. Явления диагенеза и эпигенеза в медистых песчаниках Донецкого бассейна. - Изв. Кирг. фил. АН СССР, 1954, вып. I, с. 71-89.
5. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. - М.: Изд-во АН СССР, 1962, 3. - 646 с.

П. В. Варицкий

ЗНАЧЕНИЕ КОНКРЕЦИОННОГО АНАЛИЗА ПРИ ПОИСКАХ И ИЗУЧЕНИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОСАДОЧНОГО ГЕНЕЗИСА

Конкреции как полезные ископаемые

Конкреционные образования явились объектом внимания и использования человеком задолго до появления работ о них. Начиная с палеолита, когда для изготовления орудий труда и оружия использовался камень — кремнистые конкреции из мела и известняка, различного рода минеральные стяжения широко применяются в качестве полезных ископаемых.

Однако до начала XIX ст., до оформления геологии как науки, конкреции, к сожалению, не пользовались достаточным вниманием естествоиспытателей. Их рассматривали, как "игру природы" и то поверхностно. В последующие десятилетия интерес к ним постепенно возрастал. К середине прошлого столетия сложились первые представления об их происхождении, выявлено широкое распространение и практическое значение многих групп конкреций как полезных ископаемых. На рубеже XIX—XX вв. установлено, что конкреции слагают целые месторождения полезных ископаемых осадочного генезиса или участвуют в их образовании (марганцевые, фосфоритовые руды и т.п.). Наряду с ростом научного интереса к этим природным телам возобновляется и растет чисто практический интерес к ним. Начиная со второго десятилетия текущего столетия основное внимание уделялось изучению химико-минерального состава конкреций, что отражало возросший промышленный интерес. В геологической литературе стали появляться детальные описания распространения, условий залегания, вещественного состава и других особенностей конкреций. В центре внимания, конечно, находились конкреционные образования, которые могли быть использованы в качестве полезного ископаемого. Это прежде всего касалось конкреционных руд марганца, железа, алюминия, фосфора, серы, меди, бария и других некоторых видов нерудного сырья.

Вместе с тем только в последние несколько десятилетий (преимущественно в СССР) выяснилось многостороннее значение конкреций как одного из важнейших индикаторов условий образования вмещающих их пород и связанных с ними полезных ископаемых, стадий-

ности литогенеза, генетического и поискового признака многих полезных ископаемых осадочного генезиса, коррелятивного признака и т.п. Советскими учеными разработана специальная методика изучения и использования конкреций - конкреционный анализ, который широко применяется и становится обязательным элементом не только литолого-геохимических исследований, но и поисковых, разведочных и даже эксплуатационных работ. Поскольку конкреции представляют собой не только геологические объекты, дальнейшее развитие конкреционного анализа предполагает взаимодействие геологов и исследователей конкреций в других природных и синтетических объектах. Все это позволяет говорить о становлении новой ветви естествознания - конкрециологии.

Изучение современных и ископаемых конкреций показало, что они образуются на всех стадиях литогенеза - в седиментогенезе, диагенезе, катагенезе, метagenезе и гипергенном эпигенезе [5]. В последние годы выяснилось особое значение некоторых групп конкреций (например, океанических железомарганцевых) как источника не только железа и марганца, но и ряда малых элементов (меди, никеля, кобальта и др.) [9].

Общезвестна роль фосфоритовых желваков в добыче фосфоритовых руд для изготовления минеральных удобрений. Ценность их состоит не только в том, что они являются источниками фосфора, но и в конкреции в фосфоритовых микроэлементах, играющих роль естественной биологически активной добавки, что повышает эффективность минерального удобрения [1].

Проведенными исследованиями [2] не подтвердились предположения и даже утверждения некоторых авторов о том, что карбонатные конкреции являются аккумуляторами малых элементов. Иначе обстоит дело с конкрециями другого состава. Так, описаны железистые конкреции, обогащенные иттрием [12]. Ураноносность фосфоритовых конкреций во много раз превышает среднее содержание урана в осадочных породах [11]. Железистомарганцевые конкреции Тихого океана, как уже отмечалось выше, представляют грандиозный по запасам резерв конкрециеобразующих элементов, попытки использования которых уже предпринимаются.

Число примеров использования конкреционных образований в качестве полезных ископаемых легко можно было бы продолжить. Область применения их очень широкая: от употребления в сыром виде (строительный материал, утяжелители буровых растворов и др.) до

использования продуктов их переработки в металлургии, химической промышленности, производстве минеральных удобрений и т.д.

Уже на первом семинаре по изучению конкреций, проведенном в нашей стране, ряд докладов был посвящен характеристике отдельных групп конкреций как полезных ископаемых [6]. Результаты изучения рудных конкреций докладывались и на Второй Всесоюзной научной конференции [7]. И, наконец, в соответствии с рекомендациями этих конференций был организован и проведен первый в истории геологической науки семинар, специально посвященный общей характеристике рудных конкреций в рудоносных формациях [10]. Задачей семинара было комплексное освещение проблем изучения и практического использования конкреций, имеющих значение как рудные полезные ископаемые или как поисковые признаки в рудоносных формациях.

Роль конкрециеобразования в рудогенезе зависит от состава и формационного типа руд, геологического возраста вмещающих толщ. В фанерозое (особенно с позднего палеозоя) конкреции становятся главными составными частями осадочно-диагенетических и значительной части вулканогенно-осадочных руд марганца, фосфора, большей части железа (окисных, карбонатных, силикатных), алюминия, меди, бария, стронция, серы, ряда других малых и редких элементов. При этом в осадочном рудогенезе участвуют все типы конкреционного морфогенеза. Изучению подлежат как собственно рудные конкреции, так и конкреций рудоносных формаций, которые хотя и не являются полезными ископаемыми, но, будучи парагенетически связанными с последними, играют или могут играть роль генетических или поисковых признаков оруденения [8].

Результаты использования конкреционного анализа тем значительнее, чем детальнее и многостороннее изучаются различные типы и группы конкреций и конкреционные комплексы с учетом не только вещественного состава их, но и широкого спектра геологических, литологических и геохимических особенностей конкреций и вмещающих их пород.

Конкреции и минеральные новообразования в них как генетические и поисковые признаки

Так как образование конкреций определенным образом связано с условиями (фациальными, геохимическими, геотектоническими и т.п.) формирования вмещающих их пород и толщ, изучение различных типов конкреций и особенно парагенетических их ассоциаций - конкрецион-

ных комплексов — позволяет использовать их для фациального и формационного анализа осадочных толщ, поисков парагенетически связанных с конкрециями полезных ископаемых, а также полезных ископаемых конкреционного происхождения (конкреционные руды железа, марганца, алюминия, фосфора, меди и др.).

В последние годы приведены также убедительные примеры перерастания конкрециеобразования в рудный процесс. Поэтому присутствие конкреций определенного состава может определять перспективность осадочных и осадочно-вулканогенных толщ для поисков некоторых видов полезных ископаемых.

Изучение рудных конкреций и конкреций рудоносных формаций, применение конкреционного анализа может сыграть положительную роль и в выяснении генезиса и закономерностей размещения так называемых стратиформных месторождений цветных и редких металлов в осадочных и осадочно-вулканогенных формациях различного возраста. При этом сульфидные и сульфидоносные конкреции имеют значение не только как показатели генезиса месторождений, но и как поисковые признаки.

Поисковыми признаками могут оказаться и некоторые особенности химического состава конкреций, наличие специфических примесей, в частности радиоактивных элементов (в фосфоритах, например), позволяющее использовать радиометрические методы при поисках фосфатного сырья.

Наряду с большим разнообразием состава конкрециеобразователей, минеральные новообразования в конкрециях-септариях также многообразны: от самородных минералов до силикатов. Главное внимание следует обратить на те минералы, которые до недавнего времени "традиционно" рассматривались как гипогенные, гидротермальные (диккит, барит, сульфиды тяжелых металлов и др.) и принимались или могут приниматься в качестве прямых поисковых признаков оруденения. Поэтому выяснение генетической природы минеральных новообразований в трещинах сокращения конкреций-септарий, помимо теоретического значения может оказаться полезным и при решении некоторых практических вопросов [4].

Возникновение минерализации в септарных трещинах связано со вторичными по отношению к конкрециеобразованию процессами, обусловленными притоком минерализованных растворов после или в ходе образования контракционных трещин. При этом обычно отсутствуют сколько-нибудь заметные следы воздействия минерализующих

растворов на конкреции или вмещающие их осадки (породы), что можно объяснить относительным равновесием между теми и другими. Этому требованию могли отвечать иловые растворы осадков в стадии диагенеза. Вместе с тем формирование минералов септарных трещин происходит в позднем диагенезе в новой геохимической обстановке в осадке, отличающейся от обстановки раннего диагенеза, когда формируется подавляющая масса конкреций, чем объясняется различие в минералогии конкреций и минеральных новообразований в них. Это различие касается не только новообразованных минералов тяжелых металлов (сульфидов, сульфатов), но и "жильных" минералов септарных трещин (карбонатов, кварца, силикатов и др.).

Важно также знать характерные парагенезисы минералов септарных трещин, чтобы использовать нетипичные для них минералы (например, киноварь) в качестве индикаторов гидротермального процесса. Определенное значение имеет и характер трещин, заполненных минеральными выделениями: типичные ли это септарные трещины, выклинивавшиеся к периферии конкреций, или же трещины, секущие тела конкреций и переходящие в боковые породы.

При суждении о генезисе сульфидной (как и всякой другой) минерализации в конкрециях-септариях надо принимать во внимание, помимо отмеченных выше черт и особенностей, и всю совокупность геологической обстановки, условия залегания, частоту, локальный или региональный характер, стратиграфическую приуроченность минерализации, наличие и характер трещиноватости пород и т.п.

Изложенное выше позволяет высказать предостережение от возникновения ложных иллюзий, когда всякое выделение так называемых заведомо гидротермальных минералов может рассматриваться как поисковый признак наличия в районе соответствующих рудопроявлений или месторождений. Для правильной оценки значения минеральных новообразований в конкрециях как поискового признака необходимо и достаточно в каждом конкретном случае решить вопрос о генетической природе этих минералов.

Конкреции и значение их при изучении метаморфизованных и метаморфических пород

В большой литературе по метаморфизму осадочных образований содержится немного сведений о влиянии процессов метаморфизма на развитие в них конкреции. Вместе с тем работы по изучении различных признаков осадочных пород в метаморфизованных докембрийских толщах признаются как весьма актуальные.

В большинстве своем конкреции в процессе метаморфизма осадочных пород в той или иной степени изменяются. Однако чаще всего возникающая еще в стадии диагенеза осадков контрастность или гетерогенность состава конкреций и вмещающих их пород и даже отдельные особенности строения и состава конкреций (например, зональность) сохраняются в метаморфических породах, хотя и в новых минеральных ассоциациях [3]. Сохраняются также в основных чертах форма (контуры) и размеры конкреций, приуроченность их к определенным литологическим типам пород.

С учетом определенной "консервативности" конкреций к метаморфическим изменениям представляется правомерным изложенные выше соображения о значении конкреций в осадочных породах как генетических и поисковых признаков переносить и на метаморфические породы с развитыми в них минеральными реликтами - метаконкрециями или равновесными минеральными ассоциациями, возникшими вследствие метаморфизма на месте бывших конкреций. При этом, разумеется, следует отличать их от собственно метаморфических конкреций, образующихся вследствие собирательной кристаллизации при метаморфизме осадочных пород [5]. Актуальность проведения такого рода наблюдений и исследований определяется интенсивным развитием в последние годы литологии докембрия и вовлечением в опоскование все более древних метаморфизованных и метаморфических толщ.

Кроме минеральных ассоциаций, возникающих вследствие химической перестройки породы в процессе метаморфизма, многие метаморфические породы содержат другие минералы (протогенные или реликтовые), которые остались от более ранних парагенезисов неизменными. Нам приходилось уже отмечать [3], что именно конкреционные образования, по крайней мере в центральных своих частях (в особенности в крупных экземплярах конкреций), имеют больше шансов сохранить свой исходный минеральный состав в качестве реликтового. Об этом свидетельствуют и реально описанные случаи сохранения реликтового состава в ядрах конкреций.

При рассмотрении и выявлении реликтовых признаков, унаследованных от осадочных пород особое внимание следует обращать на бывшие конкреции (метаконкреции). Задача сейчас заключается, прежде всего, в накоплении фактического материала, в описании в породах различных степеней метаморфизма характера изменения конкреций различного состава с тем, чтобы можно было решать и обрат-

ную задачу путем "снятия" метаморфизма. Надо научиться в сильно метаморфизованных и метаморфических породах находить бывшие конкреции, уметь в настоящем их химико-минеральном составе увидеть исходный состав конкрецтнеобразователей, по которому можно восстановить условия осадконакопления вмещающих их пород.

Хотя материал по обсуждаемому здесь вопросу скуден, имеющиеся данные и приведенные выше мнения позволяют надеяться на более успешное использование в ближайшем будущем минеральных реликтов — конкреций или равновесных минеральных ассоциаций, возникающих на месте конкреций, в метаморфических породах для более обоснованного суждения об исходных породах и палеогеографических реконструкциях, поисков месторождений полезных ископаемых.

Работы по изучению конкрецтнеобразования и преобразования конкреций, применению конкрецтнеонного анализа в метаморфических породах, которые только начаты, могут и должны составить новую главу в развитии и дальнейшем совершенствовании конкрецтнеонного анализа, возможности которого далеко не исчерпаны и не ограничиваются лишь только осадками и осадочными породами. По мнению автора, значение конкрецтнеонного анализа, все еще не изученное в достаточной мере литологами-осадочниками, тем более явно недооценивается исследователями, изучающими докембрийские метаосадочные образования. Поэтому уместно привлечь внимание к этому вопросу соответствующих специалистов.

В заключение хочется еще раз подчеркнуть, что изучение конкреций и минеральных новообразований в них помогает не только при решении общегеологических и литологических вопросов об условиях образования вмещающих конкрецтне пород, при фациальном и формационном анализе, при стратиграфическом расчленении и корреляции разрезов, что признается уже многими исследователями, но и при решении ряда практических вопросов, в том числе связанных с поисками месторождений полезных ископаемых.

1. Васильева З.В. Изоморфные замещения в апатитах из различных месторождений Союза : Автореф. дис.... канд. геол.-минералог. наук. М., 1958. — 24 с.
2. Зарицкий П.В. О малых элементах в карбонатных конкрециях угленосной толщи Донецкого бассейна. — Докл. АН СССР, 1957, 115, № 5, с.781-786.
3. Зарицкий П.В. Конкрецтнеонные образования и их возможное значение при изучении метаморфических пород. — Докл. АН СССР, 1966, 168, № 4, с.1118-1123.
4. Зарицкий П.В. О генезисе минералов в конкрециях-септариях и

- возможном использовании их как поискового признака рудных тел. - Зап. Всес. минералог. о-ва., 1969, ч.98, вып. I, с. 53-59.
5. Зарицкий П.В., Македонов А.В. Конкрециеобразование и стадийность литогенеза. - Докл. АН УССР, 1977. Сер. Б, № 7, с.19-24.
 6. Конкреции и конкреционный анализ / Материалы первого семинара по изучению конкреций / Л. : ПКOP, ВСЕГЕИ, 1970. - 78 с.
 7. Конкреции и конкреционный анализ / Всесоюзная научная конференция. Тез. докл., Харьков, Роталпринт Харьковск. ун-та, 1973, с.5-6.
 8. Македонов А.В. Конкрециеобразование как особый тип морфогенеза и его роль в рудогенезе. - В кн.: Рудные конкреции и конкреции рудоносных формаций. Л. : Наука, 1976, с.47-53.
 9. Мозесон Л.Л., Нечипоренко Г.О. Железомарганцевые конкреции на дне океана и их использование. - В кн.: Проблемы осадочного рудообразования. М. : Наука, 1978, с. 83-87.
 10. Рудные конкреции и конкреции рудоносных формаций / Тез. докл. на III Всесоюзном семинаре "Конкреции и конкреционный анализ", Л., 1976, с.117.
 11. Созинов Н.А. Об ураносодержащих конкрециях. - Литология и полезные ископаемые, 1965, № 2, с.37-43.
 12. Gantil G. An occurrence of antigenic xenotime. - Journ. of Sed. Petrol., 24, N 7, p. 54-67.

УДК [551.3.051:551.77]:553(47-14)

Г. В. Пасечный

КАЙНОВОЙСКИЕ ЭТАПЫ ОСАДКОАККОПЛЕНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ (НА ПРИМЕРЕ ЮГО-ЗАПАЛА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

Цикличности геологических процессов посвящена обширная литература в нашей стране и за рубежом. Наиболее полно вопросы цикличности освещены в сводках [12, 22]. Рассмотрению данного вопроса посвящена специальная конференция, проходившая в г. Новосибирске [23]. Теоретический круг вопросов, связанный с геоциклическостью, рассмотрен в [3]. Несколько ранее [11] в г. Москве обсуждался вопрос о цикличности геологических процессов и влиянии космических факторов на экологию организмов. Все это свидетельствует о том, что периодическая повторяемость геологических процессов многогранна и что она выступает в качестве всеобщего закона развития Земли.

Задачей настоящего сообщения является на примере юго-запада Русской платформы проследить взаимосвязь цикличности геологических процессов с осадконакоплением и выявить закономерности локализации полезных ископаемых.

В основу выводов и построения положены материалы, собранные

автором в процессе выполнения в районе Государственной геологической съемки, тематических и картосоставительских работ, а также проработки обширной опубликованной и фондовой литературы.

В процессе выполнения полевых работ основными методами исследований являлись литостратиграфический и биостратиграфический в широком их понимании [5].

В камеральный период обобщались результаты гранулометрического, минералогического, термического, в меньшей мере химического и спектрального анализов.

На более поздних этапах выполнения работы был широко применен палеогеографический метод, включающий построение карт литофаций, изопахит (равных мощностей), древнего погребенного рельефа на начало каждого из веков позднего кайнозоя (в изолиниях), палеогеологических и палеогеоморфологических карт. Построению литолого-палеогеографических карт предшествовало составление схем корреляции морских и континентальных отложений [15, 17, 21].

Анализ перечисленных карт дал возможность установить области сноса, транспортировки и аккумуляции осадков, восстановить границы древних морских бассейнов и речных долин. Изучение литологического состава пород, карт рельефа и органических остатков позволило охарактеризовать морские бассейны (глубина, соленость, температура воды в приповерхностном слое) и области сноса (климат, растительный мир, возвышенные и пониженные участки, древняя речная сеть).

С помощью карт изолиний равных мощностей с учетом геохронологической шкалы установлены скорости накопления осадков, а также проявления тектонических процессов.

Дальнейший анализ позволил выделить в кайнозой следующие этапы осадконакопления (микроциклов): I - датско-инкерманский; 2 - качинский; 3 - бахчисарайский; 4 - симферопольский; 5 - бодракско-альминский; 6 - олигоценовый; 7 - раннемиоценовый; 8 - тарханско-чокракский; 9 - караганско-конкский; 10 - сарматский; II - меотийско-понтический; 12 - киммерийско-куяльницкий; 13 - ашшеронско-антропогеновый (незавершенный).

Названные тринадцать этапов объединяются нами (по три) в четыре завершенных и один незавершенный трансгрессивно-регрессивных цикла: I - дат-палеоцен-раннеэоценовый; 2 - средне-позднеэоценовый-олигоценовый; 3 - ранне-среднемиоценовый; 4 - позднемиоценовый-плиоценовый; 5 - антропогеновый (незавершенный). Циклы I-IV образуют палеогеновый и неогеновый макроциклы.

Каждый из тринадцати этапов (микроциклов) характеризуется определенным литологическим составом пород, интенсивностью тектонических процессов и в соответствии с этим мощностью отложений, интенсивностью трансгрессий, климатическими особенностями, соленостью морского бассейна, характером процессов корообразования, спецификой органического мира.

Для примера рассмотрим шесть этапов (микроциклов), объединяемых в неогеновый макроцикл.

В начальные этапы трансгрессивно-регрессивных циклов при наиболее активных тектонических процессах происходит максимальное накопление терригенных и хемогенно-органогенных осадков (ранний миоцен, сармат, апшерон-антропоген). В средние этапы циклов в условиях слабой тектонической активности, но максимума колебательных движений отрицательного знака, имеют место максимальные эпиконтинентальные трансгрессии, наблюдается увлажнение и потепление климата, широко развиты процессы коро- и почвообразования; как правило, накапливаются осадки существенно органогенные, мощность их незначительна, она на порядок меньше, чем в начальные этапы (тархан-чокрак, м.элис-понт). В конечные этапы развития (караган-конка, верхняя полтава, киммерий-куяльник) снова активизируются тектонические процессы, что приводит к регрессиям, иссушению климата, интенсивному размыву кор выветривания и относительно мощному хемогенно-терригенному осадконакоплению [6-8, 14, 16, 20].

Сопоставление выделенных трансгрессивно-регрессивных циклов и их этапов с развитием органического мира также свидетельствует об их взаимности.

Так, для начального и конечного этапов первого неогенового цикла характерна фауна, обитающая в условиях пониженной солености (нонионидовый комплекс отложений горностаевской свиты и онкофоровая фауна коцахурского горизонта, спаниодонтовая, эврилиевая и фоладовая фауна карагана и конки). Средний этап может быть охарактеризован тарханской морской фауной [13, 16].

Начальный и конечный этапы второго неогенового цикла характеризуются опресненной фауной эвксинского типа - сарматская и киммерийско-куяльницкая. В средний этап (мезотический век), когда возобновились связи со Средиземноморьем, в Эвксинском бассейне снова появляется морская фауна [4, 9].

В условиях затруднительной связи со Средиземноморьем в апшеронско-антропогенный начальный этап в Эвксинско-Каспийском бассейне разбивается в основном солоноватоводная фауна. Следует также отметить о некоторой направленности развития, заключающейся в том, что в первом неогеновом цикле в бассейнах преобладала стеногалинная фауна, а во втором - солоноватоводная. О направленности развития свидетельствует и фауна млекопитающих: для первого цикла характерна фауна анхитерия, для второго - гиппариона, а для третьего - слоновая, отражающие направленное изменение палеогеографических условий [27].

К выводу о поэтапном развитии растительности на территории левобережной Украины в неогене приходит Н.А.Декина [24]. Согласно ее данным, первая фаза растительности соответствует раннему миоцену, когда доминировали леса различных формаций, большое значение имели болотные тексоидные леса, заросли восковницы и увеличилось разнообразие суходольных травянистых растений.

Вторая фаза относится к первой половине среднего миоцена и характеризуется преобладанием мезофильной лесной растительности, уменьшением роли болотных лесов, расширением площадей сосновых лесов, появлением травянисто-кустарничковых группировок. Особенность третьей фазы (караганский век) является преобладание в лиственных лесах дзельквы, вяза, дуба, граба и других широколиственных пород, а в хвойных лесах, кроме представителей семейства сосновых, криптомерии, секвойи, гипостробуса, таксодия, подокарпуса, зонтичной сосны и др. В травянисто-кустарничковой группировке характерно постоянное присутствие эфедры. В конкском веке происходит постепенная ксерофитизация лиственных лесов, все более развиваются сосновые леса.

Нетрудно заметить, что охарактеризованные фазы развития в основном лесной растительности совпадают с выделенными нами начальными, средним и конечным этапами первого неогенового трансгрессивно-регрессивного цикла. Для второго неогенового цикла характерны растительные ландшафты открытого типа.

Установив перечисленные выше закономерности, мы сделали попытку проанализировать приуроченность различных видов полезных ископаемых к выделенным этапам и циклам. Оказалось, что известные в районе месторождения нефти и газа обычно приурочены к начальным и конечным этапам. В это время, как было показано выше, активизируются тектонические процессы, обуславливающие песчано-

глинистый состав осадков, значительную их мощность, складкообразование и соответственно появление благоприятных структур для локализации углеводородов. Примерами могут служить месторождения газа Стрелковое и поднятия Голицина, локализующиеся в песчано-алевроитовых отложениях верхнего майкопа (начальный этап первого неогенового трансгрессивно-регрессивного цикла). Примерами локализации углеводородов в песчано-глинистых отложениях конечного этапа являются месторождения нефти Азербайджана (продуктивная свита плиоцена).

Месторождения бурых углей обычно приурочены к отложениям средних этапов. В это время повышается влажность, наблюдается потепление климата, создаются благоприятные условия для развития растительности. Широкое развитие трансгрессивных серий осадков способствует захоронению отложившихся органических остатков. Примерами могут служить многочисленные месторождения Днепровско-буроугольного бассейна. Их возраст, как показали исследования последних лет [21], определяется началом позднего эоцена. Для этой же стадии характерны месторождения стекольных песков и песков для абразивной промышленности (Гусаровское).

Россыпные месторождения ильменита, рутила, циркона и других минералов, вторичных каолинов, огнеупорных глин, формовочных и строительных песков обычно приурочены к заключительным этапам. В это время интенсивно разрушаются коры выветривания и переотлагаются осадки, сформированные в основном в средние этапы. Кратковременные трансгрессии благоприятствуют захоронению минеральных ассоциаций, отложившихся в соответствующих палеогеографических условиях [1, 10].

К этой же стадии приурочены олигоценовые марганцевые руды Приднепровского бассейна и киммерийские болитовые железные руды Керченского п-ова и Приазовья [19].

Как видно из изложенного, практически все виды кайнозойских полезных ископаемых осадочного происхождения в регионе тесно увязываются с цикличностью геологических процессов. Кроме того, существует закономерная связь между тектоническими фазами, трансгрессивно-регрессивными этапами, осадкоотложением, климатами, соленостью морских бассейнов, развитием животного и растительного мира.

На основании того, что аналогичная цикличность геологических процессов устанавливается и на мезозойском этапе развития про-

запада Русской платформы, можно полагать, что она проявлялась на протяжении всей фанерозойской истории региона и обусловлена не только земными, но и космическими факторами.

1. Агеев А.Т., Пасечный Г.В. Причерноморская металлогеническая область. Геологический прогноз и рекомендации по дальнейшему исследованию металлогении региона. - В кн.: Металлогения Украины и Молдавии. Киев: Наук. думка, 1974, с.193.
2. Габуния Л.К. К истории гиппарионов (по материалам из неогена СССР). - М. Изд-во АН СССР, 1959. - 86 с.
3. Геоцикличность. Новосибирск, 1976. - 123 с.
4. Дидковский В.Я. Биостратиграфия неогеновых отложений впа Русской платформы по фауне фораминифер: Автореф. дис. ... докт. геол.-минералог. наук. - Киев, 1964. - 24 с.
5. Дидковский В.Я., Ямниченко И.М. Актуальные проблемы стратиграфии, тектоника и стратиграфия / Респуб. межвед. сб. Киев : Наук.думка, 1977, вып.13, с. 52-62.
6. Ермаков В.Г., Пасечный Г.В. Флексурно-разрывные зоны Причерноморской части Русской плиты. - Информ. сообщ. ВИЭМС. Сер. Регион. геол. и мет. геол. картир., - М., 1969, № 4, 16 с.
7. Ермаков В.Г., Пасечный Г.В., Израилевич М.Е. и др. Причерноморская металлогеническая область. Геологическая характеристика. - В кн.: Металлогения Украины и Молдавии. Киев; Наук. думка, 1974, с. 172-190.
8. Ермаков В.Г. Тектоническое и металлогеническое районирование Восточной Украины и Молдавии. - Геол.журн., 1975, 35, вып. 3, с.34-45.
9. Ильина Л.Б., Невеская Л.А., Парамонова Н.П. Закономерности развития молдсков в опресненных бассейнах неогена Евразии. - М. : Наука, 1976. - 268 с.
10. Князев Г.И. Структурно-стратиграфические особенности размещения титано-циркониевых россыпей в Среднем Приднепровье и на впадном склоне Украинского щита. - В кн.: IУ Всесоюзное совещание по геологии россыпей (Тезисы докл.). Киев, 1973, с.86-87.
11. Космос и эволюция организмов. Материалы совещания Космические факторы и эволюция органического мира. М., 1974. - 125 с.
12. Максимов С.П., Кунин Н.Я., Сардонников Н.М. Цикличность геологических процессов и проблема нефтегазоносности. - М., Недра, 1977. - 280 с.
13. Пасечный Г.В. Нижний и средний миоцен Восточного Причерноморья : Автореф. дис. ... канд. геол.-минералог. наук. - Одесса, 1970. - 20 с.
14. Пасечный Г.В. Корреляция морских и континентальных плиоценовых отложений впа Украины. - В кн.: Палеогеография и инженерная геология впа Украины (Поздний кайнозой) : Автореф. дис. ... канд. геол.-минералог. наук. - Киев, 1974. - 24 с.
15. Пасечный Г.В. Основные черты палеогеографии Причерноморья в позднем кайнозое. - В кн.: Стратиграфия кайнозоя северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск, Изд-во Днепропетровск. ун-та, 1976, с.31-36.
16. Пасечный Г.В. Палеогеография Восточного Причерноморья в раннем и среднем миоцене. - В кн.: Палеогеографические основы рационального использования естественных ресурсов. Тез. докл. Всесоюзн. конфер. Днепропетровск, Киев : Наук.думка, 1977, ч.1. с.152-156.
17. Пасечный Г.В. Литолого-палеогеографические карты как основа

- для прогнозирования поисков полезных ископаемых на примере юго-восточной части Украинского щита и Причерноморской впадины. - В кн.: Палеогеографические основы рационального использования природных ресурсов. ч.2, Тез.докл. Всесоюз.конфер., Днепропетровск, 1977; Киев: Наук. думка, 1977, с.5.
18. Пасечный Г.В., Коломойцев А.К., Стефанская Г.М. Стратиграфическое расчленение эоценовых и миоценовых отложений юго-восточной части Украинского щита и его склонов. Стратиграфия кайнозой северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск, Изд-во Днепропетровск. ун-та. 1976, с.61-71.
 19. Пасечный Г.В., Кукушка Ф.М., Грязнов В.И. Палеоландшафты образования олигоценых марганцевых руд Приднепровского бассейна. - В кн.: Палеогеография. Палеоландшафты. Киев: Наук. думка, 1977, с.112-132.
 20. Пасечный Г.В., Шаплык А.В. Значение ископаемых почв при выделении плиоценовых террас Нижнего и Порожистого Днепра. - В кн.: Палеопедология, Киев: Наук. думка, 1974, с.147-152.
 21. Пасечный Г.В., Шаплык А.В. Роль палеогеографических реконструкций при разработке методики построения геоморфологических карт (на примере левобережья Нижнего Днепра). - В кн.: Стратиграфия кайнозоя северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск, Изд-во Днепропетровск. ун-та. 1976, с.47-50.
 22. Периодические процессы в геологии. - Л.: Недра, 1976. - 276 с.
 23. Цикличность осадконакопления и закономерности размещения горючих полезных ископаемых. Тезисы докл. Всесоюз. конфер. 15-17 апр. 1975 г. Новосибирск, 1975. - 255 с. (Препринт I).
 24. Пекина Н.А. Этапы развития растительности на территории Левобережной Украины в неогене. - В кн.: Палеогеографические основы рационального использования природных ресурсов. ч.1. Тез. докл. Всесоюз. конфер. Днепропетровск, 1977. Киев: Наук. думка, 1977, с. 124-125.

УДК [553.068.24+551.76](477)

О. Е. Шевченко

ЗАКОНОМЕРНОСТИ МЕЗОЗОЙСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ УКРАИНСКОГО ЩИТА И ЕГО СКЛОНОВ

Для выявления закономерностей пространственного размещения экзогенных рудных концентраций в осадочных, в частности континентальных, формациях, необходимо проследить стадийность рудообразующего процесса как функции литогенеза, определяющего мобилизацию вещества в стадиях литогенеза, перенос и отложение в стадиях седиментогенеза и перераспределение при диагенезе, в результате чего образуется осадочная порода с теми или иными ассоциациями рудных концентраций.

Тектонический и литолого-фашиальный аспекты структурно-формационного анализа позволяют установить последовательность явлений в тектоническом цикле на различных его стадиях, а следова-

тельно, выявить закономерности размещения рудных концентраций во времени и пространстве. Металлогенические исследования осадочно-го чехла должны охватывать разновозрастные (хотя бы в объеме века) формационные единицы, образовавшиеся в пределах типичных структур (глыб, блоков) в течение определенного промежутка времени, так как на одном стратиграфическом уровне может находиться весь продольный ряд геохимических фаций для соответствующей временной системы суша - море: от коры выветривания через континентальные фации до морских [1].

На северо-восточном склоне и прилегающих участках Украинского щита (УЩ) развиты байосские и батские отложения; готерив-барремские имеют крайне ограниченное распространение на северо-восточном склоне, на отдельных участках южного склона, в Приазовье, в центральной части щита; аптские широко развиты на северо-восточном, южном, частично юго-западном склонах, в северной и центральной части щита, в Приазовье, в пределах прилегающей части северного борта Причерноморской впадины; альбские отложения встречаются совместно с альбскими, но более ограниченно распространены по сравнению с последними.

Среднеюрские континентальные отложения представлены угленосно-терригенными, а нижнемеловые - бокситоносно-угленосными терригенными формациями [7, 8]. Эпейрогенические движения седиментационной области, как и всего региона в целом, определяли условия возникновения, а следовательно, и общие типичные черты формаций [6], блоковые же тектонические движения обуславливали индивидуальность формации, ее особые отличительные черты, характерные ее фациальные профили, границы распространения.

В составе каждой разновозрастной континентальной формации четко выделяются две субформации, соответствующие двум фазам седиментогенеза - нижняя и верхняя:

а) нижняя накапливалась в флювиальной обстановке прибрежной равнины; фациально разнообразна с невыдержанными в вертикальном и латеральном направлениях разрезами. В составе субформации распространены русловые и пойменные отложения древних рек (представленные гравелисто-галечным, песчаным, глинистым, каолиновым комплексами фации) и прольвиально-дельтавиальные бокситовые и каолиновые фации грязевых потоков, конусов выноса, оврагов. Отложения субформации залегают в древних долинах и прослеживаются извилистыми разветвленными полосами шириной 1-5 км, длиной во многие десятки километров;

б) в условиях переходной обстановки прибрежной низменности на оптимально опущенных блоках суши накапливались озерно-болотные фации верхней субформации, представленные ритмично переслаивавшимися углистыми песками, глинами, алевроитами, бурами углями и лигнитами; на отдельных участках у берега моря эти континентальные фации содержат прослой морских отложений. Отложения субформации залегают в пределах древних долин, перекрывая нижнюю субформацию, и на обширных площадях пониженных водоразделов.

Таким образом, на предтрансгрессионных этапах развития неоднократно, с вековым периодом цикличности возникали однотипные обстановки континентальной седиментации, обусловленные одноплановостью тектоно-седиментационного развития рассматриваемых циклов [4]. Однако общность, однотипность формаций, повторяющихся на различных стратиграфических уровнях, не означает их тождества.

Так, байос характеризуется значительным преобладанием грубокластической русловой составляющей в разрезах флювиальных фаций; широким площадным развитием озерно-болотных фаций севернее Андрушевского и восточнее Фастовского разломов. В бате резко уменьшается содержание грубокластической составляющей в разрезе русловых фаций, значительно увеличивается содержание каолиновой составляющей в разрезе пойменных фаций и объем этих фаций; озерно-болотные фации прослеживаются довольно узкой (10-20 км) полосой вдоль берега моря, причем восточнее Первомайского разлома они почти не прослеживаются. В нижнемеловых отложениях наиболее широко развиты: на южном склоне - пойменные песчаные, глинисто-песчаные, бокситовые и каолиновые комплексы фаций, на севере - русловые гравийно-песчаные и бокситовые, в центральной части - песчано-каолиновые и бокситовые комплексы фаций; озерно-болотные отложения более широко развиты в апт-альбе на южном склоне, а в готерив-барреме на северо-востоке.

Металлогеническая специализация областей седиментации определяется металлогенической специализацией областей сноса. Следовательно, одним из основных факторов, определяющих накопление первично осадочных рудных образований, является наличие источника рудного компонента. Основной областью питания в средней юре и раннем мелу был Украинский щит.

Питающие провинции для континентальных формаций, накапливавшихся в выделяемых нами седиментационных областях, характеризовались следующей минерализацией:

1. Северо-восточная седиментационная область: титановая и циркониевая минерализация габброидов коростенского комплекса; редкометальная (в частности, касситеритовая) минерализация кислых пород того же комплекса; редкоземельная минерализация пород подольского чарнокитового комплекса; свинцово-цинковая минерализация пород Звиздаль-Залесского разлома; латеритные коры выветривания габброидов коростенского комплекса.

2. Южная и юго-западная седиментационная область: редкоземельная минерализация пород подольского чарнокитового комплекса; латеритные коры выветривания ультрабазитов, амфиболитов, амфиболовых сланцев и амфиболсодержащих гнейсов западно-приазовской и днепровской серий, днепровского и подольского комплексов.

3. Юго-восточная седиментационная область: редкометальная и редкоземельная минерализация мариуполитов, нефелиновых сиенитов, карбонатитов восточно-приазовского комплекса; латеритные коры выветривания базальтов и нефелиновых сиенитов Приазовского массива, амфиболитов, амфиболовых сланцев и амфиболовых гнейсов конкско-верховцевской серии.

Породы питавших провинций характеризуются также повышенным содержанием германия и других малых и редких элементов.

Байосские и батские отложения характеризуются повышенными содержаниями титана и циркония в русловых и пойменных фациях; кобальта и никеля в пойменных фациях; цинка, свинца, галлия, иттрия - в озерно-болотных и пойменных фациях. Титан и цирконий в батских отложениях концентрируются в циркон-рутил-ильменитовых россыпях, имеющих иногда промышленное значение. Отложения нижнего мела характеризуются повышенными содержаниями алюминия - в пойменных и пролювиальных фациях; титана и циркония - в русловых и пойменных фациях; свинца, цинка и других малых и редких элементов в озерно-болотных и пойменных фациях. Известны месторождения алюминия (бокситы и высокоглиноземистые каолины), титана и циркония (цирконо-ильменитовые россыпи).

Вековая цикличность и одноплановость тектоно-седиментационного развития выделяемых [37] структур УЩ и его склонов в среднем мезозое, наличие постоянной области питания, путей и способов транспортировки мобилизуемого в корях выветривания вещества, постепенная миграция бассейнов седиментации на шит в средней пре со стороны ДДВ, а в раннем мезо со стороны ДДВ и Причерноморской

впадины — все это позволяет наметить основные закономерности континентального рудогенеза и выявить закономерности локализации рудных концентраций.

Первая половина каждого века характеризовалась на фоне общегейрогенического погружения области седиментации дифференцированными по амплитуде и направлению движениями блоков различного порядка в бассейне седиментации и в области питания, что значительно стимулировало эрозионную деятельность древних рек и обуславливало образование в зоне гипергенеза большого количества, главным образом, кластогенного материала, грубозернистая составляющая которого осаждалась в долинах аккумулятивной равнины, а тонкозернистая составляющая, растительный детрит и химически растворенное вещество выносилось в морские заливы ингрессирующего моря. Континентальный рудогенез этого периода носит характер механического и выражается в образовании дельвиально-аллювиальных и аллювиальных россыпей ближнего сноса.

Во второй половине века в обстановку континентальной седиментации, как правило, дополнительно вовлекаются новые площади области сноса, что обуславливается продолжающимся гейрогеническим погружением региона. Но на этом фоне стабилизируются и затухают дифференцированные блоковые движения в области сноса, отмечается подравнивание блоков в области континентальной седиментации и их медленное, компенсированное осадконакоплением, погружение. Вторая половина века характеризуется более сложным в физико-географическом и физико-химическом отношении состоянием среды. В зоне гипергенеза химическое разложение субстрата питания превалирует над механическим разрушением, стабилизируется формирование полных, в том числе латеритных, профилей кор выветривания. В зоне седиментации четко выделяются две обстановки осадконакопления — повышенные участки аккумулятивной равнины и прибрежная заболоченная низменность. На повышенных участках аккумулятивной равнины у границы зоны континентальной седиментации в долинах осаждаются весь кластический материал и рудогенез этой зоны продолжает, как и в первой половине века, оставаться механическим с образованием россыпей.

На прибрежную болотистую низменность реки выносят растительный детрит и неорганический материал в виде тонкой кластической взвеси и мигрирующих в окислительной обстановке соединений различных металлов (Pb , Zn , Cu , Ni , Co , Ge , V и др.) в форме ос-

таллоорганических, металлокарбонатных, металлосульфатных и других комплексов, а также сорбированными на глинистых, углистых и других активных сорбентах.

Поскольку озерно-болотная обстановка характеризуется резко изменчивыми физико-химическими условиями среды, в частности pH и Eh , то комплексы соединений рудных элементов, попадая в восстановительные ореолы озерно-болотных илов, уже на ранних стадиях диагенеза, претерпевая различные обменные реакции, концентрируются и выпадают в осадок [1, 5]. Наиболее перспективными в отношении локализации рудных концентраций могут быть периферийные зоны озерно-болотных фаций, особенно непосредственно прибрежные зоны и, в частности, те участки, где происходило периодическое подчленивание среды в результате кратковременных пульсирующих ингрессий моря в пределы заболоченной низменности.

Таким образом, для прибрежной торфообразующей обстановки седиментации присущ хемогенный характер рудогенеза. Сочетание медленного эпейрогенического погружения всей седиментационной области в целом, компенсированное осадко- и торфообразованием на отметках, близких к уровню моря в зоне седиментации, с подравнивающими движениями блоков в пределах последней, незначительные положительные движения в области питания, компенсирующие денудацию и вынос, являются оптимальными условиями эпохи угленакопления и парагенетического рудообразования.

Серьезной проблемой в континентальном мезозойском рудогенезе Ущ является проблема бокситообразования, которой посвящен ряд исследований. Раннемеловое осадочное бокситообразование проявлялось в пролвиальных, деллвиально-пролвиальных, аллвиальных и озерно-карстовых фациях, иллюстрируя, наряду с латеритными корами выветривания, фациально-геохимический продольный профиль алюминия в зонах гипергенеза - континентального седиментогенеза [5]. Образование бокситов, по нашему мнению, происходило в конце первой половины века в среднюю фазу ритма седиментогенеза перед угленакоплением и во времени совпадало с началом стабилизации и затухания дифференцированных блоковых движений в области сноса, когда грубокластический материал, значительно сократившийся в объеме, уже в существенно меньшей степени разубоживал вещество латеритных кор выветривания.

Одноплановость тектоно-седиментационного развития, общность палеогеографических и палеоклиматических условий, наличие посто-

янного источника рудного вещества, потенциально способного к латеритобразованию, признаки и находки латеритной коры выветривания в средней бре, сходство литолого-фациального состава, повышенное содержание свободного глинозема в гиббситсодержащих каолиновых фациях бата и байоса, а также наличие байосских осадочных бокситопоявлений в Карпатах - все это выдвигает среднеевропские континентальные формации, наряду с нижнемеловыми, в разряд перспективных. Значительно повышает перспективность континентальных формаций на бокситы представление о том, что бокситообразование возможно на стадиях диагенеза и даже на ранней стадии катагенеза с образованием высококачественных руд, особенно при участии фильтрующих сверху из болотных фаций кислых вод [2, 5 и др.].

Таким образом, среднемеозойский континентальный рудогенез на УШ носил характер:

1) механогенного с образованием: а) россыпных делювиальных, делювиально-пролювиальных, аллювиальных концентраций ильменита, циркона, касситерита и некоторых др., локализовавшихся в пойменных и русловых фациях нижней субформации; б) пролювиальных, делювиально-пролювиальных, аллювиальных залежей бокситов, бокситовидных пород, высокоглиноземистых каолинов, приуроченных к тем же фациям;

2) первичноседиментационного хемогенного с образованием: а) свинцово-цинковых, медных и других руд, локализовавшихся в озерно-болотных и пойменных угленосных фациях; б) карстовых и, частично, аллювиальных руд алюминия;

3) диагенетического, накладывавшегося на первичноседиментационные концентрации рудных элементов и приводившего, в зависимости от тектонического режима и физико-химических условий среды, либо к обогащению концентраций, либо к их разубоживанию.

Следует отметить латеральную зональность в локализации рудных концентраций: россыпи и залежи пролювиальных бокситов локализируются вблизи полос сочленения зон питания и седиментации; высокоглиноземистые каолины и аллювиальные бокситы на некотором удалении от границы зоны континентальной седиментации; руды, образовавшиеся хемогенным путем, еще дальше, в пределах низменного заболоченного побережья.

Основными рудоконтролирующими факторами континентального меозойского рудогенеза являются: наличие источника рудного вещества в пределах области питания; определенный тектоно-седимента-

ционный режим в зонах питания и седиментации; палеогеографическая, фациальная и структурная обстановка этих зон; различного порядка цикличность седиментогенеза и связанного с ним рудогенеза; литолого-стратиграфические критерии и др.

Анализ имеющегося фактического материала с изложенных выше позиций позволил нам дать прогнозную оценку среднеюрских и нижнемеловых континентальных формаций на россыпи ильменита, касситерита, монацита, циркона, на бокситы, высокоглиноземистые каолины и на новый для региона генетический тип седиментационных хемогенных руд свинца и цинка.

1. Вологдин А.Г. Закономерности формирования полезных ископаемых осадочных отложений. - М.: Недра, 1975. - 271 с.
2. Геворкьян В.Х. Геология нижнемеловых отложений вго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. - Киев: Наук.думка, 1976. 158 с.
3. Гойжевский А.А. Мезо-кайнозойские тектонические движения УШ и роль их в образовании полезных ископаемых: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минералог. наук. - К., 1975. - 50 с.
4. Гойжевский А.А., Шевченко О.Е. Циклы мезо-кайнозойского осадко-накопления на Украинском щите. - Геол. журн., 1976, 38, № 6, с.1-9.
5. Сапожников Л.Г. Основы прогноза осадочных рудных месторождений. - М.: Недра, 1972. - 207 с.
6. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. - М.: Изд-во АН СССР, 1960, 1. - 212 с.; 2. - 574 с.
7. Шевченко О.Е., Гойжевский А.А., Ребенков Л.Ф. Условия образования континентальной бокситоносно-угленосной терригенной формации нижнего мела на впадине склона УШ. - Докл. АН УССР, 1977, № 1, с.24-28.
8. Шевченко О.Е. Некоторые особенности седиментационной обстановки на северо-восточном склоне Украинского щита в байосское время. - Докл. АН УССР, 1979, Сер.Б, № 1, с.13-17.

УДК 553.4.044:550.84

Е.П.Захаров, С.И.Кирикилица

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПРОГНОЗНЫХ ЗАПАСОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ПРИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКАХ

Методы количественной оценки вторичных литохимических ореолов рассеяния впервые предложены в 1952 г. и разработаны А.П.Соловьевым [4-6], а затем развиты в работах многочисленных исследователей. Большой вклад в дело прогнозирования рудных месторождений по их первичным ореолам внесен С.В.Григоряном, Л.Н.Обвинниковым и другими исследователями.

Ниже приводится методика подсчета прогнозных геологических

запасов по геолого-геохимическим данным (при геохимических методах поисков): литохимическим по элювио-дельвиальным образованиям; литохимическим по коренным породам; литохимическим по потокам рассеяния; гидрохимическим, биогеохимическим и газотутным. Перед подсчетом запасов определяются технические и геохимические параметры ореолов: эффективная ширина ($2a$); длина ($2L$); эффективная площадь ($S_{\text{эф}}$); интенсивность (среднеарифметическое содержание металла в ореоле \bar{C}); контрастность (γ); коэффициент ореольности (K); коэффициент гипергенного рассеяния элементов ($\bar{\sigma}$); миграционная способность элементов ($\frac{1}{A}$); линейная (R_{2a}), площадная (R_S) и объемная (R_V) продуктивности; коэффициент пропорциональности (\bar{k}); показатели вертикальной геохимической зональности (ν); количество металла на I м (q) и I м² углубки (q э.с.); количество массы в ореоле ($Q_{\text{ор}}$); количество металла в ореоле ($Q_{\text{ор}}^M$). Показатели вертикальной геохимической зональности (ν) показывают уровень эрозионного среза и перспективы выявленного объекта. Если ν свидетельствует, что геохимическим ореолом зафиксирована подрудная часть месторождения, то подсчет прогнозных запасов и горно-буровую оценку объекта проводить не рекомендуется. Если показатели подтверждают надрудный и верхнерудный (рудный) характер обнаруженного объекта, то следует выполнить подсчет прогнозных геологических запасов. В результате подсчета прогнозных запасов, с учетом технических, геохимических параметров ореолов и геолого-структурных особенностей исследуемых площадей, решается вопрос о целесообразности и очередности дальнейших горно-буровых работ по оценке выявленных объектов. Методика вычисления технических и геохимических параметров ореолов подробно изложена в работах А.П.Соловова, С.В.Григоряна, Е.М.Квятковского, В.В.Поликарпочкина, Е.П.Захарова, С.И.Кирикилицы и других исследователей и здесь не приводится [1-6].

Подсчет прогнозных запасов металла по данным литохимических съемок масштаба 1:10000 + 1:5000 и в редких случаях - 1:25000 + 1:50000 имеет большое практическое значение. Прогнозная их оценка уже на стадии поисковых работ служит объективным показателем перспективности изучаемых объектов. При геохимических поисках по элювио-дельвиальным образованиям для подсчета прогнозных геологических запасов металла применяется формула А.П.Соловова [5]:

$Q_H = a \frac{1}{k} q H$, где Q_H - прогнозные геологические запасы металла, т; q - количество металла на I м углубки, т/м; k - коэффи-

коэффициент пропорциональности между количеством металла в ореоле и в коренном оруденении; H - геологически обоснованная глубина, целесообразная при подсчете запасов, м; α - коэффициент, учитывающий балансовые руды.

С учетом структурных, литологических и других поисковых признаков и предпосылок нами рекомендуется вычислять прогнозные геологические запасы месторождений по их вторичным литохимическим ореолам рассеяния по формулам: $Q_{MT} = \alpha \frac{Q_{OP}}{k_1}$; $Q_M = \alpha \frac{Q_M}{k_2}$, где Q_{MT} - прогнозные геологические запасы руды, т; Q_M - прогнозные геологические запасы металла, т; k_1 - коэффициент пропорциональности между количеством ореольной массы и запасами руды (определяется по месторождению аналогу); k_2 - коэффициент пропорциональности между количеством металла в ореоле и запасами металла в месторождении-аналоге; Q_{OP} - количество ореольной массы, т (во вторичном литохимическом ореоле рассеяния); Q_M - количество металла во вторичном ореоле рассеяния; α_1 - коэффициент, учитывающий балансовые руды; α - коэффициент, учитывающий металл в балансовых рудах.

Коэффициенты α и α_1 определяются по месторождению-аналогу по формулам: $\alpha_1 = I - \alpha_2$, $\alpha = I - \alpha_3$, где α_2 - коэффициент, учитывающий забалансовые руды; α_3 - коэффициент, учитывающий металл в забалансовых рудах.

Прогнозные геологические запасы металла по данным первичных (эндогенных) ореолов нами рекомендуется определять по формулам:

$$Q_M = \alpha_3 \frac{1}{k_3} q_3 H; \quad Q_M = \alpha_3 \frac{R_3}{k_3} \text{ при } k_3 \neq 1,0;$$

$$Q_M = \alpha_3 \frac{1}{k_3} q_{3c} H 2L; \quad Q_M = \alpha_3 q_3 \text{ при } k_3 = 1,0,$$

где Q_M - прогнозные геологические запасы металла, т; q_3 - запасы металла в эндогенном ореоле, т; k_3 - коэффициент пропорциональности; q_3 - количество металла на I м углубки, т/м; q_{3c} - количество металла на I м² углубки; H - глубина подсчета запасов, м; $2L$ - длина ореола, м; α_3 - коэффициент, учитывающий металл в балансовых рудах.

Для подсчета прогнозных геологических запасов металла по первичным ореолам можно применять и метод геолого-геохимических разрезов, т.е.

$$Q_H = a_3 \frac{1}{k_3} \frac{S_{op} 2L^3 d_3 \bar{c}_{cp}}{100},$$

$$Q_H = a_3 \frac{1}{k_3} \frac{\rho'_y d_3}{100},$$

где Q_H - прогнозные геологические запасы металла, т; a_3 - коэффициент, учитывающий металл в балансовых рудах; k_3 - коэффициент пропорциональности; S_{op} - среднеарифметическая площадь эндогенного ореола (по нескольким разрезам), м; $2L^3$ - длина эндогенного ореола, м; d_3 - объемный вес коренных пород, т/м³; \bar{c}_{cp} - среднеарифметическое содержание металла по всем разрезам, %; ρ'_y - объемная продуктивность эндогенного ореола, м³/%.

Поиски рудных месторождений по их вторичным литохимическим потокам рассеяния в прольвиально-аллювиальных отложениях современной гидросети проводятся в масштабах 1:200 000, 1:100 000 и 1:50 000. Результаты этих съемок позволяют по величине площадной продуктивности потоков рассеяния рудных элементов подсчитать прогнозные запасы металла в пределах рудных узлов и рудных полей крупных месторождений, выходящих на уровень денудационного среза по формулам А.П.Соловова [6].

Нами рекомендуются следующие формулы для подсчета продуктивности литохимических потоков рассеяния и прогнозных геологических запасов металла в выявляемых объектах:

$$\rho'_y = S_p \bar{c}_n; \quad \rho'_y = V_n \bar{c}_n;$$

$$Q_H = a \frac{1}{k} \frac{\rho'_y}{100} H; \quad Q_H = a \frac{1}{k'} \frac{\rho'_y d_n}{100} = \frac{1}{k'} Q_n,$$

где ρ'_y - площадная продуктивность потока рассеяния в пределах общего водосбора, м²%; S_p - общая площадь потока, м² с $l; > 2a$; \bar{c}_n - среднеарифметическое содержание металла в потоке за вычетом фонового, %; ρ'_y - объемная продуктивность потока, м³/%; V_n - объем литохимического потока рассеяния, м³; d_n - объемный вес аллювиальных отложений в пределах потока, т/м³; a - коэффициент, учитывающий металл в балансовых рудах; k' - коэффициент пропорциональности между количеством металла в потоке и запасами месторождения, зависящий от местных ландшафтно-геохимических условий; Q_n - количество металла в литохимическом потоке рассеяния, т.

Методика количественной оценки месторождений и рудопроявлений по их гидрохимическим ореолам рассеяния разработана В.В.Поликарпочкиным [2,3]. Методика основана на математической модели водного потока рассеяния и предназначена для автоматизированной обработки данных на ЭВМ с одновременным построением карт.

Для ориентировочной оценки запасов рудных тел по их гидрохимическим ореолам рассеяния Е.М.Квятковский и др. [1] рекомендуют уравнение

$$Q(C'_i - C'_f) = k'_i \sum Q'_M,$$

где Q'_M - запасы металла в растворяющейся части рудных тел, расположенных в пределах водосборной площадки, т; Q - среднегодовой подземный или поверхностный сток с данной водосборной площадки, л/год; C'_i - среднегодовое содержание металла в подземных (поверхностных) водах аномальной водосборной площадки, мкг/л; C'_f - фоновое содержание металла в водах района, мкг/л; k'_i - коэффициент пропорциональности.

Ввиду того, что гидрохимические аномалии формируются в результате окисления руд и электрохимического их растворения, нами рекомендуется следующая формула для подсчета прогнозных геологических запасов выявляемых объектов:

$$Q_N = \alpha \frac{1}{k'_i} Q_B,$$

где k'_i - коэффициент пропорциональности между количеством металла в гидрохимической аномалии и в месторождении в целом;

Q_B - количество металла в гидрохимической аномалии, т.

При проведении биогеохимических поисков масштаба 1:10000 - 1:5000 и крупнее нами рекомендуется определять прогнозные геологические запасы металла в выявляемых объектах по формулам:

$$Q_{op}^{\delta} = \frac{\rho_V^{\delta} \bar{C}_N^{\delta} a^{\delta}}{100} = \frac{S_{op} h a^{\delta} \bar{C}_N^{\delta}}{100},$$

$$Q_N = \alpha \frac{1}{k^{\delta}} Q_{op}^{\delta},$$

где Q_{op}^{δ} - количество металла в биогеохимическом ореоле, т; ρ_V^{δ} - объемная продуктивность ореола, м³/%; \bar{C}_N^{δ} - среднearифметическое содержание элемента в ореоле за вычетом фонового содержания, %; a^{δ} - объемный вес биомассы, т/м³; S_{op}^{δ} - эффективная площадь ореола, м²; h - средняя глубина элювио-делювиальных образований, в которых развита корневая система растений, м; k^{δ} - коэффициент пропорциональности между количеством металла в биогеохимическом ореоле и в коренном оруденении.

При газорутутных съемках (масштаба 1:10000 - 1:5000) площадей, благоприятных в геолого-структурном отношении для локализации рутутных месторождений, можно определять геохимические параметры и прогнозные геологические запасы металла по формулам:

$$\rho_{2a}^r = 2a^r c_r^n \varphi \varphi \theta 10^{-4},$$

$$\rho_s^r = s_{op}^r \bar{c}_N^r \varphi \varphi \theta 10^{-4},$$

$$\rho_V^r = s_{op}^r \bar{c}_N^r h \varphi \varphi \theta 10^{-4},$$

$$q_r^r = 6,45 \cdot 10^{-6} \rho_s^r,$$

$$Q_{op}^r = \frac{\rho_V^r a_r}{100} = \rho_V^r a_r 10^{-2} = 6,45 \cdot 10^{-6} \rho_V^r,$$

$$Q_N = a \frac{1}{k_{\frac{1}{2}}^r} q_r^r H,$$

$$Q_V = a \frac{1}{k_{\frac{1}{2}}^r} Q_{op}^r,$$

где ρ_{2a}^r - линейная продуктивность газорутутного ореола, м/%; ρ_s^r - площадная продуктивность газорутутного ореола, м²/%; ρ_V^r - объемная продуктивность ореола, м³/%; $2a^r$ - эффективная ширина ореола, м; c_r^n - среднеарифметическое содержание ртути в почвенном воздухе по профилю за вычетом фонового содержания, мг/л; s_{op}^r - эффективная площадь ореола, м²; \bar{c}_N^r - среднеарифметическое содержание ртути в почвенном воздухе в ореоле, мг/л; h - средняя глубина элювио-делювиальных образований, м; φ - коэффициент пористости элювио-делювиальных образований, характеризующий объем пор по отношению к общему объему пород; φ - коэффициент паронасыщения, показывающий степень заполнения пор элювио-делювиальных образований парами ртути; ψ - коэффициент отдачи, учитывающий приток паров ртути из глубины и зон окисления; θ - геобаро-термический коэффициент; 10^{-4} - коэффициент для перевода мг/л в %; q_r^r - количество ртути в почвенном воздухе на I и углубки элювио-делювиальных образований, т/м; Q_{op}^r - количество ртути в почвенном воздухе элювио-делювиальных образований (во всем объеме ореола), т; q_V^r - объемный вес паров ртути, т/м³; a - коэффициент, учитывающий металл в балансовых рудах; $k_{\frac{1}{2}}^r$ - коэффициент пропорциональности между количеством ртути в почвенном воздухе и коренном оруденении; $k_{\frac{1}{2}}^r$ - коэффициент пропорциональности между

количеством ртути в почвенном воздухе (во всей массе элювио-деллювиальных образований внутри ореола) и объемной продуктивности или запасам металла в рудном теле (или месторождении); - прогнозные геологические запасы ртути, т.

В статье приведены формулы для определения прогнозных запасов месторождений полезных ископаемых при геохимических поисках различными методами: литохимическим по элювио-деллювиальным образованиям, литохимическим по коренным породам, литохимическим по аллювию (потокам рассеяния), гидрохимическим, биогеохимическим и газорудным. В практику геологических исследований прочно вошла количественная интерпретация только литохимических ореолов по элювио-деллювиальным и аллювиальным отложениям, в меньшей степени - по коренным породам. Но и при их интерпретации возникают в отдельных случаях трудности. Большие трудности наблюдаются при прогнозной оценке месторождений и рудопроявлений по их гидрохимическим, биогеохимическим и особенно газорудным ореолам. Проведение количественной интерпретации этих ореолов на месторождениях-эталопах в различных ландшафтно-геохимических условиях будет способствовать совершенствованию методов поисков и повышению эффективности геологоразведочных работ.

Выполненные подсчеты прогнозных запасов ртути по месторождениям Закарпатья по данным литохимических съемок по элювио-деллювиальным образованиям, находятся в соотношении 1:1 по сравнению с разведанными. Довольно точные прогнозные цифры получены нами и на собственно кобальтовых арсенидных и кобальто-медных сульфоарсенидных месторождениях - аналогах. Соотношение прогнозных запасов с разведанными по первичным и вторичным ореолам варьирует от 1,2:1,0 до 1,5:1,0. Это свидетельствует о надежности и высокой точности применяемых методик для определения прогнозных геологических запасов металлов по геолого-геохимическим данным.

При составлении прогнозных карт по данным металлогенических, геолого-геохимических и других исследований следует считать работу завершенной, если по выделенным перспективным участкам выполнен подсчет прогнозных геологических запасов металла. Цифры прогноза служат основанием для планирования дальнейших поисково-разведочных работ и повышения их эффективности, а также для расширения минерально-сырьевой базы действующих предприятий.

1. Квятковский Е.М., Кирьхин В.А., Крицук И.Н., Павлов А.Н. Оценка рудных месторождений по их вторичным ореолам рассеяния. - Изв. вузов. Геология и разведка, 1969, № 12, с.71-78.
2. Поликарпочкин В.В. Вторичные ореолы и потоки рассеяния. - Новосибирск: Наука, 1976. - 407 с.
3. Поликарпочкин В.В. Количественная оценка рудопроявлений на основе математической модели водного потока рассеяния. Гидрогеохимические методы исследований в целях поисков глубокозалегающих рудных месторождений. - В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного совещания. Томск: Изд-во Томского политехн. ин-та, 1979, с.10-12.
4. Соловов А.П. К вопросу об оценке перспективности оруденения по результатам металлометрической съемки. - Разведка и охрана недр, 1952, № 4, с.13-17.
5. Соловов А.П. Оценка рудопроявлений по их вторичным ореолам рассеяния. - Изв. АН Казахской ССР. Сер.геол., 1965, № 3, с.17-21.
6. Соловов А.П., Матвеев А.А., Ряховский В.М. Геохимические методы поисков рудных месторождений (сборник задач). - М.: Изд-во Москов. ун-та, 1978. - 184 с.

УДК 553.3.078.0:553.31.041+553.31:550.8127(477)

В.С.Лебедев, С.И.Кирикилица

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ
И ПОИСКОВ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД УКРАИНЫ

На территории Украины сосредоточены огромные запасы железорудного сырья. Однако резерв сравнительно легко открываемых месторождений железных руд весьма ограничен. Геологам все больше приходится заниматься поисками месторождений железистых кварцитов магнетитового типа на значительных глубинах. На повестке дня стоит вопрос о широком вовлечении в ближайшем будущем в металлургический передел гематитовых железистых кварцитов, поиски которых более трудоемки и менее эффективны, чем поиски магнетитовых железистых кварцитов.

Эффективность поисков месторождений железистых кварцитов на глубинах более 500 м ниже, чем вблизи поверхности. В связи с этим возрастает требования к качеству прогнозирования новых месторождений железных руд, предвещающего постановку поисковых работ или осуществляемого в процессе их выполнения.

Повышение эффективности прогнозирования и поисков железных руд на Украине будет способствовать выполнению детального металлогенического анализа всей совокупности основных рудоконтролирующих геологических факторов, в том числе и литологических.

Без знания литологических закономерностей, контролирующих локализацию железорудных месторождений, а в их пределах - отдельных рудных залежей, их форму, внутреннее строение, изменчивость минерального и химического состава и физических свойств железных руд, в настоящее время невозможно надежное прогнозирование новых

железородных месторождений и обоснование рациональных направлений их поисков.

Основным резервом увеличения запасов промышленных железных руд на Украине являются железистые кварциты докембрия, представляющие собой метаморфизованные осадочные железные руды, и частично осадочные железные руды киммерийского возраста, химический состав и основные текстурно-структурные особенности которых сформировались на стадиях седиментогенеза и диагенеза.

При прогнозной оценке железных руд Украины используются литологические предпосылки (критерии), свидетельствующие о возможности накопления железных руд в данных условиях, и литологические признаки, непосредственно указывающие на присутствие железных руд.

Установление на исследуемой территории комплекса пород, характерного для той или иной железорудной формации, является предпосылкой для прогнозирования здесь месторождений железа определенного природного типа. Обнаружение же в составе этого комплекса пород железной руды является прямым поисковым признаком на железорудные месторождения.

Установление закономерностей размещения месторождений железных руд, литологических предпосылок и признаков их прогнозирования и поисков невозможно без проведения детального изучения литологических особенностей железорудных толщ, формационной и фациальной природы оруденения в процессе крупномасштабного прогнозирования и реализации результатов этих исследований в виде схем строения железорудной толщи, литологических карт, профилей и разрезов, составляемых на базе кондиционной крупномасштабной геологической карты. В результате анализа этих материалов определяются региональные и локальные литологические закономерности размещения месторождений железных руд, знание которых позволяет построить прогнозные карты, разрезы и планы залежей железных руд, дать прогноз их качества и физических свойств на глубину. Использование литологических предпосылок и признаков позволяет обоснованно выбрать участки, перспективные для обнаружения новых месторождений и места заложения поисковых скважин. На основе литологических закономерностей интерпретируются геофизические данные, проводится интерполяция между разрезами поисковых и разведочных скважин.

Прогнозирование в пределах конкретной площади требует установления характерных для нее литологических закономерностей контроля оруденения, поскольку закономерности, установленные даже для рядом расположенной территории, могут иметь сугубо локальное значение. Например, литологические закономерности контроля оруденения, характерные для южной части Кременчугского района, по-видимому, будут отличаться от таковых для северной части его. А это значит, что в процессе проведения поисков на этой площади литологические предпосылки и признаки контроля оруденения должны быть детализированы, что позволит конкретизировать ранее данные прогнозы и повысить эффективность проводимых работ.

Развитые на Украине осадочные и метаморфизованные осадочные железные руды относятся к двум типам железорудных формаций - существенно осадочному и вулканогенно-осадочному. К первому типу относятся все железорудные формации Украины постпротерозойского возраста (карбона, триаса, юры, мела, палеогена, неогена, четвертичного периода) и частично железорудные формации нижнего протерозоя (Кривой Рог, Белозерка). Ко второму типу относятся железорудные формации архея и частично нижнего протерозоя (Одесско-Белозерская и Орехово-Павлоградская зоны, Приазовская металлогеническая область и др.).

В рамках существенно осадочного типа выделяются хемогенно-осадочные терригенно-осадочные и смешанные хемогенно-терригенно-осадочные железорудные формации.

Конкретные железорудные формации представляют закономерно образованные комплексы горных пород с характерными для них природными типами железных руд, образующих месторождения определенного класса и морфологии.

Выявление на исследуемых площадях докембрийской железисто-кремнисто-сланцевой хемогенно-терригенно-осадочной железорудной формации является предпосылкой для постановки работ с целью обнаружения здесь крупных и весьма крупных месторождений железистых кварцитов, а обнаружение докембрийской глинисто-песчаной терригенно-осадочной железорудной формации - предпосылкой для поисков месторождений богатых железных руд ингулецкого [1] или ильичевского [5] типа.

Развитие же на прогнозной площади комплекса пород железис-

то-кремнисто-метабазитовой вулканогенно-осадочной формации [2, 6] является предпосылкой для поисков месторождений легкообогатимых силикатно-магнетитовых кварцитов или месторождений доломит-магнетитовых руд.

Все осадочные и метаморфизованные осадочные железные руды Украины представляют собой осадочные фации, овегественные в горных породах, рудах. Литолого-фациальные предпосылки поисков природных типов и разновидностей железных руд основаны на понимании их как отложений различных фаций и установлении их места на фациальном профиле конкретной железорудной формации. Так, на идеальном фациальном профиле наиболее хорошо изученной железисто-кремнисто-сланцевой формации на Украине, как и на КМА [4, 10], от берега в глубь бассейна располагаются:

1) серия безрудных фаций (бластосаммитовых безрудных кварцитов, металесчаников и сланцев и безрудных грубополосчатых силикатных и карбонатных кварцитов);

2) серия рудных фаций (карбонатно-силикатно-железистая, силикатно-магнетитовая, магнетитовая и гематитовая).

Ритмичное чередование отдельных природных типов и разновидностей железных руд в разрезе формации отражает закономерное их положение на ее фациальном профиле [4].

Установление фациальной природы, встреченной в процессе поисков железной руды и ее места на фациальном профиле формации, позволяет оперативно уточнить ранее данный прогноз и внести корректировки в планы поисковых работ.

Литологические особенности используются в качестве поисковых предпосылок при прогнозировании и поисках не только железных руд докембрия Украины, но и киммерийских железных руд [3, 7, 8, 9], позволяя на научной основе прогнозировать открытие месторождений железных руд киммерийского возраста, в том числе впервые выявленного Е.Ф.Шниковым и изученного им совместно с П.И.Науменко [9] нового типа железорудных месторождений во вдавленных синклиналиях Керченского бассейна.

Детальное изучение и широкое использование литолого-формационных и литолого-фациальных предпосылок прогнозирования железных руд Украины позволит повысить эффективность поисковых работ на железные руды и будет способствовать открытию их новых промышленных месторождений.

1. Кравченко В.М. Сравнительное исследование докембрийских месторождений богатых железных руд Русской платформы и разработка их поисковых критериев: Автореф. дис. ... канд. геол.-минералог. наук. - М., 1973. - 40 с.
2. Лебедев Ю.С. Некоторые литологические особенности железорудных формаций Приазовья. - В кн.: Литолого-геохимические условия формирования донных отложений. Киев, Наук. думка, 1979, с.51-55.
3. Орловский Г.Н. Геология и генезис киммерийских железных руд Таманского полуострова, Притаманской части акватории Черного моря и северо-западного погружения Кавказа как пример морского осадочного рудообразования: Автореф. дис. ... канд. геол.-минералог. наук. - Одесса, 1969. - 25 с.
4. Плаксенко Н.А. Главнейшие закономерности железорудного осадочно-накопления в докембрии. - Воронеж, Изд-во Воронеж. у-та, 1966. - 264 с.
5. Прокогин Л.Г. Условия рудообразования в низах верхней свиты Саксаганского района Криворожского бассейна по литологическим и палеогеографическим данным: Автореферат дис. ... канд. геол.-минералог. наук. - Киев, 1976. - 25 с.
6. Семеновко Н.П. Железисто-кремнистые формации Украинского щита. - В кн.: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев, Наук. думка, 1972, с.138-147.
7. Шнюков Е.Ф. Генезис киммерийских железных руд Азово-Черноморской провинции. - Наук. думка, Киев: 1965. - 195 с.
8. Шнюков Е.Ф., Науменко П.И. Киммерийские железные руды вдавленных синклиналий Керченского полуострова. Симферополь: Крым, 1964. - 126 с.
9. Брк Ю.Ю., Лебедев Ю.С., Кириченко О.Н. Рудоносность Азово-Черноморского киммерийского бассейна. Труды Института минеральных ресурсов. Симферополь, 1970. - 238 с.
10. Ходяк Л.Я. О некоторых закономерностях минералого-петрографического состава железистых кварцитов. - В кн.: Геология и рудоносность впа Украины. Днепропетровск, Вып. 2, 1969, с.85-92.

УДК 553.2.001.67:551.461.6

И.М.Варенцов, Н.В.Бакова, Ю.П.Диков,
Т.С.Гендлер, Р.Д.Джованноли

К ПРОБЛЕМЕ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ РУД *Mn-Fe-Ni-Co* В СОВРЕМЕННЫХ БАССЕЙНАХ (ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ)

Задача работы состоит в том, чтобы на основе экспериментальных исследований выяснить главные параметры, контролирующие накопление *Mn*, *Fe*, *Ni*, *Co* из морской воды гидроокислами марганца, оценить возможности экстраполяции полученных результатов для создания модели рудообразования в современных бассейнах.

В качестве исходной гидроокисной фазы поглотителя в экспериментах использовали синтетически полученный Mn_2O_4 (см.вкл. рис.1). В опытах применялась искусственная морская вода с характеристиками: Cl^- - 19‰; S - 35‰, pH 8,10-8,15.

Исследуемые металлы во избежание гидролитических эффектов вводились с добавкой комплексообразователя - лимонной кислоты в десятикратном избытке относительно мольных количеств металлов.

Эксперимент по поглощению металлов проводили в пятилитровых полиэтиленовых бутлях, в которые помещали 0,3 г фазы поглотителя. Бутыли встряхивались в течение 72 ч, после чего поглотитель отделялся от раствора на центрифуге. Для учета поглощения стенками сосуда и возможного гидролитического осаждения растворенных компонентов проводились контрольные эксперименты. В конечном растворе определялось содержание Ni и Co - полярографически, Mn и Fe фотометрически. Отделенный на центрифуге поглотитель заливался новой порцией исходного раствора. Для накопления достаточных количеств металлов в эксперименте было проведено семь последовательных циклов взаимодействия. Полученный осадок отмывали от остаточных примесей компонентов морской воды деионизированной водой до исчезновения Cl^- -ионов.

Разовый состав исходного поглотителя и продукта изучали с помощью рентгенографии (рис.1): камера Гинье, Fe - антикатод (Бернский университет) и в порошковой камере 57,3 мм, Cr - антикатод, V - фильтр (ГИН АН СССР).

Одновременно исходный и конечный продукты изучались с помощью сканирующего электронного микроскопа (Хитачи, Акаши, мод $MEM=2$, Япония) и электронного микроскопа с высоким разрешением (Жеоль, Япония).

Относительное содержание и зарядовое состояние аккумулярованных металлов изучалось методом рентгеновской фотоэлектронной спектроскопии, на спектрометре марки $VI EE-15$.

Определение валентного состояния Fe осуществляли методом мессбауэровской спектроскопии на спектрометре электродинамического типа при комнатной температуре и температуре жидкого азота.

При проведении экспериментов по накоплению Mn , Fe , Ni , Co из морской воды гидрогаусманитом проводился тщательный контроль по поддержанию идентичности условий в течение всех семи циклов-этапов. Однако поведение каждого из четырех сорбируемых металлов характеризуется рядом особенностей:

1. Степень поглощения Co непрерывно снижалась к конечным этапам эксперимента от 40,06 до 15,50%.

2. Для Ni тенденция снижения степени поглощения проявляется менее выражено, чем для Co .

3. Для Fe наблюдается существенное постепенное возрастание поглощения, что особенно ярко проявляется в последние этапы эксперимента: до 100%.

4. Для Mn до третьего этапа отмечается постепенное снижение степени поглощения (от 21,14 до 14,50%); в последующие этапы (четвертый-седьмой) наблюдается десорбция Mn : количество Mn , перешедшего в раствор, заметно превышает содержание этого металла в исходном растворе. Из данных по динамике поглощения можно было бы сделать вывод, что Mn в условиях эксперимента не накапливается, так как количество Mn , перешедшего в раствор в течение последних этапов, превышает содержание этого металла (на 2535 мкг) в исходном растворе. Таким образом, полученные данные указывают на то, что из структуры Mn_3O_4 в результате поглощения из раствора Ni и Co было вытеснено количество Mn , эквивалентное 16,14% поглощенного Co или 17,96% поглощенного Ni .

Рассмотрение микрофотографий, снятых под сканирующим электронным микроскопом фазы поглотителя (Mn_3O_4) и новообразованных продуктов (см. вкл. рис. 2, 3) позволяет отметить, что:

исходный поглотитель (см. вкл. рис. 2) характеризуется мелкоглобулярными образованиями, на поверхности которых развиты тончайшие кристаллиты - Mn_3O_4 ;

новообразованный продукт (см. вкл. рис. 3) представлен укрупненными глобулярными агрегатами с отчетливым и ступенчато-слоистым рельефом, отражающим строение сорбированного слоя;

в результате укрупнения размеров частиц конечного продукта общая величина активной поверхности поглотителя в ходе эксперимента существенно снизилась, что отразилось на сокращении степени поглощения Co и Ni . Подобные соотношения наблюдались при изучении динамики сорбционного синтеза окисных фаз Ni , Co , Fe , Mn на гидроокислах железа [2].

Как видно из рентгеновских фотоэлектронных спектров Mn , Co и Ni (рис. 4, 5) и мессбауэровских спектров железа, в новообразованном слое отчетливо проявляется тенденция к накоплению этих элементов в высокой степени окисления. Однако интенсивность процессов окисления на границе раздела раствор/сорбент (Mn_3O_4) относительно ниже, чем в случае с $\gamma-FeOH$ [2]. Наиболее примечательной особенностью является отсутствие высших степеней окисления марганца (Mn^{7+} и Mn^{5+}). Отмеченная выше картина распре-

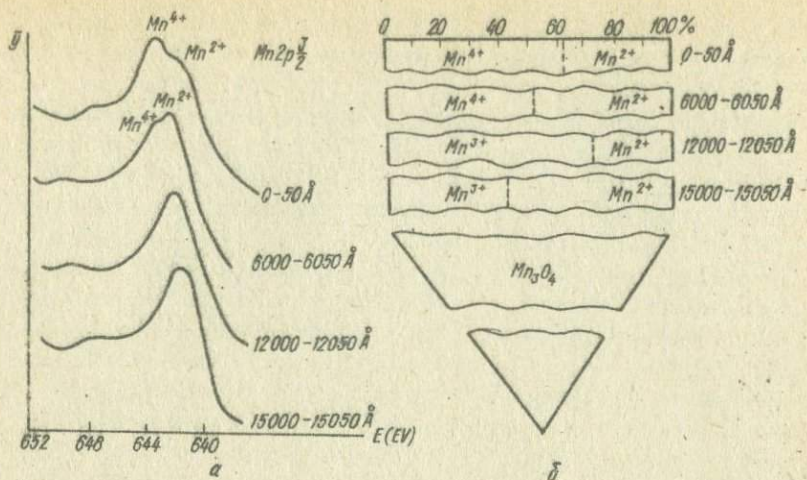


Рис. 4. Наружные и внутренние части новообразованного слоя: а - спектры $2p_{3/2}$ электронов Mn ; б - соотношения (%) валентных состояний Mn .

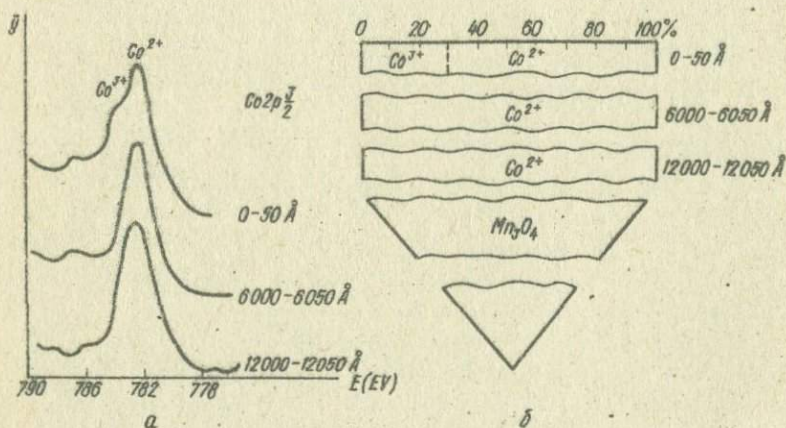


Рис. 5. Наружные и внутренние части новообразованного слоя: а - спектры $2p_{3/2}$ электронов Co ; б - соотношения (%) валентных состояний Co .

ления марганца в данном случае проявляется в сравнительной обогащенности новообразованного слоя двухвалентным марганцем (рис.4). Вместе с тем спектры *Ni* и *Co* новообразованного слоя сохраняют подобие спектрам синтезированных на лепидокроките соединений. Однако в данном случае распределение валентных форм *Ni* и *Co* (рис.5) близко к тому, что наблюдалось не в самой поверхностной части слоя, новообразованного на лепидокрокитовой подложке, а на некоторой глубине: порядка 3400-3450 Å.

Следует отметить относительное общее ослабление процессов накопления *Mn*, *Co* и *Ni* на гаусманите по сравнению с лепидокрокитом. Из данных, представленных в таблице, можно сделать вывод, что процесс аккумуляции компонентов протекает неравномерно: наиболее активно накопление в начальные этапы и по мере развития новообразованного слоя относительное количество сорбированных компонентов уменьшается. Этот вывод согласуется с данными по динамике сорбции.

Соотношение интенсивностей линий 2р 3/2 кобальта, никеля, марганца для фаз, новообразованных на подложках, представленных гидрогаусманитом и лепидокрокитом [2]

Глубина от поверхности новообразованного слоя (Å)	<i>Co</i>	<i>Ni</i>	<i>Mn</i>
	I 2р 3/2 гаусманит		
	I 2р 3/2 лепидокрокит		
0-50	0,74	0,68	0,44
6000-6050 (6800-6850)	1,27	1,58	0,93

Интересно отметить, что для рассматриваемого случая смещение относительной доли *Ni³⁺* и *Co³⁺* с глубиной происходит более резко, чем в экспериментах с лепидокрокитом, что связано, очевидно, со специфическим влиянием субстрата и с более высокими темпами накопления этих металлов.

В целом наблюдаемые соотношения валентных форм *Ni*, *Co*, *Mn* подтверждают ранее сделанный вывод [2] о том, что развитие высокоокисленных форм металлов в наружной части новообразованного слоя связано со снижением скоростей накопления сорбируемых металлов. Очевидно, что состав определенных зон новообразованного слоя определялся соотношением скоростей двух процессов: начального процесса поглощения, иверщего ионно-обменную и гидrolитиче-

скую природу и более позднего процесса автокаталитического, контактного окисления.

Особое место занимает твердофазные реакции окисления - восстановления при диффузии сорбируемых ионов в структуру поглотителя. Именно с этими реакциями можно связывать кажущееся противоречие данных по динамике поглощения Mn и распределения валентных форм этого металла в составе новообразованного слоя. Результаты проведенных экспериментов и, в частности, рентгеновские фотоэлектронные спектры позволяют более определенно интерпретировать явление вытеснения Mn^{2+} и Mn^{3+} из структуры гидроокислов марганца при поглощении Ni и Co [3-6]. Полученные данные позволяют считать, что наряду с поглощением марганца и образованием фаз этого металла в форме новообразованного слоя (см. рис. I, 3, 4), происходит обменное вытеснение Mn^{2+} ионами Ni^{2+} , Co^{2+} и Mn^{3+} под воздействием ионов Co^{2+} из гаусманита, прежде всего из дефектных областей структуры. Это взаимодействие не является стехиометрическим: в раствор переходит количество марганца, эквивалентное 16,14% поглощенного Co или 17,96% поглощенного Ni . Таким образом, более 82% Co и Ni накапливаются в сорбированном слое.

Важно отметить, что железо, как наиболее интенсивно поглощаемый компонент, присутствует в новообразованном слое по данным мессбауэровской спектроскопии почти нацело в трехвалентном состоянии: Fe^{3+} .

Из сравнительного рассмотрения рентгенограмм методом их непосредственного наложения можно сделать вывод, что сорбированный слой (см. рис. I) характеризуется рядом новых, отличных от гаусманита, рефлексов (3,39; 3,26; 2,69; 1,97; 1,88; 1,74 и др.). Соотношение этих рефлексов с табличными данными, известными в литературе (АСТМ и др.) может привести к заключению о наличии в составе сорбированного слоя следующих фаз: γ - $MnO(OH)$ (манганит), $CoO \cdot OH$ (гетерогенит), Co_2O_3 , Ni_2O_3 , Ni_3O_4 , $2H_2O$, что не противоречит данным рентгеновской фотоэлектронной спектроскопии. Однако отсутствие полной серии рефлексов не позволяет уверенно судить о наличии этих соединений. Тем не менее в случае плохо окристаллизованных фаз полной серии рефлексов может не наблюдаться.

Проведенные эксперименты и данные предшествующих исследований [1] позволяют считать, что гидроокисные фазы Mn , Fe , Ni , Co формируются в результате многостадийного хемосорбционного с ав-

токаталитическим окислением взаимодействия активных поверхностей с растворами. В начальные стадии процесса протекают, наряду с собственно реакциями сорбции, реакции ионного обмена с селективным поглощением переходных металлов. Главными причинами такой высокой селективности являются химическое (кристаллохимическое) сродство ионов поглотителя и сорбируемых металлов, а также гидролитические реакции в зонах межфазного контакта. В более поздние стадии протекают реакции межфазного автокаталитического окисления поглощенных металлов, их взаимодействия со структурными ионами сорбента. Формирующиеся фазы испытывают различные постседиментационные преобразования. Подобные единичные циклы могут последовательно многократно повторяться в течение геологически длительного времени.

Данная генетическая модель позволяет непротиворечиво объяснить известные природные наблюдения, в частности формирование самых богатых переходными металлами конкреций Мирового океана: район в северной части приэкваториальной субширотной зоны восточной области Тихого океана.

Таким образом, принимая во внимание все те ограничения, которые присущи экспериментам, моделирующим природные процессы, на основе полученных данных можно, по-видимому, достаточно удовлетворительно объяснять рудообразование в современных бассейнах, приближаясь к пониманию их сущности.

1. Варенцов И.В. Геохимия переходных металлов в процессе формирования железо-марганцевых руд в современных бассейнах. - В кн.: Доклад советских геологов. Минеральные месторождения. Международный геологический конгресс, 25 сессия. - М.: Наука, 1976, с. 79-96.
2. Варенцов И.М., Диков В.П., Бакова Н.В. К модели формирования Fe-Mn руд в современных бассейнах (Эксперименты по синтезу окисных фаз Mn, Fe, Ni, Co на гидрокислах железа). - Геохимия, 1978, № 8, с. 1198-1210.
3. Lognathan P., and Bureau, R.G. Sorption of heavy metal ions by a hydrous manganese oxide. - Geochim., Cosmochim. Acta, 1973, 37, p. 1277-1293.
4. McKenzie R.M. The reaction of cobalt with manganese dioxide minerals. - Austral. J. Soil Res., 1970, 8, 97-106.
5. McKenzie R.M. The sorption of some metals by the lower oxides of manganese. - Geoderma, 8, 29-35, 1972.
6. Murray J.W. The interaction of metal ions at manganese dioxide solution. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1975, 39, p. 635-647.

Г.Н.Орловский

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МАРГАНЦЕВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УКРАИНЫ

Месторождения и рудопроявления марганца на Украине могут быть подразделены на пять генетических типов: осадочно-диагенетические, осадочно-метаморфизованные, гипергенные, инфильтрационные и гидротермально-эксогенные (таблица).

Осадочно-диагенетические месторождения. Наибольшая концентрация марганца произошла в результате осадочно-диагенетического процесса, благодаря которому в шельфовых зонах олигоценового и киммерийского морей образовались крупнейшие в мире Южно-Украинский олигоценовый марганцеворудный бассейн и Азово-Черноморская марганцево-железородная провинция.

В состав Южно-Украинского бассейна входят (с запада на восток) Ингулец-Базавлукское, Западно- и Восточно-Никопольское и Больше-Токмакское месторождения, а также ряд небольших, сохранившихся от пострудных размывов, рудотроений. Марганцеворудный пласт залегает согласно на породах докембрийского фундамента, бучакского, киевского и нижнехарьковского ярусов. Мощность рудного пласта чаще всего колеблется в пределах 1,5-2,5 м, глубина залегания до 75-80 м. Руды представлены сменяющимися по падению пласта окисными, карбонатными и переходными (окисно-карбонатными) фациями [1] среди песчано-глинистой породы, содержащей оолито-пизолитовые, кусковые, конкреционные, а также сплошные или землисто-сажистые разности, представленные окисными или карбонатными минералами марганца. Зона окисных руд наблюдается во всех месторождениях, но развита неоднозначно. На большинстве участков Ингулец-Базавлукского месторождения окисные руды развиты повсеместно. В Западно-Никопольском месторождении и Коминтерн-Марьевском участке на зону окисных руд приходится более 50%, в Грушевско-Баксанском участке - до 45%, а в Больше-Токмакском - всего 8% (здесь руды залегают лишь в северо-восточной его части). Минералогически руды окисной зоны представлены псиломеланом и пиролизитом, вернадитом, манганитом и тонкодисперсными рентгенаморфными оксидами и гидроксидами марганца. Иногда встречаются карбонатные минералы.

Генетические типы месторождений марганцевых руд Украины

Генетические типы	Месторождения и рудопроявления	Вмещающие породы	Основные минералы марганца
Осадочно-диагенетические	Шельф Черного моря		Коллоидальные гидроокислы марганца и железа
	Западные области СССР	Торфяно-болотные и аллювиальные отложения	Пирролизит, псиломелан
	Азово-Черноморская марганцево-железородная провинция	Икряные руды, табачные-карбонатные конкреционные руды Окисные конкреционные руды	Коллоидальные гидроокислы марганца, пирролизит, псиломеланы, родохрозит Манганосидерит, олигонит, понит, родохрозит Коллоидальные гидроокислы марганца, псиломеланы, пирролизит
	Казантипское рудопроявление (Керченский п-ов)	Киллоподобная глина	Вернадит, криптомелан, рансезит
	Кременецкое рудопроявление	Оолитовые известняки	Псиломеланы, вернадит, родохрозит
	Бурштынское месторождение	Известняки и глинисто-мергелистые ритмолиты	Вернадит, родохрозит, манганокальцит, сидерит
	Южно-Украинский марганцеворудный бассейн	Глины, пески	Гидроокислы железа и марганца, пирролизит, псиломеланы, манганит, манганокальцит, родохрозит
	Крымский п-ов	Песчано-глинистые отложения	Карбонаты железа и марганца
	Львовская обл. Добромиловский р-н, село Ямна-Дольня	Глинистые сланцы	Карбонаты железа и марганца
	Восточные Карпаты, р.Тис-манница	Песчаники	Псиломеланы, родохрозит
	Горный Крым	Песчано-глинистые отложения	Карбонаты марганца
	Подолія	Известняки	Гидроокислы марганца
Днепровско-Донецкая впадина	Оолитовые сидерито-шамозитовые руды	Гидроокислы и карбонаты марганца	
Донбасс, с.Ямы	Красноцветные песчаники	Окислы железа и марганца	

	Донбасс, с. Красный Оскол	Глины	Манганокальцит
	Донбасс	Сидеритовые конкреции	Карбонаты марганца
	Львовско-Волынский бассейн	Сидеритовые и сидерито-плезитовые конкреции	Карбонаты марганца
Осадочно-метаморфизованные	Чивчинское месторождение	Контакт кристаллических сланцев и гнейсов	Родохрозит, родонит, окисные соединения марганца
	Приазовский кристаллический массив (Демьяновский участок)	Мраморы и кальцифиры среди гнейсовой толщи	Родонит, спессартин, вернадит
Гипергенные	Горный Крым (Узунджинское, Ялтинское, Балаклавское и другие рудопроявления)	Мраморизованные известняки	Псиломеланы, пиролюзит
	Хощеватское месторождение	Кристаллические известняки	Пиролюзит, псиломеланы
	Побужье, Среднее Приднепровье	Основные и ультраосновные породы	Псиломеланы, родохрозит, манганокальцит
	Корсак-Могила	Железистые кварциты	Вернадит, криптомелан, романешит
Инфилтрационные	Донбасс (район ст. Майорская, участок Никитовка)	Пески	Псиломеланы
	Раховский массив, рудопроявление в районе сел Б. Бычков, Деловое, Чсеновое, Рахов и др.	Контакт кристаллических сланцев с известняками	Гнезда псиломеланов с прожилками пиролюзита
Гидротермально-экзогенные	Северная часть Раховского массива (долина ручья Рударня-Глимет)	Зона нарушения триасовых конгломератов и красновато-коричневых песчаников раховской серии	Родохрозит, родонит, пиролюзит, гидроокислы марганца
	Восточная часть УИ	Зона разлома кристаллического фундамента и оры выветривания	Манганит

Примечание. При составлении таблицы использованы материалы (I, 2, 4-10, 14-17).

Зона смешанных окисно-карбонатных руд приурочена обычно к определенным для каждого месторождения отметкам рудного пласта и характеризуется двухъярусным строением, выразившимся в развитии в верхней части рудного пласта окисных, а в нижней - карбонатных руд.

Полная смена окисных руд карбонатными происходит в зависимости от наклона пласта на расстоянии от нескольких метров до 1-2 км.

Карбонатные руды слагают важную часть рудных залежей. Наибольшим распространением карбонатная зона пользуется в Больше-Токмакском месторождении (до 90%).

Для карбонатных руд Западно- и Восточно-Никопольского месторождений характерно присутствие в основном двух минералов - кальциевого родохрозита и манганокальцита. Для карбонатных руд Больше-Токмакского месторождения [1] отмечается замещение в зоне дальнего выклинивания родохрозитовой зоны мангано-сидеритовой. По мнению Н.М.Страхова и др. [13] такое замещение происходит через промежуточную олигонитовую зону.

В пределах Азово-Черноморской киммерийской провинции происходило совместное накопление железа, марганца и ряда других элементов (фосфор, мышьяк, ванадий, никель, кобальт и др.). Причем, как отмечал В.И.Вернадский [3], кларк концентрации марганца в керченских рудах значительно больше, чем железа.

В зависимости от типов руд накопление марганца происходило в разных минеральных формах. В табачных рудах встречаются главным образом карбонаты железа и марганца (манганосидерит, олигонит, понит и др.), а в икряных рудах - в виде псиломеланов и коллоидальных окислов марганца.

Наиболее высокие содержания марганца отмечаются в собственно керченских месторождениях, в икряных и конкреционных рудах в форме пиролизита и псиломеланов. В Присивашье и Приазовье концентрация марганца значительно уменьшается, по-видимому, вследствие разубоживания руд терригенным и глинистым материалом [15].

Кроме этого, к осадочно-диагенетическим месторождениям относятся многочисленные мелкие месторождения и рудопроявления (см.таблицу), наиболее значительным из которых является Буртынское месторождение тортонского возраста. Месторождение представлено манганокальцито-родохрозитовыми (в зоне окисления вернадитовыми) рудами, приуроченными к мергелям, известнякам и гли-

нам вербовецких пластов косовской свиты, которые залегают на размытой поверхности верхнего мела и нижнего тортона и согласно перекрываются песчаниками и известняками прутского горизонта той же свиты.

Осадочно-метаморфизованные месторождения и рудопроявления. К осадочно-метаморфизованным месторождениям относится Чивчинское месторождение марганцевых руд в Карпатах, которое в виде линзообразных залежей приурочено к кровле горизонта черных кварцитов.

Возраст месторождения спорный и разными авторами определяется как докембрий [11], как низы верхнеделовецкой подсвиты (Pzd_2) [7, 10] или верхний карбон [18].

Руды Чивчинского месторождения по составу родохрозито-родонитовые, а в зоне окисления представлены окисными соединениями марганца. Подобные же руды распространены в верховьях рек Белый и Черный Черемш, Хуляны, Полено и т.д. [6]. Эти рудопроявления находятся между Чивчинским месторождением и разрабатываемым месторождением такого же типа руд в Румынии.

К этому же генетическому типу относится марганцевое рудопроявление в метаморфических комплексах Приазовского массива. Марганцевая минерализация приурочена к пачке кальцифиров и мраморов, залегающих среди гнейсов, которые перекрывает железорудную толщу. Мощность кальцифировой пачки около 1 м. Порода представлена чередованием тонких (до 3 см) прослоев кальцит-пироксен-родонитового и кальцит-пироксен-гранатового состава. В родонитах часто встречаются псиломелановые прожилки. Содержание MnO_2 в породе - 37%.

Месторождения и рудопроявления коры выветривания. На Украине с корой выветривания архейских кристаллических известняков связано недостаточно еще изученное Хошеватское месторождение железо-марганцевых руд, расположенное на левом берегу р. Днестр в Гайсинском районе. Судя по данным Р.И. Сироштана [12], размеры рудных тел по простиранию колеблются от десятков метров до 4 км и по мощности от нескольких до 100 м. В основном изучалась "марганцевая шляпа". Это рыхлая охристо-глинистая порода с многочисленными рудными землистыми скоплениями явно- и скрытокристаллического типа, представленными пиролизитом, вадом, манганитом, гематитом и гидроксидами железа [5]. Первичным минералом руд является, по мнению

Р.И.Сиротана [12], браунит, найденный им в отвалах шурфов. Кроме того, в верхней рудной зоне он же обнаружил манганит.

В целом, по нашему мнению, это месторождение, несомненно, представляет интерес и заслуживает более детального изучения, в частности, с постановкой геологоразведочных работ как на самом месторождении, так и в прилегающих районах.

Кроме того, с корой выветривания кристаллических пород связаны многочисленные мелкие рудопоявления марганца на Побужье, в среднем Приднепровье и в Приазовье. Марганцевая минерализация представлена в основном псиломеланами, родохрозитом, манганокальцитом и приурочена преимущественно к основным и ультраосновным породам.

Многочисленные рудопоявления связаны с корой выветривания метаморфических и осадочных пород Карпат и Крыма.

В Горном Крыму марганцеворудные проявления приурочены к коре выветривания верхнеюрских известняков в районе гг.Ялты, Балаклавы и сел Ущельного, Колхозного, Мраморного и др. [4,9,17] и представлены многочисленными псиломелан-пирролизитового состава гнездобразными выделениями.

Инфильтрационные рудопоявления. Этот генетический тип представлен небольшими рудопоявлениями на Карпатах и в Донбассе.

Инфильтрационные рудопоявления марганца на Карпатах развиты в районе Большого Бичкова, Делового, Ясеневого, Рахова и пр. Марганцевая минерализация в виде звезд псиломелана и вада с прожилками пирролизита наблюдается на контакте кристаллических сланцев с мраморизованными известняками.

Такого же типа рудопоявление описано на Донбассе в районе ст.Майорская [8]. Здесь наблюдается стяжения псиломеланов с повышенным содержанием никеля и кобальта среди полтавских песков. Следует заметить, что генезис этого рудопоявления спорный, так как И.И.Гинзбург [2] относит его к осадочным.

Гидротермально-экзогенные рудопоявления. К этому типу можно с достаточной степенью условности отнести небольшое рудопоявление Рудария - Глимея, расположенное в северной части Раховского массива [5,6]. Основное рудное тело линзообразной формы залегает в зоне нарушения триасовых конгломератов и красно-коричневых песчаников раховской серии. Мощность рудной зоны 8-9 м, по простиранию она про-

К СТАТЬЕ И. М. ВАРЕНЦОВА, Н. В. БАКОВОЙ, Ю. П. ДИКОВА,
Т. С. ГЕНДЛЕР, Р. Д. ДЖИОВАНОЛИ «К ПРОБЛЕМЕ МОДЕЛИ
ФОРМИРОВАНИЯ РУД В СОВРЕМЕННЫХ
БАССЕЙНАХ (ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ)»

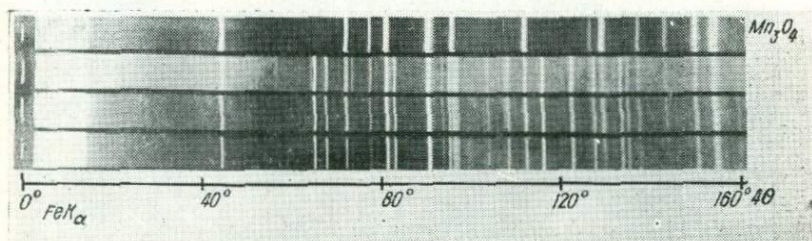


Рис. 1. Порошковая рентгенограмма, снятая с помощью камеры Гинье. Обр. 1 (верхний.) Исходное вещество сорбента, представленное Mn_2O_4 ; обр. 2—4 (нижние) — продукты, полученные в результате поглощения растворенных форм Mn, Fe, Ni, Co из морской воды гидрогаусманитом (параллельные эксперименты).

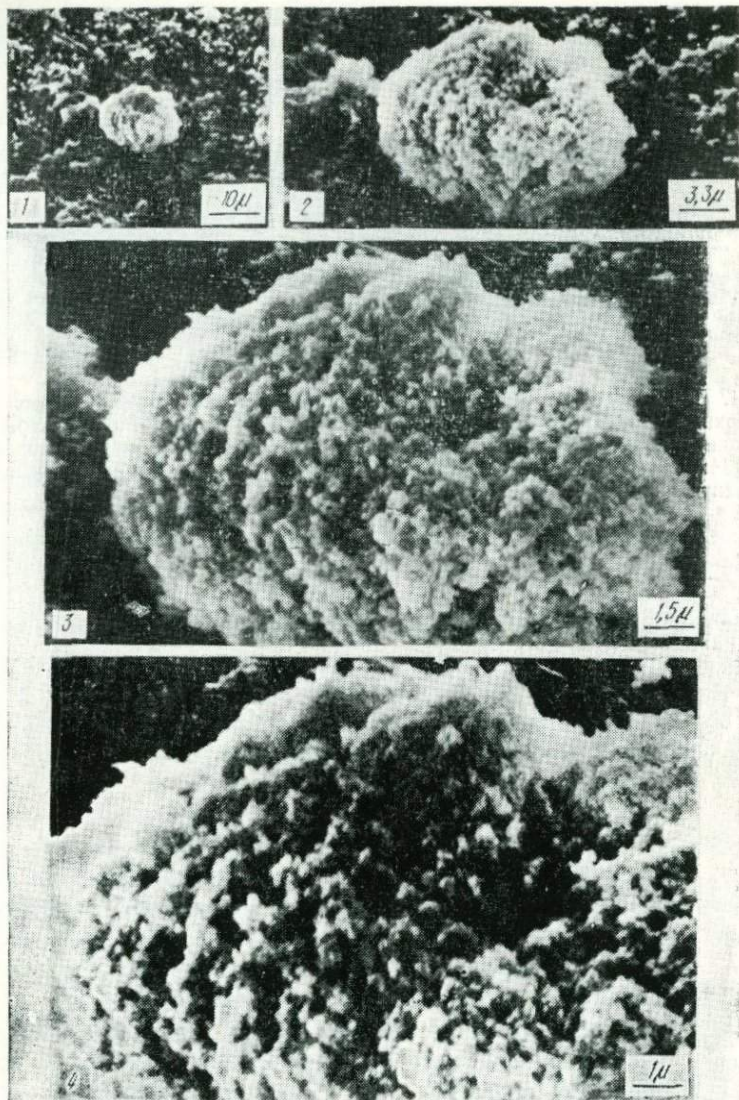


Рис. 2. Микрофотографии исходной гидроокиси марганца (гидрогусманит); последовательная серия снимков (1—4), выполненных с возрастающим увеличением.

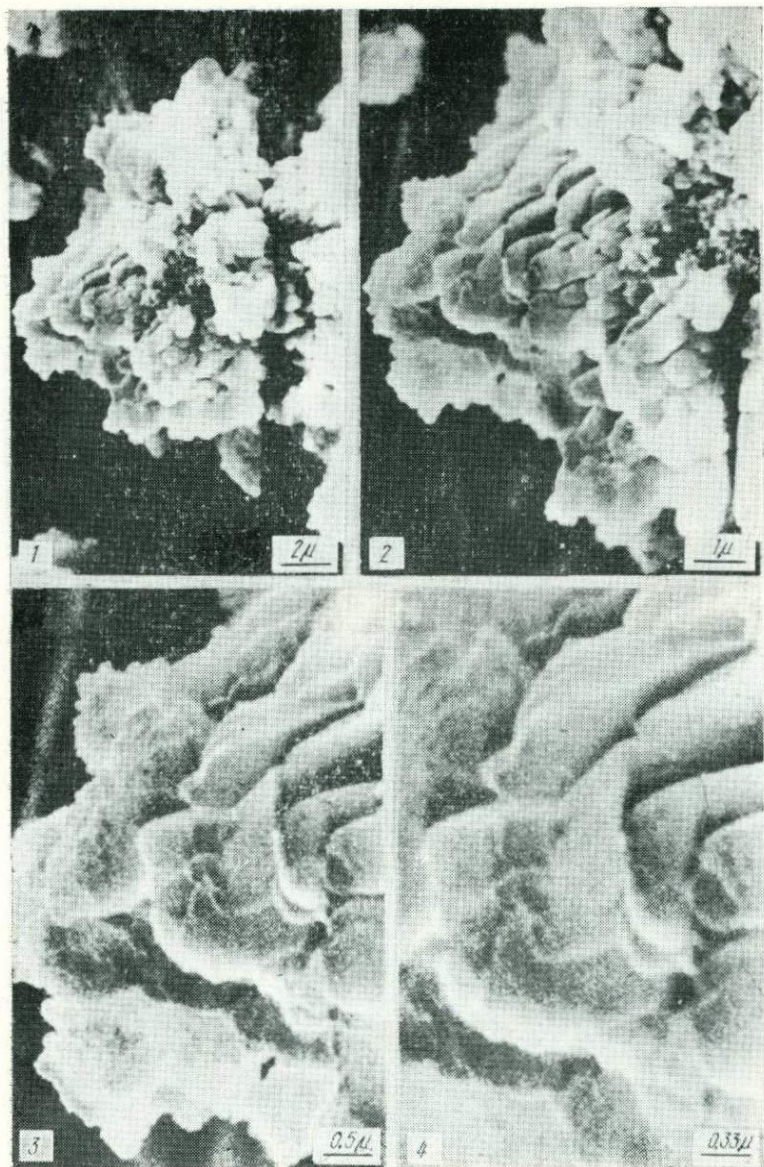
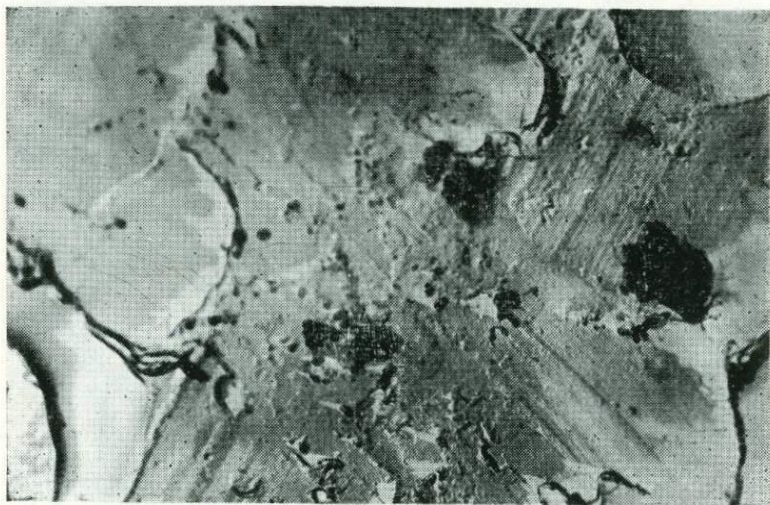


Рис. 3. Микрофотографии продукта, полученного в результате поглощения растворенных форм Mn, Fe, Ni, Co из морской воды: последовательная серия снимков (1—4) с возрастанием увеличения. Ясно различимо существенное укрупнение агрегатов, исчезновение выраженной глобулярности, развитие микрослоистых, ступенчатых форм нарастаний новообразованных фаз.

К СТАТЬЕ С. И. РЫБАЛКО, Э. В. МЕЛЬНИЧУКА, В. Я. ИВАНЧЕНКО,
Э. А. РЫБАКОВОЙ «МИКРОТОПОГРАФИЯ ЗОЛОТА ИЗ СОВРЕМЕННЫХ
АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАССЕЙНА Р. ДНЕСТР»



Микротопография поверхности самородного золота из современных аллювиальных отложений бассейна р. Днестра в его среднем течении (объяснение в тексте).
Увеличение: а — 40 000; б — 40 000.

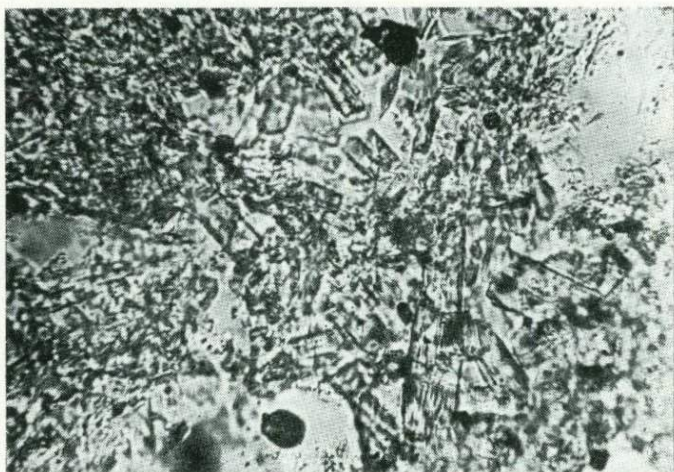


Рис. 2. Цеолит. Средний эоцен, с. Берзнеговатое Николаевской обл. Ув. $\times 350$. Ник. П.

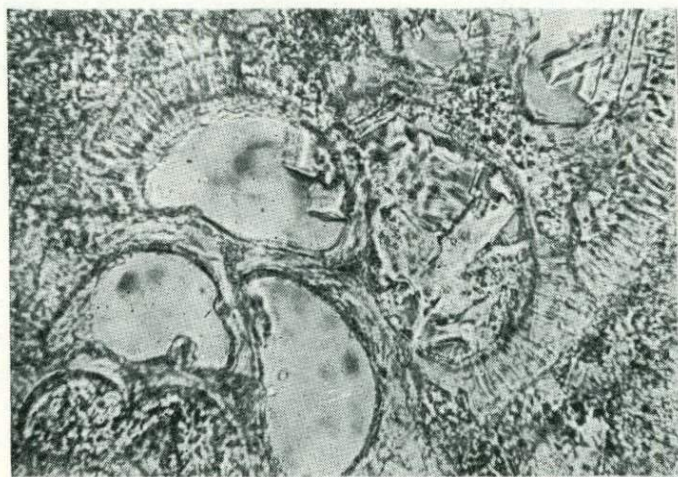


Рис. 3. Выполнение камеры фораминиферы из мергеля кристаллами цеолита. Верхний эоцен, с. Александровка Николаевской обл. Ув. $\times 350$. Ник. П.

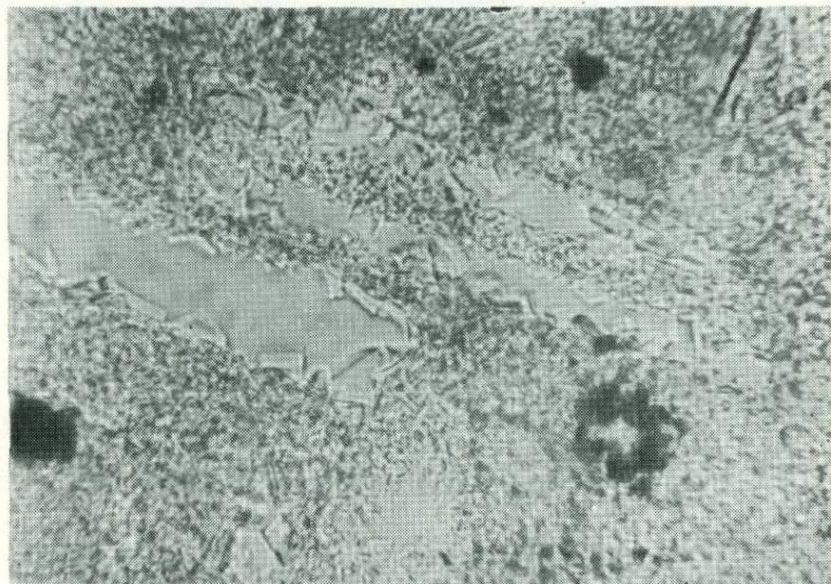


Рис. 4. Обрастание кристаллами цеолита пустот, образовавшихся после растворения спикул, с. Александровка Николаевской обл. Ув. $\times 100$. Ник. П.



Рис. 1. Кристаллы доломита в канале серпулы:

д — доломит; к — кальцит. Юго-западный Крым, с. Залесное.
Датский ярус. Шлиф. $\times 50$. Ник. +.



Рис. 2. Коррозия кристаллами доломита (д) обломка криноидеи (кр). Криноидно-мшанковый известняк. Датский ярус. Карьер «Южный-П». Шлиф. $\times 50$. Ник. +.

слежена на 120-130 м. Рудопроявление сложено в основном рудами массивной текстуры, представленными родонитом и родохрозитом. По краям линза оторочена полосчатыми разновидностями, образованными вследствие чередования полос и сильно удлиненных родонит-родохрозитовых линзочек с типичными метаморфическими минералами кристаллических сланцев - актинолитом, серицитом, хлоритом и т.д.

Родонит и родохрозит в зоне окисления замещен по трещинам псиломеланами и пиролизитом [5].

1. Баранова Н.М., Басс Ю.Б., Богданович В.В. и др. Никопольский марганцеворудный бассейн. - М.: Недра, 1964. - 535 с.
2. Гинзбург И.И. Очерки по геохимии марганца. - Тр. Ломоносов. ин-та АН СССР, 1938, вып.9, с.95-125.
3. Вернадский В.И. Геохимия марганца в связи с изучением полезных ископаемых. - Тр. конф. по генезису руд железа, марганца, алюминия, М.; Л.: Гостехиздат, 1937, с.229-247.
4. Дводченко П.А. Минералы Крыма - Зап. Крымск. об-ва естествоиспытателей и любителей природы, 1914, 4, с.37-43.
5. Лазаренко Е.К., Лазаренко З.А., Баришников Э.К. и др. Минералогия Закарпатья. - Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1963. - 614 с.
6. Лесняк В.Ф. О болотных железомарганцевых рудах Волыни. - В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований, Изд-во Львов. ун-та, 1962, кн.6, с.34-42.
7. Марковский О.И. Минералогия и петрография Чивчинских гор. - Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1971. - 224 с.
8. Нечаев С.В. Особливості металогенезу південної окраїни Донбасу. - Геол. журн., 1959, вип.3, 19, с.88-91.
9. Попов С.П. Минералогия Крыма. - М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1938. - 238 с.
10. Рудаков С.Г. О метаморфическом комплексе Чивчинских гор и его взаимоотношениях с древнейшими породами Раховского массива. - В кн.: Очерки по геологии Советских Карпат, Изд-во Москов. ун-та, 1966, с.7-15.
11. Семененко Н.П., Ткачук Л.Г., Савченко Н.А. и др. Абсолютный возраст горных пород Карпатского региона и Воляно-Подольской плиты и его значение для решения некоторых геологических проблем. - Тр. XIV сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций, М.: Наука, 1967, с.82-90.
12. Сироштан Р.И. Структура и генезис Гайворон-Завальского комплекса и его полезные ископаемые: Автореф. ... канд. геол.-минералог. наук. - Киев, 1948. - 31 с.
13. Страхов Н.М., Штеренберг Л.Е., Калинин В.В. и др. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. - Тр. ГИН АН СССР, 1968, Сер.геол., вып. 73, № 22, с. 320.
14. Шняков Е.Ф. Марганцеворудні епохи в геологічній історії України. - Геол. журн., 1961, 21, вип.6, с.83-89.
15. Шняков Е.Ф., Науменко П.И. Марганцево-железные руды Керченского бассейна. - Симферополь, Крымиздат, 1961, - 179 с.
16. Шняков Е.Ф., Орловский Г.Н. Марганец в осадочных породах Украины. - В кн.: Проблемы рудообразования. IV Симпозиум IА ОД, Варна, 1974, 3, с.110-113.
17. Шняков Е.Ф., Орловский Г.Н. Марганцеворудные проявления Горного Крыма. - Минералогия осадочных образований, 1977, вып.4, с.104-110.

УДК (553.31+549) (477.75)

Н.Я. Андреева, П.И. Науменко

ТРАНСФОРМАЦИЯ АЛЮМОСИЛИКАТНЫХ МИНЕРАЛОВ
В КИММЕРИЙСКИХ КЕРЧЕНСКИХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУДАХ

Осадочные железные руды Керченских месторождений представлены двумя основными генетическими разновидностями: первичной табачной и вторичной коричневой. Зона существования табачных руд - окислительно-восстановительная - находится ниже уровня грунтовых вод, зона распределения коричневых руд располагается выше границы грунтовых вод [9, 15, 22]. Преобразование табачных руд в коричневые доказывається однотипность флоры и фауны, наличием солитовой структуры, идентичностью терригенных акцессорных минералов [22].

Породообразующий алюмосиликатный минерал первичной табачной руды определялся С.П. Поповым как феррисиликат хлоритового типа [17]; шамозит, "неустойчивый" минерал без постоянного химического состава - М.И. Кантором [8]; сидерит и шамозит - Н.Е. Ефремовым [5]; лептохлорит - В.Ф. Малаховским [15]; железистый хлорит - А.У. Литвиненко [9]; гидрохлорит - П.С. Лебедевым [14]; гидроферрихлорит - П.Д. Прк и др. [22].

Основным породообразующим алюмосиликатом вторичных руд является: по П.Т. Данильченко [3], бейделит; по В.Ф. Малаховскому [15], П.С. Лебедеву [14], нонтронит; по А.У. Литвиненко [9], монтмориллонит с примесью гидрослюда; по данным П.Д. Прк и др. [22] - ферримонтмориллонит в смеси с гидрослудой.

Минералогическая сущность процесса превращения первичной руды во вторичную в монографии П.Д. Прк и др. [22] представлена следующей схемой:

гидроферрихлорит $\left\{ \begin{array}{l} \text{ферримонтмориллонит} \rightarrow \text{гидроокислы железа} \\ \text{гидроокислы железа} \end{array} \right.$

Проведенный анализ работ свидетельствует об отсутствии четкости в определении природы основных породообразующих минералов как в первичных, так и во вторичных выветрелых рудах. Поставленная в настоящей работе задача - изучение процессов в зоне гипер-

гене́за – потребовала прежде всего четкого определения состава руд в различных зонах выветривания. Результаты рентгендифрактометрических, электронно-микроскопических и других исследований позволили на основании изменения состава и свойств цемента и оолитов установить стадийность превращений первичных порообразующих алюмосиликатов в процессе выветривания их. В первичных табачных рудах фиксируются следующие минералогические фазы: гидрогетит, гетит, хлориты: 14Å и 7Å – шамозит, гидрослюда.

На рис. I приведены рентгендифрактографические кривые дисперсного цемента свежей табачной руды обр. 2 ($\lambda = 40\text{ мВ}$). Хлорит устанавливается по присутствию рефлекса $14,3\text{Å}$ и отражений интегральной последовательности его: $7,14$; $4,44$; $3,53$; $2,26\text{Å}$ и др. После двухчасового прокаливании при температуре 550°C первый базальный рефлекс не исчезает, а только сокращается до $13,7\text{Å}$ и уменьшается его интенсивность. Сольватация воздушно-сухого порошка руды глицерином не изменяет межплоскостного расстояния первого рефлекса. 14Å – хлоритовый минерал, как самостоятельная фаза, в рудах Керченских месторождений присутствует и четко диагностируется только в самых свежих табачных рудах. 7Å хлориты-шамозиты, по И. Мило [16] псевдохлориты в отличие от 14Å – хлоритов истинных определяются по 7Å рефлексу, который в отличие от 7Å – каолинита исчезает после кислотной обработки. Шамозит, преобладающий алюмосиликат первичных руд, является диагенетическим новообразованием, которое возникает при силикатизации полуторных окислов железа вместе с алюминием и магнием, поступающих в бассейн в процессе осадкообразования. Рефлексы $10,1$; $5,01$; $3,38\text{Å}$ и другие принадлежат гидросляде. После обработки порошков дисперсных фракций спиртовым раствором HCl или реактивом Тамма, при которой гидрокислы железа переходят в растворимое состояние, рефлексы гидрослюда становятся более интенсивными [2]. Исходя из $d_{060} = 1,501 + 1,503\text{Å}$ гидрослюда относится к диактоэдрической.

Частичное выветривание табачной руды приводит к изменению вещественного состава.

Наряду с гидрогетитом, гетитом, хлоритом и гидрослядой, появляются смешанослойные образования состава хлорит-монтмориллонит и, возможно, хлорит-гидрослюда – монтмориллонит. На дифрактограмме воздушно-сухого препарата фракции менее 1 мк оолитов табачной руды обр. 186 ($\lambda = 240\text{ мВ}$), малоугловая область характеризуется широким рефлексом с четко обозначенными вершинами:

Т. Брауна [23], М. Острома [24], А. Г. Коссовской, В. Д. Шутова, В. А. Александровой [11] и др. С учетом рентгенографических данных в смешанослойном образовании преобладает гидрослюда.

Увеличение степени выветрелости сопровождается возрастанием значения разбухающего и уменьшением количества хлоритового компонента в составе смешанослойных образований. На дифрактограмме воздушно-сухого образца фракции менее 1 мк цемента руды (обр. 105), переходной между табачной и коричневой разновидностями ($\mathcal{E}h = 425$ мВ) основной базальный рефлекс $15,5\text{ \AA}$ после насыщения ориентированного препарата глицерином смещается до $18,3\text{ \AA}$ (рис. 3).



Рис. 3. Дифрактометрические кривые фракции менее 1 мк цемента переходной руды обр. 105: а - исходный образец; б - насыщенный глицерином; в - прокаленный при температуре 550°C .

Слабый рефлекс $16,9\text{ \AA}$, имеющийся на дифрактограмме воздушно-сухого образца, после сольватации становится равным $22,3\text{ \AA}$. Присутствуют также рефлексы $13,9$; $9,7$; $9,0\text{ \AA}$. На дифрактометрической кривой воздушно-сухого препарата фракции менее 1 мк оситов этой же руды первый базальный рефлекс имеет значение 16 \AA . Прокаливание в течение двух часов при температуре 550°C вызывает сокращение первого базального рефлекса до $10,2\text{ \AA}$ (рис. 3).

В выветрелой коричневой руде в ассоциации с гидрогетитом, гетитом, гидрослюдой появляется смешанослойный минерал гидрослюда-монтмориллонит с неупорядоченно чередующимися монтмориллонитовыми и гидрослюдистыми слоями с явным преобладанием монтмориллонитового компонента и отсутствием признаков хлоритового компонента. Четко фиксируется присутствие каолинита.

В цементе коричневой руды обр. 55 ($\mathcal{E}h = 580$ мВ) на дифрактометрической кривой воздушно-сухого препарата фракции менее 1 мк (рис. 4) очень сильный первый базальный рефлекс $13,6\text{ \AA}$ при ориентировании частиц осаждением суспензии на предметное стеклышко становится равным $16,2\text{ \AA}$. Сольватация ориентированного препарата глицерином смещает первый базальный рефлекс до $21,4\text{ \AA}$. Прогревание исходного образца при температуре 350°C в течение двух часов вызывает сокращение первого рефлекса до $11,1\text{ \AA}$. Двухчасовое прокали-

вание при 550°C сокращает первый базальный рефлекс до $9,8 \text{ \AA}$. Сокращение базального рефлекса смешанослойного образования до таких значений исключает наличие 14 \AA - хлоритового компонента в руде.

В более выветрелых коричневых рудах преобладающим алмосиликатом является смешанослойное образование гидрослюда - монтмориллонит, в котором чередование гидрослюдистого и монтмориллонитового слоев имеет тенденцию к упорядоченности по смешанослойным законам ААВ, АВ (A - гидрослюдистый, В - монтмориллонитовый компонент). Часть сообществ кристаллов содержит крупные блоки и является монтмориллонитом. Фазами выветрелой коричневой руды являются минералы железа: гидрогетит, гетит; гидрослюда, смешанослойное образование гидрослюда - монтмориллонит, монтмориллонит, каолинит.

Обр. 81 отобран в верхней пачке рудного пласта ($E\lambda = 630 \text{ мВ}$). На дифрактометрической кривой воздушно-сухого ориентированного препарата образца фракции менее 1 мк (рис. 5) присутствуют рефлексы: первый $23,9 \text{ \AA}$ - средней силы, затем сильный с тремя вершинами $15,5$; $15,4$; $15,3 \text{ \AA}$; средней силы $10,1 \text{ \AA}$; слабый $8,85 \text{ \AA}$; средней силы $7,09 \text{ \AA}$ и др. Насыщение глицерином ориентированного образца сдвигает первый базальный рефлекс до $33,1 \text{ \AA}$; появляется сильный рефлекс $18,7 \text{ \AA}$, слабый $10,6 \text{ \AA}$; сильный $9,8 \text{ \AA}$; рефлексы $7,17$; $6,06 \text{ \AA}$ и другие остаются неизменными. Двухчасовое прокаливание образца при температуре 600°C привело к сокращению первого базального рефлекса до $9,7 \text{ \AA}$ и резкому уменьшению интенсивности его. Отнесение минерала группы монтмориллонита различными исследователями керченских руд, как было показано выше, к нонтрониту, бейделлиту, ферримонтмориллониту не подтверждается диагностическими признаками. Бейделлит, который по К.С. Россу и С.Б. Хендриксу [24], Б.Б. Звягину и В.А. Франк-Раменецкому [6] представляет собой крайний алюминиевый член монтмориллонитового ряда, по химическим и другим признакам не имеет ничего общего с присутствующими формами монтмориллонита и описанными смешанослойными трех- и двухкомпонентными образованиями, содержащими монтмориллонитовый компонент.

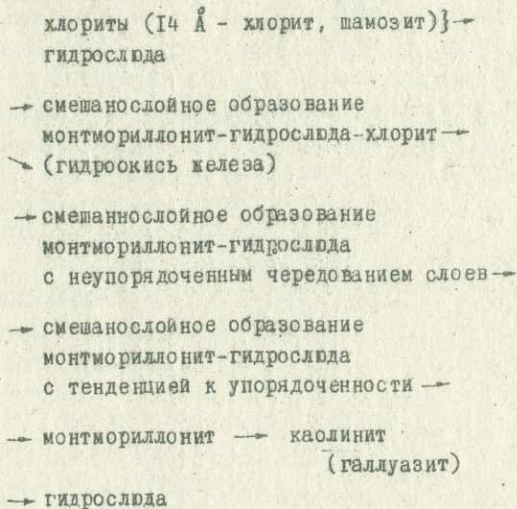
Нонтронит, как известно, характеризуется триоктаэдричностью [24]. По $d_{060} = 1,504 + 1,502 \text{ \AA}$, который сохраняет свое значение и после температурных обработок, присутствующий монтмориллонитовый минерал относится к диоктаэдрическому типу. Под электронным микроскопом совершенно не отмечаются характерные для нонтронита [2] удлиненные цепковидные частицы.

лее интенсивным после обработки фракции реактивом Тама и спиртовым раствором HCl , но исчезает после прокаливания образцов при температуре $600^{\circ}C$, принадлежит каолиническому минералу. Интенсивность рефлексов каолинита и частота попадания в поле электронного микроскопа самые большие в наиболее выветрелых коричневых рудах. С уменьшением степени выветрелости интенсивность рефлексов каолинита уменьшается.

Закономерности распространения и великолепная огранка каолинита под электронным микроскопом дают основания считать, что преобладающая часть каолинита (если не весь) новообразована.

На электронных микрофотографиях тонких фракций наиболее выветрелых коричневых руд наблюдаются типичные удлиненные трубчатые индивиды галлуазита с прямыми ровными контурами. Частицы галлуазита располагаются одиночно или образуют скопления. По распространению и морфологии галлуазит, как и каолинит, является новообразованием зоны гипергенеза.

Таким образом, в керченских рудах существует единый процесс трансформации минералов. Ступенчатость процессов трансформации выражается следующей схемой:



Гидрослюдисто-хлоритовый состав первичной руды свидетельствует о том, что наряду с процессом диагенетического формирования

шамозитов, которые являются продуктами раскristаллизации железо-алюмокремневых гелей, попадающих в морской водоем в процессе седиментации, происходит "аградация" терригенных глинистых минералов. Механизм накопления глинистых минералов и хемогенных продуктов, как показано С.Г.Саркисьяном, Д.Д.Котельниковым [18], является процессом сложным, обусловливаемым климатом, геотектоническими особенностями осадконакопления, динамикой движения водных масс, геохимией бассейна и ее дифференциацией по площади, способностью глинистых минералов и хемогенных коллоидных частиц к агрегации и т.п. Фациальная зональность, характерная для керченских лагун - мульд, как отмечено Е.П.Шникова [21], сочетается с наложением зон накопления обломочного материала на зону хемогенного осадконакопления.

И.Д.Зхус [7] установлено, что механическая дифференциация частиц менее 0,001 мм в бассейне седиментации не происходит и глинистые минералы могут подчиняться законам механической дифференциации лишь после агрегирования их. Считалось [9,15,21,22], что глинистые частицы, также как и тонкозернистый обломочный материал вместе с коллоидальными хемогенными продуктами, вовлекаются в диагенетическую переработку с образованием однородного железистого хлорита (гидроферрихлорита). Приведенные ниже данные свидетельствуют о том, что прошедшая диагенетическая переработка образовала гетерогенную систему из железистого слабо раскristаллизованного хлорита, свободных гидроокислов железа и гидрослюда.

А.Г.Коссовской [10] показано, что при скоростях терригенного осадконакопления около 10 см в тысячу лет и более мономинеральные осадки не образуются. В условиях быстрого осадконакопления и короткого диагенеза, характерного для осадочных руд Азово-Черноморской провинции [21] мономинеральной гомогенности осадок не приобрел. Участвующие в процессе седиментации слоистые силикаты при транспортировке их речными потоками с суши испытывают воздействия механического и химического характера. При этом, как установлено работами Ч.Уивера [27], Е.Г.Куковского [13], изменяется форма, размеры, химическая конституция поверхности кристаллов, их межслоевые пространства, упорядоченность структуры слоев.

Переносимые речными потоками гидрослюдистые образования при массовой денудации на континенте согласно Ч.Уиверу [26] частично выщелачиваются, образуя обедненную калием "деградированную" гидрослюда, содержащую в кристаллической решетке 10 Å - гидрослюдис-

тний и $I_{2,4} - I_{5,4}$ Å разбухавший монтмориллонитовый компонент. Такие "деградированные" гидрослюда в морской воде, поглощая калий, могут вновь переходить в неразбухающие 10 Å слои. Диагенетическое видоизменение как обратное стадийное развитие с превращением в гидроследу или монтмориллонит каолинита показано в работах Н.М.Страхова [19], Е.Г.Куковского [13], Х.Мило [16], монтмориллонита в гидроследу - в исследованиях Ч.Уивера [26], Р.Е.Грима [2].

1. Градусов В.П. Зависимость между значениями d/n базальных рефлексов и содержанием слюдястых пакетов в смешанослойных образованиях слюда-сметкитового типа. - Литол. и полезн. ископ. 1971, № 6, с.17-28.
2. Грим Р.Е. Минералогия глин.- М. : Изд-во иностр. лит., 1959.- 147 с.
3. Данильченко П.Т. Физико-химия керченских железных руд. - В кн.: Докл. на совещ. по керч. металлургии. Симферополь: Крымиздат, 1958, с.78-81.
4. Дриц В.А., Сахаров В.А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов.- М. : Наука, 1976. - 112 с.
5. Ефремов Н.Е. Геохимический очерк образования железных руд Таманского и Керченского полуостровов.- Изд. Ростовс. НИИ прикладной химии, 1937, кн.3, с.80-193.
6. Звягин Е.Е., Франк-Каменецкий В.А. По поводу бейделлита. - Минер. сб. Львовск. Геол. об-ва, 1959, № 13, с.27-34.
7. Зхус И.Д. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. - М.: Наука, 1966. - 117 с.
8. Кантор М.И. Генезис керченских железорудных месторождений. - В кн.: Тр. Конф. по генезису руд железа, марганца и алюминия. М; Л.: Изд-во АН СССР, 1938, с.53-86.
9. Керченский железорудный бассейн. - М.: Недра, 1967. - 315 с.
10. Косовская А.Г. Типизация и генетическое значение смешанослойных минералов глин.- В кн.: Физические методы исследования минералов слюдяч. пород. М.: Наука, 1966, с.39-48.
11. Косовская А.Г., Шутов В.Д., Александрова В.А. Зависимость минералогического состава глинистых угленосных формаций от условий осадкообразования. - Литол. и полезн. ископ., 1964, № 2, с.71-83.
12. Котельников Д.Д. Монтмориллонитовые минералы. - Минер. об-во Львовск. ун-та, 1965, № 19, вып.1, с.12-17.
13. Куковский Е.Г. Превращение слоистых силикатов. - Киев : Наук. думка, 1973.- 220 с.
14. Лебедев П.С. Рентгенометрическое изучение главных породобразующих силикатов Камыш-Бурунского железорудного месторождения.- В кн.: Рентгенография минерального сырья. М.: Госгеолтехиздат. 1962, с.112-119.
15. Малаховский В.Ф. Геология и геохимия керченских железных руд и их важнейших компонентов. - Киев: Изд-во АН УССР, 1956.- 185 с.
16. Мило Т. Геология глин.- М.: Недра, 1968.- 240 с.
17. Попов С.П. О карбонатах и силикатах в железных рудах Керченского полуострова.- В кн. Зап. геол. ф-та. Изд. Харьк. ун-та, 1935, 12, с.53-61.

18. Саркисьян С.Г., Котельников Д.Л. Глинистые минералы и проблемы нефтегазовой геологии. - М.: Недра, 1971. - 190 с.
19. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1962, 2. - 514 с.
20. Уивер Ч. Распространение смешанослойных глинистых минералов и их определение в осадочных породах. - В кн.: Вопросы минералогии глин. М.: Изд-во иностр.лит., 1962, с.124-143.
21. Пяшков Е.Ф. Генезис железных руд Азово-Черноморской рудной провинции. Киев: Наук. думка, 1965. - 195 с.
22. Брк Е.П., Пяшков Е.Ф., Лебедев Г.С. и др. Минералогия железорудной формации Керченского бассейна. Симферополь: Крым, 1960. - 320 с.
23. Jones W.D., Brown T.E. Analysis of interlayer mixture of clay mineral types by X-ray diffraction. - In J. sediments Petrol., 1956, 29, p. 73-80.
24. Ostrom M.E. The interlayer mixture of three clay minerals. - In: J. Sediments Petrol., 1960, 45, N 7/8, p. 43-52.
25. Ross C.S., Hendrics S.B. Minerals of the montmorillonite group, the origin and relations to soils and clays. - In: W.S. Geol. Survey Prof. Paper, 1945, N 205-B, p. 7-12.
26. Weeser Ch.E. A discussion on the origin of clay minerals in sedimentary rocks. - In: Clays and clay minerals, - Nat. Acad. Sci. Nat. Res. Council, 1958, p. 12-17.
27. Weeser Ch.E. The clay petrology of sediments. In "Clays and clay minerals", Nat. Acad. Sci., Nat. Res. Council, 1959, o. 23-34.

УДК 553.32(479.22+477.63)

Н.А. Панченко

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ЧИАТУРСКОГО И НИКОПОЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Генетически однотипные марганцевые месторождения Никопольское и Чиатурское изучены довольно хорошо, им посвящены несколько монографий [1, 2, 5, 12] и многочисленные статьи.

С целью выяснения условий формирования осадочных марганцевых месторождений никопольского типа мы на основании собственных исследований и литературных данных попытались сравнить строение рудного пласта, минералогическую зональность, характер распределения некоторых основных химических элементов и другие особенности. Сравнительный метод для этих месторождений почти не применялся, имеется одна статья В.А. Передериева [11], в которой перечислены присущие Чиатурскому и Никопольскому месторождениям геолого-геохимические черты и небольшая статья автора настоящей работы [8], где отмечены некоторые общие особенности в строении и геохимии месторождений.

Основной методикой исследований явилось детальное изучение по вертикальному разрезу и по падению пласта рудных образований, текстуры и структуры, вмещающих песчано-глинистых пород, минералогический и химический состав, пространственные изменения и взаимоотношения различных типов руд.

На Чиатурском и Никопольском месторождениях марганцеворудный пласт представляет собой песчано-алеврит-глинистую породу с включением в нее рудных стяжений округлой (оолитов, пизолитов, конкреций) или неправильной формы, землистой рудной массы, линз и прослоев.

Выполненные исследования строения рудного пласта на обоих месторождениях [10, 13] показывают, что по вертикальному разрезу рудный пласт не однороден и разделяется по текстурным, минералогическим, литологическим признакам на три пачки (части). Средние и верхние пачки распространены по всей площади месторождений, нижняя местами отсутствует в полосе, субпараллельной современной границе окисных и окисно-карбонатных руд в восточной части Никопольского и на севере Чиатурского месторождений. Пачки рудного пласта отличаются по ряду признаков и условиям образования [3], поэтому сопоставление рудного пласта месторождений произведено по пачкам пласта.

Формирование пласта марганцевых руд на месторождениях приурочено к началу олигоценовой трансгрессии, залегают пласты на кристаллических породах или продуктах их выветривания, обычно на слое кварцевого песка по падению, мощность которого увеличивается на Никопольском до 6 м, на Чиатурском до 14 м. В основании песок обычно крупнозернистый, иногда гравелистый.

Первая (нижняя) пачка. Мощность первой пачки в общем увеличивается по падению пласта изменяясь на Никопольском месторождении в пределах 0,3-1,6 м, на Чиатурском - 0,5-12 м. Отличительной чертой этой пачки на обоих месторождениях является резкое преобладание вмещающей породы (обычно кварцевого песка) над рудным материалом. В химическом составе руд это выражается в более высоком содержании кремнезема по отношению к другим пачкам пласта. Содержание полезного компонента в этой пачке наиболее низкое и колеблется на месторождениях обычно в зоне окисных руд в пределах 12-25%, в зоне карбонатных - 9-16%. Между содержанием свободного кремнезема (кварца) и марганцем на обоих месторождениях наблюдается обратная зависимость. Так, коэффициент корреляции меж-

ду этими двумя элементами, например на Никопольском месторождении, составляет $-0,736$. Это значит, что связь тесная, обратная. Фосфор на месторождениях тесно связан с марганцевыми образованиями и находится в них в тонкодисперсном состоянии. В нижней пачке его содержание обычно минимальное в пласте, максимальное содержание фосфора, как правило, приурочено к верхней пачке. Основными минералами фосфора на обоих месторождениях и во всех пачках является курскит и коллофан. Другие минералы фосфора встречаются крайне редко.

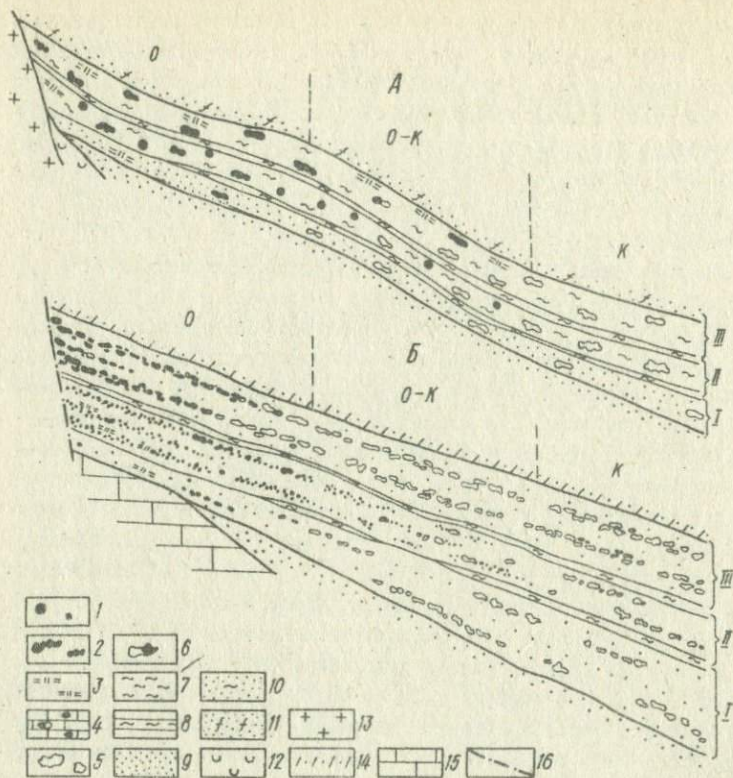
Преобладающей текстурой пачки является редкоплатнистая и полосчатая. Рудное вещество представлено стяжениями неправильной формы и землистой рудной массой, рассеянной во вмещающей породе или сконцентрированной в виде пятен и прослоев. Эта нераскristализованная, аморфная масса играет существенную роль в рудах месторождений, содержание ее широко варьирует в пачках и по пласту, составляя обычно не менее 5-10% рудного вещества. Окисные стяжения неправильной формы сложены в основном минералами группы криптомелана (собственно криптомеланом, редко тодорокитом, рансьенитом и др.) с различной долей нераскristализованной коллоидальной массы. На Чиатурском месторождении, где процессы окисления были более интенсивнее, рудные стяжения в западной части (на нагорьях Грани, Переvisa) имеют также пиролюзитовый состав.

По падению пласта окисные руды замещаются карбонатными (рисунок), причем в переходной зоне встречаются различной степени окисленные карбонатные стяжения, переход от окисных руд к карбонатным может быть или резким, или растягиваться на десятки и сотни метров иногда без видимой связи с гипсометрией пласта. Детальная минералогия окисленных руд рассмотрена в работах [4, 6, 13].

Минеральный состав карбонатных стяжений на месторождениях одинаков, основными рудными минералами являются манганокальцит и кальциевый родохрит, в первой пачке, как правило, преобладает манганокальцит.

Вмещающей породой пачки, как уже указывалось, является кварцевый песок, по падению пласта в котором увеличивается содержание глауконита.

Вторая (средняя) пачка. Мощность этой пачки на месторождениях довольно выдержана, на Никопольском она на большей части территории составляет 0,8 м, увеличиваясь в зоне смешанных руд до 1,2-1,6 м. На Чиатурском месторождении мощность пачки колеблется



Схематические литолого-текстурные разрезы рудного пласта Никопольского (А) и Чиатурского (Б) месторождений. Окисные марганцеворудные компоненты: I - округлые стяжения (оолиты, пизолиты, конкреции); 2 - неправильной формы стяжения; 3 - землистая рудная масса; 4 - неправильной формы стяжения, зацементированные кальцитом. Карбонатные марганцеворудные компоненты: 5 - неправильной формы стяжения; 6 - полуокисленные стяжения. Нерудные компоненты: 7 - глины; 8 - прослой глины; 9 - пески; 10 - глины песчаные; II - надрудные песчанистые глины; 12 - каолин; 13 - гранитоидные породы; 14 - песчаники, глинистые и спонголитовые песчаники; 15 - известняки; 16 - центральный сброс. Минералогические зоны: O - окисная; O-K - окисно-карбонатная; K - карбонатная. I, II, III - пакки рудного пласта.

в пределах I, 2-5 м, причем максимальная мощность пакки также приурочена к зоне смешанных руд на нагорьях Ихтвиси, Шукрути, Ларквети. Основной отличительной особенностью пакки является на-

личие в ней округлых окисных рудных стяжений в концентрически-скорлуповатым строением. Для Никопольского месторождения характерны пизолиты, для Чиатурского - оолиты. Содержание их составляет от единиц до 90% рудного вещества. На Никопольском месторождении в распространении пизолитов установлено закономерное увеличение их содержания от береговой линии (с севера на юг) с максимумом содержания в начале зоны окисно-карбонатных руд. Остальная рудная масса в пачке представлена неправильной формы стяжениями и землистой рудной массой. По падению пласта минеральный состав неправильной формы стяжений изменяется так же, как и в первой пачке (см. рисунок).

Минеральный состав округлых стяжений одинаков на месторождениях и обычно представлен манганитом, в зоне окисных руд вблизи контура рудной залежи или вблизи выходов рудного пласта на дневную поверхность они в различной степени окислены, поэтому здесь они сложены пиролюзитом или пиролюзитом и манганитом в различном соотношении. В общем по падению пласта содержание пиролюзита уменьшается, а в зоне окисно-карбонатных руд округлые стяжения сложены манганитом. Примерно со середины зоны окисно-карбонатных руд содержание округлых стяжений сокращается, а неправильной формы - увеличивается. Изменяется и минеральный состав неправильной формы стяжений подобно первой пачке. Округлые стяжения находятся во вмещающей породе или зацементированы землистым либо твердым рудным веществом окисного или карбонатного состава.

Необходимо отметить, что округлые стяжения на месторождениях из всех разновидностей наименее загрязнены механическими примесями (кварцем, глинистыми минералами и пр.) и другими химическими элементами. В зоне окисных руд на обоих месторождениях иногда в нижней части пачки встречаются участки, где пизолиты и оолиты зацементированы кальцитом.

Средняя пачка выделяется на месторождениях среди остальных наиболее высоким содержанием марганца и наиболее низким содержанием кремнезема. Содержание марганца колеблется в очень широких пределах, в зоне окисных руд от 10 до 55%, в зоне карбонатных - от II до 27%. Такие широкие колебания в содержании полезного компонента, особенно в зоне окисных руд, зависят от многих причин, а в основном от количества и соотношения округлых стяжений с остальными разновидностями руд. В случае, когда рудное вещество состоит в основном из округлых стяжений, содержание марганца максимальное.

Характерной особенностью Чиатурского месторождения в отличие от Никопольского является широкое распространение кремнезема в виде опала и халцедона, цементирующего рудные образования и вмещающую породу, встречаются также оолиты из опала.

Вмещающей породой на Никопольском месторождении является глина, чаще алеврит, основными минералами которых бывает кварц, гидрослюда, клиноптилолит [9]; вмещающая на Чиатурском - песчано-глинистая или карбонатно-глинистая порода, основными минералами которой являются кварц, опал, халцедон, гидрослюда, каолинит.

На обоих месторождениях пачки пласта, как правило, отделяются друг от друга прослоями глины зеленого цвета, в зоне окисных руд они окислены до бурого или желто-бурого цветов. Мощность этих прослоев обычно 4-10 см. Наиболее выдержан и широко распространен прослой между средней и верхней пачками. Нередко эти глины образуют округлые или эллипсоидные стяжения, имеющие концентрически-скорлуповатое строение. На Никопольском месторождении эта глина представлена нонтронитом [9], на Чиатурском по [2,4] - железистым хлоритом и глауконитом. В зоне окисных руд - продуктами окисления железистых глин - гетитом и гидрогетитом.

Третья (верхняя) пачка. Мощность этой пачки на месторождениях весьма изменчива и варьирует на Никопольском от 0,4 до 1,8 м, на Чиатурском - до 4 м. Текстура пачки пятнистая на Никопольском и пятнистая и полосчатая на Чиатурском месторождении. Полосчатая текстура характерна для всех пачек Чиатурского месторождения и представляет собой чередование рудных и нерудных прослоев. Рудные прослои - это вмещающая порода с включением в нее рудных образований. Число рудных слоев в пачках пласта для отдельных участков и нагорий более или менее выдерживается, наибольшее их число наблюдается в северной и восточной части месторождения (нагорья Сареки, Гасиети, Ихтвиси), наименьшее - в западной (нагорья Ргани, Перевиси). Вообще, на обоих месторождениях по падению пласта увеличивается мощность пласта, количество вмещающей породы и мощность безрудных прослоев.

Минеральный состав рудных стяжений аналогичен минеральному составу и изменениям по падению пласта в первой пачке. В зоне карбонатных руд в отличие от первой пачки обычно преобладает кальциевый родохрозит. Отличается верхняя пачка от первой также значительно большим содержанием рудного вещества, поэтому и со-

держание в ней полезного компонента значительно выше. В зоне окисных руд содержание марганца колеблется обычно в пределах 17-29%, в зоне карбонатных руд - в пределах 12-21%.

Вмещающей породой на месторождениях является алевроит, реже песок кварцевый. Из глинистых минералов чаще встречаются монтмориллонит, гидрослюда, глауконит и каолинит.

Таким образом, несмотря на значительное расстояние между Чиатурским и Никопольским месторождениями у них имеется много общего: одинаковое строение рудного пласта, состоящего из трех пачек с подобным литологическим и минералогическим составом рудных и нерудных компонентов; пачки отделяются прослоями железистых глин; на месторождениях одинаковое распределение полезного и вредного компонентов по пачкам, т.е. по вертикальному разрезу пласта; сложный, но одинаковый характер минеральной зональности. Есть и отличия: на Чиатурском месторождении более широко распространены кремнезем в виде опала и халцедона, Кроме того, для Чиатурского месторождения характерна полосчатая текстура. Эти две особенности Чиатурского месторождения, по-видимому, связаны с тем, что оно сформировалось в более подвижной геосинклинальной зоне, Никопольское - на платформе. На основании одинакового характера особенностей рудного пласта Чиатурского и Никопольского месторождений можно отметить, что механизм формирования марганцевых руд на месторождениях идентичен, перечисленные чисто геологические факты свидетельствуют о том, что образование руд обоих месторождений происходило одновременно, строго синхронно.

1. Авалиани Г.А. и др. Чиатурское месторождение марганца. - М.: Недра, 1964. - 180 с.
2. Бетехтин А.Г. Промышленные марганцевые руды СССР. - М.: Изд-во АН СССР, 1946. - 296 с.
3. Веселов А.А., Панченко Н.А. Вопросы об условиях образования марганцевых руд Никопольского бассейна. - Докл. АН УССР. Сер. Б, 1976, № 3, с.21-25.
4. Гершойг В.Г., Тасиц П.Б., Якубовская И.А. Вещественный состав марганцевых руд Чиатурского месторождения. - В кн.: Обогащение марганцевых руд, М., Недра, 1965, вып.6, с.76-83.
5. Грязнов В.И. Никопольский марганцеворудный бассейн. - М.: Недра, 1964. - 535 с.
6. Данилов И.С. Структурно-текстурные, минералогические и геохимические изменения при окислении карбонатных марганцевых руд Никопольского месторождения. - В кн.: Геология и рудоносность юга Украины, 1972, вып.5, с.26-34.
7. Панченко Н.А., Попов Е.А. Строение и этапы формирования рудоносного горизонта Грушевско-Басанского участка Никопольского месторождения. - Марганец, 1972, № 3/32/, с. 12-18.

8. Панченко Н.А. К проблеме источника марганца для олигоценых марганцевых месторождений вга европейской части СССР. Марганец, 1975, № 6/477, с.70-74.
9. Панченко Н.А. Распределение глинистых и цеолитовых минералов по площади и разрезу марганцевого пласта Восточной части Никопольского месторождения. - Литология и полезн. ископаемые, 1977, № 6, с.39-48.
10. Панченко Н.А., Попов Е.А. Некоторые закономерности в распределении фосфора на Грушевско-Басанском участке Никопольского марганцеворудного бассейна. - В кн.: Вопросы рудничной геологии, 1970, ч. I, с.40-46.
11. Передериев В.А. Различия и сходства марганцеворудных месторождений Никопольского и Чиатурского типов. - Разведка недр, 1951, № 1, с.19-24.
12. Страхов Н.М., Штеренберг Л.Е., Калинин В.В. и др. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. - М: Недра, 1968. - 320 с.
13. Табагари Д.В. Распределение и вещественный состав генетических типов марганцевых руд на Чиатурском месторождении. - Тезисы совещания "Генезис марганцевых месторождений ...", Чиатури, 1976, с.51-52.
14. Табагари Д.В. Особенности вещественного состава окисленных марганцевых руд Чиатурского бассейна в связи с их обогащением. - Марганец, 1977, № 2/55/, с.23-38.

УДК 549.5:549.52

Э.А.Янчук; В.А.Хмелевский

МИНЕРАЛОГИЯ МАРГАНЦЕВЫХ РУД ГИПЕРГЕННОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Установление конституционной природы минералов марганца, слагающих руды гипергенного происхождения, представляет значительные трудности, в особенности, если эти руды сложены окислами и гидроокислами. В данном случае "... речь идет не об уточнении второстепенных вопросов, а об установлении истинного состава наиболее распространенных рудообразующих минералов, таких, как манганит, пиролюзит и минералы псиломеланового типа" [1, стр.3], а также о правильном представлении о процессах формирования и преобразования минералов марганца.

Ключом к решению этих вопросов является установление истинного валентного состояния марганца в минералах. С помощью рентгеновской и ИК-спектроскопии установлено [9], что в окислах и гидроокислах, сформировавшихся в экзогенных условиях, присутствуют в основном ионы четырех- и трехвалентного марганца, а не четырех- и двухвалентного, как считалось ранее. В связи с полученными экспериментальными данными были предложены и новые формулы минералов. В свете этих данных появилась возможность (и не-

обходимость) отобразить наблюдаемые структурные соотношения между минералами марганца в марганцевых рудах и, в частности, минералого-геохимические особенности процесса окисления руд.

В настоящей работе представлены результаты изучения некоторых минералов марганца, развитых в зоне окисленных руд Никопольского, Чиатурского, Бурштинского месторождений.

Манганит - широко распространенный минерал в составе первичных окисных руд Чиатурского и Никопольского месторождений.

Краткая характеристика изученных образцов:

а) манганит оолитового сложения, плотный, скрытокристаллический, темно-бурого цвета (руда "сацхрили", Чиатури);

б) манганит тонкодисперсный, рыхлый, коричневого цвета ("бурая белта", Чиатури);

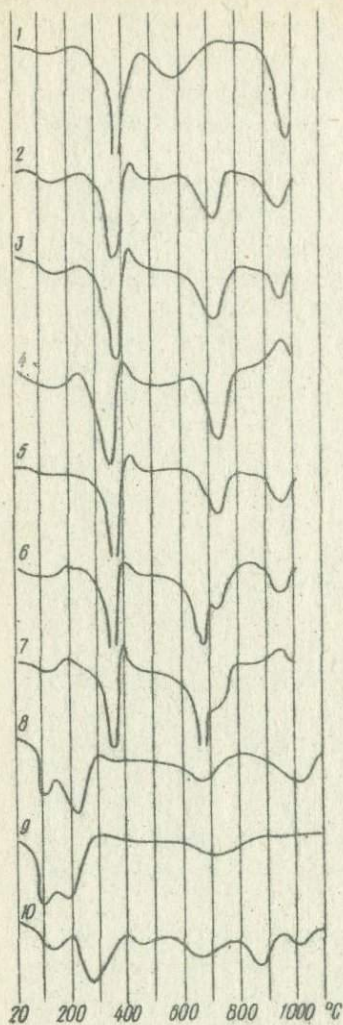
в) манганит плотный, скрытокристаллический, темно-бурого цвета (Никополь);

г) манганит гидротермального генезиса в виде лучистых агрегатов темно-серого цвета из Ильфельда на Гарце, ГЛР (исследован для сравнения с другими разностями);

д) пиролюзит-манганитовая конкреция; внутренняя часть конкреции плотная, темно-серого цвета, внешняя самистая, рыхлая, черного цвета (Никополь).

В пределах ошибки эксперимента ($\pm 0,01 \text{ \AA}$) параметры элементарной ячейки образцов манганита, разных по условиям образования и агрегатному строению, одинаковы ($a_0 - 8,91 \text{ \AA}$, $b_0 - 5,27 \text{ \AA}$, $c_0 - 5,74 \text{ \AA}$). Наличие Mn^{3+} в составе минерала объясняет его стерильность в смысле наличия изоморфных примесей. Трехвалентный марганец может замещаться лишь трехвалентным железом. Однако, поскольку манганит формируется в низкотемпературных гидротермальных или осадочных месторождениях, возможность указанного изоморфного замещения крайне ограничена.

В характере дифференциальных кривых нагревания на воздухе образцов янокристаллического, плотного и рыхлого манганита (рисунок) наблюдается различия, обусловленные разницей в природе фаз, образующихся при нагревании разных по агрегатному строению манганитов. Исследования тщательно растертого в ступке (в течение 30 мин) образца янокристаллического манганита показали идентичность его кривой ДТА (см. рисунок, термограмма 5) и продуктов термических превращений с таковыми для скрытокристаллического плотного манганита. Этот результат позволяет сделать вывод с



том, что разница в характере кривых нагревания и, следовательно, в составе продуктов термических превращений ясно- и скрытокристаллических разновидностей манганита обусловлена степенью дисперсности минерала в различных образцах.

В связи с изложенным находят объяснение и некоторые различия в характере термограмм и продуктов термических превращений внутренней (плотной) и внешней (сажистой, рыхлой) частей пиролизит-манганитовой конкреции (см. рисунок, термограммы 6,7).

Обязательным членом пиролизитовых, рыхлых манганитовых и пиролизит-манганитовых руд является рентгеноаморфная составляющая. Причем она не является промежуточной фазой, при окислении манганита в пиролизит. При гипергенном окислении манганит

Дифференциальные кривые нагревания образцов:

1 - манганит яснокристаллический (Ильфелд на Гарце, ГДР); 2 - манганит плотный (Никополь, Украина); 3 - манганит осадитового сложения (Чиатури, Кавказ); 4 - яснокристаллический манганит (Ильфелд на Гарце, ГДР) после растирания в течение 30 мин; 5 - внутренняя часть пиролизит манганитовой конкреции (Никополь, Украина); 6 - внешняя часть конкреции; 7 - рансезит (Буршти, Украина); 8 - бернессит (Буршти, Украина); 9 - тодорокит (Никополь, Украина).

превращается непосредственно в пиролизит: $4MnO(OH) + O_2 = 2Mn_2O_3 + 2H_2O$.

Об отсутствии промежуточной фазы свидетельствуют результаты наших исследований [7] пиролизита из Имини (Марокко), который, как известно [14], образован вследствие трансформации манганита.

Минералы "псиломеланового типа" часто встречаются в гипергенных месторождениях марганца, в частности в зоне окисления руд Чиатурского, Никопольского и Бурштинского месторождений. Именно из-за трудностей, связанных с диагностикой и установлением истинного состава, их и называют минералами "псиломеланового типа" и приписывают им довольно простую формулу $RO \cdot MnO_2 \cdot nH_2O$, где "места R могут занимать Mn^{2+} , Ba, Ca, K, Pb, Sr и др." [1, стр.15].

Вместе с тем из "псиломеланов" выделено значительное число минеральных видов с присущими им составом и структурой. Так, структура минералов изоструктурного ряда криptomелан-голландит-коронадит, романешита, тодорокита и вудрафита цепная [5], для бернессита установлена [15] слоистая структура. Вследствие вхождения K^+ , Na^+ , Ba^{2+} , Sr^{2+} , Pb^{2+} , Zn^{2+} , Ca^{2+} , Mg^{2+} и других ионов в каналы структуры или межслоевые промежутки (отличные от марганца структурные позиции) создается возможность для широкого колебания химического состава этих минералов. Причем присутствие перечисленных ионов в сложных кислородных соединениях марганца обуславливает замещение части ионов Mn^{4+} ионами марганца низкой валентности (главным образом Mn^{3+}) для компенсации избыточного положительного заряда.

Структуры некоторых из указанных минералов сохраняются вплоть до полного удаления "посторонних" ионов, что подтверждается экспериментально на искусственных [12, 13] и природных [1, 20] соединениях. Этот факт дает основания некоторым исследователям полагать, что такие минералы, как тодорокит и бернессит являются различными модификациями двуокиси марганца (IO_2 - MnO_2 и β - MnO_2), имевшими простую формулу $MnO_2 \cdot nH_2O$. Многочисленные литературные данные [6, 19, 21 и др.], результаты наших исследований рансьеита и бернессита из Бурштинского месторождения [10] и тодорокита, полученного в лабораторных условиях [2], свидетельствуют о том, что именно благодаря присутствию отмеченных выше ионов формируются минералы "псиломеланового" типа.

Основной тип руд Бурштинского месторождения - осадочные карбонатные руды, сложенные смесью тонкодисперсных кальций-марганцевых карбонатов с алевроит-глинистым веществом. Повсеместно наблюдается интенсивное изменение руд под воздействием экзогенных факторов. Среди продуктов окисления карбонатов преобладают рансьеит и бернессит.

Рансьейтовые скопления, представляющие собой мелкодисперсную рыхлую массу шоколадного цвета, присутствуют в рудах, в незначительной степени подвергшихся окислению. Среди рыхлой массы рансьейта встречаются мелкие желвачковые стяжения серовато-черного цвета, отличающиеся более плотным сложением. Аналогичные образования отмечены на поверхности карбонатных прослоев, подвергшихся вторичным изменениям, и по трещинам в них. Эти стяжения состоят из смеси рансьейта с тодорокитом. Окисленные руды, состоящие из бернессита, - темно-бурые до черных, землистого сложения.

Присутствие в составе окисленных руд рансьейта, бернессита и в подчиненном количестве тодорокита устанавливается с помощью рентгенометрического анализа (таблица). Кривые ДТА рансьейта и бернессита (см. рисунок) идентичны вплоть до 900°C. На них проявляются по три эндотермических эффекта: четкие и интенсивные пики с максимумами при 110 и 200 - 230°C и пологие прогибы с максимумами при 660 - 700°C.

Рентгенометрическая характеристика рансьейта, бернессита и тодорокита

Рансьейт (Бурштын)		Рансьейт+тодорокит (Бурштын)		Бернессит (Бурштын)		Тодорокит (Никополь)	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
-	-	10	9,6	-	-	10	9,6
10	7,3	10	7,3	10	7,3	1	7,2
-	-	4	4,86	-	-	8	4,82
-	-	4	4,49	-	-	2	4,45
6	3,63	3	3,62	4ш	3,65	-	-
3	2,58	3	2,58	-	-	-	-
4	2,47	3ш	2,47	5ш	2,44	5	2,47
-	-	-	-	-	-	7	2,41
6	2,34	-	-	-	-	5	2,34
-	-	-	-	-	-	3	2,23
5	2,056	2ш	2,10	-	-	2	2,16
-	-	2	1,882	-	-	3	1,987
6	1,744	-	-	2ш	1,75	2	1,752
-	-	3	1,503	-	-	2	1,546
6	1,426	4	1,420	7ш	1,43	5	1,425
2	1,401	-	-	-	-	1	1,391

На термограмме рансьейта присутствует еще довольно интенсивный пологий прогиб с максимумом при температуре 1020°C. На основании рентгенометрического изучения продуктов термических превра-

шений минералов^{*} установлено, что при нагревании до температуры 200-230°C в связи с выделением кристаллизационной воды их структура разрушается. Следует отметить, что это один из факторов, подтверждающих слоистость структуры рансьеита и бернессита. В результате нагревания до 700°C образуется гаусманит. Дальнейшее нагревание рансьеита (выше 1000°C) приводит к образованию, помимо гаусманита, еще и марокита (эндозффект при 1020°C).

Присутствие в минералах ионов Mn^{3+} наряду с Mn^{4+} связано с наличием в их составе Ca^{2+} . Содержание CaO в рансьеите - 6,80%, в бернессите - 1,16%. В рансьеите фиксируются еще и ионы Mn^{2+} [9], которые занимают подобные Ca^{2+} структурные позиции. Общие формулы минералов можно представить в следующем виде: рансьеит - $Ca_{2x} Mn_x^{2+} [Mn_{8x}^{3+} Mn_{8-8x}^{4+} O_{16}] \cdot 6H_2O$; Ca-бернессит - $Ca_x [Mn_{2x}^{3+} Mn_{8-2x}^{4+} O_{16}] \cdot 6H_2O$, где $0 < x \leq 1$. Помимо Ca^{2+} иногда в составе бернессита в значительном количестве отмечается Na^+ (этот элемент устанавливается в бернессите с помощью химического и микрозондового анализов) [11, 17].

Формирование рансьеита и бернессита в Бурштынском месторождении обусловлено воздействием на карбонатные руды вод, богатых углекислотой и кислородом. Рансьеит приурочен к зонам, в незначительной степени подвергшихся вторичным изменениям. По мере увеличения окислительного потенциала в условиях активного промывания и окисления исходных руд марганец стремится к наиболее стабильной в этих условиях валентной форме (Mn^{4+}), а кальций постепенно (стадийно) выносится в форме бикарбоната. Процесс реализуется следующим образом: манганокальцит \rightarrow рансьеит \rightarrow бернессит \rightarrow гидратированная аморфная двуокись марганца (вернадит), т. е. $(Ca, Mn)CO_3 + CO_2 + H_2O + O_2 \rightarrow Ca_{2x} Mn_x^{2+} [Mn_{8x}^{3+} Mn_{8-8x}^{4+} O_{16}] \cdot 6H_2O + Ca(HCO_3)_2 \rightarrow Ca_x [Mn_{2x}^{3+} Mn_{8-2x}^{4+} O_{16}] \cdot 6H_2O + Ca(HCO_3)_2 \rightarrow MnO_2 \cdot nH_2O + Ca(HCO_3)_2$.

В составе окисленных марганцевых руд широко распространен тодорокит. В Бурштынском месторождении он ассоциирует с рансьеитом.

В таблице приведена рентгенометрическая характеристика то-

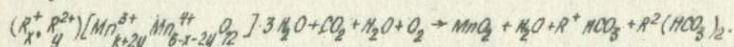
* Установка ТУ-1, скорость нагревания - 60°C/мин, термopара ХА, навеска образца 0,2 г. Продукты термических превращений минералов получались путем нагревания исходных образцов до соответствующих температур в том же режиме, что и для съемки кривых ДТА.

дородокита из Никопольского месторождения, представленного почковидными скоплениями радиально-пластинчатого строения. На кривой ДТА исследуемого образца (термограмма Ю рисунка) проявляется ряд эндотермических эффектов с максимумами при температурах 130, 280, 450, 670, 890 и 1000°C. Следует отметить, что в характере кривых нагревания тодорокита из разных месторождений [3, 16, 18, 21] наблюдаются некоторые различия (различны температуры эндозффектов и их количество). Последние, очевидно, обусловлены колебаниями химического состава минерала и степенью раскристаллизованности его выделений.

Поведение тодорокита при нагревании изучено недостаточно. А это важнейшая характеристика окислов и гидроокислов марганца, поскольку нагревание до соответствующих температур вызывает характерные для каждого из них фазовые превращения или реакции. Рентгенометрическими исследованиями устанавливается, что при температуре 380°C происходит дегидратация минерала с образованием новой фазы. Рентгенограмма продукта соответствует минералам изоструктурного ряда криптомелан-голландит-коронадит. При 700°C новая фаза частично превращается в гаусманит. На рентгенограмме образца, нагретого до 900°C, преобладают линии гаусманита. Эндозффект при температуре 1000°C отвечает полному превращению в гаусманит.

Пересчет химических анализов тодорокита из Никопольского месторождения и Лос-Чивос (Куба), приведенных в работах [4, 6], с учетом данных рентгеноспектральных и ИК-спектрометрических исследований валентного состояния марганца показывает хорошее соответствие общей формуле этого минерала в виде $(R_x^+, R_y^{2+}) [Mn_{x+2y}^{3+} Mn_{8-x-2y}^{4+} x O_{12}] \cdot 3H_2O$, где $R_x^+ - Na^+$, $R_y^{2+} - Mg^{2+}$, Ca^{2+} , Ba^{2+} , Sr^{2+} [8].

Продуктом окисления тодорокита является пиролизит. Об этом свидетельствуют и наблюдаемые псевдоморфозы пиролизита по тодорокиту [6]. Пиролизит образуется вследствие выщелачивания ионов R_x^+ и R_y^{2+} , т.е. при $x, y \rightarrow 0$ $Mn^{3+} \rightarrow O$ имеет место следующая реакция:



При превращении тодорокита, равно как и минералов изоструктурного ряда криптомелан-голландит-коронадит, романешита и вудрафита в пиролизит цепной мотив их структуры не изменяется. С удалением K^+ , Na^+ , Ba^{2+} , Sr^{2+} , Pb^{2+} , Ca^{2+} , Mg^{2+} и молекул воды каналы в структуре этих минералов исчезают и цепочки ассоциируются более

компактным образом, присущим структурному типу пиролизита. То, что рансееит и бернессит в процессе окисления не превращаются в пиролизит, обусловлено слоистой структурой этих минералов.

При выветривании кислородных соединений марганца указанные выше катионы, входящие в их структуру, должны выноситься в виде хорошо растворимых солей. Наиболее вероятной формой этих солей нам представляются карбонаты и бикарбонаты.

Наиболее распространенной изоморфной примесью карбонатов марганца является кальций. По нашему мнению, его содержание в исходной карбонатной марганцевой руде "задает тон" и направление процессу окисления этих руд. Вероятно, при выветривании родохрозитов, α -родохрозитов и бедных α манганокальцитов процесс реализуется по следующей схеме: родохрозит — тодорокит — пиролизит. При окислении манганокальцитов и богатых α марганцевистых кальцитов процесс протекает иначе: манганокальцит — рансееит, бернессит — вернадит. Вероятно, именно этим можно объяснить тот факт, что в Бурштынском месторождении, где подавляющая масса карбонатных руд сложена манганокальцитами и только изредка α -родохрозитами, в продуктах окисления тодорокит находится в незначительных количествах, а пиролизит вообще не встречен. В Никопольском месторождении, карбонатные руды которого богаты родохрозитом, тодорокит — распространенный продукт окисления указанных руд.

На наш взгляд, роль α в гипергенной геохимии марганцевых месторождений заслуживает особого внимания.

1. Базилевская Е.С. Химико-минералогическое исследование марганцевых руд. — М.: Наука, 1976. — 196 с.
2. Бобровник Д.П., Янчук Э.А. Стяжения тодорокита, полученные в лабораторных условиях. — Минерал. сб. Львов. ун-та, 1975, № 29, вып. 2, с. 17-23.
3. Касымов А.К., Малахов А.А., Скрыбин В.Ф. Тодорокит из Мурунтау и Гушская (Узбекистан). — Узбек. геол. журн., 1969, № 6, с. 71-74.
4. Куцевол Л.И. Тодорокит из Никопольских марганцевых руд. — Изв. высших учебн. завед. Геология и разведка, 1970, № 11, с. 12-18.
5. Поваренных А.С. Кристаллохимическая классификация минеральных видов. — Киев: Наук. думка, 1966. — 512 с.
6. Соколова Е.А., Степанов В.И., Брито А. и др. Текстуры и структура стратиформных тодорокитов марганцевых руд формации Эл-Кобре (Куба). — Геол. рудн. местор., 1971, № 1, с. 56-63.
7. Феношина У.И., Янчук Э.А. К вопросу о природе α -курнакитового эффекта, фиксирующегося на термограммах пиролизитовых, манганитовых и пиролизит-манганитовых руд гипергенного происхождения. — Минерл. сб. Львов. ун-та, 1974, № 28, вып. 2, с. 39-43.
8. Янчук Э.А., Поваренных А.С. Валентное состояние марганца в не-

- которых его природных окислах и гидроокислах. Тодорокит. - Конституция и свойства минералов. Киев: Наук.думка, 1975, № 9, с.76-82.
9. Янчук Э.А., Поваренных А.С. Валентное состояние марганца в некоторых его сложных окислах и гидроокислах. - Минерал. сб. Львов. ун-та, 1976, № 30, вып.2, с.56-63.
 10. Янчук Э.А., Хмелевский В.А. Минералы окисленных марганцевых руд Еурштинского месторождения. - Минерал. сб. Львов. ун-та, 1976, № 30, вып.2, с.26-31.
 11. Brown F.H., Peabot A., Sawyer D.L. Birnessite of colemanite, et Boron California. - Amer. Mineral., 1971, 56, N 5/6, p.1179-121.
 12. Buser W., Graf P., Feitknecht W. Beitrag zur Kenntnis des Mangan II - Manganite und des δ - MnO_2 . - Helv.chim.acta, 1954, 39, p. 70-76.
 13. Butler G., Thirsk H.R. Electron diffraction evidence for the existence and fine structure of a cryptomelene, modification of manganese dioxide prepared in the absence of potassium. - Acta Crystal., 1952, 5, p. 2, p. 12-17.
 14. Gaudefroy C. Caractères distinctif de la pyrolusite-ex-manganite. - Notes du serv.geol. du Maroc, 1960, 19, N 149, p.215-226.
 15. Giovanoli R., Stähli E., Feitknecht W. Über oxidhydroxide des vierwertigen mangans mit Schichtengitter. - Helv.chim. acta, 1970, 53, f. 3, p. 17-19.
 16. Hariya J. Mineralogical studies on todorokite and birnessite from the Todoroki mine, Hokkaido. - J. Japan, Assoc. Mineral., Petrol., Econ. geol., 1961, 45, N 6, p. 53-57.
 17. Jones L.H.P., Milne A.A. Birnessite, a new manganese oxide mineral from Aberdeenshire, Scotland. - Mineral. magazine, 1956, 31, N 235, p. 61-73.
 18. Ljunggren P. Todorokite and pyrolisite from Vermlands Teberg, Sweden. - Amer. Mineral., 1960, 45, N 1/2, p. 11-18.
 19. McKenzie R.M. The synthesis of birnessite, cryptomelene, and some other oxides and hydroxides of manganese. - Mineral. magazine, 1971, 38, N 296, p. 123-128.
 20. Naganna C. Potassium-free cryptomelene from Sandur manganese deposits, Mysore State, India. - Acta Univ. Carolinae, Geologica, 1962, N 1/2, p. 10-15.
 21. Straczek J.A., Horen A., Ross M., Warsaw C.M. Studies of the manganese oxides. IV. Todorokite. - Amer. Mineral., 1960, 45, N 11/12, p. 41-49.

УДК 553.32 (477.64).

В.И.Цапенко, Г.Н.Орловский, И.А.Францева, А.С.Скуридин

НОВЫЕ ДАННЫЕ О БОЛЬШЕТОКМАКСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ОЛИГОЦЕНОВЫХ МАРГАНЦЕВЫХ РУД

Для расширения минерально-сырьевой базы марганцеворудной промышленности в 1976-1979 гг. проведены детальные геологоразведочные работы на Северном участке Большетокмакского месторождения, в пределах первоочередных к промышленному освоению шахт $\overline{I, 3, 4}$. В результате проведения геологоразведочных работ уточнен контур распространения рудной залежи, строение марганцеворудного пласта,

106

изучен минералого-геохимический состав руд, вмещающих и междурудных песчано-глинистых пород, технологические свойства руд.

Детальные разведочные работы производились в зоне развития окисных, смешанных и карбонатных руд. Окисные руды залегают полосой шириной от 2 до 7 км вдоль периферической северной и восточной частей рудной залежи. Карбонатные руды занимают центральную и южную части рудной залежи. Смешанные руды располагаются, как правило, в зоне между смешанными и окисными рудами в виде полосы от 0,5 до 2 км. Однако имеется случаи, когда переходная зона отсутствует и окисные руды резко сменяются карбонатными, кроме того, в пределах поля шахты 4 среди площади развития окисных руд отдельными скважинами установлены карбонатные руды. Характерной особенностью площадного распространения типов руд является то, что окисные и смешанные руды залегают на наиболее высоких абсолютных отметках, и карбонатные руды залегают ниже на отметках - 2; -5 м.

Проведенные работы в общих чертах подтвердили высказанное предположение о распределении разновидностей карбонатных руд по площади [1-3].

Действительно, в выделенной ранее центральной зоне отмечается присутствие сплошных руд. Однако строение марганцеворудного пласта здесь намного сложнее, чем ранее предполагалось. Установлено, что сплошные руды не занимают определенного места в разрезе рудного пласта, а расположены в самых различных его частях (в средней, нижней, а иногда и в верхней части пласта). Мощность их самая разнообразная. Они обычно залегают в виде прослоев мощностью 0,1-0,25 м среди желваковых руд. В разрезе рудного пласта может быть один-два таких прослоя, разделенные между собой зеленовато-серой глиной, мощностью 0,2-0,3 м. Очень редко мощность сплошных руд достигает 0,6-1,0 м. По площади центральной зоны они распространены неравномерно и залегают в виде линз, протяженностью 10-20 м, в единичных случаях линзы достигают длины 150-300 м.

Детальное минералогическое изучение марганцевых руд, проведенное институтом "Механорчермет" показало, что окисные марганцевые руды представлены, в основном, псиломеланами (в среднем 43,5%), в небольших количествах присутствуют манганит (в среднем 4,4%) и пиролизит (в среднем 1,5%).

Характерной чертой окисных руд является то, что они всегда

содержат манганокальцит (в среднем содержание манганокальцита составляет I,5%). Зерна манганокальцита, как правило, носят следы окисления.

В отличие от руд Никопольского месторождения, окисные руды Большетокмакского месторождения содержат гетит-псиломелановые стяжения. Сложены они псиломеланом скрытокристаллической структуры, в котором повсеместно наблюдаются неправильной формы выделения гидроокислов железа (гетит). Размеры включений гетита колеблется от тысячных долей миллиметра до 45-50 мкм.

Гетит также встречается в рудах в виде отдельных оолитов и конкреций. Строение их концентрически-слоистое. Количество гидроокислов железа в окисных рудах колеблется от 4,2 до II, I%.

Нами было проведено минералого-геохимическое и литологическое изучение вмещающих пород Большетокмакского месторождения. Были изучены надрудные, междрудные и подрудные отложения, представленные песками, глинами и реже дресвой.

Минералогический анализ этих разновидностей показал большое разнообразие минералогического состава вмещающих пород и некоторое различие между междрудными, надрудными и подрудными отложениями, как в общем комплексе минералов, так и в морфологии одних и тех же минеральных видов.

Надрудные отложения, представленные в основном песками, содержат среди минералов легкой фракции: глауконит (от езн до 88%), кварц (5 - 97%), полевые шпаты (рзн - 5%), в двух пробах встречены гидрослюда (25 и 95%) и в одной пробе встречены редкие знаки окислов марганца.

Глауконит встречается двух разновидностей - бурый и зеленый, причем закономерности в преобладании той или иной разновидности нет.

Кварц в основном полу- и неокатанный. Обломки изометричной или остроугольной, неправильной формы. Гидрослюда представлены мелкими буроватыми чешуйками.

Среди минералов тяжелой фракции встречаются: сингенетический пирит (от езн до 87%), железистый доломит (встречается в единичных пробах, иногда до 100%); терригенные - циркон (езн - 10%), дистен (рзн - 7%), ставролит (езн - 15%), турмалин (рзн), эпидот+цоизит (рзн - 40%), гранат (рзн - 4%), группа амфиболов и пироксенов (рзн - 3%), корунд (езн), ильменит (3 - 40%), гидроокислы железа (I-90%). Всего в надрудных отложениях определены 20 минеральных видов.

Межрудные отложения характеризуются более бедным минералогическим составом (до десяти минеральных видов). Среди минералов легкой фракции встречается глауконит (3-57%), кварц (43-97%) и в одной пробе редкие знаки полевых шпатов.

Подрудные отложения характеризуются наиболее разнообразным минералогическим составом (около 30 минеральных видов).

Минералы легкой фракции представлены глауконитом (езн - 70%), кальцитом (0-рзн-24%), кварцем (5-85%), гидрослюдами (3-80%).

Минералы тяжелой фракции представлены сингенетическими - пиритом (0-езн-80%), родохрозитом (?) (0-72%), железистым доломитом (0-64%) и терригенными - цирконом (езн - 35%), рутилом (езн-10%), силлиманитом (0-10%), ставролитом (0-езн), эпидотом+цоизитом(езн - 13%), гранатом (езн-20%), пироксенами (0-8%), ильменитом (0-20%), лейкоксеном (0-рзн), гидроокислами железа (0-60%) и окислами марганца (0-70%). Кроме того, в единичных пробах (единичные и редкие знаки) встречены: титанит, андалузит, апатит, группа слюд, корунд, магнетит и гидрогетит. Всего выделено более 40 минералов и минеральных групп. Такие группы, как гранат, эпидот, цоизит, амфиболы+пироксены, марганцевые минералы, группа слюд и гидрослюд детальному изучению не подвергались и даны как группы минералов.

Ряд минералов в соответствии с минералогической классификацией целесообразно описать более подробно для того, чтобы дать их сравнительную характеристику для выявления типоморфных минералов различных стратиграфических рудных горизонтов, а также обоснования генетического и формационного типа месторождения.

Сульфиды. П и р и т обнаружен в нарудном и полрудном горизонтах, в межрудном горизонте не встречен. В полрудном горизонте пирит фиксируется не во всех пробах и количество его колеблется от езн до 84%. Форма пирита весьма своеобразная, большинство зерен имеют хорошо наблюдаемый октаэдр или близкий к октаэдру облик, но плоскости кристаллов шероховатые, грани приглушены мелкими кристалликами минерала, отчего октаэдры приближаются к шарикам. Цвет зерен обычно темный, латунный с характерным латунным блеском. Черта буровато-черная.

В подрудном горизонте прослеживаются зерна пирита в каждой второй пробе, иногда его содержание достигает 80% тяжелой фракции, а форма зерен несколько иная.

Округлые, изометричные, удлиненноцилиндрические зерна, возможно псевдоморфозы по растительным остаткам с соотношением осей 1:4; 1:5, тонкокристаллического строения, темного цвета с латуниным оттенком. В пробах 15, 17 85% общего количества пирита - остроугольной неправильной формы светлые обломки латуниного и ярко-латуниного цвета, изредка встречаются обломки, сохранившие одну или несколько граней октаэдров. Идиоморфные кристаллы октаэдров встречается крайне редко. Остальная масса пирита в этих пробах - округлые стяжения, мелкокристаллического строения, латуниного со слегка буроватым оттенком цвета. Кроме того, встречено одно зерно крестовидного облика; пирит наблюдается в виде тонкокристаллических налетов на внутренних стенках многокамерных фораминифер.

Окислы сложные и простые.

Группа корунда - ильменита. Корунд встречается в 50% проб в количестве единичных знаков.

Гематит встречен в единичных пробах.

Ильменит - лейкоксен. Минерал встречается в пробах надрудного горизонта почти повсеместно. Наибольшее его количество - 50%, наименьшее - редкие знаки, среднее количество 13,3% тяжелой фракции. Зерна ильменита уплощенно-овальные, черного цвета с металлическим блеском. Лейкоксен встречается почти повсеместно в ильменитовых пробах: уплощенно-овальные зерна, фарфорово-белые, серые, буроватые с матовым блеском. Степень лейкоксенизации ильменита невелика, поэтому можно считать, что терригенные минералы именно этой группы глубокому химическому изменению не подвергались. В межрудных пробах ильменит не обнаружен. В подрудных - морфологически не отличается от описанных выше, однако наибольшее его количество до 20% тяжелой фракции, а среднее - 3,5%.

Рутил наблюдается в 76% проб, однако количество его не превышает единичные знаки минерала. Зерна рутила представляют собой зачастую обломки кристаллов игольчатого габитуса с удлинением осей 1:5; 1:8, вершины кристаллов не сохранились, а обломки с меньшим соотношением осей имеют полускатанный или неоскатанный, овальный вид. Цвет минерала красный, реже буроватый, на шестова-

тых, игольчатых разновидностях очень часто наблюдается штриховка, параллельная длинной оси. В межрудных слоях рутил, как правило, не наблюдается. Наибольшее его количество до 10% приходится на подрудный горизонт, среднее - в надрудном 2%.

Карбонаты в изучаемых отложениях занимают особую роль, так как в ряде случаев они являются минералами, составляющими всю тяжелую фракцию. Именно межрудные пробы почти нацело состоят из карбонатов, доломита железистого, представляющего собой остроугольные обломки буроватого цвета, с жирным блеском, вскипающие в *HCl* при нагревании.

В пробах надрудного горизонта иногда встречается много подобного же доломита.

Особого интереса заслуживают карбонаты подрудного горизонта, среди которых вместе с доломитом обнаружен и родохрозит, имеющий округлую форму. Реже это удлиненные зерна или обломки, а иногда агрегаты, состоящие из нескольких округлых зерен, сцементированных между собой. Поверхность зерен неровная шероховатая, блеск восковидный, жирный, цвет буроватый.

У удлиненных форм соотношение осей 1:3 или 1:4, но по количеству преобладает округлые зерна.

Под микроскопом зерна полупрозрачные, буроватые, просвечивают в краях, агрегатно концентрического строения с тремя или четырьмя концентриками вокруг темноцветного центрального ядра, удлиненные зерна имеют и удлиненное темноцветное ядро. Сцементированные между собой округлые зерна тоже имеют концентрическое строение и общую кристаллическую фигуру типа сферолитов.

В *HCl* растворяются вначале медленно, затем более бурно и полностью, остается только буроватый раствор.

В связи с тем, что обработке подвергались небольшие навески пород, выход тяжелых фракции небольшой, не превышает нескольких сотых грамма, и из-за этого недостатка материала более подробному изучению эти минералы будут подвергаться в будущем.

Фосфаты. Апатит встречен в пяти пробах всех трех горизонтов - это зерна неправильной или призматической формы, бесцветные, водян-но-прозрачные, почти неокатанные, дают хорошую реакцию на фосфор, включения в зернах исключительно редки.

Монацит встречается эпизодически.

Группа граната. Гранаты встречены во всех трех слоях, но наибольшее количество (до 20%) обнаружено в подрудном горизонте

и именно в тех пробах, где встречены гидроокислы марганца. Представлены гранаты остроугольными обломками, неокатанными, иногда изометрично. формы с черепитчатым строением. Цвет - розовый, различной густоты. Редкие зерна имеют включения темноцветов. Оптическая характеристика обычная.

Циркон. Встречается повсеместно, но наибольший процент приходится на подрудный горизонт (до 35%) тяжелой фракции.

Обычно почти во всех пробах встречается циркон двух видов.

1. Это хорошо сформированные и полностью сохранившие кристаллический удлиненно-призматический дипирамидальный облик зерна, кристаллы цирконового типа с наибольшим соотношением осей 1:4; с преобладающим развитием призмы (IIO) и дипирамиды (III); призмы (ICO) и основной дипирамиды (III), в качестве дополнительных элементов часто присутствуют другие грани ограничения (IIO) и (I2I), а также угловатоскатанные или полукатанные обломки светло-розового цвета или бесцветные абсолютно прозрачные зерна, содержащие многочисленные включения различного характера.

2. Полукатанные обломки или плохо сохранившие кристаллический облик зерна, со сглаженными заваленными вершинами, полупрозрачные, опаловидной молочно-розоватой окраски; под микроскопом наблюдается концентрическое строение; почти изотропны; вероятнее всего, несут следы метамиктного распада. У некоторых индивидов центральная наиболее темная часть овально-вытянутая, а периферическое строение четко кристаллическое, типа обрастания кристаллов. Другие же зерна несут следы явного растворения, очертания их сложной формы; иногда часть кристаллических граней сохранилась, а часть как бы разъедена.

Топаз встречается в единичных знаках в пробах надрудного и подрудного горизонтов, обнаружен под микроскопом, оптически обычен.

Группа дистена, силлиманита, андалузита. Минералы этой группы встречаются в надрудном и подрудном горизонтах, причем в надрудном преобладает силлиманит, а в подрудном - дистен (не более 10%). Андалузит встречен только в надрудном горизонте. Характерны; удлиненно шестоватое строение зерен дистена с удлинением 1:6 ; 1:8 , полукатанное - силлиманита и андалузита. Прочие свойства обычные. Андалузит имеет характерный плеохроизм от бесцветного до розового.

Турмалин часто встречается в пробах надрудного и подрудного

горизонтов, в междурядных слоях отсутствует. Наблюдается в виде кристаллов удлиненных, с обломанными вершинами, почти неокатанный, с наибольшим удлинением 1:4. Обычно темно-серого, чаще черного цвета.

Эпидот-цоизит. Эпидот встречен во всех пробах, всех горизонтов, наибольший процент его в надрудных слоях. Зерна минерала угловатые, угловато-окатанные, слабо окрашенные в бледно-зеленый цвет, изредка наблюдается спайность, под микроскопом строение агрегатное.

Сфен. Встречается во всех горизонтах в количестве единичных знаков. Желтовато-коричневые, остроугольные неокатанные зерна.

Группа амфиболов-пироксенов. Минералы этой группы обнаружены в виде остроугольно-шестоватых зерен занозистого облика, неокатанные, темно-зеленого, бутылочно-зеленого цвета, редко бесцветные. Небольшое количество этих минералов встречается во всех горизонтах (до 8%) тяжелой фракции, но преобладают они в подрудных слоях.

Таким образом, для подрудных отложений характерно присутствие кальцита, гидрослюда, гидрогетита, гидроокислов марганца, магнетита, повышенное содержание пирита, отсутствие хромита.

Для междурядных отложений характерно отсутствие кальцита, гидрослюда, ставролита, корунда, ильменита, топаза, лейкоксена, гидроокислов железа и окислов марганца.

Для надрудных характерно присутствие в единичных пробах анатаза, брукита, хромита, а также отсутствие кальцита, андалузита, магнетита, гидрогетита и окислов марганца.

В результате гранулометрического анализа вмещающих отложений выяснено следующее.

Надрудные глины характеризуются преобладанием фракции 0,01-0,001 (70-75%). В подчиненном количестве содержание фракции менее 0,001 (18-20%). Алевритовая составляющая (0,1-0,01) едва достигает 4%. Таким образом, надрудные глины представлены тремя фракциями, отражающими хорошую сортировку глин.

Разделение фракции 0,1-0,01 в тяжелой жидкости ($d = 2,9$) дает нам почти стопроцентное содержание легкой фракции, состоящее в основном из кварца и глауконита.

Во вмещающей глине довольно ровное распределение по фракциям от 5 до 0,01 мм, не превышающее 10%. Преобладающих фракций две: >5 мм (15-40%) благодаря наличию обломков карбонатной руды

и фракция 0,01-0,001 мм (25-60%). Вся порода в целом представляет собой смесь хорошо отсортированной глины с обломками карбонатной руды. В тонких классах наблюдается значительное преобладание тяжелой фракции, представленной остроугольными обломками карбоната марганца.

Подрудная глина гранулометрически аналогична надрудной. Преобладающая фракция 0,01-0,001 (48-80%). Содержание фракций 0,1-0,01 и менее 0,001 примерно одинаковое и не превышает 10%. В отличие от надрудной в подрудной глине в непосредственной близости от зоны контакта с рудой увеличивается содержание обломков карбонатной руды, что очень четко отражается на содержании тяжелой фракции, представленной, как и в междурядных глинах, остроугольными обломками карбоната марганца. В глинах, лишенных обломков карбонатной руды, тяжелая фракция отсутствует.

В результате геохимических исследований вмещающих пород наиболее интересные данные получены по фракциям 0,01-0,001 и менее 0,001 мм. Причем эти различия проявляются не столько в качественном, сколько в количественном составе.

Спектральным анализом во вмещающих отложениях определены (%): *Mn* (0,006 -> 1), *Ni* (0,0005-0,03), *Co* (0,0003-0,002), *P* (0,08-0,3), *V* (0,001-0,06), *Cr* (0,001-0,02), *Mo* (0,0001-0,0004), *Zr* (0,001-0,01), *Nb* (0,0003-0,0005), *Cu* (0,001-0,01), *Pb* (0,0003-0,001), *Ag* (0,0001), *Zn* (0,01-0,02), *Sn* (0,0001-0,002), *Sc* (0,0004-0,002), *La* (0,001-0,004), *V* (0,0004-0,002), *P* (0,03-0,04), *Yb* (0,0001-0,0002), *Li* (0,001-0,002), *Ba* (0,01-0,02).

Общим для вмещающих пород является следующее: увеличивается содержания марганца во всех фракциях более 0,001 (в отдельных пробах бария); в отдельных пробах уменьшается содержание никеля, в большинстве проб - циркония.

Наибольший набор элементов встречается в надрудных отложениях, меньше - в междурядных, где отсутствует молибден, в одной пробе определены ниобий, барий. В двух пробах и только в междурядных отложениях встречен фосфор.

В надрудных отложениях только в одной пробе определено серебро.

Для подрудных отложений характерно уменьшение содержания марганца; никеля, титана, увеличение циркония. Элементарный состав в карбонатных руд обеднен по сравнению с вмещающими породами, что выражается в отсутствии циркония, ниобия, свинца, цинка, олова, фосфора, лития.

1. Басс П.Е. Про крейдові і палеогенові відклади басейну р. Молочної - Геол. журн., 1941, 8, вип. I, с. 53-57.
 2. Бетехтин А.Г. Промышленные марганцевые руды СССР. Изд-во АН СССР, 1946. - 215 с.
 3. Грязнов В.И., Селин П.И. Основные черты геологии Б.Токмакского марганцевого месторождения. - Геология руд. месторожд. 1959, № 1, с. 35-55.

УДК 550.422:551.482.214

Н.И. Кочетов

К ГЕОХИМИИ ЖЕЛЕЗА, МАРГАНЦА, ЦИНКА И МЕДИ
 В ЛАНДШАФТАХ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАВКАЗА

В результате обработки обширной аналитической информации проведен сравнительный анализ концентраций некоторых химических элементов в основных компонентах ландшафтов бассейнов рек Кубани и Риони, дренирующих исследованную территорию.

Коренные породы, четвертичные отложения и почвы. Средние концентрации валового содержания железа в породах рассчитаны по данным [1, 3, 7, 13, 18, 21] и др.

Содержание железа изменяется от 1,08% в карбонатных до 6,27% в основных породах, составляя в среднем в бассейне Кубани 3,71, в бассейне Риони - 3,63% (табл. I).

Т а б л и ц а I. Среднее процентное содержание некоторых химических элементов в ландшафтах западной части Кавказа

Компоненты ландшафта	Fe	Mn	Zn	Cu
Бассейн Кубани				
Коренные породы	3,71	0,073	0,0073	0,0037
Четвертичные отложения	4,63	0,065	0,0055	0,0027
Почвы	4,79	0,165	0,0079	0,0028
Среднее	4,37	0,101	0,0073	0,0032
Бассейн Риони				
Коренные породы	3,63	0,063	0,0065	0,0038
Четвертичные отложения	4,68	0,288	0,0066	0,0051
Почвы	4,72	0,116	0,0068	0,0049
Среднее	4,34	0,113	0,0067	0,0045

Содержание железа в почвах изменяется от 1,93% в горнолесных бурых разностях до 6,43-6,84% в слитых черноземах и даже 7,55% в слаборазвитых почвах долины р.Кубани [6,10,19]. Средняя концентрация железа в почвах бассейна Кубани составляет 4,79, бассейна Риони - 4,72%, что выше среднего содержания этого элемента в почвах мира [4].

В целом для ландшафтов бассейнов Кубани и Риони средние содержания железа составляют соответственно 4,37 и 4,34% (см.табл.1), что ниже его кларка в литосфере [5].

Содержание марганца в породах бассейна Кубани изменяется от 0,039% в кислых разностях до 0,155% в основных, характеризуюсь средней величиной 0,073%. Близко к этому - 0,063% (см.табл.1) - и среднее его содержание в породах бассейна Риони, где экстремальные показатели варьируют от 0,021% в песчаниках до 0,123% в основных породах.

В четвертичных образованиях бассейна Кубани содержание марганца изменяется от 0,027% в песках до 0,09% в пролвиально-дельвиальных накоплениях [22], в среднем составляя 0,065%. В бассейне Риони концентрация марганца повышена в связи с обогащением им до 0,5% речного аллювия [8]. Средняя концентрация составляет здесь 0,288% (см.табл.1).

В лесных почвах Кавказа марганца от 0,045 до 0,22% [20], еще выше его концентрация в черноземах - 0,23-0,33%. В горнолесных оподзоленных почвах бассейна р.Белой содержание этого элемента достигает 0,472-0,767% [19]. Местами на Кубани концентрация марганца в почвах превышает 1,35% [22], а среднее содержание составляет 0,165% (см.табл.1).

Повышенным содержанием марганца обладают и почвы многих типов бассейна Риони [8,15], что обусловлено наличием здесь Чиатурского и других месторождений марганца. Его концентрации изменяются от 0,043% в желтоземно-подзолистых почвах до 0,224% в дерново-карбонатных. В районе Чиатуры марганца в почвах до 2,5 [8] и даже до 6,12% [4]. В среднем в почвах бассейна марганца 0,116% (см.табл.1).

Характерно обогащение марганцем верхнего гумусового горизонта многих почвенных разрезов, но иногда отмечается и второй максимум в илльвии (желтоземы, дерново-глеевые и другие почвы). Другой характерной чертой является повышенная концентрация элемента в разностях почв, формирующихся на карбонатном субстрате.

В среднем содержание марганца в ландшафтах бассейна Кубани составляет 0,101, бассейна Риони - 0,113% (см. табл. I), что весьма близко к кларку этого элемента в литосфере [5].

Средние концентрации цинка в коренных породах и четвертичных отложениях рассчитаны по данным [8, II, 16, 23]. В породах бассейна Кубани цинка содержится от 0,005 (метаморфические породы) до 0,0095% (осадочные карбонатные породы) при среднем показателе 0,0073%. Близко к этому и содержание цинка в породах бассейна Риони - 0,0065% (см. табл. I) с максимумом концентрации в основных породах - 0,0122% [8].

В лессовых отложениях Кубани цинка в среднем 0,0055%, а в современном аллювии Риони - 0,0066% (см. табл. I).

Среди почв Кубани наибольшей концентрацией цинка отличаются черноземы - 0,012% [2, 24], а среднее его содержание составляет 0,0079%. В бассейне Риони, в желтоземах на глинистых сланцах цинка 0,0047%, а в дерново-карбонатных почвах - до 0,01% [8].

Средняя концентрация составляет 0,0068% (см. табл. I).

Цинк, как и марганец, накапливается в верхнем гумусовом горизонте, а для желтоземно-подзолистых почв обичен второй максимум в аллювии.

В целом для обоих бассейнов средние содержания цинка в почвах выше средних показателей для почв мира [4].

Средняя концентрация цинка в ландшафтах Кубани составляет 0,0073, ландшафтах Риони - 0,0067%, что несколько ниже кларка литосферы [5].

Средние концентрации меди в коренных и четвертичных породах рассчитаны по данным [8, 22, 23]. В коренном субстрате бассейна Кубани содержание меди изменяется от 0,0027% в карбонатных до 0,005% в терригенных породах, в среднем характеризуясь величиной 0,0037%. Близко к этому и среднее содержание меди в породах бассейна Риони - 0,0038% (см. табл. I), где экстремальные показатели изменяются от 0,0005% в терригенных до 0,0067% в основных породах [8].

В четвертичных отложениях бассейна Кубани меди от 0,0005% (пески) до 0,0018% (лессы) и даже до 0,0032% (глины) [II, 22] при среднем содержании 0,0027%. В аллювии Риони содержание меди достигает 0,0051% [8] (см. табл. I).

В почвах Кубани меди в среднем 0,0028%, в черноземах концентрация элемента повышена - 0,0032-0,004% [22, 24]. Почвы бас-

сейна Риони еще богаче медью: при среднем значении 0,0049% (см. табл. I) концентрация ее в дерново-глеевых и иловато-глеевых почвах достигает 0,0063% [8]. По А.П. Виноградову [4], обогащены медью в гумусовом горизонте дерново-карбонатные почвы и черноземы.

В среднем для ландшафтов бассейна Кубани концентрация меди составляет 0,0032, бассейна Риони - 0,0045% (см. табл. I), что ниже кларка литосферы [5].

Поверхностные воды. Химические элементы, высвобождаясь из горных пород и почв в ходе денудации, при определенных условиях мигрируют как внутри ландшафтов, так и выносятся за их пределы. Величина стока этих элементов с отдельных водосборов и его качественный состав служат своеобразным геохимическим критерием в оценке интенсивности процесса денудации.

Данные по выносу марганца, цинка и меди, полученные А.А. Ивановой и Г.С. Коноваловым [9], а также показатели стока железа, рассчитанные нами с использованием исходных материалов Г.С. Коновалова и др. [12], показывают, что в водах Кубани и Риони преобладает сток изученных элементов во взвешенном веществе (табл. 2), при этом основной объем стока приходится на период половодья.

В качественном составе стока названных элементов в водах Кубани господствует железо - 98,6%; у Риони на долю железа приходится 80,8%, сток марганца составляет 18,0%. Высокая концентрация последнего во взвеси р. Риони (до 6% по [12] и, как следствие этого, огромная масса его выноса стоят в тесной связи с техногенным фактором - поступлением марганца с обогатительных фабрик Чхатарского рудника [14].

В абсолютном выражении общая масса выноса изученных элементов рекой Риони в 4,1 раза превышает таковую р. Кубани, а вынос марганца, например, в 91 раз выше.

Т а б л и ц а 3. Ряды величин стока элементов во взвеси и растворах

Река	Сток во взвеси	Сток в растворе
Кубань	Fe, Mn, Zn, Cu	Fe, Cu, Zn, Mn
Риони	Fe, Mn, Zn, Cu	Mn, Fe, Zn, Cu

Табл. 3 показывает, что характер выноса элементов в форме взвеси для обеих рек абсолютно одинаков, некоторые различия свойственны лишь стоку в форме раствора.

Т а б л и ц а 2. Показатели стока некоторых химических элементов в поверхностных водах западной части Кавказа

Характеристика стока	Fe		Mn		Zn		Cu	
	взвесь	раствор	взвесь	раствор	взвесь	раствор	взвесь	раствор
р. Кубань (створ Славянск, 49000 км ²)								
Сток ионов, т/год	138860	1048	1150	23	681	36	67	42
Взвесь : раствор	132		50		19		1,6	
Относительный показатель стока, кг/км ²	2834	21	23,4	0,6	13,9	1,1	1,2	0,8
Показатель интенсивности миграции	0,649	0,005	0,232	0,006	1,904	0,151	0,374	0,25
р. Риони (створ Поти, 13400 км ²)								
Сток ионов, т/год	478800	252	106000	788	6400	225	540	46
Взвесь : раствор	1900		134		28		11,7	
Относительный показатель стока, кг/км ²	35731	19	7910	59	479	16	40,3	3,7
Показатель интенсивности миграции	8,233	0,004	70,0	0,522	71,493	2,388	8,955	0,822

Относительные показатели выноса элементов для Кубани изменяются от 2 кг/км² (медь) до 2855 кг/км² (железо), для Риони - от 44 кг/км² (медь) до 35750 кг/км² (железо). Река Риони с единицы площади ежегодно выносит марганца в 332, цинка в 32, меди в 22 и железа в 12,4 раза больше, чем Кубань.

Абсолютные и относительные показатели стока отражают преобразования пород и почв в горных ландшафтах, но не могут дать исчерпывающей оценки интенсивности миграции элементов, поскольку не учитывают содержания этих элементов в компонентах ландшафтов. В качестве объективной характеристики интенсивности миграции может быть использован приведенный показатель ионного стока [17]. По полученным данным табл. 1 и 2 нами рассчитаны показатели интенсивности миграции элементов для бассейнов обеих рек (табл. 4).

Т а б л и ц а 4. Ряды интенсивности миграции элементов

Река	Сток во взвеси	Сток в растворе
Кубань	Zn, Fe, Cu, Mn	Cu, Zn, Mn, Fe
Риони	Zn, Mn, Cu, Fe	Zn, Cu, Mn, Fe

Сравнение рядов по величине стока (табл. 3) и по интенсивности миграции (табл. 4) вскрывает между ними существенные различия. Так, устанавливается, например, что цинк и медь, несмотря на малый абсолютный вынос, являются наиболее активными мигрантами как во взвеси, так и в растворе. Относительные показатели их стока для обоих бассейнов значительно меньше, чем железа и марганца, однако с учетом низких концентраций этих элементов в ландшафтах становится понятным характер их миграции (см. табл. 2 и 4). Наиболее активен в пределах обоих бассейнов цинк, при этом интенсивность его выноса во взвеси для Кубани в 12, а для Риони в 30 раз выше, чем в растворе. На втором месте по интенсивности миграции во взвеси в бассейне Кубани стоит железо, а в бассейне Риони - марганец.

Наиболее пассивными мигрантами в форме раствора являются для обоих бассейнов железо и марганец, что определяется, вероятно, низкой растворимостью природных соединений этих элементов. Известно, что марганец наиболее подвижен в ландшафтах со слабнокислой реакцией почв (горно-лесные почвы), тогда как в условиях нейтральной и слабощелочной сред (черноземы) растворимость его

резко падает. В среднем в почвах Кубани подвижного марганца 4-17% валового содержания [22].

Сравнение полученных данных показывает, что все показатели стока изученных элементов для бассейна Риони выше, чем для бассейна Кубани. При сходных геолого-литологических условиях это определяется климатическими и геоморфологическими различиями, контролирующими ход и интенсивность процессов механической и химической денудации. В случае с марганцем четко проявляется и геохимический фактор. Форма выноса элементов и интенсивность их миграции в поверхностных водах служат в конечном счете отражением динамики ландшафтных условий в пределах водосборов.

1. Ананьев В.П., Черкасов М.И. Инженерно-геологические свойства пород Северного Кавказа и прилегающей части Предкавказья. - Ростов н/Д. : Изд-во Ростов. ун-та, 1970. - 214 с.
2. Беус А.А., Грабовская Л.И., Тихонова Н.В. Геохимия окружающей среды. - М. : Недра, 1973. - 164 с.
3. Бойко Н.И., Власов Д.Ф., Голиков-Заволженский И.В. и др. Справочник по месторождениям неметаллических полезных ископаемых Краснодарского края. Ростов н/Д: Изд-во Ростов. ун-та, 1975. - 315 с.
4. Виноградов А.П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. - М. : Изд-во АН СССР, 1950. - 405 с.
5. Виноградов А.П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. - Геохимия, 1962, № 7, с. III5-III21.
6. Гаврилик Ф.Я. Черноземы Западного Предкавказья. - Харьков; Изд-во Харьков. ун-та, 1955. - 160 с.
7. Геология Большого Кавказа. - М.: Недра, 1976. - 576 с.
8. Зырин Н.Г., Симонов В.Д. Микроэлементы в почвах Западной Грузии. - Вестн. Москов. ун-та Биол. и почвовед., 1971, № 6, с. 23-31.
9. Иванова А.А., Коновалов Г.С. Сток с территории СССР рассеянных и редких элементов (микроэлементов), находящихся в растворенном состоянии и в состоянии взвешенных веществ. - Гидрохим. материалы, 1968, 44, с. 40-52.
10. Кириченко К.С. Почвы Краснодарского края. - Краснодар, 1952, - 300 с.
11. Ковда В.А., Якушевская И.В., Туркканов А.Е. Микроэлементы в почвах Советского Союза. - М.: Изд-во Москов. ун-та, 1959. - 220 с.
12. Коновалов Г.С., Иванова А.А., Колесникова Т.Х. Редкие и рассеянные элементы (микроэлементы) в воде и во взвешенных веществах рек Европейской части СССР. - Гидрохим. материалы, 1966, 42, с. 85-97.
13. Ломидзе М.Г. Вулканизм Северо-Западного Кавказа и его связь с тектоникой. - М.: Изд-во Москов. ун-та, 1969 - 260 с.
14. Марганцевые месторождения СССР. - М.: Наука, 1967. - 212 с.
15. Менагаршвили А.Д. Содержание бора и марганца в почвах Грузии и их эффективность. - В кн.: Микроэлементы и естеств. радиоактивные почв. - Ростов н/Д, 1962, с. 96-112.
16. Михеев Г.А., Будзинский Д.А. Малые элементы в разновозрастных петрографических комплексах Северного Кавказа. - Изв. АН СССР, Сер. геол., 1966, № 10, с. 108-114.

17. Перельман А.И. Геохимия ландшафта. - М.: Высш. школа, 1975. - 256 с.
18. Плешко В.В. Уруштенский комплекс Северного Кавказа. - М.: Наука, 1965. - 126 с.
19. Почвы предгорных районов Краснодарского края и освоение их под культуру чая. - М.: Изд-во АН СССР, 1960. - 160 с.
20. Прасолов Л.И. Горно-лесные почвы Кавказа. - Тр. Почвенного ин-та им. В.В. Докучаева, М.; Л., 1947, 25, с. 48-56.
21. Сокин М.Л. Доврское основание Главного хребта и впадного склона Большого Кавказа. - М.: Наука, 1971. - 212 с.
22. Тонконоженко Е.В. Микроэлементы в почвах Кубани и применение микроудобрений. - Краснодар, 1973. - 96 с.
23. Черницин В.Б. Металлогения Большого Кавказа. - М.: Недра, 1977. - 380 с.
24. Якушевская И.В. Микроэлементы в природных ландшафтах. - М.: Изд-во Москов. ун-та, 1973. - 140 с.

УДК 550.442 (447.9)

П.Г. Герасимов

ОБСТАНОВКА НАКОПЛЕНИЯ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД КЕРЧЕНСКОГО ПОЛУОСТРОВА В СВЕТЕ РАДИОГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Осадочные железные руды Керченского п-ова залегают в корытообразных синклиналиях на глубине первые десятки метров от поверхности. Известны аналогичные руды и в пределах Таманского п-ова. Источником металла для этих руд исследователи единодушно считают Украинский щит. Правда, при значительных размерах Украинского щита и при значительных размерах киммерийского морского бассейна, простиравшегося в широтном направлении примерно от г. Очакова до г. Таганрога, накопление железных руд происходило только в центральной части бассейна между меридианами гг. Феодосия и Анапы. Каковы же были геохимические условия рудоотложения?

Нами сделана попытка оценить условия образования железных руд на основе радиогеохимических данных. Для этого были определены кларковые содержания урана и тория в железных рудах и во вмещающих породах. Пробы отбирались из действующих карьеров и из керн картрировочных скважин. Определения урана были выполнены люминесцентным методом с таблеточным окончанием, порог чувствительности которого составляет $0,2 \cdot 10^{-4}\%$, или 0,2 г/т. Торий определен рентгеноспектральным методом, у которого порог чувствительности равен $2,0 \cdot 10^{-4}\%$, или 2,0 г/т. Осредненные результаты анализов приведены в таблице, где все породы расположены в стратиграфической последовательности.

Среднее содержание урана и тория в киммерийских железных рудах и вмещающих породах Керченского полуострова

Ярус	Порода	Количество проб	Содержание, г/т		$\frac{Th}{U}$
			урана	тория	
Куяльницкий	Пески желтые	5	0,8	<2,0	<2,5
	Глины серые мергелистые	5	4,1	7,6	1,8
Вернекиммерийский	Глины песчанистые	10	3,4	8,0	2,4
Среднекиммерийский	Руды железные бурые	10	3,2	7,6	2,4
	Глины алевритистые	10	2,9	11,0	3,9
Нижнекиммерийский	Глины желто-серые с прослоями железных руд	5	1,9	8,6	4,5
	Глины темно-серые	10	1,8	7,9	4,3
"	Глины желто-серые карбонатные	5	1,7	4,2	2,4
Понтический	Известняки-ракушечники	10	3,1	<2,0	<0,7
"	Глины серые мергелистые и алевритистые	5	2,9	-	-

Из таблицы видно, что содержание урана в рассматриваемых породах Керченского п-ова не выходит за пределы обычного его содержания в илестых осадках современных открытых и внутриконтинентальных морей, в которых, по данным [3], содержание урана колеблется от 1 до 4 г/т.

В нашем случае содержание урана закономерно возрастает вверх по разрезу от нижнекиммерийских карбонатных глин вплоть до серых мергелистых глин в основании куяльницкого яруса, а затем резко падает в куяльницких песках. При этом литология изменяется не по линейному, а по циклическому закону: нижнекиммерийские карбонатные глины сменяются выше глинами бескарбонатными, потом в них появляются песчаный материал и прослой железных руд, затем отложился пласт железной руды; выше в несколько сокращенном виде наблюдается обратная последовательность слоев - верхнекиммерийские песчанистые глины сменяются мергелистыми серыми глинами куяльницкого яруса.

Наблюдаемая последовательность пород достаточно хорошо совпадает с распределением тория. Его содержание относительно невелико в нижних и верхних карбонатных глинах, возрастает в глинах песчанистых и железосодержащих, а максимум приходится на алевритистые глины, подстилающие железорудный пласт. В покровных пес-

ках куяльнического яруса содержание тория, как и урана, резко падает.

Для интерпретации выявленного распределения радиоэлементов надо учесть геохимические особенности урана и тория [2]. В восстановительной среде уран и торий четырехвалентны, относительно малоподвижны, способны изоморфно замещать друг друга, редкоземельные элементы и кальций в решетках акцессорных минералов. В окислительной среде торий остается четырехвалентным и малоподвижным, миграция его происходит преимущественно механически в виде тонкого обломочного материала или в виде глинистых взвесей. Уран в окислительной среде переходит в легкоподвижную шестивалентную форму и мигрирует преимущественно в виде уранил-иона с водными растворами. Для его фиксации нужна восстановительная обстановка.

С учетом изложенного, можно полагать, что в киммерийское время накопление осадков в синклиналиях Керченского п-ова происходило в процессе медленного опускания их дна, вследствие чего в илистых осадках уменьшалось содержание кислорода и постепенно возникала глеевая восстановительная обстановка, что и отразилось на последовательном увеличении содержания урана. Максимально благоприятные условия фиксации создались в начале куяльнического века, когда отлагались слабокарбонатные илы, содержавшие также отмершую органику. В это время на дне могли совмещаться глеевая, карбонатная и сорбционная восстановительные обстановки. Л.С.Евсеева и др. [3], со ссылкой на ряд исследователей, отмечают, что максимум сорбции урана на разнообразных природных сорбентах происходит при $pH = 6,0$. В частности, в присутствии карбонатов максимум сорбции гидроокислами железа происходит при $pH = 5,3$. Видимо, близкое к этой цифре значение pH имело место на дне киммерийского бассейна. Значение окислительно-восстановительного потенциала для современных осадков Черного моря, по данным О.А.Сорокина [5], составляет -286 мВ, а Г.В.Наумов и др. [4] дают еще более низкие значения — до -400 мВ. Но эти цифры характерны для условий сероводородного заражения [1]. При отсутствии такового, значения окислительно-восстановительного потенциала близки к нулю и могут быть как положительными, так и отрицательными [3].

Привнос и осаднение торийсодержащих взвесей мало зависел от геохимической обстановки на дне аккумулятивного бассейна, тогда как условия механической обработки и истирания частиц на путях транспортировки играли существенную роль. Очевидно, эти условия

124

были оптимальными в период, непосредственно предшествовавший образованию железных руд, когда отложился пласт алевритистых глин. Исходя из его состава, в это время в осадочном бассейне отлагались и глинистые частицы и более крупные торийсодержащие продукты разрушения кристаллических пород щита. Это свидетельствует о заметной разнице высот между областями сноса и аккумуляции, но не настолько большой, чтобы в центральную часть бассейна выносился песок. В то же время, глубина бассейна еще не была максимальной, поскольку не достигли максимума содержания урана.

Для времени накопления железных руд обстановка осаждения урана была ближе к наиболее благоприятной, тогда как для тория она ухудшилась. Видимо, опять уменьшилась разница высот между областью денудации и базисом эрозии, хотя дно аккумуляционного бассейна продолжало погружаться. Это же подтверждает и привнос в бассейн значительного количества железа.

Резкое усиление привноса в аккумулятивный бассейн железа при более равномерном привносе урана и тория свидетельствует, главным образом, о колебаниях климатических условий в области сноса, т.е. на Украинском щите. В понтическое время железа с суши практически не поступало, что свидетельствует о господстве на ней окислительной обстановки. В нижнекиммерийское время началось заболачивание области сноса, и окислительная обстановка начала сменяться слабощелочной, вследствие чего поверхностные воды начали выносить двухвалентное железо. В среднекиммерийское время болота в области денудации получили максимальное развитие и поступление железа в бассейны аккумуляции стало максимальным — оно отложилось в виде пласта бурых железных руд. А значительное заболачивание в области сноса могло произойти лишь при сглаженном рельефе и замедленном стоке поверхностных вод, что подтверждает приведенный тезис об уменьшении разности высот между областью денудации и базисом эрозии.

В верхнекиммерийское время обстановка в области денудации опять сменилась на окислительную и прекратился массовый вынос железа с поверхностными водами. В конце кувальницкого времени произошло общее поднятие Причерноморья, благодаря чему береговая линия отодвинулась на юг и в обмелевших морских бассейнах Керченского п-ова отложились хорошо перемытые и отсортированные кварцевые пески, не содержащие ни радиоэлементов, ни железа.

В заключение необходимо поблагодарить геологов крымских

геологических организаций Г.И.Милевского, Е.С.Захарову, Е.П.Горяинова за существенную помощь в подборе ядерного материала, который использован при написании данной работы.

1. Агамиров С.Ш. Геохимический баланс радиоактивных элементов в бассейне Черного моря. - Геохимия, 1963, № 6, с.612.
2. Баранов В.И., Титаева Н.А. Радиогеология. - Изд-во Москов. ун-та, 1973. - 243 с.
3. Евсеева Л.С., Перельман А.И., Иванов К.Е. Геохимия урана в зоне гипергенеза. - М.: Атомиздат, 1975. - 280 с.
4. Наумов Г.В., Коченов А.В., Герасимовский В.И. и др. Уран в осадочных породах. - В кн.: Основные черты геохимии урана. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с.351-358.
5. Сорокин О.А. Об окислительно-восстановительном потенциале осадков Черного моря. - Микробиология, 1962, 31, № 5, с.64-68.

УДК [550.4:546.68]:553.32

В.С.Черный

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТАЛЛИЯ В МАРГАНЦЕВЫХ РУДАХ ГРУШЕВСКО-БАСАНСКОГО УЧАСТКА

Особенностью таллия является способность проявлять литофильные и халькофильные свойства в зависимости от геохимической обстановки, физических, химических и кристаллохимических свойств.

О нахождении таллия в рудах участка известно из ревизионных работ на редкие элементы. Автор поставил задачу более полного изучения распространения таллия в разрезе олигоценовой рудной толщи с учетом существующей минеральной зональности, представленной об источнике рудного вещества.

Опробованием были охвачены действующие шахты и карьеры месторождения. Оно проводилось борзодовым методом, начиная с пород кровли пласта, по всем рудным слоям (пачкам) и прослоям, заканчивая подстилающими породами.

Для определения малых количеств таллия использовался метод калориметрирования с органическим красителем трифенилметанового ряда - бриллиантовым зеленым, разработанный Н.Т.Воскресенской [3].

Для определения таллия было выбрано десять разрезов, расположенных по профилям, проходящим с севера на юг и с запада на восток участка, т.е. секущим марганцеворудный пласт по простиранию и вкрест его.

По полученным результатам были рассчитаны средневзвешенные значения таллия в различных типах руд и пород. Содержание таллия

в рудных пачках пересчитано на сумму всех марганцевых минералов, предполагая, что он концентрируется только в марганцевых минералах.

При построении гистограмм частот встречаемости различных содержаний таллия в марганцевых рудах и пород четко выделяются две области, отличающиеся друг от друга содержанием таллия, свидетельствуя этим о существовании среди окисных руд двух минеральных типов марганцевых руд.

Распределение таллия как в первом, так и во втором типах руд подчиняется нормальному закону. Максимум распределения в первом типе находится в пределах $0,5 \cdot 10^{-4}$ - $0,9 \cdot 10^{-4}\%$, а во втором типе руд максимум приходится на интервал $2,0 \cdot 10^{-4}$ - $2,4 \cdot 10^{-4}\%$. Характер распределения концентраций в обоих типах руд показывает незначительную дисперсию содержания, т.е. незначительное рассеивание таллия.

Минералого-петрографическое исследование окисных руд подтверждает существование двух типов: I - пиролюзит - псиломелановый и II тип - пиролюзит - манганитовый.

Пиролюзит-псиломелановые руды слагают низ и верх пласта (I и III пачки пласта) имеют повышенное содержание таллия. Средняя часть рудного пласта (II слой) представлена пиролюзит-манганитовым составом, в котором содержание таллия уменьшается в 2-2,5 раза по сравнению с I типом руд.

По анализам единичных проб из разрезов были построены графики (рис. I), отражающие изменение содержания таллия в рудах различного минерального состава.

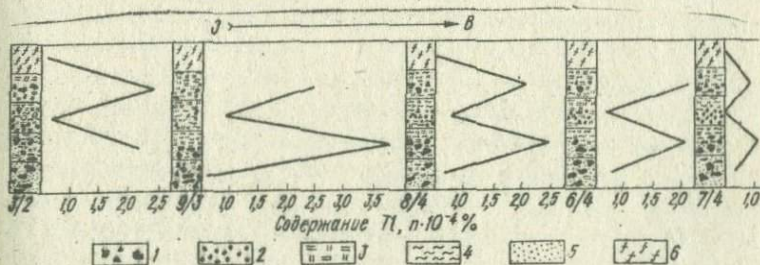


Рис. I. Профиль содержания Mn в окисных рудах:
 I - угловатые стяжения (куски) и желваки; 2 - концентрически-слоистые стяжения (конкреции и пизолиты); 3 - землянистая руда; 4 - вмещающие розовые и серые глины; 5 - песок; 6 - надрудные яблочно-зеленые глины.

Гистограмма частот встречаемости таллия в надрудных глинах и подрудных песках имеет максимум концентраций в пределах $0,5 \cdot 10^{-4}$ – $0,6 \cdot 10^{-4}\%$. Гистограмма асимметрична, распределение подчинено нормальному закону.

Так, по профилю I-I верх и низ рудного пласта (I и III пачки) имеют среднее содержание таллия $2,2 \cdot 10^{-4}$ – $2,34 \cdot 10^{-4}\%$; по профилю II-II в верхней части пласта (I пачка) – $2,7 \cdot 10^{-4}\%$. Содержание таллия в средней части пласта (II пачка) по профилям I-I и II-II составляет соответственно $0,72 \cdot 10^{-4}$ и $1,45 \cdot 10^{-4}\%$ (рис.2).

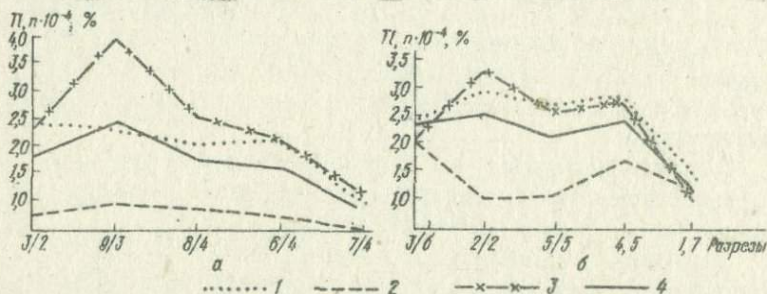


Рис.2. Изменение содержания таллия по простиранию (а) и падению (б) рудного пласта:

1 – I пачка; 2 – II пачка; 3 – III пачка; 4 – средневзвешенное содержание таллия в пачках разреза рудного пласта.

Изучение окисно-карбонатного типа руд показало, что они содержат низкое количество таллия, при этом наблюдается тенденция к его увеличению, где процентное содержание окисной руды больше по сравнению с карбонатной. Так, при наличии 30% окисной руды содержание таллия составляет $1,2 \cdot 10^{-4}\%$, а при 5% составляющей окисной руды – $0,9 \cdot 10^{-4}\%$.

В яблочно-зеленых надрудных глинах содержание таллия еще более снижается, по сравнению с рудными слоями, хотя они и обладают повышенной сорбционной способностью – до $0,6 \cdot 10^{-4}\%$. Подрудные зеленовато-желтые кварц-глауколитовые пески содержат таллия $0,3 \cdot 10^{-4}\%$, что свидетельствует об их неспособности концентрировать таллий.

Одной из причин концентрации таллия в I и III пачках окисных марганцевых руд следует считать особенность их минерального состава (преимущественно псиломелановый – 50 – 80%). Текстурное строение I пачки – сажиисто-песчанистое, а III пачка сложена кусками и желваками в сажиисто-глинистом цементе. Как в I, так и во II

пачке содержание таллия составило - $2,5 \cdot 10^{-4}\%$. Таким образом, наблюдается закономерность распределения Tl в рудах марганца между его содержанием и количеством псиломелана. Псиломелан различных текстурных типов содержит одинаковое количество Tl .

Преимущественное концентрирование таллия в псиломелане отмечалось также рядом исследователей [1-6] для месторождений Джезды, Караджал, Чиатурского.

Физико-химической природой таллия является его избирательная способность концентрироваться в псиломеланах, являющихся солями слабой кислоты - гидратированной MnO_2 , способной сорбировать различные элементы с последующим катионным обменом с катионом соли полиперманганата. Манганит и пиролюзит не обладают такой повышенной сорбционной способностью, отсюда и невысокое содержание в них Tl (см. табл. 2).

Для выяснения основных марганцевых минералов-концентратов Tl , отбирались рудные стяжения со значительным преобладанием того или иного минерала (минеральный состав определялся термическим и рентгеноструктурным анализами).

Таллий содержится во всех изученных марганцевых минералах, но повышенное содержание его характерно только в образцах существенно псиломеланового состава (50-80%) и колеблется в пределах $3,5 \cdot 10^{-4}$ - $3,8 \cdot 10^{-4}\%$. Манганиты чистые или почти чистые обеднены таллием ($0,6 \cdot 10^{-4}\%$), за исключением вторичного манганита, образующего мелкокристаллические друзы в пустотах и трещинах плотных желваков псиломеланов ($Tl = 2,0 \cdot 10^{-4}\%$), что связано также с псиломеланом, слагающим тонкую корку, по которой и развивается кристаллы манганита.

Средневзвешенное содержание таллия в окиснокарбонатной руде (в расчете на 100% руды) составляет $0,9 \cdot 10^{-4}\%$, и в чисто карбонатных желваках - $1,8 \cdot 10^{-4}\%$, т.е. содержание его повышается. При расчете средневзвешенного содержания таллия в руде учитывалось наличие землистого и желваково-ячеистого текстурных типов руд, имеющих манганокальцитовый состав (68% $CaCO_3$ и 25% $MnCO_3$). Карбонатные желваки из окисно-карбонатной руды содержат большее количество песчано-глинистого материала, чем землистая разновидность этой руды.

Аутигенные минералы, такие, как пирит, глаукоцит, находящиеся в рассеянном состоянии, захватывают таллий при диагенетических

преобразованиях и прочно его удерживает, что и ведет к повышенному содержанию в них таллия. Землистые разности аутигенных минералов имеют значительно меньшее количество Li .

Содержание таллия с запада на восток (см. рис. 2, а) изменяется от $1,76 \cdot 10^{-4}$ до $0,83 \cdot 10^{-4}\%$, а с севера на юг от $2,26 \cdot 10^{-4}$ до $1,2 \cdot 10^{-4}\%$ (см. рис. 2, б). Это свидетельствует о том, что источником сноса обломочного материала и источником Li являются породы Украинского щита, расположенные на северо-западе участка.

Анализируя литологический состав вмещающих пород рудного пласта, следует подчеркнуть, что таллий концентрируется там, где вмещающие породы имеют мелкозернистый тяготеющий к пылевидному составу, подчеркивая этим, что интенсивность водных потоков, сносивших рудный материал в водный бассейн, была слабой, это также свидетельствует о происходивших пострудных размывах надрудных пород и рудного пласта.

Параллельно с распределением таллия автор изучил распределение калия и рубидия и их взаимоотношения, поскольку эти элементы обнаруживают наибольшее сходство между собой по физическим, химическим и кристаллохимическим свойствам.

Калийсодержащие минералы являются хорошими концентраторами для изоморфного вхождения в решетку таллия. Отношение K/Li в минерале зависит от K и его координационного числа.

Из построенных графиков взаимоотношений этих элементов видно, что в окисных рудах прослеживается прямая зависимость между Li , K и Rb , т.е. увеличение K в руде ведет к увеличению содержания Li и Rb . Но K концентрируется в псиломелановых рудах, образуя при этом собственный минерал — криптомелан (что подтверждается экспериментально, а также находками природных образований).

Rb также проявляет кристаллохимическое сходство свойств с K и способен накапливаться в псиломелане, изоморфно замещая K . Среднее содержание рубидия в окисных рудах участка составляет $0,35 \cdot 10^{-2}\%$ (в рудах Чигатурского бассейна — $0,009 \cdot 10^{-2}\%$ [3-6]).

При рассмотрении изменений концентраций Li , K , Rb в окисных рудах различного минерального состава выявляется тенденция к увеличению их содержания в I и III пачках рудного пласта, где, как уже отмечалось выше, накапливается таллий в связи с псиломеланом (50-80%). Причем преобладает землисто-сажистый псиломелан в виде тонкодисперсных частичек, смешанных с тонкодисперсными частичками пиролюзита.

Подводя итог изучению распространения таллия, калия, рубидия, можно прийти к следующим выводам:

1. Между содержанием K , Tl и Rb существуют положительные корреляционные связи, не только в окисных рудах, но и в карбонатных (возможно, в связи с большим количеством глинистого материала - до 80%). В надрудных яблочно-зеленых и подрудных зеленовато-желтых песках, за исключением случаев, где имеется повышенное содержание глауконита (20-30%), который, как известно, является хорошим концентратором рубидия, таллий концентрируется менее охотно. Рубидий изоморфно замещает калий в глауконите, имеющем слюдоподобную кристаллическую структуру, в связи с чем и наблюдается в этих породах увеличение концентрации рубидия и калия.

2. Между средним содержанием таллия, калия, рубидия в различных типах руд и пород существует прямая зависимость - с увеличением K возрастает и количество таллия.

3. Четко прослеживается тенденция к увеличению отношений K/Tl и Rb/Tl от окисных руд к карбонатным, тогда как содержание Tl падает и все время изменяется в различных типах руд и пород, что является результатом избирательной способности таллия концентрироваться в различных минералах.

Отношение K/Rb в рудах и породах остается почти постоянным, составляя 260 - 290, нарушения возможны в случае присутствия в руде K -псиломелана.

4. Из графиков зависимости калия, рубидия, таллия, а также отношения K/Rb , K/Tl и Rb/Tl в различных типах руд и пород марганцево-рудной толщи следует, что особой разницы в поведении этих элементов нет, наблюдается положительные корреляционные связи между этими элементами.

5. Щелочные элементы (K и Rb) и таллий, обладающие близкими ионными радиусами, образуют хорошо растворимые соли и, поступая в бассейн седиментации, концентрируются с полиперманганитовым осадком. Возможно, что в стадии диагенеза и произошло некоторое расхождение в поведении таллия и щелочей, т.е. таллий частично остался в руде, а калий и рубидий ушли во вмещающую песчано-глинистую породу.

6. Содержание таллия характерно для руд, где основным минералом является псиломелан ($3,5 \cdot 10^{-4}\%$).

7. Распределение Tl по простиранию и падению рудного пласта

та показало его уменьшение с запада на восток и с севера на юг, т.е. от источника сноса материала во внутрь бассейна, ближе к его средней части.

8. Литология вмещающих пород рудного пласта также показывает, что Fe концентрируется в мелкозернистых, тяготеющих к пылевидным по гранулометрическому составу слоям, что свидетельствует о слабой силе движения водного потока, сносившего рудный материал в водный бассейн.

1. Беус А.А. О распределении Fe в магматических породах и корреляционная связь между Fe и K . - Геохимия, 1965, № II.
2. Блум И.А., Ульянова И.А. Методы определения и анализа рудных элементов. - М.: Недра, 1961.
3. Воскресенская Н.Т. Колориметрирование Fe с бриллиантовым зеленым. - Завод. лабор. 1958, № 4.
4. Воскресенская Н.Т. Геохимические особенности поведения Fe , K в геологических процессах и их петрогенетическое значение. - Тр. геохим. конференции "Химия земной коры". - М.: Наука, 1969.
5. Воскресенская Н.Т., Усевич Т.Д. К вопросу о нахождении Fe в марганцевых минералах. - Геохимия, 1957, № 7.
6. Воскресенская Н.Т. Геохимия таллия в Чиатурском марганцеворудном бассейне. - Литология и полезные ископаемые, 1972, № 5.

УДК 553.434.068.2

И. М. Беспалов

ФАЦИАЛЬНО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ТИПА МЕЛИСТЫХ ПЕСЧАНИКОВ И СЛАНЦЕВ

Большинство исследователей признает первично-осадочную природу образования месторождений типа мелистых песчаников и сланцев. Однако остаются еще такие теоретически и практически важные вопросы, как палеогеографические, палеофациальные, палеоклиматические и палеотектонические условия образования этих месторождений, на которые нет во многих случаях убедительных ответов. Эти вопросы с успехом решаются на тех месторождениях, где исследователи владеют новейшими знаниями по литологии.

Примечательно, что исследователи большое внимание уделили изучению рудного вещества этих промышленно важных месторождений. Однако важнейшей проблеме — происхождению самих меденосных пестроцветных формаций, имеющих поразительное сходство на всех континентах Земли, уделялось мало внимания.

С начала текущего столетия по примеру зарубежных исследователей описываемые месторождения были отнесены к красноцветным формациям. С тех пор это представление не подвергалось критическому анализу. Исследователи считали эти формации типично красноцветными, аридными. Появившийся в отечественной литературе термин "пестроцветные формации" отождествлялся с понятием "красноцветные формации".

По неясным причинам почти на всех месторождениях рассматриваемого типа не проводилось сопоставление красно-бурых пород с серыми по климатическим, палеогеографическим, тектоническим и иным условиям формирования. Все это в какой-то мере затормозило дальнейшее развитие осадочной теории рудообразования месторождений типа медистых песчаников.

Рудоносные слои серых пород образовались в условиях гумидного климата. В картамышской нижнепериской свите медистых песчаников Донбасса на это указывают следующие сведения: 1) серые породы образуют выдержанные маркирующие горизонты, простирающиеся на десятки километров; это постепенно фашиально замещающие друг друга песчаники, алевролиты, аргиллиты, мергели, известняки; 2) по петрографическому составу и происхождению окраски (серая, первичная) терригенные серые прослои сходны с нижележащими породами карбона; 3) серые слои повсеместно насыщены обуглившейся растительной органикой. В ряде случаев встречаются тонкие (до 2-3 см) углистые прослои. Многочисленная ископаемая флора, выявленная в серых породах картамышской свиты Донбасса, является типичной влаголюбивой, гумидной. Это разновидности плауновидных, членистостебельных и папоротниковых. Во многих местах автохтонное захоронение флоры не вызывает сомнения; 4) серые породы в отличие от красно-бурых более грубозернисты. В их составе отмечены конгломераты и крупнозернистые песчаники. В серых породах больше русловых и подводнодельтовых фаций. Все это свидетельствует о более активном поступлении терригенного материала с континента, что характерно для увлажненного гумидного климата [1].

Накопившиеся к настоящему времени обширные сведения по геологии цехштейновых месторождений Центральной Европы, Джезказгана, Мангышлаку, Джергаланскому району, Большого Богдо и др., где отмечается отчетливое ритмическое строение пестроцветных толщ, позволяют утверждать, что и на этих месторождениях серые слои образовались в условиях гумидного климата.

Образование красно-бурых пачек, не содержащих флоры, в условиях аридного климата не нуждается в дополнительных пояснениях к опубликованным и достаточно аргументированным работам советских и иностранных литологов. Эти сведения обобщены и дополнены Н.М.Страховым [6].

Из изложенного следует важнейший вывод о том, что пестроцветные меденосные формации сформировались в условиях периодиче-

ской сменн более продолжительного аридного климата (красно-бурые породы) гумидным (серые рудоносные прослой). В типичных аридных красноцветах пластовые месторождения меди отсутствуют.

Внимательные исследования сероцветных и красно-бурых пород Приднестровья, Донбасса, Карпат, Предкарпатья, Дзезказгана и особенно русловых отложений сероцветов позволяют сделать вывод о том, что высокогорье в области питающей провинции отсутствовало. Об этом прежде всего свидетельствует отсутствие в русловых отложениях крупных обломков горных пород. Однако разница в высотных отметках между областью сноса и накопления существовала и наибольшей величины она достигала в периоды образования сероцветов (активизация тектонических движений). Но превышение области сноса над бассейном седиментации не было столь значительным, чтобы говорить о вертикальной климатической зональности - гумидной в области водосборов и аридной в области седиментации [6].

Вопрос о значении и размерах водных артерий в осадочном рудообразовании приобретает важное значение. Правильное его понимание позволяет прежде всего уточнить решение проблемы о формах миграции рудного вещества.

Изучение сероцветных русловых и подводнодельтовых отложений картамышской свиты Донбасса, нижнедевонских - Приднестровья, карбоновых - Дзезказгана и неогеновых - Предкарпатского прогиба показывает, что они образованы сравнительно быстро текущими реками и временными потоками. Палеогеографические построения позволяют определить с достаточной достоверностью их длину. Она во всех указанных случаях не превышает 150 - 200 км.

По-видимому, только малые реки и временные потоки гумидного периода с кислой средой способны обеспечить транспортировку меди в виде растворов и, наряду с другими причинами, приводят к образованию осадочных месторождений меди.

В условиях крупной реки растворы меди никогда не достигнут бассейна седиментации. Значительная часть их еще на пути следования перейдет в карбонатные и иные соединения, которые затем на протяжении сотен километров будут рассеяны в массе терригенного материала. Не случайно поэтому отсутствуют месторождения типа медистых песчаников, приуроченные к отложениям крупных материковых морей, питающихся крупными реками длиной в несколько сотен и тысяч километров. Этот вывод подтверждается многочисленными геохимическими исследованиями, проведенными в крупных реках СССР как сторонниками, так и противниками осадочной точки зрения.

Из изложенного следует и другой палеогеографический вывод: в период рудообразования источники терригенного материала и меди находились в непосредственной близости от области сноса.

В непосредственной близости от геосинклинальных массивов и выступов, которые были областями сноса и источниками рудного материала, находятся цехштейновые месторождения Центральной Европы [4]. Минералого-петрографические, геохимические и литолого-фациальные исследования свидетельствуют о том, что Удоканское протерозойское месторождение образовалось вследствие размыва архейских пород близлежащих районов Алданского щита и Чарской глыбы [2]. На палеогеографической карте В.М.Попова отчетливо видна близость источников сноса к Дзезказганскому месторождению [6].

Приведенный фактический материал дает достаточно оснований утверждать, что близость источников сноса по отношению к бассейнам седиментации является также одним из важнейших условий осадочного медообразования.

Исследования автора, проведенные на месторождениях и рудопроявлениях медистых песчаников Украины, Казахстана и Средней Азии, анализ представительных литературных сведений по литологии других аналогичных месторождений в нашей стране и за рубежом дает возможность уже сейчас сделать обобщения о фациальной природе этих месторождений. Медное оруденение, как правило, связано с прибрежными фациями медководных континентальных морей, крупных лагун и крупных озер. Причем самыми продуктивными являются подводнодельтовые фации, в меньшей мере — фации заливов и волноприбойные.

Тектонические условия формирования меденосных пестроцветных формаций рассматривались многими исследователями. Установлено [2], что нет противопоказаний для формирования пестроцветных меденосных формаций на щитах и платформах, в складчатых областях и различных переходных структурах. Эти сведения, установленные советскими геологами, имеют важное прогнозное значение, так как не ограничивает поиски рассматриваемых промышленно важных медных месторождений только участками развития строго определенных структур.

Отдельные исследователи руководствовались предположениями Д.С.Сапожникова, что "медистые песчаники образуются, как правило, во время или тотчас после крупных горообразовательных эпох

в пределах складчатых зон или на прилежащих к ним частях платформ" [5]. Такая трактовка не дает необходимых представлений о конкретных тектонических условиях периода формирования медистых песчаников как в глобальном, так и в локальном масштабе. Вторую часть этой формулировки (формирование медистых песчаников тотчас после горообразовательных эпох) следует признать ошибочной. Известны многочисленные примеры, когда эти месторождения формируются на всех стадиях развития горообразовательного процесса, включая начальную (Донбасс, Удокан, месторождения Колорадо и др.).

В настоящее время накопилось достаточно сведений, чтобы сделать определенные выводы о конкретной тектонической обстановке периода медеобразования. Эти выводы вытекают из циклического (ритмического) строения продуктивных формаций. Образование этих формаций автор связывает с периодически изменяющимся неравномерным поступлением терригенного материала, что в свою очередь является отражением тектонических процессов (периодические быстрые опускания бассейна седиментации и соответствующие им поднятия области размыва) и климатических условий (периодическая смена аридного климата гумидным). Периодическая смена климата обусловлена, по-видимому, явлениями солнечной радиации. При этом отмечается удивительное совпадение периода погружения со сменой аридного климата гумидным.

Ритмичность, обусловленная климатическими изменениями вследствие периодических процессов солнечной радиации, является установленным фактом [3].

Медеобразование происходит сразу же после погружения бассейна седиментации, так как часто тяготеет к нижним серым, более грубозернистым частям циклов.

Установленные особенности формирования меденосных пестроцветных формаций являются важными поисковыми предпосылками. Особенно отчетливо это видно на примере Донбасса, где сохранились от размыва почти все ритмически построенные свиты палеозоя, максимальная мощность которых достигает 23 км. Здесь в геологическом разрезе меденосные пестроцветы картамышской свиты нижней перми занимают промежуточное положение между типично гумидными угленосными образованиями карбона внизу и ярко выраженными соленосными красноцветными аридными отложениями нижней перми вверху. Медистые песчаники в этом разрезе находятся ближе к гипсоносным и соленосным отложениям, чем к угленосным.

Отмеченные особенности формирования пестроцветных формаций, по мнению автора, существенно дополняют и укрепляют теорию осадочного рудообразования цветных металлов, которая в нашей стране широко признана особенно благодаря работам В.С. Домарева, В.М. Попова, Л.Ф. Наркелюна, Г.Г. Кочина, П.В. Богданова, В.И. Попова, М.М. Константинова, В.А. Полянина и др. исследователей.

1. Беспалов И.М. О генезисе медистых песчаников Донецкого бассейна. - В кн.: Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. М.: Недра, 1967, вып. 2, с. 24-36.
2. Богданов Ю.В. Стратифицированные месторождения меди СССР. - Л.: Недра, 1973. - 315 с.
3. Даф П. Цикличность осадконакопления. - М.: Мир, 1971. - 296 с.
4. Наркелюн Л.Г. Месторождения медистых сланцев Польши и сопоставление их с проявлением меди в восточных районах СССР. - Советская геология, 1970, № 10, с. 70-76.
5. Сапожников Д.Г. Медистые песчаники западной части Центрального Казахстана. - М.: Изд-во АН СССР, 1948, вып. 93, Сер. геол. (1528). - 128 с.
6. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. - М.: Изд-во АН СССР, 1962, 3, - 315 с.

УДК 553.4:551(476-13)

В. В. Григорович

ОБ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОМ ХАРАКТЕРЕ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НАДСОЛЕВОГО КОМПЛЕКСА ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА

Надсолевой комплекс Припятского прогиба образует отложения мезокайнозой, перми, карбона и данково-лебедянского горизонта верхнего девона. Наиболее распространены данково-лебедянские и пермотриасовые образования, которые к тому же [3, 6] по литолого-фациальным, геохимическим и структурным особенностям благоприятны для локализации стратиформного полиметаллического оруденения.

Геохимические исследования, проведенные независимо друг от друга, позволили в 1974 г. [4] выявить в данково-лебедянских отложениях прогиба центральную аномальную геохимическую зону, совпадающую вверх по разрезу с такой же зоной, выделенной также в 1974 г. Г.Ф. Заржицким и Л.И. Матрунчиком в отложениях пермотриаса. Границы этой зоны пространственно приурочиваются к участкам, где по поверхности кристаллического фундамента [2] выделяют крупные субмеридиональные разломы: западный - Малыньско-Симоновичский и восточный - Домановичско-Заозерный. Эти разломы трасируются в вышележащих отложениях системами флексурно-разломных

дислокаций, обуславливая данную зону и изменение в ней фациальной обстановки.

В разрезе эти отложения представлены [I,4] двумя пачками: нижней - 70-150 м доломитово-мергельной и верхней - 20-100 м известняково-мергельной. Нижняя пачка сложена мергелями, 0, I-3, 0 м прослоями туффитов, карбонатными глинами, доломитами. Верхняя пачка выполнена мергелями, карбонатными и некарбонатными глинами, 0, I-1, 0 м прослоями туффитов, известняками.

Породы пачек в приразломных зонах разбиты трещинами, в которых иногда отмечается сульфидная минерализация, представленная пиритом, реже халькопиритом, галенитом и еще реже - сфалеритом.

Вышележащие верхнепермские образования [I2] представлены пестроцветной песчано-конгломератовой пачкой, сложенной конгломератами и гравелитами, песчаниками и песчано-глинистыми алевролитами.

Нижнетриасовые отложения [I2], перекрывающие подстилающие верхнепермские, представлены пестроцветной песчано-олитовой пачкой, выполненной песчаниками, песчанистыми и глинистыми алевролитами, олитовыми, алевроито-песчанистыми известняками, известковистыми глинами, мергелями.

В периферийных участках запада центральной геохимической зоны, трассируемой глубинным Малыско-Симоновичским разломом, выявлена [7] субмеридиональная полоса интенсивных эпигенетических изменений пермо-триасовых и данково-лебежанских отложений. Эпигенетическое изменение пермо-триасовых пород обусловлено движением пластовых вод с запада на восток и визуально выражено сменой красноцветных осадков сероцветными. Эпигенез данково-лебежанских отложений более сложен. По разрезу сверху вниз обычно фиксируется маломощная (3-5 м) темно-серая, пиритизированная крошка глинистого водоупора, ниже отмечается толща 10-12 м лимонитизированных глин, постепенно сменяющихся книзу светло-серыми неизменяемыми породами. Наличие эпигенетической зональности в этих отложениях связывается с подтоком в водоносные горизонты снизу по разрывным нарушениям растворов, содержащих сероводород, углеводороды и т.д., откаты из более глубоких частей артезианского бассейна Припятского прогиба.

Распределение химических элементов в данково-лебежанских и пермо-триасовых отложениях прежде изучалось регионально с акцентом на установление медианных, минимально-аномальных и аномаль-

них содержаний в литологических разновидностях пород (глины, мергели, песчаники, известняки). Поэтому целенаправленной геохимической информации получено не было.

Наши исследования показали [3], что распределение основных химических элементов, в частности цветных металлов, следует рассматривать не только в региональном (Припятском прогибе), но и в локальном плане (таблица), т.е. по каждой структурной единице (зоне). Это позволило: а) выявить в пределах таких единиц стабильный и нестабильный набор химических элементов в породах, наличие в разрезе "сквозных" и "несквозных" элементов; б) установить определенную зависимость значений кларков концентрации, минианомальных и аномальных содержаний от наличия "сквозных" элементов: при наибольшем количестве их, как правило, фиксировали возрастающие значения кларков концентрации и чаще - минианомальные и аномальные содержания химических элементов цветных металлов.

В дальнейшем выяснилось [5], что при оперировании этими содержаниями геохимическая специализация структурных единиц (зон) затушевывается и поэтому целесообразнее перейти от полигеохимической к дигеохимической специализации, которая обычно выявляется, если минианомальные содержания отдельных химических элементов выступают в роли "фоновых", а аномальные указывают на дигеохимическую специализацию этих элементов*. В нашем случае минианомальные содержания свинца (0,01%) и цинка (0,02%) выступают в роли "фоновых", а аномальные - характеризуют свинцово-цинковую специализацию центральной геохимической зоны (таблица).

Так, в данково-лебедянских отложениях минианомальные содержания свинца (0,01%) составили 60,6%, в верхнепермских образованиях они возросли до 65,3%, а в нижнетриасовых достигли 82,5%. Минианомальные содержания цинка (0,02%) - соответственно 43,3; 67,2; 88,5%. Наоборот, высокоаномальные содержания свинца и цинка (0,1%) зафиксированы в отложениях данково-лебедянского (17,6%) и единичные - верхнепермского возраста. В нижнетриасовых образованиях такие же высокоаномальные концентрации не зафиксированы, а для цинка отмечены в единичных случаях, что вполне объяснимо его повышенной миграцией.

* Прежде [3] полигеохимическая специализация намечалась по фоновым содержаниям химических элементов.

Аномальное содержание свинца и цинка в породах центральной геохимической зоны Припятского прогиба

Возраст вмещающих пород	Содержание, %*	
	Pb	Zn
Нижнетриасовый	0,01(82,5)*	
	0,02(16,7)	0,02(88,5)*
	0,03	0,03(9,1)
	0,04	0,04
		0,05
		0,06
		0,07
		0,08
		0,09
		0,10
Верхнепермский	0,01(70,0)	
	0,02(18,9)	0,02(67,2)
	0,03(10,1)	0,03(11,4)
	0,04*	0,04(3,6)
	0,05*	0,05(13,2)
	0,06*	0,06
	0,07*	0,07(4,50)
	0,08*	0,08*
	0,09*	0,09*
	0,10*	0,10*
Верхнедевонский (данково-лебедевский)	0,01(60,6)	
	0,02(21,2)	0,02(43,3)
	0,03(18,1)	0,03(13,9)
	0,04*	0,04(11,8)
	0,05*	0,05
	0,06*	0,06
	0,07*	0,07(7,9)
	0,08*	0,08
	0,09*	0,09
	0,10*	0,10(17,6)
	0,30(5,9)	
	1,00*	

* В скобках указаны проценты общего количества всех минианомальных и аномальных содержаний элемента в стратиграфической единице зоны.

В данково-лебелянских отложениях аномальные содержания свинца и цинка концентрируются в трех литологических горизонтах [47], контролируемых пластинами горячих сланцев. Первый литогоризонт фиксируется в известняково-мергельной пачке и приурочен к строматолитовым, слоистым известнякам. Второй и третий горизонты располагаются в верхней части доломитово-мергельной пачки и сложены сероцветными строматолитовыми доломитами. Третий горизонт отделяется от второго междупластием мощностью 20 - 50 м.

Аномальные содержания свинца и цинка в первом горизонте фиксируются в маломощных серых, строматолитовых слоистых известняках. Породы перекристаллизованы и характеризуются наличием вторичных текстур и структур. Фоновые и минианомальные содержания свинца и цинка в первом горизонте в основном приходятся на пелитоморфные мергели. Аномальные содержания свинца и цинка во втором и третьем горизонтах концентрируются в строматолитовых доломитах, также характеризующихся наличием вторичных текстур и структур. В тех же горизонтах фоновые и тяготеющие к ним по периферии минианомальные содержания свинца и цинка свойственны разностям доломитов со значительной мергельной и глинистой составляющей.

Основываясь на результатах построения серии погоризонтных геохимических карт, установили, что наименьшее число аномальных содержаний свинца и цинка приходится на первый горизонт, наибольшее - на второй и третий.

Изучение аномальных и рудных (преимущественно пирит) концентраций в плане и в основном по разрезу показало, что они представлены одноименными аномальными ассоциациями и формами сульфидов: свинец-галенит; цинк-сфалерит. Сульфиды свинца и цинка в виде мелкой вкрапленности (0,1-0,5 мм) ассоциируют с мелкозернистым пиритом второй генерации. Пирит первой генерации обычно приурочен к зальбандам субвертикальных кварцево-карбонатных жил, прожилков и представлен изометричными зернами размером от 2 до 5-10 мм.

Пирит второй генерации, выполняющий центральные участки жил и прожилков, более мелкозернистый (0,2-1 мм), часто корродирует пирит первой генерации, цементирует зерна кварца и карбонатов, а также замещает их с периферии и по сети нитевидных трещин.

Текстуры минерализованных интервалов главным образом вкрапленные, структуры - цементационные. Крайне низкая микротвердость пирита второй ($454-621 \text{ кг/мм}^2$) и первой ($792-847 \text{ кг/мм}^2$) генера-

ций, отсутствие заметных метаморфизирующих воздействий на него в целом указывают на "молодой" возраст пирита. Поэтому не исключено допущение, что интервалы свинцово-цинковой минерализации и одноименных аномальных содержаний, по-видимому, сформировались в структурных элементах, унаследованных от предперисских орогенических движений, которые [11] имели место в Днепровско-Припятском прогибе. При этом в согласии с [9] рудоносные растворы, выполнившие трещины, по-видимому, не связаны с магматическим очагом, а обусловлены хлоридными рассолами, которые, погружаясь на глубину (порой до кристаллического фундамента), разогревались в соответствии с геотермическим градиентом и активно извлекали металлы из пород, по которым они мигрировали. Поднимаясь впоследствии по разломам и трещинам, они достигали карбонатных толщ, где в восстановительной обстановке (благодаря углеводородам и сероводороду) отлагали вынесенные ими металлы. На высокую концентрацию свинца и цинка в рассолах Припятского прогиба также указывает авторы работы [10].

Таким образом, указанная выше приуроченность высокоаномальных содержаний свинца, цинка и одоименной минерализации к западной части центральной геохимической зоны, выявленная здесь предыдущими исследованиями субмеридиональная полоса интенсивных эпигенетических изменений данково-лебединских и пермо-триасовых пород, трассируемая глубинным Малыньско-Симоновичским разломом, наличие по разрезу интервалов концентраций свинца и цинка, контролируемых пластами горючих сланцев, игравших роль геохимического барьера, присутствие в рассолах значительных концентраций полиметаллов позволяют высказать суждение об эпигенетическом характере полиметаллической минерализации изученного комплекса данных отложений. Это вполне согласуется с данными [12] о локализации аналогичной минерализации в надсолевых образованиях Днепровско-Донецкой впадины, а также [8] в породах палеозойского осадочного чехла центральных районов Русской платформы.

1. Алгиревич Л.Ф., Палер А.М. Структурные особенности сульфатно-карбонатно-терригенной формации Припятского прогиба. - Докл. АН БССР, 1973, 15, № 3, с.167-169.
2. Горелик Э.А., Аязберг Р.Е., Синичка А.М. и др. Современная структура и история тектонического развития Припятского прогиба. - Минск: Наука и техника, 1968. - 256 с.
3. Григорович В.В., Окушко Л.И. О геохимической специализации структурно-тектонических зон надсолевого девона Припятского прогиба. - В кн.: Полезные ископаемые Белоруссии. Минск, Наука и техника, 1975, с.82-87.

4. Григорович В.В. Оценка перспектив налсолевого девона Припятского прогиба на стратиформные месторождения цветных металлов.- В кн.: Вопросы геологии и поисков рудных полезных ископаемых. Минск, Наука и техника, 1976, с.163-172.
5. Григорович В.В. Про геохімічну зональність аномальних вмістів свинцю, цинку і міді у відкладах сланцевої карбонатно-терригенної субформації Прип'ятського прогину.- Допов. АН УРСР. Сер.Б. Геологічні, хімічні та біологічні науки, 1978, № 4, с.297-299.
6. Заржицкий Г.Д., Бордон В.Е. Перспективы пестроцветных пермотриассовых отложений юга Припятского прогиба на медь.- В кн.: Твердые полезные ископаемые СССР. Минск, Наука и техника, 1970, с.92-93.
7. Заржицкий Г.Д., Матрунчик Л.И., Бордон В.Е. Геолого-геохимические предпосылки выделения медистых песчаников в Припятском прогибе.- В кн.: Литолого-геохимические и металлогенические исследования глубинных зон Белоруссии. Минск, Наука и техника, 1973, с.134-148.
8. Захаров Е.Е., Крестин Е.М. Вопросы металлогении фундамента и чехла центральных районов Русской платформы.- Евл. Москов. об-ва испыт. природы, отд.геол., 1973, № 3, с.140-141.
9. Корневский С.М. Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций.- М.: Недра, 1973, с.260-261.
10. Лавров А.П., Бенсман В.Р., Шаповал Л.И. Методика анализа и поисковое значение микроэлементов (металлов) в рассолах Припятского прогиба.- В кн.: Вопросы геологии и поисковых рудных полезных ископаемых. Минск, Наука и техника, 1976, с.180-190.
11. Назаренко Л.П. К вопросу об унаследованности структурных элементов Большого Донбасса.- В кн.: Природные и трудовые ресурсы левобережной Украины и их использование. Геология и полезные ископаемые. Геология. М.: Недра, 1973, 12, ч.1, с.96-99.
12. Невмерзичкая З.М. Минералого-петрографическая характеристика корневской свиты в пределах Припятского прогиба.- В кн.: Геология и гидрогеология Припятского прогиба. Минск, Наука и техника, 1963, с.62-70.
13. Семенов Н.П., Хрушов Д.П., Ленигов Г.Д. и др. Рудная минерализация солянокупольных структур ДВ.- В кн.: Критерии прогнозирования месторождений Украинского шита и его обрамления. Киев: Наук. думка, 1975, с.513-520.

УДК (550.84:553.434:551.736.1)(477.61.62)

А.М.Эдельман, В.В.Грабянский, Н.Н.Грабянская

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ МЕДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В НИЖНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ДОНБАССА

Большую роль в повышении эффективности поисков рудного оруденения может играть исследование геохимической зональности известных месторождений и рудопоявлений. Анализ показателей этой зональности помогает решить одну из основных задач прикладной геохимии - установление геохимических критериев оценки уровня выявленной аномалии в метрике изученного оруденения.

Вертикальная зональность в первичных ореолах была впервые установлена А. Д. Каблуковым и Г. И. Вертеповым [1] на примере изучения типичных гидротермальных месторождений урана. Наиболее детально изучена и описана геохимическая зональность эпигенетических месторождений различных рудных полезных ископаемых [1, 4, 6, 9, 12, 13]. Геохимическая зональность сингенетичных месторождений и рудопроявлений изучена недостаточно. В частности, геохимическая зональность медного оруденения в Донбассе почти не изучалась.

Стратиформное медное оруденение в Донбассе [2, 3, 5, 7, 8, 10, 11] приурочено к отложениям картамышской свиты. Эти отложения, относящиеся к терригенно-красоцветной формации нижней перми [10], сохранились в западной части Донецкого бассейна, где они выполняют обширные Бахмутскую и Кальмиус-Торецкую котловины.

Они представлены в основном чередующимися красно-бурными аргиллитами, алевролитами и песчаниками. Среди этой довольно монотонной толщи на определенных стратиграфических уровнях встречаются горизонты пород серого цвета того же литологического состава. В сероцветных горизонтах наблюдаются также прослои доломитов и известняков.

Мощность картамышской свиты закономерно увеличивается в юго-восточном направлении от 500 до 1100 м. Мощность сероцветных горизонтов обычно не превышает 3-5 м и лишь в отдельных случаях достигает 20-30 м. Медная минерализация приурочена только к горизонтам пород серого цвета. Таких горизонтов насчитывается до 12. До настоящего времени выявлено 35 рудопроявлений меди.

О сингенетичности стратиформного медного оруденения в Донбассе свидетельствует, в частности, тесная связь этого оруденения с определенными литолого-фациальными комплексами [2, 16, 17]. Установлено два типа медного оруденения. Первый тип (медистых сланцев, или мансфельдский), наиболее изученный, приурочен к алевролитам, аргиллитам и карбонатным породам. Это прибрежные образования мелководно-морских бассейнов. Второй тип (медистых песчаников, или джекказганский) связан с песчаниками, представляющими собой образования подводных речных выносов. Отсюда следует, что геохимические критерии нельзя рассматривать в отрыве от литолого-фациальных. В связи с этим в основу изучения геохимии меденосных отложений Донбасса были положены принципы фациально-геохимических исследований [14, 15], в разработку которых

значительный вклад внес Н.М.Страхов. Из этих принципов следует, что геохимическими критериями при поисках медных руд в Донбассе могут служить закономерности распределения в породах как рудных элементов и их спутников, так и тех элементов, их форм и окислов, которые являются в той или иной степени индикаторами условий осадкообразования [15]. Роль последних в Донбассе изучена ранее [17].

На примере Берестянского рудопроявления, являющегося крупнейшим представителем первого типа оруденения, установлено, что наиболее высокие концентрации меди приурочены к прибрежным частям палеобассейнов. Наиболее высокие содержания свинца и цинка связаны с более глубоководными осадками упомянутых бассейнов. По мере удаления от береговой линии палеобассейна в сторону открытого моря наблюдается следующая минералогическая зональность: халькозин-борнит-халькопирит-галенит-сфалерит.

Установлено, что элементами-индикаторами медного оруденения, кроме самой меди, является цинк, свинец, серебро, ванадий, кобальт, хром, никель, галлий и барий. Эти элементы образуют ореолы вокруг рудных тел, а иногда имеются в повышенных количествах в самих рудах.

Существуют методы изучения геохимической зональности рудных месторождений [1, 6, 13]. Как показал опыт последних лет [1, 4, 6, 9, 12, 13], наиболее надежно зональность устанавливается при подсчетах отношений продуктивностей отдельных элементов на всю ширину (мощность) ореола, включая рудные интервалы. В качестве исходных данных для изучения зональности использованы линейные продуктивности в пределах рудоносных горизонтов, вскрытых скважинами.

Эти данные послужили основой для определения зонального ряда отложений элементов, т.е. последовательности размещения вдоль рассматриваемого направления максимумов относительных содержаний каждого из элементов. Эти ряды были определены с помощью центров тяжести отношений между элементами [13] на ЭВМ "Минск-32".

Геохимическая зональность изучалась в направлении движения рудоносных растворов. В качестве такового принято направление прибрежная часть палеобассейна - открытое море.

Общий ряд зональности для четырех поисковых профилей Берестянского рудопроявления в указанном направлении выглядит следующим образом: медь - цинк - барий - (серебро, ванадий, кобальт, хром) - (свинец, никель) - галлий. В скобках указаны элементы, средние центры тяжести которых близки.

Полученные данные указывают на несоответствие положения минералов свинца и цинка в ряду минералогической зональности и положения этих элементов в ряду геохимической зональности. Это объясняется тем, что основная масса свинца и цинка осаждалась путем изоморфных замещений, адсорбционного захвата и лишь меньшая доля указанных элементов образовала собственные минералы.

Положение элементов в зональном ряду отложений в направлении континент - море может служить основой для выбора показателей зональности, характеризующих уровень вскрытой минерализованной зоны. Известно, что для этих целей наиболее надежными являются те показатели, которые монотонно изменяются в изучаемом направлении [12, 13].

Из-за большого числа возможных отношений между элементами отыскание таких монотонно изменяющихся показателей по четырем профилям Берестянского рудопроявления произведено с помощью ЭВМ "Минск-32" по программе "НР-2", разработанной на кафедре геохимии Московского государственного университета [13]. Были изучены отношения продуктивностей первого и второго порядков десяти химических элементов.

По изученным разведочным профилям выявлены показатели второго порядка, многие из которых характеризуются большой разрешающей силой порядка $n \cdot 10^5$: $\frac{Cu \cdot Zn}{Ca \cdot Ni}$ и $\frac{Cu^2}{Pb \cdot Ca}$ (рис. 1 и 2).

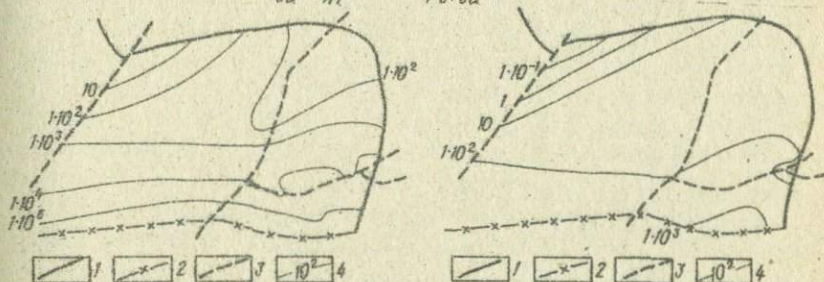


Рис. 1. Распределение геохимического показателя зональности $\frac{Cu \cdot Zn}{Ca \cdot Ni}$ в пределах Берестянского рудопроявления:

1 - выход рудоносного горизонта на дневную поверхность; 2 - линия выклинивания рудоносного горизонта; 3 - тектонические нарушения; 4 - изолинии показателя зональности и их значение.

Рис. 2. Распределение геохимического показателя зональности $\frac{Cu^2}{Pb \cdot Ca}$ в пределах Берестянского рудопроявления:

1 - выход рудоносного горизонта на дневную поверхность; 2 - линия выклинивания рудоносного горизонта; 3 - тектонические нарушения; 4 - изолинии показателя зональности и их значение.

Выявленные геохимические показатели зональности рекомендованы для оценки уровня вскрытой минерализованной зоны, и, в частности, уровня эрозионного среза этой зоны, а также для выбора направления поисков стратиформного медного оруденения первого типа в нижнепермских отложениях Донбасса.

1. Беус А.А., Григорян С.В. Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. - М.: Недра, 1975. - 280 с.
2. Грабянская Н.Н., Эдельман А.М., Грабянский В.В., Пдельсон А.А. О перспективах открытия промышленных месторождений меди в Донбассе. - Разведка и охрана недр, 1967, № 12, с.27-29.
3. Грабянский В.В., Эдельман А.М. Медистые песчаники Донбасса. - В кн.: Рудоносность Русской платформы. М.: Наука, 1965, с.173-176.
4. Григорян С.В., Янишевский Е.М. Эндогенные геохимические ореолы рудных месторождений. - М.: Недра, 1968. - 204 с.
5. Евсеева С.И. Пермские отложения Большого Донбасса и их возможные минеральные ресурсы. - В кн.: Большой Донбасс. М.: Госгеолтехиздат, 1941, с.211-219.
6. Квятковский Е.М. Методика определения уровня сечения рудных тел по их первичным ореолам. - В кн.: Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Киев: Вища школа, 1975, с.112-126.
7. Лурье А.М., Краснопевцева Г.Н. Меденосность нижнепермских отложений Донбасса. - М.: Наука, 1969. - 116 с.
8. Нестеренко Л.П. О составе и строении свиты медистых песчаников Донецкого бассейна. - Докл. АН СССР, 1955, 100, № 5, с.961-964.
9. Овчинников Л.Н., Григорян С.В. Закономерности состава и строения первичных геохимических ореолов сульфидных месторождений. - В кн.: Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Ч.1. Иркутск, Изд-во Иркутск. ун-та, 1970, с.3-36.
10. Прогноз месторождений полезных ископаемых в осадочных формациях Украины. Под ред. Л.Г.Ткачука. - Киев: Наук. думка, 1974. - 173 с.
11. Савич-Заболоцкий К.Н., Лапкин И.Ю. О происхождении медистых песчаников Донецкого бассейна. - Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., 1949, 24, с.56-76.
12. Соловов А.П., Гаранин А.В. Оценка уровня эрозионного среза оловорудных проявлений при геохимических поисках. - В кн.: Геохимические методы при поисках и разведке рудных месторождений. М.: Изд. ИМГРЭ, 1971, вып.6, с.21-23.
13. Соловов А.П., Гаранин А.В., Виль Л.С. Исследование зональности рудных месторождений с помощью ЭВМ. - Алма-Ата: ОНТИ КазИМСа, 1972. - 71 с.
14. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. В 3-х т. Т.3. М.: Изд-во АН СССР, 1962. - 549 с.
15. Страхов Н.М., Залмавзон Э.С., Глаголева М.А. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа. - Тр. Геол. ин-та, 1959, вып.23. - 223 с.

16. Тесфилова А.П. Переход угленосных отложений карбона в соленосные отложения перми в Западном Донбассе. - Тр. Геол. ин-та, 1966, вып. 140, 187 с.
17. Эдельман А.М., Грабянская Н.Н., Грабянский В.В. Геохимические критерии поисков стратифицированных медных руд типа медистых сланцев (мансфельдский тип) в нижнепермских отложениях Донбасса. - В кн.: Геохимия осадочных пород и прогноз полезных ископаемых. Киев.: Наук. думка, 1978, с.230-236.

УДК 550.4:553.434(477.8)

В.А.Шумлянский, И.П.Сергеев, Е.Г.Сушук

О ДИАГЕНЕТИЧЕСКОМ НАКОПЛЕНИИ МЕДИ
В КРАСНОЦВЕТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ НИЖНЕГО ДЕВОНА ПРИДНЕСТРОВЬЯ

Красноцветная терригенная аргиллитопесчаниковая формация, породы которой выходят на поверхность между р. Днестр и его притоком р. Серет, известна как днестровская серия, принадлежащая верхней части кединского яруса, а также зигенскому и эмскому ярусам нижнего девона [7]. Весь комплекс отложений днестровской серии накопился в условиях наземных и подводных дельт нескольких небольших рек [2]. Выполненные нами измерения в имуты падения косоугольности песчаников и направления отдельных небольших русел указывают на преобладавший перенос терригенного материала с запада, где, вероятно, располагались каледонские поднятия. В целом толща пород, слагающих днестровскую серию, имеет красно-бурую, красно-коричневую окраску, на фоне которой выделяются пласты песчаников, реже - алевролитов и аргиллитов зеленовато-серого цвета, а также тонкие линзовидные прослои слюдясто-алевролитовых сланцев черного цвета, содержащих медную минерализацию. Сравнительное изучение литолого-геохимических особенностей красноцветов и сероцветов позволило авторам сделать некоторые выводы о происхождении окраски пород и перспективах их меденосности.

Красноцветные отложения

В разрезе днестровской серии Приднестровья преобладают аргиллиты: алевролиты и песчаники образуют среди них пласты различной мощности. В средней и верхней частях разреза песчаники слагают пачки мощностью в несколько десятков метров. Окраска аргиллитов преимущественно красно-коричневая, алевролитов - буровато-красная, песчаников - розовая, темно-красная.

Петрографическое описание пород, в основном песчаников и алевролитов, приводится в работах [2-4]. По нашим данным песчаники полимиктовые, состоят из кварца (60%), калиевых полевых шпатов (13-15%), плагиоклазов (5%), биотита (1-3%), мусковита (1-2%), обломков аргиллитов (12-15%) и кремней (1-4%). Кластический материал неокатан, размер зерен выдержан в пределах 0,1-0,3 мм. Акцессорные минералы представлены апатитом, турмалином, цирконом и сфеном. Среди рудных минералов преобладает тонкодисперсный гидрогематит, окрашивающий породу в красный цвет, встречаются ильменит и лейкоксен. Цемент песчаников кварцевый, регенерационного типа и составляет не более 3% породы. Большинство чешуек биотита в песчанике гидратизировано, реже отмечается частичное замещение биотита светло-зеленым хлоритом с выделением иголок рутила.

Комплексный химический анализ пород по методу Н.М.Страхова и Э.С.Залманзон [5], выполненный в лаборатории экспедиции Министерства геологии СССР под руководством Г.И.Мельничук, позволяет сопоставить содержания различных минералого-геохимических форм железа (табл. I).

В красноцветных песчаниках преобладает окисная минералого-геохимическая форма железа, представленная гидрогематитом, в меньшей мере - гидрогетитом. Обломочная минералого-геохимическая форма железа отвечает, по-видимому, железу биотита и ильменита. В связи с отсутствием в породах сульфидной серы пересчет на сульфидное железо не производился. Незначительное количество CO_2 в породах свидетельствует об отсутствии сидерита, поэтому почти все Fe^{2+} раств представлено хлоритной формой.

Содержание меди в песчаниках днестровской серии заметно ниже кларка меди в земной коре, в результате чего кларк рассеяния меди составляет 0,50. Однако отложения днестровской серии не отличаются по содержанию меди от осадочных пород земной коры в целом (в песчаниках 25 г/т, в глинах 39 г/т) и лишь немного обеднены медью по сравнению с красноцветными, в том числе меденосными формациями Донбасса, Предуралья и Средней Азии [6].

Серовоцветные отложения

Серовоцветные породы днестровской серии представлены преимущественно песчаниками. Окраска их очень светлая, серовато-зеленая, часто постепенно переходит в розовую, а затем в буро-красную. Характерны значительных размеров "облаковидные" пятна зеленовато-серо-

Т а б л и ц а I. Средние содержания меди, органического углерода, уголекислоты и минералогеохимических форм железа в различных литологических типах пород

Литологические типы пород	Число проб	Среднее содержание Cu, %	CO ₂ , %	C орг., %	Минералогеохимические формы железа								Коэффициент восстановленности Fe ²⁺ / Fe ³⁺ окис.
					Валовое содержание, %	карбонатно-хлоритная		окисная		обломочная			
						Среднее содержание, %	% Fe вал	Среднее содержание, %	% Fe вал	Среднее содержание, %	% Fe вал		
Песчаник розовый, красный	II	0,0026	0,40	0,03	1,55	0,03	1,93	0,98	63,22	0,54	34,85	0,03	
Песчаник серовато-зеленый	12	0,0032	1,07	0,06	0,98	0,13	13,26	0,53	51,08	0,32	32,66	0,24	
Аргиллит красно-бурый	5	0,0039	1,39	0,10	2,81	0,05	1,77	1,67	59,43	1,09	38,80	0,03	
"Сланец" слюдисто-алеуритовый черный	2	0,8300	0,23	0,60	3,14	0,55	17,51	1,54	49,04	1,05	33,45	0,35	

го цвета, иногда они более мелкие, округлые или эллипсоидные, вытянутые либо образующие цепочку от подошвы к кровле песчаника. Сливаясь вблизи кровли, под аргиллитами, они образуют полосы зеленовато-серого цвета. В прослоях аргиллитов также, хотя и реже, отмечаются голубовато-серые пятна, но здесь они вытянуты вдоль напластования.

По структуре, текстуре и минеральному составу терригенного материала сероцветные песчаники не отличаются от красноцветных. Изучение зеленовато-серых песчаников под микроскопом показывает, что биотит в них хлоритизирован в значительно большей степени, чем в красноцветных породах, нередко до полного замещения, гидрогомаит практически отсутствует, а гидрокислы железа образуют в породе редкие гелеобразные выделения бурого цвета.

В связи с хлоритизацией биотита в сероцветных песчаниках в общем балансе железа резко возрастает роль двухвалентного растворимого в слабой *НСВ* железа, относимого обычно к карбонатно-хлоритной минералого-геохимической форме. Ввиду незначительного количества M_2 в породе (см. табл. I) железо здесь, по-видимому, содержится только в хлоритной форме. Хлоритизацией биотита объясняется также уменьшение содержания обломочной формы железа. Снижение содержания окисного железа с 0,98% в красноцветных песчаниках до 0,53% в сероцветных связано, вероятно, с восстановлением и выносом железа, что отражается на уменьшении его валового содержания в породах с 1,55 до 0,98%. Восстановленность сероцветов заметно увеличивается по сравнению с красноцветами (см. табл. I). По данным полуколичественного спектрального анализа, в серовато-зеленых песчаниках более чем на 20% по сравнению с краснобурыми увеличено содержание меди и от 10 до 20% уменьшены концентраты бария и бериллия (табл. 2). Одновременно нарушены положительные корреляционные связи указанных элементов с остальными. По-видимому, это свидетельствует о привносе меди и выносе бария и бериллия в процессе преобразования красноцветных пород в сероцветные.

Черные слюдясто-алевроитовые "сланцы" состоят на 70% из кластического материала и на 30% из кремнисто-серицито-глинистого цемента ровового типа. В отдельных участках породы цемент кварцевый регенерационный. Обломочный материал неокатан; представлен кварцем (~ 40%), полевыми шпатами (10-15%), слюдами (мусковитом и биотитом - 10-15%), углистым веществом (~ 2%).

Слюды в породе распределены неравномерно, ориентированы параллельно плоскостям напластования и сосредоточены в отдельных прослойках, как и углистый материал, образующий скопления в виде изогнутых, вытянутых по напластованию линзочек. В описываемых породах широко распространен хлорит, который развивается не только по биотиту, а замещает также полевые шпаты и цемент, придавая зеленый оттенок породам.

Медная минерализация, приуроченная преимущественно к углеродсодержащим слюдиристо-алеуритовым "сланцам", на поверхности представлена малахитом, реже - азурином. Довольно часто встречаются желваки халькозина размером до 1-2 см в диаметре, установлены также борнит, ковеллин, а в керне скважин - вкрапленность халькопирита. По данным спектрального анализа в халькозине, кроме меди, содержатся (%): барий (около 2), св.ец (0,03), ванадий (0,01), молибден (0,0015), бериллий (0,0002).

Медистые "сланцы" характеризуются наиболее высоким средним содержанием органического углерода (см.табл. I), а также наибольшим значением коэффициента восстановленности.

Изменения минерального состава пород при переходе их из красноцветных в сероцветные, а также соответствующие изменения их геохимических типов указывают на диагенетический характер преобразований, обусловленных в первую очередь содержанием органического вещества в породе. Как известно, изменение последнего в диагенезе приводит к выделению углекислого газа, сероводорода, водорода, метана и других газов. В данном случае основную роль, по-видимому, играла углекислота, что подтверждается повышенным содержанием CO_2 в сероцветных песчаниках по сравнению с красноцветными (см.табл. I). Повышение в ходе диагенеза щелочного резерва поровой воды обусловило хлоритизацию биотита. Таким образом, процесс превращения красноцветных песчаников в зеленовато-серые имеет характер оглеения [1].

В породах с более высоким содержанием органического углерода в результате редукции сульфатов, содержащихся в иловых и наддонных водах, наряду с CO_2 , значительную роль играет сероводород. В этих условиях в первую очередь осаждаются сульфиды меди, тогда как железо входит в состав борнита, халькопирита, а пирит образуется чрезвычайно редко [8]. По мнению Н.М.Страхова, неравномерность распределения органического вещества в толщах медистых песчаников изученных им регионов "приводил... в движение ог-

Т а б л и ц а 2. Параметры распределения содержаний микро-

Литологические типы пород	Число проб	Статистические параметры	Cu	Zn	Pb	Co	Ni
Песчаники красно-бурные	32	Закон распределения	N	LN	LN	N	N
		Me	24,0	-	-	8,0	19,0
		\bar{X}	25,0	34,0	8,5	8,3	20,0
		σ	8,0	11,0	1,3	3,0	6,0
		V, %	33,0	33,0	15,0	28,0	31,0
Песчаники зеленовато-серые	12	Закон распределения	LN	LN	LN	N	N
		Me	28,0	-	-	8,4	19,0
		\bar{X}	33,0	25,0	7,9	8,7	21,0
		σ	19,0	5,0	1,5	2,2	8,0
		V, %	59,0	21,0	19,0	25,0	38,0
Аргиллиты красно-бурные	40	Закон распределения	LN	N	LN	-	N
		Me	34,0	31,0	8,5	-	28,0
		\bar{X}	39,0	36,0	9,3	10,0	29,0
		σ	20,0	20,0	4,2	-	6,0
		V, %	52,0	55,0	4,5	-	20,0
"Сланец" углелисто-слюдисто-алевритистый	2	\bar{X}	8300,0	28,0	18,0	15,0	40,0

Me - медиана; \bar{X} - среднее арифметическое; σ - стандартное отклонение; даны в граммах на тонну.

элементов в отложениях днестровской серии нижнего девона

Ga	Be	V	Ti	Cr	Zr	Y	Yb	Ba	Str
N	LN	N	N	N	N	LN	-	N	LN
8,5	1,4	25,0	3400,0	39,0	280,0	9,0	-	365,0	-
8,8	1,7	26,0	3610,0	40,0	290,0	11,0	1,1	396,0	94
2,2	1,2	8,0	1300,0	7,0	60,0	6,0	-	162,0	14
24,0	69,0	31,0	36,0	18,0	22,0	56,0	-	41,0	15
N	LN	N	LN	N	N	LN	LN	N	N
8,4	1,3	23,0	3800,0	42,0	260,0	10,0	1,1	321,0	-
8,7	1,5	24,0	3910,0	43,0	267,0	12,0	1,2	341,0	91
2,2	0,8	5,0	938,0	6,0	64,0	7,5	0,3	123,0	20
25,0	51,0	21,0	24,0	63,0	27,0	63,0	27,0	36,0	22
LN	N	N	LN	N	N	LN	N	N	N
13,0	3,4	33,0	5420,0	45,0	290,0	10,0	14,0	345,0	78
14,0	3,5	34,0	5500,0	45,0	297,0	12,0	15,0	355,0	82
5,0	0,9	9,0	880,0	5,0	56,0	8,0	5,0	82,0	24
34,0	27,0	27,0	16,0	11,0	19,0	65,0	35,0	23,0	29
20,0	3,5	110,0	8500,0	45,0	150,0	55,0	3,0	450,0	125

отклонение; V - коэффициент вариации; содержания микроэлементов

ромные массы сульфидов в диагенезе". Он указывает на перемещение рудных компонентов из красноцветных отложений в залегающие среди них сероцветные. Результаты изучения нами распределения меди по литолого-геохимическим типам пород подтверждают этот вывод (см. табл. 2).

По-видимому, диагенез, обусловивший образование медной минерализации в породах днестровской серии, протекал при малых концентрациях сероводорода и относительно повышенном E_h , на что указывает низкие коэффициенты восстановленности пород, преимущественное развитие халькозина, отсутствие пирита. Существовавшие условия можно объяснить как незначительным содержанием сульфатов в речной воде, так и низким содержанием в осадках органического углерода.

Наиболее высокие содержания углефицированного растительного детрита тяготеет к кровле днестровской серии и подошве перекрывающей ее лопушанской свиты среднего девона [7]. Однако, эта, вероятно, наиболее перспективная на медь часть красноцветной толщи наименее изучена бурением. Следует учитывать также возможность выявления в гипсо-доломитной пачке лопушанской свиты высоких концентраций свинца и цинка, по аналогии с проявлениями этих металлов в карбонатных пачках, перекрывающих меденосные отложения Артемовской котловины, Джергаланского и Ленского районов [8].

1. Борисенко Е.Н. Процессы глеевого катагенеза в породах красноцветной формации. - В кн.: Геохимия процессов миграции рудных элементов. М.: Наука, 1977. - 278 с.
2. Бровков Г.М. Фації нижнього девону Придністров'я. Наук. зап. Черн. в. ун-ту. Сер. геол. 1955, вип. 1, 16, с. 12-19.
3. Гуржий Д.В., Доленко Г.Н. Красноцветные отложения Волино-Подольской плиты и Предкарпатского прогиба. Материалы по минералогии, петрографии и геохимии осадочных пород и руд. Вып. 3. Киев: Наук. думка, 1976, вып. 3, с. 34-43.
4. Марковський В.М., Бузова М.И. Особливост будови нижньо-середньо-девонського розриву Львівського палеозойського прогину на прикладі площі Балучин. Тектоніка і стратиграфія, 1972, № 4, с. 20-24.
5. Методи изучения осадочних пород. - М.: Изд-во АН СССР, 1957. - 557 с.
6. Перельман А.И., Борисенко Е.Н. Очерки геохимии меди в зоне гипергенеза. - Вопросы геохимии. Тр. ИГЕМ, 1962, вып. 70, с. 30-99.
7. Стратиграфія УРСР. Ч. 2. Девон. К: Наук. думка, 1974, 4. - 259 с.
8. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1962, 2. - 646 с.

С.И.Рыбалко, Э.В.Мельничук, В.И.Иванченко, Э.А.Рыбакова
МИКРОТОПОГРАФИЯ ЗОЛОТА
ИЗ СОВРЕМЕННЫХ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАССЕЙНА р.ДНЕСТРА

Исключительные миграционные способности золота, обусловленные его высокой устойчивостью в зоне гипергенеза, способствуют широкому его распространению в аллювии ряда современных украинских рек, их древних террас, а также в прибрежной полосе западного побережья Черного моря.

Одним из прослеженных в настоящее время путей современной миграции золота в юго-западной части Русской платформы является путь от Карпат на их северо-восточном склоне в аллювий ручьев и мелких рек к устьям этих рек, впадающих в Прут и Днестр, и далее уже по их долинам в прибрежные донные осадки северо-западной части акватории Черного моря.

Интерес к изучению золота в аллювии бассейна р.Днестра вызван рядом причин - геохимических, петрографических, литологических и т.п. Кроме того, до конца не ясен вопрос о коренных источниках аллювиального золота в среднем течении р.Днестра и его левых притоков. Являются ли единственным его источником северо-западные склоны Карпат? Какова роль Украинского щита, а особенно его юго-западного склона, в накоплении золота в аллювии Днестра.

Авторы сделали первую попытку получить ответ на поставленные вопросы. Шлиховым опробованием современного аллювия р.Днестра и его притоков рек Збруч, Смотрич, Увица, Лядова, Дерло и других установлено, что за редким исключением весь современный аллювий этих рек оказался золотоносным, хотя содержания полезного компонента не превышали знаковых количеств.

Золото представлено овальными пластинками размером 0,1-1 мм, реже шариками 0,2-0,5 мм и единичными объемными знаками до 2 мм в диаметре. Под микроскопом для всех золотин характерна неровная, ячисто-бугорчатая поверхность со следами износа.

Для решения вопросов о путях миграции золота, питающих провинциях и прочих были привлечены электронно-оптические методы исследований вещества.

В электронно-микроскопической лаборатории ИГЭМ АН УССР проводились электронно-оптические исследования формы, размеров,

микротопографии поверхности, структурной неоднородности и других структурных и морфологических особенностей самородного золота развитого в современных аллювиальных отложениях бассейна р. Днестра.

Ступенчатое увеличение в диапазоне от 20 до 3500-4000 раз и большая глубина резкости растрового электронного микроскопа РЭМН-2 и РЕМ-200 позволили детально изучить размеры, вес, форму и микротопографии поверхности отдельных золотинок из аллювия и, для сравнения, из проявлений рудного золота на УЩ.

Размеры зерен самородного золота широко варьируют (табл. I).

Зерна золота в аллювиальных отложениях бассейна р. Днестра сильно варьируют по размерам, причем буквально рядом встречаются зерна от 0,1 до 2 мм, т.е. золото не отсортировано. Если рассматривать этот факт под генетическим углом зрения, то следует предположить, что либо питающая провинция находится где-то рядом (Украинский щит или его склон), либо если предположить, что питающая провинция все же восточный склон Карпат, то там должны быть развиты грубозернистые золотосодержащие породы - конгломераты, гравелиты, крупнозернистые пески.

Т а б л и ца I. Размер зерен самородного аллювиального золота в бассейне р. Днестра (среднее течение)

Местонахождение	Минимальный размер (толщина), мм	Максимальный размер по длинной оси, мм
р. Смотрич	0,08	0,82
р. Збруч	0,1	1,09
р. Днестр выше устья р. Збруч	0,2	0,98
р. Днестр между р. Збруч-Смотрич	0,08	0,78
р. Днестр выше устья р. Ушцы	0,1	0,26
р. Днестр выше устья р. Дерло	0,2	0,82
	0,3	0,3
р. Днестр между р. Смотричем и Студеницей	0,15	0,44
Бассейн р. Тетерев	0,2	0,76
Т-проявление на УЩ	0,09	0,16
Б-проявление на УЩ	0,3	0,94

Известно, что в Карпатах в породах фундамента широко развита золоторудная минерализация, генетически связанная с древнейшими метаморфогенными образованиями.

В ход геологической истории эти древнейшие метаморфогенные породы претерпели существенное разрушение, что способствовало

вертикальной и горизонтальной миграции самородного золота. Вертикальная миграция, как правило, явилась результатом накопления золота в промежуточных коллекторах, которые со временем разрушались и подпитывали золотом более молодые (вплоть до четвертичных) отложения.

В результате вертикальной и горизонтальной миграции золото чрезвычайно широко распространено в самых разнообразных осадочных породах Карпат, от грубообломочных (конгломератов, гравелитов, крупнозернистых песчаников) до тонкозернистых (алевролитов и аргиллитов) и даже хомогенных известняков. Основным источником самородного золота в аллювии Днестра и его притоков (если принять априори, что питающей провинцией были только Карпаты) могут служить лишь грубозернистые породы Карпат - конгломераты, гравелиты и крупнозернистые пески.

Размеры зерен золота в среднем течении Днестра совершенно исключают в качестве возможного источника мелкозернистые алевролиты, аргиллиты и даже среднезернистые породы.

Характер выделения самородного золота в конгломератах Карпат хорошо изучен - это обычно единичные зерна размером от нескольких миллиметров до 0,01 мм, приуроченные в подавляющем большинстве случаев к центру конгломератов, что создает благоприятные условия для выноса золота и дальнейшей его транспортировки в аллювии рек, и в первую очередь Днестра.

С одной стороны, широкое распространение по площади и разрезу конгломератов гравелитов и крупнозернистых песчаников (по некоторым данным золотоносные конгломераты, гравелиты и песчаники занимают в Карпатах объем более 20 куб. км), а с другой - их дальнейшая эрозия в ходе геологической истории Карпатского региона, способствующая значительному выносу самородного золота и нахождению его в аллювии рек Днестровского бассейна, создает впечатление, что Карпатское золото, содержащееся в грубообломочных породах, по характеру выделения, распространению в разрезе и содержанию в промежуточных коллекторах может быть принесено в аллювии рек бассейна р. Днестр. Все это основано лишь на общегеологических предпосылках и требует дополнительного конкретного подтверждения, для чего нами проведено определение веса единичных зерен золота из аллювиальных современных отложений бассейна р. Днестр в его среднем течении. Данные измерений приведены в табл. 2.

Т а б л и ц а 2. Вес единичных зерен самородного золота в современных аллювиальных отложениях р. Днестра (среднее течение) и его притоков

Шифр образца	Местонахождение	Вес зерна, г
829	р.Смотрич	$0,853 \cdot 10^{-4}$
833	р.Збруч	$2,273 \cdot 10^{-4}$
832	р.Днестр выше устья р.Збруч	$1,63 \cdot 10^{-4}$
831	р.Днестр между р.Збручем и р.Смотричем	$1,32 \cdot 10^{-4}$
826	р.Днестр выше р.Ушицы	$0,529 \cdot 10^{-4}$
835		$2,21 \cdot 10^{-4}$
834	р.Днестр выше устья р.Дерло	$2,363 \cdot 10^{-4}$
834	" "	
830	р.Днестр между р.Смотричем и р.Студеницей	$0,680 \cdot 10^{-4}$
837	Бассейн р.Тетерева	$1,024 \cdot 10^{-4}$
836	Т-проявление на УЦ	$0,267 \cdot 10^{-4}$

Вес единичных зерен золота, как видно из таблицы, далеко не одинаков, что позволяет предположить кроме Карпатской питающей провинции существование иной, более близкой, возможно, находившейся на юго-западном склоне Украинского шита питающей провинции. Это предположение подкрепляется следующими соображениями:

Если источник сноса (питающая провинция) самородного золота был единым и им являлись грубообломочные породы северо-восточного склона Карпат, то следовало бы ожидать нахождения в аллювии среднего Днестра и его притоков весьма близких по размеру и весу зерен. Значительная удаленность питающей провинции от мест находок (более 500 км) способствует механической дифференциации влекомых зерен самородного золота, результатом чего должна явиться высокая степень сортировки частиц. Единственными допустимыми, при таких условиях размещения питающей провинции, являются монотонные понижения веса зерен самородного золота по мере продвижения аллювия по долине Днестра, чего не наблюдается.

Вес частиц самородного золота в исследуемом районе колеблется в широких пределах - от $0,529 \cdot 10^{-4}$ до $2,273 \cdot 10^{-4}$ г (т.е. колебания веса более 430%). Эти результаты ставят под сомнение существование лишь одной, достаточно далеко удаленной, питающей провинции.

Максимальные размеры и вес зерен самородного золота характерны не для основного русла Днестра, а встречаются в его притоках, что также противоречит представлению о единой питающей провинции.

Эти и ряд других соображений заставили нас подвергнуть исследуемые зерна самородного золота более тщательному изучению их вещественного состава методом рентгеновского микрозондирования на электронном микроскопе микроанализаторе ЭММА-2.

Сокращенный полуколичественный рентгеноспектральный микроанализ самородного золота показал наличие в зернах кроме *Au* еще и *Fe*, *Mn*, *Cu*, *Zn*, *V*, *Co*:

Относительные содержания элементов в единичных зернах самородного золота составляют ряд: $Au \gg Zn > V > Cu > Mn > Co > Fe$, хотя в некоторых случаях количество элементов-примесей может несколько варьировать.

Зерна золота в коренных породах (Б-проявление на УИ) характеризуются наличием следующих элементов $Au \gg Zn > V > Mn > Cu > Co > Fe$.

Золото, найденное в аллювии р.Збруч, - $Au \gg V > Zn > Mn > Fe > Cu > Co$.

Единичные золотины из современных аллювиальных отложений р.Днестр характеризуются следующим распределением химических элементов: $Au \gg Zn > V > Mn > Cu > Fe > Co$.

Наличие *Fe* и *Mn* в зернах самородного золота можно объяснить влиянием зон гипергенеза. По-видимому, оба элемента сконцентрированы на поверхности зерен, возможно, что это рубашки из гидроксидов железа и марганца, пленки или налеты, приобретенные зерном при транспортировке.

Cu непосредственно входит в решетку самородного золота, образуя своеобразную его разновидность - медистое золото.

Присутствие *V*, *Zn* и *Co*, а возможно, еще и редкоземельных элементов можно объяснить лишь их тонкодисперсными механическими примесями в зернах самородного золота. Постоянное присутствие этих элементов в единичных зернах самородного золота в аллювии Днестра (исключение составляет образец, отобранный между реками Смотричем и Студеницей) не оставляет сомнения в том, что это не случайная засоренность, а геохимическая особенность золота, развитого в современном аллювии бассейна р.Днестра в его среднем течении.

Высокое содержание Zn в одной из проб может явиться прямым указанием на условия формирования самородного золота в материнских кристаллических породах.

Золото (рудное) из фундамента Карпат, претерпевшее в ходе геологической истории Карпатского региона вертикальную и горизонтальную миграцию, в результате чего оно частично сконцентрировалось в грубообломочных породах, широко распространенных в Карпатах, является геохимически отличным от золота, содержащегося в аллювии р. Днестра в его среднем течении.

Из тех же соображений исключаются из числа возможных источников питания и вулканогенно-осадочные комплексы Закарпатского прогиба. Хотя многообразие форм нахождения самородного золота в вулканогенно-осадочных комплексах Береговской структуры еще до конца не выяснено (оно установлено в этих отложениях в виде самостоятельных минеральных выделений среди кварцев, каолинов, полевых шпатов, сульфидов, сульфосолей), геохимически оно близко к самородному (рудному) золоту Раховского массива. Наиболее часто встречается здесь золото либо в чистом виде, либо в соединении с серебром (електрум).

Изучение микро топографии поверхности зерен золота методом прицельных двухступенчатых целлюлозно-платиново-угольных реплик на электронном микроскопе ЭМВ-ГОСЛ с разрешением 3Å позволило получить дополнительную информацию.

Поверхность отдельных золотинок оказалась очень неровной, изобилующей впадинами, кавернами, иногда свежими сколами. Пониженные места, хаотически соединяясь между собой, создают причудливый рельеф поверхности зерен, что характерно для более крупных золотых самородков.

В исследуемых образцах довольно много микровключений самых разнообразных очертаний. Иногда форма их правильная — это либо кубические, ромбические, удлиненные, гексагональные пластины, иногда их комбинации. Однако чаще всего форма минералов-включений неправильная (темные пятна), что отчетливо фиксируется под электронным микроскопом с помощью реплик с извлечением.

Наиболее интересными, по-нашему мнению, на поверхности зерен самородного золота из аллювия бассейна р. Днестра в его среднем течении оказались царпины, хорошо видимые на многих снимках (см. вкл. рисунка).

Тончайшие царпины на поверхности частиц золота можно было

бы спутать со слоями роста, однако их разная толщина и глубина, невидержанность по простиранию и по направлению, рваные края, хорошо видимые при большом увеличении – все это не оставляет сомнения в том, что это следы механических деформации.

Характер царапин ясно указывает, что среда, в которой значительно большую часть времени транспортировались зерна, была морской (прибрежно-морской, согласно [3,4]).

Таким образом, изучение микротопографии поверхности зерен самородного золота из аллювиальных отложений бассейна р.Днепра в его среднем течении свидетельствует в пользу того, что большинство из них прошло длительный путь транспортировки из коренных, кристаллических пород в прибрежно-морские (промежуточные коллектора) и только потом в аллювий.

Судя по геохимическим особенностям золота, а также по характеру тектоники и проявлению этапов вулканизма в этом районе [2], специфичным комплексам Подольского Приднестровья [1], наиболее вероятными коренными породами, содержащими рудное золото, были породы подольского чернокитового комплекса, днестровско-бугские зеленокаменные породы, развитые в западной части щита.

В то же время детальное изучение микротопографии поверхности зерен самородного золота из современных аллювиальных отложений бассейна р.Днепра в его среднем течении открывает новые перспективные направления геолого-разведочных работ – поиски россыпных месторождений в древних обломочных породах (промежуточных коллекторах), в частности в породах вендского комплекса докембрия.

Таким образом, подытоживая все изложенное, можно сделать следующие выводы:

Подавляющее большинство самородного золота в современной аллювии бассейна р.Днепра (его среднем течении) "местного" происхождения.

Наиболее близкими по геохимическим особенностям к самородному золоту среди коренных кристаллических пород являются образования чернокитового комплекса докембрия и днестровско-бугские зеленокаменные породы.

И. Великанов В.А., Ховинский Э.Я., Нечаев С.В. и др. Минеральные комплексы Подольского Приднестровья. – В кн.: Платформенные структуры обрамления Украинского щита и их металлоносность. К.: Наук. думка, 1972, с.72-83.

2. Заика-Новацкий В.С., Великанов А.В., Ковинский Э.Я. и др. Тектоника и вулканизм Подольского Приднестровья. - В кн.: Платформенные структуры обрамления Украинского щита и их металлоносность. Киев : Наук. думка, 1972, с.96-102.
3. Рибалко С.И. Досвід електронно-мікроскопічного вивчення структур поверхні солітів і псевдосоліт з залізорудних родовищ Керченського півострова. - Допов. АН УРСР. Сер. Б, 1968, № 10, с.46-50.
4. Шенков Е.Ф. Генезис киммерийских железных руд Азово-Черноморской рудной провинции. - Киев : Наук. думка, 1965. - 195 с.

УДК 550.4:549.283

С.М.Дзюба, С.Д.Лепкий

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И УГОЛЬНЫХ ПЛАСТОВ ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА

Широко известна золотоносность нижнего карбона и низов среднего карбона центральных районов Донбасса. Породы подвергнуты максимальному (для Донбасса) метаморфизму и интенсивной гидротермальной проработке. Считалось, что золотоносность Донецкого бассейна ограничивается только этими районами и обусловлена исключительно гидротермальной деятельностью при мантийном источнике металла.

В последнее время получены данные об участии осадочного процесса в накоплении золота, о приуроченности его к более поздним отложениям палеозоя - среднему и верхнему карбону, нижней и верхней перми, о более широком площадном распространении золотоносности, включая винный склон Воронежской антеклизы и Бахмутскую котловину.

Первые сведения о золотоносности осадочных пород Бахмутской котловины относятся к 1931 г., когда геолог А.С.Зеленкович установил следы золота в халькозиновых конкрециях меднорудного проявления у с.Клиновое. Однако последующими работами эти данные подтверждены не были. Серебро в медистых песчаниках отмечалось рядом исследователей (в районе с.Серебрянка и других местах), но содержания его, как правило, не приводились.

Данные о присутствии золота в твердых битумах донзовской свиты на соляно-купольных структурах опубликованы С.Д.Лепким в 1973 г. [1]. Г.Л.Кравченко и И.И.Сохацкий в 1975 г. привели данные о результатах золотоносности песчаников нижней перми [2].

Авторы опробовали на золото Бахмутскую котловину осадочных пород верхнего карбона и перми (26 штучных проб) и источники во-

ды на выходах этих отложений, а также угли среднего карбона в пределах промышленного Донбасса и угли нижнего карбона на южном склоне Воронежской антеклизы (табл. 1 и 2). Опробованием охвачен, таким образом, широкий стратиграфический диапазон палеозойских отложений.

Т а б л и ц а 1. Результаты опробования угля на золото и серебро. Пробы отобраны по дубликатам керн скважин. Анализы выполнены в Тульском отделении ЦНИГРИ нейтронно-активационным методом

Геологический промышленный р-н	Ориентировочная марка угля	Номер скважины	Угольный пласт или синонима толщ	Содержание:	
				Аu, мг/т	Аg, г/т
Должанско-Ровенский	А	И 3194	l ₃	26	7,5
"	"	И 3261	l ₃	18	3,5
"	"	И 3264	l ₃	22	13
"	"	И 3228	l ₃	30	2,5
"	"	И 3208	h ₈	150	5,3
"	"	И 3204	l ₃	9,5	4,1
"	"	И 3266	l ₃	7,4	4,9
"	"	И 3275	m ₃	6,9	2,7
Краснодонский	И, К, О, С	Е 3287	l ₅	13	3,7
"	"	Е 3288	l ₆	82	5,9
"	"	Е 3260	h ₈	12	5,8
"	"	Е 3234	h ₈	4,4	1,8
"	"	Е 3298	l ₆	5,1	3,6
"	"	Е 3304	h ₈	2,9	13
Марьевский	Д, Г	А 2375	h ₈	4,8	3,0
"	"	А 2351	h ₈	3,9	5,9
"	"	А 2347	h ₈	23	3,5
"	Г, И	А 2338	l ₈	4,3	3,7
"	"	А 2326	h ₈	36	8,3
"	"	А 2349	m ₃	5,9	9,7
"	"	А 2357	l ₃	3,0	9,5
"	"	А 2357	l ₃	64	4,2
Лисичанский	Д, Г	А 2326	h ₈	37	3,5
"	"	А 2342	h ₈	3,2	9,6
Старобельская угленосная площадь	Д, Д-Б	Л 2259	m ₃	19	5,5
"	"	Л 2248	m ₃	68	2,2

Геолого- промышленный р-н	Ориенти- ровочная марка угля	Номер скважи- ны	Угольный пласт или си- нонимика толщи	Содержание:	
				Аз, мг/т	Ау, г/т
Старобельская угленосная площадь	Д, Д-Б	Л-2344	C_2^S	31	24
"	"	Л-2280	n_3	11	8,5
"	"	Л 2401	m_3	39	1,7
"	"	Л 2461	l_2^1	94	2,8
"	"	Л 2463	l_2^2	2,4	14
"	"	Л 2463	l_3	18	12
Елн.склон Воронежской антиклинали	Д-Б	1746-г	$C_1^S - C_2^1$	32	2,5
"	"	1746-г	$C_1^S - C_2^1$	18	6,7
"	"	1749-г	$C_1^S - C_2^1$	65	1,7
"	"	1749-г	$C_1^S - C_2^1$	100	3,0
"	"	1744-г	$C_1^S - C_2^1$	39	1,5
"	"	1744-г	$C_1^S - C_2^1$	24	7,1
"	"	К 513	$C_1^S - C_2^1$	140	4,6
"	"	К 508	$C_1^S - C_2^1$	12	1,2

Наиболее значимые результаты получены в Бахмутской котловине - структуре Доно-Днепровского прогиба, переходящей от Донбасса к Днепровско-Донецкой впадине. Доступные для изучения - верхний карбон и пермь. Гидротермальная деятельность (?) развита в соляно-купольных структурах, где отмечаются проявления твердых битумов, а также ртути, свинца, цинка, ванадия, молибдена и других металлов, приуроченные к дрововской свите. По восточному замыканию котловины известны выходы нижнепермских отложений с проявлениями меди, свинца, цинка осадочного происхождения; сопутствующими элементами являются ртуть, ванадий, молибден и некоторые другие.

По данным работы [2] содержания золота в медьсодержащих образцах - от следов до 0,32 г/т, а серебра от 1-5 до 60 г/т. Установлено также тонкодисперсное золото в виде овальных, пластинчатых и каплевидных агрегатов тысячных долей миллиметра; в одном случае золото по микротрещине в халькозине представлено эпигенетическим выделением.

В образцах картамышского меднорудного проявления авторы ус-

Т а б л и ц а 2. Результаты опробования источников воды на золото и серебро

№ ведомости	Краткая характеристика воды, местонахождение	Содержание, мг/л	
		Аи	Аг
Родник 80	Лонецкая обл., ручей Ширшов	0,052	0,34
" 62	ПЗ окр. с. Волчяровка	0,034	2,00
" 63	с. Волчяровка	0,019	0,40
" 174	В 2 км к ПЗ от с. Волчяровка	0,011	1,10
" 57	В 2,5 км к ПЗ от с. Волчяровка	0,0062	1,20
Колодец 58	В 2 км к СЗ от с/х "Врубовка"	0,0064	0,52
Скв. КС-653	П-е отд. с/х "Врубовка"	0,0044	0,44
Колодец 59	с. Николаевка	0,084	3,20
Родник 99	В 0,3 км к сев. от ст. Нырково	0,013	0,74
" 101	с. Мало-Николаевка	0,14	0,78
" 102	"	0,057	0,28
Колодец 105	Отд. с/х "Мирная Долина"	0,052	0,40
Скв. 108	с. Фугуровка	0,052	0,58
Колодец 109	ст. Лоскутовка	0,09	0,56
Родник 110	В 1,25 км к сев. от ст. Лоскутовка	0,0044	0,4
" 112	пос. Золотаревка	0,064	0,26
" 113/84	В 0,75 км к востоку от с. Верх. Каменка	0,011	0,56
" 151	с. Викторовка	0,044	0,22
" 153	с. Викторовка, напротив кладбища	0,0036	0,46
Колодец 6	"	0,062	0,26
" 249	с. Калиново, ул. Ломоносова, 77	0,014	0,78
" 118	с. Калиново, ул. Садовая, 5	0,006	0,4

П р и м е ч а н и е . Пробы отобраны на северо-восточном замыкании Бахмутской котловины (Марьевский геологический р-н, площади развития S_2^2 , S_3^3). Анализы выполнены в Тульском отделении ЦНИГРИ - нейтронно-активационным методом с чувствительностью определения $10^{-9}\%$ и погрешность $\pm 10\%$.

тановили содержания золота до 200 мг/т, серебра 5-6 г/т (в одном образце 34-48 г/т). Из других элементов определен: ртуть $10^{-4}\%$, свинец - 0,02, цинк - 0,05, молибден - 0,2, медь - до 3,0%. В песчаниках дроновской свиты в пределах Адамовского стока содержание золота составляет 190-340 мг/т, серебра - 6-10 г/т. По предварительным данным, на Картамышском и Адамовском проявле-

ниях содержание золота и других металлов прямо зависит от концентрации углеродистого вещества.

В других породах картамийской свиты, не содержащих медь, золото или отсутствует, или установлены лишь его следы, а серебра содержится не более 1-2 г/т. В известняках никитовской свиты золота лишь следы, серебра 1-4 г/т. Аналогичные содержания отмечаются в породах верхнего карбона.

Из минералогических находок золота необходимо отметить один знак золота размером 0,2 x 0,15 мм в одной из протолочек песчаника свиты S_3 Врубовского участка на замкании Бахмутской котловины. В опробованных источниках содержание золота колеблется от 0,004 до 0,14 мг/л и серебра от 0,22 до 3,2 мг/л. По-видимому, повышенные содержания золота в воде, а также серебра, могут быть индикаторами повышенных содержаний этих металлов в породах.

Пробы угля из разных районов Ворошиловградской области охватывают основные марки угля по метаморфизму и значительную часть стратиграфического разреза угленосной толщи (см. табл. I). Содержания золота и серебра составляют соответственно 3-30 мг/т и 1-5 г/т; в отдельных пробах они достигают 100 - 150 мг/т и 10-24 г/т. Каких-либо особенностей зависимости содержаний металлов от метаморфизма, структурных и стратиграфических позиций отобранных проб угля не отмечено, что, возможно связано с недостаточным числом проб.

Таким образом, выполненными работами получены дополнительные данные о золоте и серебре в осадочных породах, не измененных гидротермальной проработкой, за пределами районов с ранее установленной золотоносностью; установлена также связь золота, как и других металлов, с органическими веществами угольного и битумного ряда. Золото и другие, ассоциирующиеся с ними металлы, имеют осадочный генезис.

1. Лепкий С.Д. Розподіл радіоактивних елементів та особливості їх локалізації у строкатоколірних товщах. - Київ: Наук. думка, 1973. - 92 с.
2. Кравченко Г.Л., Сохачкий И.И. О присутствии золота и серебра в медистых песчаниках Донбасса. - Геол. журн., 1975. 36, вып. 6, с. 102-114.

В.С.Тарасенко, Ю.А.Полканов, Д.Д.Бойко,
Л.А.Кудинова, Г.П.Проскурин

АПАТИТ-ИЛЬМЕНИТОНОСНАЯ КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ ГАББРОИДОВ ВОЛНЫИ

На северо-западе УЩ в пределах Коростенского плутона известно несколько массивов основных пород габбро-анортозитовой формации с развитой мезозойской корой выветривания площадного типа. Отличающиеся повышенной апатито-ильменитоносностью кристаллические породы и кора выветривания изучены достаточно полно [1-4, 8, 9]. В последние годы получены новые данные о характере распределения и измененности ильменита и апатита в габброидах и их коре выветривания.

Основные породы плутона представлены анортозитами, габбро-анортозитами, габбро, габбро-перидотитами, габбро-монцонитами, троктолитами и оливинитами.

Ильменит в габброидах распределен крайне неравномерно. В анортозитах и габбро-анортозитах содержание его составляет 0,5-1,5%, в габбро - 5-10%, в троктолитах и перидотитах увеличивается до 15-25%.

Установлено несколько форм выделения ильменита: 1 - обособленные самостоятельные зерна разнообразной формы и очертаний, составляющие основную массу рудного компонента; 2 - закономерно ориентированные мельчайшие вростки в силикатах; 3 - ильменит в титано-магнетите; 4 - мirmekитоподобные прорастания ильменита с темноцветными минералами.

В габбро-анортозитах преобладают ксеноморфный ильменит, размер зерен колеблется от долей миллиметра до 1,5 см. В габбро установлены округлые, таблитчатые, ромбоэдрические, призматические и неправильной формы кристаллы размером от долей до 1-1,5 мм. В ультраосновных породах значительно возрастает доля ильменита, находящегося в титаномагнетите (образовался по типу структур распада твердого раствора) и в виде мельчайших вростков в породообразующих минералах. Ильменит характеризуется значительной "загрязненностью" апатитом, находящимся в виде тонких включений или образующих тонкие сростания с ильменитом.

Апатит в габброидах плутона тесно ассоциирует с темноцветными минералами и ильменитом. Содержание его колеблется от 0,5-2,0% в анортозитах и габбро-анортозитах до 10-15% в рудных

габбро, троктолитах и перидотитах. Размеры зерен апатита не зависят от состава вмещающих пород и изменяются в пределах 0,08-0,2 мм. Апатит характеризуется идиоморфными очертаниями: большинству кристаллов свойственны комбинации гексагональной призмы и дипирамиды. Встречаются коротко- и длиннопризматические, вплоть до шестоватых, а также таблитчатые, боченковидные и, реже, неправильной формы кристаллы.

Кора выветривания габброидов имеет четкое зональное строение. Исходные коренные породы на начальной стадии выветривания, фиксируемой в нижних горизонтах коры, становятся осветленными, в них появляются многочисленные пустотки выщелачивания и различно ориентированные микротрещины. Порода теряет свою первоначальную прочность и постепенно превращается в дресву. По трещинам развиваются гидроокислы железа и марганца, глинистые новообразования, сидерит, кальцит, опал, кварц. Продукты начального выветривания обычно объединяют в зону I - выщелачивания и дезинтеграции пород.

Дресва сменяется глинистыми породами зоны II - зеленого, зеленовато-серого, грязно-серого цвета с различными бурными оттенками под действием гидроокислов железа. В породе хорошо сохраняется реликтовая структура субстрата.

III зона коры, венчающая профиль выветривания, сложена преимущественно каолиновыми породами - белыми, светло-серыми, участками в результате обоживания гидроокислами железа - желтыми, красно-бурными, ярко-красными. Мощность коры выветривания колеблется от нескольких метров до 15-20 м, в линейных зонах повышенной трещиноватости достигает 100 м.

Охарактеризованный разрез коры выветривания в основных чертах можно считать типичным для всех пород габбро-анортозитовой серии. При общей каолиновой специализации коры выветривания наблюдаются некоторые различия, обусловленные неодинаковым минеральным и химическим составом субстрата.

Так, I зона эльвия анортозитов и габбро-анортозитов имеет гидрохлорит-монтмориллонитовый или гидрослюдасто-монтмориллонитовый состав глинистых новообразований, II зона каолинит-монтмориллонитовая и III - каолиновая.

В коре выветривания габбро среди глинистых новообразований возрастает роль Fe-монтмориллонита и нонtronита, а также гидроокислов железа и сидерита, в эльвии габбро-монцитов - гидрослюда. Монтмориллонит-нонtronитовые продукты выветривания играют ведущую роль в коре выветривания троктолитов и перидотитов.

Формирование коры выветривания габброидов сопровождалось активным выносом большинства химических элементов [7].

В коре выветривания габбро-анортозитов наиболее подвижными оказались *Na, Ca, Mn, Mg*, а устойчивыми *Al, Ti, K*. Необычная для калия высокая устойчивость ($K_y=0,66$) обусловлена широким развитием в коре гидрослуды и реликтового калишпата^{*}.

В эльвии троктолитов особенно подвижны *Mg, Na, Mn, K, P*, тогда как *Ti, Al* и *Fe* более устойчивы. В целом, в процессе формирования коры выветривания габброидов щелочи и щелочно-земельные элементы были очень подвижны, алюминий и титан наиболее устойчивы (табл. I). Положение других химических элементов в ряду подвижности существенно изменялось в зависимости от конкретной обстановки.

Т а б л и ц а I. Коэффициенты устойчивости химических элементов в коре выветривания габброидов Волны

Петрографический тип*	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Ca	Mg	Na	K	P
1	0,53	1,0	0,58	0,33	0,06	0,15	0,20	0,07	0,66	0,09
2	0,45	0,95	0,81	0,45	0,49	0,05	0,10	0,02	0,30	0,92
3	0,62	0,68	0,94	0,38	0,34	0,23	0,21	0,33	0,34	0,41

* 1 - габбро-анортозиты Володарск-Волынского массива, 2 - габбро Володарск-Волынского массива, 3 - троктолиты Чеповичского массива.

В коре выветривания габбро-анортозитов коэффициент устойчивости титана близок к единице. Для троктолитов характерна относительно высокая геохимическая подвижность титана ($K_y=0,68$).

Различие геохимической подвижности титана объяснено неодинаковым характером его распределения в габброидах [8]. В габбро-анортозитах основная масса титана концентрируется в ильмените. В троктолитах титан рассеян в ильмените, титаномagnetите, в железомagneзиальных силикатах, что, по-видимому, благоприятствовало мобилизации и выносу титана при выветривании.

Коэффициент устойчивости фосфора изменяется в широких пределах: от 0,09 в эльвии габбро-анортозитов до 0,41 и 0,92 в коре выветривания соответственно троктолитов и габбро. Необычно

* Коэффициент устойчивости (K_y) химического элемента представляет собой отношение абсолютных содержаний элемента в 1 см³ выветрелой породы и исходного субстрата [6].

высокая подвижность фосфора в коре габбро-анортозитов, очевидно, обусловлена его неравномерным распределением в исходном субстрате. Данные изучения коры габбро и троктолитов свидетельствуют о достаточной подвижности фосфора при формировании эвлия габброидов.

В коре выветривания химический состав и физические свойства ильменита изменяются [8, 10]. Увеличивается содержание TiO_2 и Fe_2O_3 , содержание FeO уменьшается. Цвет изменяется от черного через коричневый до желтоватого, плотность понижается до 3,7-3,8 г/см³, показатели отражения увеличиваются с 15 до 30%.

Наиболее изменен ильменит III зоны коры выветривания габбро-анортозитов ($C_{изм} = 53-68\%$)* и габбро-монцитов ($C_{изм} = 54\%$). В коре выветривания троктолитов степень изменения ильменита составляет 24%.

Апатит в коре выветривания заметно изменяет форму и размеры зерен. Увеличивается число мелких округлых и остроугольных обломков зерен апатита. Поверхность зерен матируется, появляются неровности, микрокаверны, налеты и примазки гидроокислов железа, а также глинисто-железистые агрегаты.

Абсолютные содержания титана и особенно фосфора в единице объема коры выветривания габброидов уменьшаются по сравнению с содержанием в исходной породе (табл. 2). Активный вынос большинства петрогенных элементов обуславливает относительное накопление ильменита в пересчете на весовую единицу. Вследствие этого содержание ильменита в килограммах на тонну руды постепенно уве-

Т а б л и ц а 2. Распределение Ti и P в коре выветривания габброидов Волны, мг/см³

Субстрат	Зоны коры	Ti	P
Троктолиты Чеповичского массива	III	108,7	18,20
	II	104,4	21,58
	I	126,20	27,29
	0	159,16	43,78
Габбро Володарск-Волынского массива	III	64,75	10,47
	II	76,25	4,81
	I	69,76	3,74
	0	67,67	11,36

* О характере изменения ильменита можно судить по показателю количественной оценки степени измененности ильменита [5]:

$$C_{изм} = 100 - \frac{\alpha \cdot 114}{\beta} \cdot 100\%, \text{ где } \alpha - \text{содержание } FeO, \%; \beta - \text{содержание } TiO_2, \%.$$

личивается по разрезу коры выветривания. Содержание апатита в коре выветривания обычно уменьшается по сравнению с исходной породой.

Хорошая обогатимость с извлечением кондиционных ильменитового и апатитового концентратов позволяет рассматривать злавий габброиды Воьни как комплексные апатит-ильменитовые остаточные руды. Дальнейшие исследования по утилизации глинистых шламов (каолиновых и монтмориллонит-нонtronитовых) и зернистой части хвостов обогащения должны обеспечить высокий экономический эффект комплексного использования апатит-ильменитовых руд.

1. Басс В.Б., Борисенко С.Т., Кондрачук В.Ю. и др. Древние коры выветривания Украины.- В кн.: Кора выветривания и связанные с ней полезные ископаемые. - Киев, Наук. думка, 1975, с.212-226.
2. Бухарев В.П. Структурно-петрологические особенности и некоторые вопросы металлогении вго-западной части Коростенского плутона. Автореф. дис. ... канд. геол.-минералог. наук.- Киев, 1969.- 24 с.
3. Бучинская Н.И. Древняя кора выветривания южной части Коростенского плутона. Автореф. дис. ... канд. геол.-минералог. наук.- Киев, 1967.- 24 с.
4. Додатко А.Д., Хорошева Д.П., Погребной В.П. и др. Типовые профили кор выветривания кристаллических пород Украинского щита.- В кн.: Кора выветривания и связанные с ней полезные ископаемые, Киев, Наук. думка, 1975, с.68-74.
5. Кашкаров И.Ф., Полканов Ю.А. Оценка степени измененности ильменита по его химическому составу.- Докл.АН УССР. Сер.Б, 1976, № 1, с.124-127.
6. Лисицна Н.А. К методике геохимического изучения кор выветривания. - Литология и полезн. ископаемые, 1966, № 1, с.117-120.
7. Полканов А.А. Плутон габбро-лабродоритов Воьни. УССР.- Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1976.- 214 с.
8. Полканов Ю.А., Тарасенко В.С., Борисенко Л.Ф. и др. О корях выветривания габброидов Воьни и содержащемся в них ильмените.- Литология и полезн. ископаемые, 1978, № 2, с.36-48.
9. Соболев В.С. Петрология восточной части сложного Коростенского плутона.- Львов: Изд-во Львовск. ун-та, 1947.- 196 с.
10. Тарасенко В.С., Полканов Ю.А., Бойко Д.Д. О номенклатуре продуктов гипергенного изменения ильменита.- В кн.: Основные понятия минералогии, Киев, Наук. думка, 1978, с.76-83.

Ф.И. Куков, Т.А. Лесной

ГЕОХИМИЯ ИЗОТОПОВ УГЛЕРОДА, СЕРЫ И СВИНЦА

В ЗОНАХ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ПОРОД ВЕНДА-КЕМБРИЯ СОВЕТСКИХ КАРПАТ

Древнее ядро Советских Карпат сложено неравномерно метаморфизованной толщей вулканогенно-осадочных пород венда-кембрия, в стратиграфическом разрезе которой выделяются горизонты, обладающие геохимической специализацией на Pb , Zn , Cu , Sn , As и другие элементы. В некоторых из этих горизонтов размещаются пластообразные рудные залежи различного минерального состава.

Первичное накопление рудогенных элементов в породах связано с процессами выноса минерализованных вулканических гидротерм в бассейны осадконакопления. Под влиянием ряда фаз тектонической активности рудная минерализация и вмещающие ее породы претерпели полициклический метаморфизм.

Образовавшиеся структуры послыстного срыва послужили основой для формирования зон метасоматоза, в которых произошла концентрация рудных элементов, мобилизованных из вмещающих пород.

Степень метаморфизма исследованного комплекса пород в большинстве случаев не выше фации зеленых сланцев. Локально метаморфизм достигает амфиболитовой фации.

Температуры гомогенизации газовой-жидких включений в кварце $95-390^{\circ}\text{C}$, в породах амфиболитовой фации - до 550°C . В зонах кварц-карбонатного метасоматоза, несущих рудную минерализацию, температуры гомогенизации значительно ниже.

Целью проведенных работ явилось установление характера вариаций изотопов свинца, серы и углерода во вмещающих породах и зонах метасоматоза в зависимости от концентрации в них рудогенных элементов.

Измерения изотопного состава серы и углерода выполнялись на масс-спектрометрах МИ-1305 и МИ-1309, измерения изотопного состава свинца - на унифицированном интерференционном спектроанализаторе УИСА-72 (лаборатории отдела геохимии стабильных изотопов ИГФМ АН УССР, ответственные исполнители: И.З. Коростышевский, Ф.И. Береговский, В.Г. Иванова, В.И. Власенко).

Изотопный состав углерода изменяется в пределах преобразования пород. Вариации $\delta^{13}\text{C}$ для пород венда-кембрия в целом нахо-

дятся в пределах от $-13,6$ до $-2,2\%$. Для отложений венда среднее $\delta^{13}\text{C}$ карбонатных пород составляет $-6,3\%$, а для кембрийских пород $-3,4\%$. По валовому содержанию углерода различие отложений венда-кембрия не менее существенно. Количество углерода в толще кембрийских пород значительно больше, чем в породах венда, и составляет в среднем соответственно $2,44$ и $0,39\%$.

Изотопный состав углерода в зонах проявления карбонат-кварцевого метасоматоза и развития кварцитов с золото-сульфидной минерализацией более богат изотопом ^{13}C ($\delta^{13}\text{C} = -3,2\%$). Тенденция к обогащению "тяжелым" углеродом зон золото-сульфидной минерализации характерна для вулканогенно-осадочных и карбонатных пород.

Изотопный состав серы сульфидов из пород венда-кембрия и зон кварц-карбонатного метасоматоза в них изменяется в значительных пределах (от $+0,5$ до $+15,5\%$). Вариации значений $\delta^{34}\text{S}$ для пород венда лежат в пределах от $+0,5$ до $+12,5\%$, а пород кембрия — от $+2,8$ до $+15,5\%$. Среднее значение $\delta^{34}\text{S}$ для пород обоих возрастов совпадает и равно $+6,7\%$. Интервал значений $\delta^{34}\text{S}$ от $+3,0$ до $+6,0\%$ соответствует точкам, где фиксируются повышенные содержания золота. Среднее значение $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов этой группы составляет $+4,7\%$. Сульфиды карбонатных пород с минимальным содержанием золота имеют средние значения $\delta^{34}\text{S} = +11,1\%$.

Среди свинцов из пород венда-кембрия Советских Карпат выделяются обыкновенные и контаминированные свинцы с повышенным содержанием изотопа ^{208}Pb и с повышенным содержанием суммы изотопов $^{207}\text{Pb} + ^{206}\text{Pb}$. Образование аномальных или контаминированных свинцов связано с метаморфическим преобразованием толщи, испытавшей несколько циклов метаморфизма как прогрессивного, так и регрессивного. На низких ступенях метаморфизма различие в поведении урана и тория наиболее контрастно. Миграция ториевых и урановых изотопов свинца во многом аналогична миграции урана и тория при метаморфизме. Благодаря своей большей подвижности в процессах метаморфизма продукты распада актиноурана — ^{207}Pb и урана — ^{206}Pb выделяются из пород раньше, чем ториевый свинец ^{208}Pb . Оба процесса, как преимущественное выделение урана из пород относительно тория, так и фракционирование изотопов свинца с удалением из пород в большей степени изотопов ^{207}Pb и ^{206}Pb

по сравнению с изотопом ^{208}Pb , обуславливает образование различного рода изотопно-свинцовых аномалий.

К обыкновенным свинцам в метаморфическом комплексе венд-кембрийского возраста отнесены свинцы по изотопному составу, близкие к составу галенитов на территории Советских Карпат. Колебания отношений $^{208}\text{Pb}/^{207}\text{Pb} + ^{206}\text{Pb}$ в них лежат в диапазоне от 1,09 до 1,16.

В зонах концентраций урана изотопный состав свинца пород резко аномален благодаря накоплению в них изотопов ^{207}Pb и ^{206}Pb в результате радиоактивного распада. Упомянутые отношения в них колеблются в интервале от 0,70 до 1,05.

В зонах повышенных концентраций золота обнаружены аномалии ураногенных и торигенных свинцов. Вариации отношений $^{208}\text{Pb}/^{207}\text{Pb} + ^{206}\text{Pb}$ ограничиваются пределами от 1,07 до 1,27.

На основании проведенных исследований установлено:

1. Породы венда обогащены изотопом ^{12}C по сравнению с породами кембрия, что может быть использовано при корреляции и расчленении этих толщ.

2. В зонах кварц-карбонатного метасоматоза со значительной концентрацией золота наблюдается увеличение значений $\delta^{13}\text{C}$ углерода пород и уменьшение значений $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов. Изменение изотопных отношений углерода и серы могут быть использованы как критерии поисков золотой минерализации.

3. Причиной фракционирования изотопов свинца является многоэтапный метаморфизм пород.

4. В зависимости от металлогенической специализации зон концентрации рудных компонентов по отношению изотопов $^{208}\text{Pb}/^{207}\text{Pb} + ^{206}\text{Pb}$ выделено три типа свинца: 1) из зон свинцово-цинковой минерализации со значениями отношения от 1,09 до 1,16; 2) из зон с аномальными содержаниями урана со значением отношения 0,70-1,05; 3) свинец из зон с аномальными содержаниями золота со значениями от 1,07 до 1,27.

Н. Н. Цихоцкая

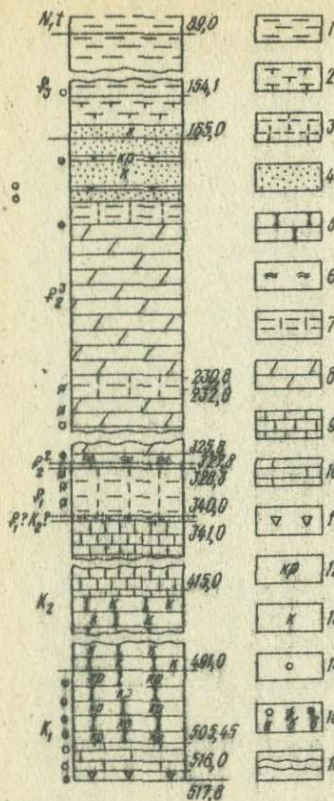
ЦЕОЛИТОБРАЗОВАНИЕ В ПОРОДАХ МЕЛА И ПАЛЕОГЕНА
УКРАИНСКОГО ПРИЧЕРНОМОРЬЯ

В состав Украинского Причерноморья включены собственно Причерноморская впадина, северный ее борт и южный склон Украинского щита. Каждый из этих регионов характеризуется определенным литологическим составом пород мела и палеогена, получившим отражение на литофациальных схематических, поярусных картах, составленных по палеогену [3] и нижнему мелу [5]. Для верхнего мела известны палеогеографические [1] и литолого-палеогеографические карты [2], которые, однако, очень слабо отражают литологический состав пород данного возраста и изменение его по площади.

Как известно, на данной территории получили развитие породы как морских, так и континентальных фаций. Те данные, которыми мы располагаем, свидетельствуют о том, что цеолиты в последних отсутствуют.

Породы морских фаций представлены, без оговорок о возрасте, карбонатными и бескарбонатными песками и песчаниками, алевролитами и алевролитами, глинами, опоками и спонголитами, а также кремнями, карбонатными диатомитами, шертами, известняками, писчим мелом, мергелями, фосфоритами и переходными разностями пород. Цеолиты присутствуют во всех перечисленных породах за исключением кремней, а также песчаников и алевролитов, цементом которых служит только кальцит или минералы кремнезема.

Для выяснения особенностей нахождения цеолитов в породах мела и палеогена разных регионов было проведено массовое, главным образом микроскопическое исследование образцов в основном из скважин ряда листов геологической съемки м-ба 1:200000, которые расположены меридионально рядами и рассматриваются нами как три профиля — западный, центральный и восточный. В результате установлено, что данные минералы основное развитие получили в породах на северном борту Причерноморской впадины и южном склоне Украинского щита по центральному профилю, т.е. на междуречье Ингул-Днепр. Содержание цеолитов изменяется от незначительного до заметных их накопления. Широкое распространение здесь получили цеолитные мергели, цеолитные карбонатные опоки и спонголи-



ты, цеолитные карбонатные и бескарбонатные глины. Цеолиты входят в состав цемента песчаников и алевролитов (рис. I).

В породах мела и палеогена борта впадины и склона щита западного профиля (к западу от р. Кж. Буг) содержание цеолитов преимущественно незначительное и лишь изредка здесь отмечаются прослои цеолитных мела и мергелей. В целом подобное содержание цеолитов прослеживается и в породах восточного профиля.

В собственно Причерноморской впадине цеолиты в породах встречаются очень редко, хотя здесь получили

Рис. I. Геологический разрез скв. 222 (с. Новая Жизнь Баштанского р-на Николаевской обл.). Условные обозначения: I - глина; 2 - глина известковистая; 3 - глина опоковидная; 4 - песок; 5 - песчаник; 6 - алевролит; 7 - опока; 8 - мергель; 9 - мел; 10 - известняк; II - спонголит; 12 - кремнистость; 13 - карбонатность; 14 - точка отбора пробы; 15 - а - цеолиты отсутствуют, б - содержание цеолитов незначительное, в - породы цеолитные; 16 - перерыв мощности.

развитие мергели, для которых, особенно по центральному профилю в более мелководных фациях, эти минералы очень характерны.

Форма нахождения цеолитов в одном и том же типе осадочной породы, независимо от ее возраста и места взятия, одинаковая. В цеолититах, относящихся к редко встречаемым породам, цеолиты наблюдаются или в виде агрегатов хорошо выраженных кристалликов (см. вкл. рис. 2), или в виде скрытокристаллической массы, которая микрочастками переходит в те же агрегаты. В качестве небольшой примеси присутствует глинистое вещество и микрозернистый кальцит. Постоянно в переменных количествах наблюдаются обломочные зерна, глауконит, пирит или лимонит, образовавшийся вследствие окисления последнего.

Цеолититы визуально очень напоминают опоки. Это белые плотные или крепкие породы, легкие, образующие прослои от 0,1 до 1,0 м. В частности такой цеолитит был встречен в кровле верхнего эоцена непосредственно под сарматским известняком на Покровском месторождении опоки по р. Южный Буг. Кроме того, цеолититы наблюдаются в виде пятен в разных осадочных породах, отличаясь от последних повышенной крепостью и более темной окраской.

В мергелях, илесте мела, глинах, спонголитах и опоках содержание цеолитов очень изменчиво и даже в одном образце на разных участках может быть различным. При минимальных количествах данные минералы присутствуют в основном в органических остатках. В камерах фораминифер они наблюдаются самостоятельно (см. вкл. рис. 3), а также в ассоциации с глобулярным или желатиновидным опалом, изредка с микрозернистым кальцитом.

Цеолиты выполняют скелеты радиолярий, значительно реже замещают в разной степени опал, из которого они состоят, в результате чего наблюдаются образования скрытокристаллических масс округлой формы, в центральной части которых иногда прослеживаются кристаллики призматического габитуса. Скелет многих радиолярий вообще растворен, лишь по краям могут сохраняться его реликты. Образовавшиеся пустоты выполнены крупными кристалликами цеолита, рост которых происходил от края вовнутрь. Спикулы губок, содержание которых в породах изменяется в широких пределах, обычно растворены, а образовавшиеся пустоты выполнены кристалликами цеолита. На начальной стадии выполнения они обрастают минералом лишь по краям (см. вкл. рис. 4).

В самой породе цеолиты при незначительном содержании наблюдаются в рассеянном виде. Чем больше их в ней, тем чаще выделяются микроучастки, сложенные их агрегатами в виде пятен неправильной, округлой или линзовидной формы: часто в ассоциации с глобулярным опалом.

В песчаниках и алевролитах цеолиты обычно цементируют обломочный материал с опалом или α -кristобалитом, глинистым веществом и микрозернистым кальцитом, соотношение которых может изменяться. Возле г. Б.Токмак Донецкой обл. по скв. 1057 в интервале 138,8-139,0 м был вскрыт разнородный песчаник в нижнем меле на контакте с мигматитами, цементом которого служит цеолит в ассоциации с сидеритом, который очень окислен.

В спонголитах, сложенных обломками скелетов губок, цеолиты

вместе с глобулярным опалом служат цементирующим материалом. Для таких же пород, как диатомиты и шерты, цеолиты не характерны, а если и присутствуют, то лишь в виде редких кристалликов. В известняках с органогенно-обломочной структурой изредка они наблюдаются в камерах фораминифер, в частности нуммулитов [67]. В известняках с зернистой структурой цеолиты не наблюдались. В фосфоритах данные минералы выполняют пустоты, образовавшиеся в результате растворения силикул.

Повсеместно цеолиты встречаются в виде бесцветных кристалликов призматического габитуса с ясно выраженными кристаллографическими очертаниями. Наименьший их размер 0,002-0,008 мм отмечается в самой породе. Более крупные кристаллики наблюдаются на микроучастках, сложенных преимущественно цеолитами и в органических остатках. Размер их здесь может достигать 0,024-0,026 мм. Минерал изотропен, в некоторых крупных кристалликах анизотропен иногда слабо. Удлинение положительное, угасание приближается к прямому. $n \approx 1,476 \pm 1,478$, определение показателей затруднено из-за исключительно малых размеров кристалликов в иммерсионных препаратах. По данным рентгено-структурного анализа это клиноптилолит. В таблице приведена расшифровка дифрактограммы фр. менее 0,01 мм из опоки киевской свиты, отобранной из скв.222 в интер-

Расшифровка дифрактограммы фр. менее 0,01 мм из опоки киевской свиты

Образец		Клиноптилолит		Образец		Клиноптилолит	
J	dA	J	dA	J	dA	J	dA
4	10,3	-	10,3	10	3,35	-	-
6	9,0	10	9,0	1	3,16	3	3,12
2	8,0	4	7,94	5	3,03	-	-
1	5,0	1	5,11	3	2,98	5	2,97
2	4,62	2	4,69	3	2,80	3	2,82
3	4,5	-	-	2	2,72	1	2,73
6	4,05	2	4,34	3	2,57	-	-
7	4,13	-	-	3	2,49	-	-
8	3,95	10	3,96	2	2,45	1	2,44

вале 189,0-190,0 м (с.Новая Жизнь Баштанского р-на Николаевской обл.). Кроме того, были получены дифрактограммы фр. менее 0,01 мм из алевролита киевской свиты, опоки палеоцена, песчаника и алевролита из верхней части разреза нижнего мела этой же скважины. На всех кривых характеристика цеолита аналогична. Для срав-

нения был проведен рентгено-структурный анализ фр. менее 0,01 мм ряда кремнистых пород мела и палеогена Украинского щита и юго-западного его склона, который также выявил присутствие клиноптилолита. Такой объем исследований не является достаточным, чтобы делать окончательный вывод о минеральном составе цеолитов в осадочных породах Украинского Причерноморья. Однако он позволяет с уверенностью говорить об исключительно широком распространении в них данного минерала. Принимая это во внимание, а также форму его нахождения в породах, можно считать клиноптилолит нормально диагенетическим минералом, который образовывался на разных стадиях диагенеза. Это согласуется с имеющейся уже точкой зрения, согласно которой выявленный цеолит рассматривается как типичный осадочный минерал в породах палеогена юга Украины [4].

Визуально наблюдаемое уплотнение песчато-глинистых пород, мергелей, песчаников и других связано часто с повышенным содержанием не минералов кремнезема, как предполагалось ранее, а цеолита. С учетом полученных нами данных можно допустить довольно широкую концентрацию этого минерала в породах мела и палеогена южного склона Украинского щита и северного борта Причерноморской впадины. Очень неравномерное распределение цеолитов по площади свидетельствует о том, что в их образовании немаловажную роль играли определенные фациальные условия и тектонический фактор.

1. Атлас палеогеографічних карт УРСР та МРСР (з елементами літофації). М-б І:2500000 / Під загальним керівництвом акад. АН УРСР В.Г.Бондарчука. Вид-во АН УРСР, 1960.- 86 с.
2. Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. Ч.2. Мезозой, кайнозой. М-б І:5000000. М.: Изд-во АН СССР, 1961.- 124 с.
3. Баранова Н.М. Літофація палеогену півдня України. К., Наук. думка, 1966, с.156.
4. Бутузова Г.Д. Цеолиты в современных донных осадках. - Литология и полезные ископаемые, 1964, № 4, с.66-79.
5. Геворкьян В.Х. Геология нижнемеловых отложений юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы.- Киев. Наук. думка, 1976.- 157 с.
6. Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов.- М.: Госгеолтехиздат, 1957.- 128 с.

К. В. Нестеров

ФОРМИРОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ИНДОЛО-КУБАНСКОГО ПРОГИБА

Индоло-Кубанский прогиб в современном виде оформился в Альпийском геотектоническом цикле и тесно связан с историей геологического развития другой, еще более обширной и очень плохо изученной Черноморской впадиной [24]. Фундамент обоих прогибов опущен примерно на одну и ту же глубину (в наиболее погруженной части 16-20 км), и оба прогиба представляют собой глубокие депрессии, заполненные осадками преимущественно мезозоя, кайнозоя, и разделенные складчатыми сооружениями Восточного Крыма и Северо-Западного Кавказа. Начиная с верхней юры до эоцена включительно оба прогиба развивались как платформенные депрессии. С олигоцена начинаются активные тектонические движения, которые с особой силой проявились на Кавказе.

Впервые Индоло-Кубанский бассейн выделил по олигоцен-неогеновому осадочному комплексу А. Д. Архангельский [2]. Тектоника прогиба изучена Н. И. Андрусовым [1], М. В. Муратовым [14], А. Н. Шардановым [23], И. А. Гаркаленко [5] и др. Основные структурные элементы приурочены к глубинным разломам, которые обуславливали блоковое строение фундамента.

Гидрогеологические особенности Индоло-Кубанского прогиба охарактеризованы Г. Н. Каменским и др., [9], правда, с разделением единого прогиба на две части (Крымскую и Кавказскую) и выделением десяти водоносных комплексов. В последующем раздельное изучение Западной (Гидрогеология СССР, т. 8 Крым) и Восточной (Гидрогеология СССР, т. 9 Северный Кавказ) частей Индоло-Кубанского прогиба настолько глубоко вошло в современную геологическую литературу, что единый прогиб приобрел разные наименования. Азово-Кубанский на востоке и Керченский, или Индольский на западе, хотя выявление особенностей и закономерностей его развития необходимо проводить совместно.

Центральная часть прогиба на протяжении длительного геологического времени опускалась и это, естественно, приводило к уплотнению осадков и выжиманию седиментационных вод, содержащихся в них.

Впервые исследования процессов уплотнения осадков под дей-

ствием нагрузки вышележащих пород были выполнены Д.Г.Кингом [29], который предположил, что воды из центральных частей бассейна отжимаются к краевым зонам. В дальнейшем Л.Ф.Эзи [27] и М.Г.Чени [28], разработали теорию седиментационного уплотнения, содержание которой сводится к тому, что отталые из глинистых толщ воды поступают в песчаные коллекторы, по которым осуществляется латеральная миграция. А.Е.Ходьков, М.С.Бурштар и И.В.Машков [4] на конкретном региональном материале доказали, что геостатическое уплотнение осадков является одним из важнейших факторов, влияющих на динамику пластовых флюидов, причем горизонтальная фильтрация (ввиду фильтрационной анизотропии горных пород) определяет возможность разгрузки подземных вод на поверхность.

Показательно, что еще в 1912 г. И.М.Губкин [7] писал, что в Нефтяно-Ширванском районе на выходах майкопских песчаников происходит выжимание нефти водой, поступающей из глубины. Таким образом, понятие о гидрогеологических циклах, впервые введенное А.Н.Семихатовым [19], дополненное и расширенное А.А.Карцевым [10], глубоко вошло в гидрогеологию, как основа современного понимания глубинных гидродинамических процессов.

Гидродинамический цикл включает два этапа: седиментационный и инфильтрационный. В течение первого этапа происходит накопление вод морского бассейна в донных отложениях и их выжимание в пористые пласты-коллекторы, в течение инфильтрационного этапа происходит выщелачивание, вымывание седиментационных вод поверхностными. На протяжении геологической истории развития территории возможно многократное погружение территории ниже уровня моря и новый подъем и осушение. В результате происходит и многократная смена инфильтрационного и седиментационного режимов (последний, правильное, начиная со второго этапа, именовать элизионным - по Карцеву А.А.). Однако уподобление инфильтрационного режима территориям, приподнятым над уровнем моря, а элизионного - опущенным ниже уровня моря является механистическим представлением, далеким от диалектического развития этого сложного явления.

Динамика водонапорных систем в достаточно разнородной фильтрационной среде исключительно сложна. Разгрузка инфильтрационных вод ниже уровня моря (субмаринные источники) и наличие восходящих потоков подземных вод на казалось бы инфильтрационном этапе суши подтверждает наше мнение о том, что трансгрессия или регрессия моря только включает соответствующий элизионный

или инфильтрационный механизм, но его осуществление зависит от многих факторов, и в первую очередь от литологического состава осадков и геологического строения территории, понимая под геологическим строением наличие песчаных или карбонатных горизонтов, их расположение и частоту встречаемости, а также существование зоны свободной разгрузки подземных вод на периферии бассейна. В связи с этим особый интерес представляет выделение трех зон водообмена, впервые предложенное Н.К.Игнатовичем [6], — зоны свободного, затрудненного и весьма затрудненного водообмена.

Естественно, что на элизионном этапе зона свободного водообмена отсутствует, а в зоне весьма затрудненного водообмена выделение вод элизионных и инфильтрационных становится невозможным (табл. I). Только по результатам анализа длительного периода развития территории возможно выделение инфильтрационных и элизионных вод, например, по влиянию на сохранность нефтяных залежей.

Исследования подземных вод меловых и палеогеновых (палеоцен и эоцен) отложений Индоло-Кубанской впадины показало, что воды в них насыщены газами, имеют аномально-высокие температуры и достаточно пористую фильтрационную среду, что позволяет им перемещаться по простирающимся пластам от области повышенного давления к области, где давление понижено, т.е. к области разгрузки. Перекрывальные майкопские отложения являются классическим водоупором, не позволяющим разгружаться пластам водам вверх, в сторону наименьшего давления [17], так как в гидродинамическом и гидрохимическом отношении майкопская серия по современным представлениям является достаточно однородной, непроницаемой для воды, газа, нефти, т.е. для всех флюидов.

На протяжении олигоцена и миоцена Индоло-Кубанская впадина интенсивно погружается. При этом из сформировавшихся донных осадков выдавливается масса воды. Наступает типичный элизионный этап, избытки воды должны удаляться из породы. Считая в среднем мощность майкопских отложений 3000 м, можно подсчитать, что в процессе осадконакопления из нее должно выделиться не менее 950 м³ воды на каждый квадратный метр земной поверхности. Расчеты показывают, что скорость фильтрации должна составлять порядка 100 мл/год, что значительно превышает скорость диффузии, равную 5-6 мл/год [15].

Перетоки в пористые песчаные горизонты здесь исключаются, так как в майкопской свите песчаные прослойки образуют лишь незна-

Т а б л и ц а I. Характеристика водоносных комплексов морских и лагунных отложений Индоло-Кубанского прогиба в современный период

Зона водообмена	Удаленность от моря	Режим	
		Инфильтрационной	Элизионный
Активного	Вдали от моря	Южный склон Предкавказья, нижнемеловые отложения	
	Побережье	г.Опук, Керченский п-ов известняки	Отсутствует
	Море	Субмаринные источники Камыш-Бурунской мульды	
Замедленного	Вдали от моря	Понтический горизонт Предкавказья	Кумский горизонт Предкавказья
	Побережье	Чокракские отложения Керченского п-ова	Индоло-Кубанская впадина, майкоп
	Море	Киммерийские отложения, субмаринные источники, Маяк-Салынская мульда	Новоэвксинские и Черноморские осадки
Весьма замедленного	Вдали от моря		Хлоридно-кальциевые рассолы Предкавказья
	Побережье		Хлоридно-кальциевые рассолы Приазовья
	Море		Верхний структурный комплекс, Черноморская впадина

чительные слепые линзы. Разгрузка через верхнемеловой, эоценовый горизонт также весьма затруднена, учитывая высокие пластовые давления в них и запечатанность отдельных блоков (благодаря чему и сохранились месторождения нефти). Следовательно, должен существовать еще какой-то механизм, обеспечивающий разгрузку подземных вод. Это грязевый вулканизм.

Наиболее крупный вклад в изучение гидрогеохимии действующих грязевых вулканов Керченско-Таманской области произвели В. В. Белоусов и Л. Я. Яроцкий [3], описавшие все вулканы и изучившие химический состав газов и минеральных вод.

Однако геологическая сущность явлений грязевого вулканизма и роль грязевых вулканов в геологическом строении Индоло-Кубанской впадины впервые была показана Г. А. Лычагиным [13], который дал объяснение весьма своеобразным тектоническим структурам, представляющим собой округлые мульды, насаженные и как бы вдавленные в ядро или крылья антиклиналей, получивших название "вдавленных синклиналей". Несмотря на относительно небольшие размеры, эти вдавленности отличаются большой глубиной погружения заполняющих их слоев плиоцена, мзотиса, сармата и иногда тортона. Вдавленные синклинали возникли в зоне развития древних грязевых вулканов, которые широко распространены на Керченском [25] и Таманском п-овах [18], а также в акватории Азовского моря [26]. Вдавленные синклинали сопровождаются полями раздробленных глин и древних сопочных брекчий. Многие скважины до глубины 800 м, например на Баксинском поле, не выходят из сопочных глин.

Сопочные извержения происходили на протяжении почти всего миоцена и плиоцена, и, следовательно, в течение всего этого периода происходила разгрузка подземных вод.

В Предкавказье водоносный комплекс в майкопских отложениях был выделен И. М. Губкиным [7]. По направлению от Восточно-Северского и Ново-Дмитриевского к Ключевому месторождению напоры снижаются. Минерализация вод на значительном протяжении остается постоянной в пределах 10-20 г/л (тип воды - содовый). Район Нефтегорска (долина р. Гехох) еще И. М. Губкиным [7], а впоследствии В. А. Сулиным [21] рассматривался как область разгрузки, т. е. уже в те годы допускалась идея об элизионной разгрузке вод в зонах выхода источников на поверхность.

Химический состав вод майкопских отложений даже на значительном удалении от зоны максимального погружения Индоло-Кубан-

ского прогиба (Керченско-Таманской области) полностью соответствует водам грязевых вулканов.

В Керченско-Таманском районе на формирование всех структур, лежащих выше майкопских отложений значительно влиял грязевый вулканизм. В то же время деятельность грязевых вулканов - это результат элизионной разгрузки подземных вод в условиях отсутствия коллекторов, выходящих на дневную поверхность.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что здесь мы сталкиваемся с явлением, когда проявление элизионного водообмена на земной поверхности приводит к формированию нового геологического процесса, влияющего на геологическое развитие территории (табл.2).

Т а б л и ц а 2.

Порядок структуры	Площадь	Формирование
Индоло-Кубанская впадина	Десятки тысяч квадратных километров	Тектоническое прогибание
Керченско-Таманская область	Тысячи квадратных километров	Тектоническое прогибание при отсутствии коллекторов, выходящих на поверхность
Булганакское сопочное поле	Квадратные километры	Фактическое прогибание под влиянием элизионного процесса превышает скорость тектонического прогибания. Возникновение компенсационных структур
Грязевая сопка Обручева	Сотни квадратных метров	Современное проявление элизионного процесса

Майкопский водоносный комплекс перекрывается средне- и верхнемиоценовыми водовмещающими толщами чокракского, караганского, конкского, сарматского и мэотического горизонтов. Водовмещающими породами являются конгломераты, пески, песчаники, известняки, мергели и доломиты. Их проницаемость и химический состав весьма различны.

Еще выше залегают плиоценовые горизонты - понтический, киммерийский, куяльницкий и краснодарский. Формирование подземных вод в этой надмайкопской толще осадков происходит под влиянием двух постоянно действующих факторов. С одной стороны, элизионный режим прогибающегося Индоло-Кубанского прогиба постоянно поставлял метаморфизованные воды содового типа в верхние водоносные

горизонты. Частично в глинистых толщах верхнего структурного этажа шло преобразование первично морских вод в содовые. С другой стороны, наличие многочисленных хорошо проницаемых прослоев в них позволяло инфильтрационным водам проникать глубоко в недра, смешиваясь с содовыми водами (Предкавказье) и образуя многочисленные разновидности сульфатных вод, а также подземных вод, обогащенных сероводородом (благодаря сульфатредукции). О гидродинамическом режиме можно судить по изменению напоров в горизонтах. В то время как на Керченском п-ове в связи с большой сложностью и мозаичностью геологического строения распределение напоров подчиняется закономерным изменениям только в пределах структур, в Предкавказье линии гидроизоэпез по миоценовым горизонтам полностью повторяют очертания Западно-Кубанского прогиба, уменьшаясь от наиболее погруженной части прогиба, где напоры достигают + 1178 м (Анастасиевско-Троицкое месторождение) до + 100 в районе Краснодара и + 264 - г. Майкопа. Напоры в мезотических отложениях значительно ниже, чем в чокрак-сарматских, но их общий характер подобен чокрак-сарматским.

По данным В.С. Котова, В.И. Клименко [11, 12], напоры пресных вод понтического, киммерийского, куяльницкого и краснодарского горизонтов уменьшаются с юго-востока от предгорных районов к северо-западу, т.е. к Азовскому морю. На Керченском п-ове режим мезотического, понтического, киммерийского и куяльницкого водоносных горизонтов определяется локальным структурным планом мульды. Как установил С.Ф. Федоров и др. [21], движение подземных вод в пределах Западно-Кубанского прогиба происходит в двух встречных направлениях от зоны избыточного давления: в центральной части Индоло-Кубанской впадины движутся соленые воды с минерализацией 80-100 г/л, встречный поток - с Адыгейского структурного выступа минерализация 8-10 г/л. Как установлено В.А. Гроссгеймом, [6], в процессе развития Западно-Кубанского прогиба происходило скольжение фаций. В результате песчанистые отложения чокракского яруса непосредственно соприкасаются с песчаниками караганского, последние с сарматскими. В итоге песчаные пакки разного возраста, стратиграфически неоднородные, образуют единый водоносный комплекс.

Встречное движение вод существует и в мезотическом и сарматском горизонтах. Однако по мере подъема движение вод в восточном направлении смещается все более к западу и для понтического комп-

лекса отмечается только на Славянской и Адагумо-Афипской структурах.

Таким образом, послемайкопскую водонапорную систему Индоло-Кубанской впадины можно расчленить на три зоны: нижняя, характеризующаяся высокой минерализацией, движением подземных вод преимущественно элизионным от наиболее прогнутых частей впадины к периферии, среднюю - переходную и верхнюю - инфильтрационную. Зоны не совпадают со стратиграфическим расчленением пород, и их границы скользят от более древних к более молодым отложениям, по мере удаления от периферии бассейнов. Показательно, что отдельные мульды Керченского п-ова в миниатюре подобны всему Индоло-Кубанскому прогибу, включая и скольжение фаций.

В заключение необходимо сказать, что современные гидрогеохимические исследования должны строиться на базе изучения как структурных - геологических особенностей залегания пород и их фильтрационных свойств, так и на базе тщательного изучения солевого состава подземных вод, причем состав солей удобно фиксировать, применяя дендритно-кристалломорфический метод, разработанный нами [16]. Типы подземных вод тесно связаны с солевым составом водовмещающих пород. Поэтому применение минералогических методов исследований в гидрогеологии является кардинальным решением давно назревшей проблемы - тесной увязки состава вод и их гидродинамической подвижности.

1. Андрусов Н.И. Геологические исследования на Керченском полуострове, произведенные в 1882 и 1883 гг. - Зап. Новорос. об-ва естествоиспытателей, 1884, 9, вып.2, с.2-48.
2. Архангельский А.Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. - М.; Л.: Гостоптехиздат, 1941. - 512 с.
3. Белоусов В.В., Яроцкий Л.Я. Грязевые сопки Керченско-Таманской области. - М.: ОНТИ, 1936. - 264 с.
4. Еурштар М.С., Машков И.В. Условия формирования и закономерности размещения залежей нефти и газа (на примере Предкавказья и Степного Крыма). - М.: Гостоптехиздат, 1963. - 220 с.
5. Гаркаленко И.А., Пустильников М.Р. и др. Геофизические исследования и тектоника юга Европейской части СССР. - Киев.: Наук. думка, 1969. - 300 с.
6. Гроссгейм В.А. Палеоген Северо-Западного Кавказа. - Тр. КФВНИИнефть, 1960. вып.4. - 186 с.
7. Губкин И.М. Майкопский нефтеносный район. Нефтяно-Ширванская площадь. - Тр. Геолкома. Нов. сер., 1912, вып.78, с.275.
8. Игнатович Н.К. Зональность, формирование и деятельность подземных вод в связи с развитием структуры. - Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии, 1963, 13, с.48-56.
9. Каменский Г.Н., Толстихина М.М., Толстихин Н.И. Гидрогеология СССР. - М.: Госгеолтехиздат, 1959. - 414 с.

10. Карцев А.А. Принципы и пути палеогидрогеологических исследований (при изучении генезиса нефтяных и газовых залежей и оценки перспектив нефтегазоносности). - Проблемы гидрогеологии. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с.80-96.
11. Клименко В.И. Оценка ресурсов подземных вод в сложных гидрогеологических условиях. - М.: Наука, 1974. - 165 с.
12. Котов В.С. Химический состав и зональность подземных вод Азово-Кубанского нефтегазоносного бассейна. - Тр. КФВНИИнефть, 1959, вып.2, с.69-80.
13. Лычагин Г.А. Ископаемые грязевые вулканы Керченского полуострова. - Бюл. Москов. об-ва испытат. природы. Отд. геол. Нов.сер., 1952, 27, вып.4, с.17-32.
14. Муратов М.В. Тектоническая структура и история равнинных областей, отделяющих Русскую платформу от горных сооружений Крыма и Кавказа. - Сов. геология. 1955, Сб.48, с.40-46.
15. Нестеров К.В. К вопросу о механизме формирования диапировых структур в западной части Индоло-Кубанской впадины. - В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и геохимии осадочных пород и руд. Киев: Наук. думка, 1976, с.53-59.
16. Нестеров К.В. Бендритно-кристаллооптический метод в гидрогеологии. - В кн.: Геохимия ландшафтов и подземных вод, Краснодар, 1977, с.2-18.
17. Нестеров К.В. Геохимия минеральных вод западной части Индоло-Кубанского прогиба. - В кн.: Геохимия ландшафтов и подземных вод, Краснодар, 1979, вып.285, с.43-56.
18. Орловский Г.Н. Геология и генезис киммерийских железных руд Таманского полуострова: Автореф. дис. ... канд. геол.-минералог. наук. - Одесса, 1969. - 24 с.
19. Семихатов А.Н. О гидрогеологических циклах. Докл. АН СССР, 1947, 57, № 6, с.112-114.
20. Сулин В.А. Условия образования, основы классификации и состав природных вод. - М.: Изд-во АН СССР, 1948. - 200 с.
21. Федоров С.Ф., Чахмахчев В.А., Яковлев Е.М. Формирование нефтяных и газоконденсатных залежей в Западном Предкавказье. - М.: Наука, 1968. - 164 с.
22. Ходьков А.Е. О динамике подземных вод, уплотняющихся морских осадочных толщ и ее структурообразующей роли. - Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962, № 12, с.646-650.
23. Марданов А.Н. Тектоника Западного Предкавказья и Северо-Западного Кавказа. - Тр. КФВНИИнефть, 1966, вып.17, - 280 с.
24. Плезингер А.Е. Черноморская впадина - глубочайший молодой провал на поверхности Земли. - Природа, 1978, № 5, с.37-40.
25. Пинков Е.Ф. О грязевом вулканизме. В кн.: Грязевый вулканизм и рудообразование. Киев: Наук. думка, 1971, с.4-8.
26. Усенко В.П. Современные лонные осадки Азовского моря: Автореф. дис. ... канд. геол.-минералог. наук. - Одесса, 1972. - 24 с.
27. Athy L. Compaction and oil migration. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1930, 14, N 1, p. 36-39.
28. Cheney M.J. Geology of North-Central Texas. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1940, 24, N 1, p. 87-91.
29. King F. Principles and conditions of the movements of ground water. - U.S. Geol. Surv., 19th Ann. Rept., 1899, p. 94-108.

Р.И.Разуваева, О.М.Маикут, В.И.Мигович

СОТНОШЕНИЯ ОРГАНИЧЕСКИХ ВЕЩЕСТВ И МИКРОКОМПОНЕНТОВ
В ПОДЗЕМНЫХ И ШАХТНЫХ ВОДАХ ДОНБАССА

Вода – постоянный спутник всех видов горючих ископаемых: нефти, газа, угля. На всем протяжении ее геологической истории – от момента захоронения древних илов до стадии формирования нефтегазонасных и угленосных пород вода тесно контактирует с ними, обогащается органическими и минеральными компонентами.

Водорастворенное органическое вещество (ВРОВ) играет важную роль в процессах мобилизации, миграции и концентрации рудных элементов в земной коре. Установлено, что не учет органических форм миграции приводит к заниженным результатам по содержанию тех или иных элементов в подземных водах. Роль растворенных органических компонентов подземных вод в геохимии микрокомпонентов изучена слабо. Поэтому нами была сделана попытка выяснить взаимоотношение между органическим веществом (ОВ) и микрокомпонентами (K, Sr, Li, SiO₂, Fe, Al) подземных вод продуктивной толщи Донецкого угленосного бассейна. Объектом исследования стали также шахтные воды.

Поскольку изучение ВРОВ в Донбассе проводится впервые, попутно была поставлена цель выяснить, насколько быстро обогащаются органическими соединениями пластовые воды, дренируемые горными выработками. Они попадают в чуждую для них окислительную рудничную атмосферу и по пути к центральному шахтному водосборнику несут с собой взвешенные органические и минеральные вещества, а также контактируют с почвой выработок, представленной чаще всего аргиллитами-кучерявчиками с высоким содержанием обугленной органики.

При действии воды на угли всех возрастов было установлено, что значительные количества ОВ вода извлекает только из торфа [3]. Из бурых и каменных углей вода не извлекает органических соединений. Иногда при взбалтывании с бурым углем вода приобретает желтый или слабокоричневый цвет из-за диспергированных гуминовых кислот и их солей. Растворения в этом случае не происходит.

Для общего представления о количестве ОВ в исследуемых во-

дах определялась перманганатная и иодатная окисляемости. Первая определяется в подземных водах Донбасса всеми производственными организациями и дает ориентировочное представление о количестве ВРОВ, что необходимо для оценки их качества для питьевого и хозяйственного водоснабжения; вторая обеспечивает практически полное окисление ОВ.

Для процессов миграции рудных элементов кислые воды являются благоприятной средой. В связи с этим в подземных водах исследовались органические кислоты (гуминовые, нафтеновые и жирные).

Фенолы - арилоксипроизводные ароматических углеводородов обнаружены в водах нефтяных месторождений. Поскольку в пластовых водах Донбасса нафтеновых кислот оказалось больше, чем гуминовых, что не согласуется с общим представлением об ОВ вод, контактирующих с нефтяными и угольными месторождениями, объектом исследования стали летучие и нелетучие фенолы, наличие которых в пластовых водах нефтяных и газовых месторождений в литературе рассматривается как гидрохимический показатель нефтегазоносности.

Пределы изменения водорастворенных органических составляющих и их средние значения в подземных и шахтных водах Донбасса

ВРОВ	Подземные воды		Шахтные воды	
	От - до	Средние величины	От - до	Средние величины
Оиод	2,13-72,38	7-36	2,13-22,4	2-5
Сперм	0,33-58,24	1-16	0,63-2,04	0,6-2,0
Фенолы летучие	0-2,13	0,3-0,7	0,25-2,12	0,25-0,50
Фенолы нелетучие	0-39,38	0,1-2,3	0-0,75	0,1-0,4
Кислоты гуминовые	0-4,12	0,8-2,0	0-1,85	1,1-1,2
Нафтеновые	1,02-14,35	1-12	7,17-21,11	7-16
Жирные	0-69,12	0-40	2,88-624,0	5-161

Как видно из таблицы величины иодатной окисляемости в подземных и шахтных водах больше, чем перманганатной, что свидетельствует о значительной степени обогащенности ВРОВ исследуемых вод легко- и трудно окисляющимися соединениями.

Подземные и шахтные воды Донбасса по содержанию в них фенолов аналогичны с фоновыми водами Крымской нефтегазоносной провинции [67]. Максимальное содержание нелетучих фенолов обнаружено вокруг газовых залежей, летучих - вокруг нефтяных. В подземных водах Донецкого угленосного бассейна нелетучих фенолов больше,

чем летучих, что свидетельствует о насыщенности углеводородной толики пород газами. На концентрации фенолов влияет общая минерализация вод. С ростом последней содержание фенолов в подземных водах имеет тенденцию к возрастанию.

Нафтеновые кислоты значительно превышают по содержанию гуминовые в подземных шахтных водах.

Источником ВРОВ является ОВ осадочных пород, углей. По данным П.С.Маковецкого [47], самое высокое содержание ОВ в каменноугольных отложениях Украины находится в углях, сланцах, глинистых породах, самое низкое - в известняках. Сумма битумов и гуминовых кислот составляет соответственно (%): в сланцах и глинистых сланцах - 5-25; 0,7-1,7; в углях - 8,81; 12,14; в аргиллитах - 6,6-25,5; 0,3-6,2.

Как видим, глинистые сланцы и аргиллиты обогащены битумами больше, чем гуминовыми кислотами. Такая же закономерность наблюдается в подземных и шахтных водах Донбасса, где гуминовых кислот в 5-10 раз меньше чем нафтеновых.

Наличие более высоких содержаний органических кислот, особенно жирных, в шахтных водах по сравнению с подземными, по-видимому, можно объяснить смешением подземных вод каменноугольных отложений с вадозными и водами вышележащих отложений палеогена и неогена, обогащенными органической составляющей типа жирных кислот, которая не претерпела еще метаморфизацию вплоть до полного исчезновения, как это наблюдаем в подземных водах карбона.

В целом ВРОВ подземных вод угленосного Донбасса как в качественном, так и в количественном отношении не отличается от ОВ подземных вод нефтегазоносных районов. Это может служить доказательством его седиментогенной природы, причем ОВ извлекается из осадочных пород первыми порциями воды еще на стадии диагенеза и не зависит от времени контактирования подземных вод с породой.

Так, содержание ОВ, выраженное через молярную и перманганатную окисляемость, в подземных и шахтных водах одинаково. Обогащение шахтных вод органическими кислотами происходит под действием слабометаморфизованных вод вышележащих водоносных горизонтов.

При параллельном определении микрокомпонентов и ОВ в подземных и шахтных водах наиболее полные данные оказались по содержанию калия, лития, стронция и кремнезема. Железо и алюминий не удалось определить в подземных водах из-за недостаточного

объема воды. В шахтных водах эти элементы отсутствуют или обнаружены их следы, что не дало возможности проверить наличие взаимосвязи их с ВРОВ.

При постановке вопроса о соотношении ВРОВ и микрокомпонентов на примере подземных и шахтных вод Донбасса предполагалось, что в природе должно происходить селективное влияние того или иного компонента ОВ на отдельный микрокомпонент, способствующее или противодействующее накоплению последнего в подземных водах.

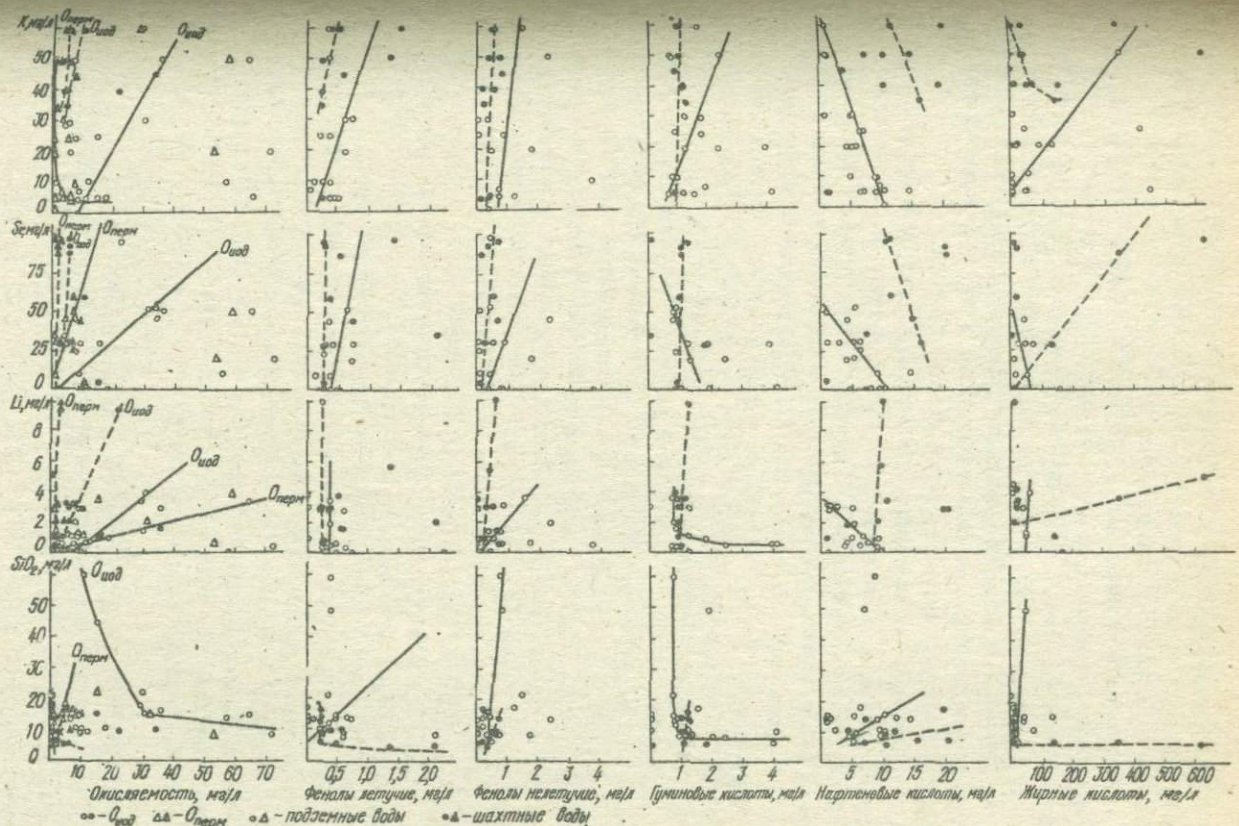
Задача решалась путем составления графиков, по ординатам которых откладывались концентрации микрокомпонентов, а по оси абсцисс — содержание органической составляющей подземных и шахтных вод. В связи с тем, что данных по параллельным определениям ВРОВ и микрокомпонентов явно недостаточно, линии, проведенные на построенных графиках, не являются статистически обоснованными, а отражают только тенденции к накоплению некоторых микрокомпонентов в природных водах под воздействием могущественного фактора, каким является ВРОВ (рисунок).

Из графиков видно, что для калия, лития, стронция наличие ОВ, выраженное через $O_{\text{иод}}$ и $O_{\text{перм}}$, положительно воздействует на их накопление, для кремнезема оказывает отрицательное влияние, что подтверждается другими работами [1, 7]. Пониженные концентрации кремнезема вокруг нефтегазовых залежей подмечены в Предкарпатском нефтегазоносном регионе, Днепровско-Донецкой впадине и др.

Проведенные нами исследования по содержанию кремнезема в поровых растворах Центрального и Западного Донбасса также свидетельствуют о более низких его концентрациях в угольных пластах по сравнению с углевмещающими породами.

Механизм снижения концентраций SiO_2 при контактировании с нефтегазовыми и угленосными залежами, по-видимому, связан не столько с ОВ, сколько с осаждением его такими катионами, как Al^{3+} , Fe^{3+} . Как видно из работы [3], на растворимость SiO_2 влияют рН среды и температура. С повышением температуры и рН более 9 его растворимость резко возрастает. Заметно влияет на поведение SiO_2 алюминий. Даже незначительные следы алюминия могут вызвать осаждение кремнезема, особенно в коллоидном состоянии.

Вокруг нефтяных и газовых залежей Днепровско-Донецкой впадины наблюдается повышение концентрация трехвалентных элементов: железа до 2000 мг/л, алюминия до 200-300 мг/л [2]. К сожалению,



Графики сопоставления органических составляющих и микрокомпонентов в подземных и шахтных водах Донбасса.

данные различных авторов по содержанию Fe и Al [2] и SiO_2 [1] в этом регионе нельзя сопоставить. По подземным водам Донбасса нам удалось проследить закономерность.

Из табл. 2 следует, что с повышением pH до 8-9,5 содержание кремнезема в подземных водах, циркулирующих в угольных пластах, возрастает до 58 мг/л, а увеличение содержания Fe_2O_3 и Al_2O_3 ведет к снижению NO_2^- вплоть до полного исчезновения из вод.

Фенолы способствуют накоплению рассматриваемых микрокомпонентов в подземных и шахтных водах, лишь в шахтных водах чувствуется отрицательное воздействие летучих фенолов.

Наличие гуминовых кислот препятствует росту концентраций лития, стронция, кремнезема в подземных шахтных водах, но способствует накоплению калия, что одновременно выражает взаимосвязь между ростом минерализации вод и концентрации калия в них.

В отношении увеличения содержания микрокомпонентов в связи с ростом общей минерализации вод наряду с калием, такую же закономерную связь можно проследить для лития и стронция. На содержание кремнезема минерализация вод не влияет.

Дерновые кислоты в большинстве случаев в подземных водах Донбасса отсутствуют, обнаружены лишь в нескольких (9) пробах, а в шахтных водах достигает максимальных концентраций (161-624 мг/л). Наличие дерновых кислот в подземных водах способствует накоплению калия, не влияет на содержание лития и кремнезема и препятствует накоплению стронция. В шахтных водах наблюдается обратная картина. Дерновые кислоты способствуют накоплению стронция, лития и препятствуют накоплению калия, кремнезема.

По мере накопления фактического материала эти выявленные тенденции будут уточняться или изменяться. Поэтому выводы, сделанные в этом отношении, носят предварительный характер.

Однако уже сейчас из проведенных исследований явствует, что органические составляющие подземных и шахтных вод ведут себя неодинаково по отношению к микрокомпонентам. В дальнейшем необходимо проводить дифференцированный подход при выяснении роли ВРОВ для геохимии рудных элементов и рассматривать ОВ не в целом, а отдельные его составляющие.

1. Гогомислов Г. В., Плотников Г. Н., Титов Е. А. Кремнезем в термальных и холодных водах. - М.: Наука, 1967. - 180 с.
2. Зарава К. Н., Вовк И. Ф., Негода Г. Н. Формирование подземных вод Днепровско-Донецкого бассейна. - К.: Наук. думка, 1977. - 160 с.

3. Го Окамото, Такеси Окура и Куцуми Гото. Свойства кремнезема в воде. - В кн.: Геохимия литогенеза. М.: Изд-во иностр. лит., 1963, с.196-209.
4. Уаковецкий П.С. Геохимическая характеристика нефтей и других битумов Украины и Молдавии. - М.: Недра, 1966. - 205 с.
5. Стадников Г.Л. Химия угля. - М.; Л.: Гостоптехиздат, 1932. - 296 с.
6. Тютрин О.Л., Тердовидов А.С., Нечина С.В. Геохимия подземных вод Степового Крыма та її нафтогазопощукове значення. - К.: Наук. думка, 1973. - 175 с.
7. Гепак В.М., Мигович В.И. Кремнезем в подземных водах нефтяных месторождений Предкарпатского прогиба. - Геохимия, 1969, № II, с.1397-1404.

УДК 552.52 + 550.42

А.Г.Стрельковская, И.Н.Доленко

РОЛЬ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В КОНЦЕНТРИРОВАНИИ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ

Глинистые породы, как известно, составляют около 50% осадочных образований и влияют на геохимические процессы преобразования пород и минералов. Они обладают специфическими свойствами благодаря наличию в них различных гидроалюмосиликатов. Значительную роль глинистые минералы играют в формировании структуры порового пространства, в перемещении и накоплении отдельных элементов.

В статье изложены результаты аналитических и экспериментальных исследований по изучению содержания микроэлементов и свойств глинистых пород, влияющих на распределение микроэлементов. Микроэлементы изучались количественным спектральным анализом. В пробах определялось содержание *Be, Ti, P, V, Ca, Mn, Co, Ni, Cu, Ga, Zn, Se, Sr, Nb, Mo, Ag, Cd, Sn, Ba, La, Pb*.

Для исследований использованы пробы глинистых пород и вод, отобранных на глубинах до 4000 м в Карпатском регионе, Крыму, Днепровско-Донецкой впадине (ДДВ). Основное количество проб взято из менилитовой серии Карпат, которая на территории Береговой и Оровской скиб [3] имеет наибольшую мощность (до 1,5 км). Менилитовая серия в основном представлена битуминозными сланцами (аргиллитами), мелкозернистыми слоистыми песчаниками, кремнистыми аргиллитами, алевролитами.

Исследования показали, что количество отдельных элементов в битуминозных породах изменяется в значительных пределах, что вызвано их неоднородностью. В менилитовых сланцах по сравнению

с земной корой содержится в повышенных количествах *P, Cl, Mn, V, Cr, Ni, Cu, Zn, Sr, Mo, Ba, W, Pb*, и в несколько пониженных - *Ti, Co, Sr*. Рассматривая количество отдельных микроэлементов в глинистых породах ДВ (алевролиты, песчаники, аргиллиты), следует отметить, что в аргиллитах, по сравнению с другими породами содержится больше *Be, Co, Cu, La, V, Ni*. Породы менилитовой серии по количеству указанных элементов отличаются незначительно. Глинистые породы Карпатского региона вмещают по сравнению с аналогичными породами ДВ больше *Be, Ba, V, Zr, Sr, Ni, Cr* и меньше *Co, Mn, Zn, Ag, Nb, La, Pb*. Например, в аргиллитах, песчаниках, алевролитах ДВ находится *Ba, V, Mn* до 0,67% и *Co* до 0,007%, *Be* отсутствует, в 2-3 раза меньше *Nb, Ba, Cr* (площадь Розбышевская, Адамовская и др.), чем в Карпатском регионе.

Различное содержание микроэлементов в глинистых породах регионов, несомненно, связано с геохимическими условиями древних седиментационных бассейнов.

Наличие циркония и никеля в менилитовых сланцах [2] связано с присутствием таких вторичных минералов, как керамогалит, галотрацит, мелантерит.

При изучении содержания микроэлементов по пробам битуминозных пород, отобранными в интервале 2046,7 - 3845,0 м, не обнаружено зависимости между глубиной залегания породы и количеством микроэлементов в пробе. Между тем, отличаются по содержанию микроэлементов пробы, отобранные в зоне катагенеза и гипергенеза. Исследования глинистых пород Карпат показали, что глубинные пробы битуминозных пород, по сравнению с поверхностными, содержат меньше *Be, Co, Cr, V, Mn, Ba, Ni, Mo, Pb, Ba* и значительно больше *Sr, La, Zn, Zr*, (табл. 1,2). Например, количество *Zr, Sr* в поверхностных пробах сланцев составляет 0,014-0,017%, а в пробах, взятых только на глубине 100 м - 0,06-0,07%. В глинистых породах изменяется содержание *V, Mn, Co, Sr, Cu, Ni, Zr, Mo* и в зависимости от возраста пород (табл. 1).

Рассмотрим также содержание микроэлементов в подземных водах. Подземные воды глубинных горизонтов отличаются по количеству *Ti, Mn, Cu, Se, Mo, Ag, Ba, La* от глинистых пород, отобранных в тех же интервалах. При изучении площади Глебовская (Крми) обнаружено, что содержание бора в подземных водах прямо пропорционально количеству его в породах. Например, в интервале глубин 1100-1300 м количество бора в глинистых породах изменяется в пределах

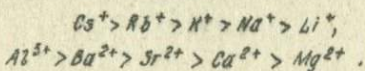
100-680 мг/кг As_2O_3 , а в подземных водах 120-380 мг/л As_2O_3 .
Подземные воды глубинных горизонтов отличаются по содержанию Ti ,
 Mn , Cu , Se , Mo , Ag , Ba , La от глинистых пород, отобранных в
тех же интервалах (табл. 3).

Для выяснения некоторых свойств глинистых пород выполнен комплекс аналитических исследований. Определена поглотительная способность пород, содержащих различное количество органического вещества, по стандартной методике для ионообменных смол. Исследования показали, что емкость поглощения (NaOH/HCl) воздушно-сухих битуминозных пород Карпат - месторождении Синевидное Верхнее, Струтень Верхний, р. Стрый, Соль, Деятин, Пиев - Пасечная колеблется от 0 до 5,8 мг экв/г (емкость синтетических катионитов равна по NaOH/HCl 1,9-2,2 мг экв/г). Пробы аргиллитов, отобранные в зоне химического выветривания (гипергенеза) характеризуются более высокой емкостью поглощения (1,14-5,84 мг экв/г), чем пробы, взятые в интервале 2050-3695 м (0,15-0,68 мг экв/г). Уменьшение поглотительной способности коррелируется с уменьшением влажности пород с глубиной их залегания.

Предварительная обработка водой в автоклавной бомбе в условиях, близких к геохимическим ($P = 86,13 \cdot 10^6 \text{ Н/м}^2$ и $T^0 = 393 \text{ К}$) увеличивает емкость поглощения пород в 1,5-2,0 раза. Обработка органическими растворителями (гептан, хлороформ, нормальный бутан, спирто-бензол) проб аргиллитов увеличивает поглотительную способность дебитуминизированных остатков. Воздействие температуры отрицательно сказывается на емкости поглощения глинистых пород, при этом претерпевают количественные изменения и микроэлементы (см. табл. 2).

Вода вызывает существенные изменения в свойствах и составе пород, способствует перемещению отдельных элементов. В раствор переходят Be , Ca , Sr , Ba и другие микроэлементы в количестве 30-75% их общего содержания в породе. Титан и медь коррелируются с железом, никель и хром проявляют склонность к изоморфизму с магнием [5].

Последовательными отмывками водой из пробы аргиллитов можно удалить весь хлор [4]. Извлечение водой катионов из менилитовых сланцев (аргиллитов) полностью согласуется с прочностью связи катионов с глинок, зависящей от их валентности и атомного веса, с ростом которых поглощение увеличивается, а прочность связи падает:



Т а б л и ц а 1. Содержание микрокомпонентов в глинистых поро-

Местонахождение	Характеристика пробы	Be	P	Ti	V	Cr	Mn
Винницкая обл. с. Клуховцы	Каолин, кора выветривания	2	-	2	20	20	2
Закарпатская обл.; Тячевская свита	Бентонит	10	-	300	20	2	10
Боратичи, скв. I 2562-2571 м	Песчаник, (сармат)	10	-	20	0,1	300	40
Заслуцканы, скв. IO 1811-1821 м	Аргиллит (сармат)	10	-	300	20	100	10
Никловичи, скв. 6 710-716 м	Глина (сармат)	10	-	100	20	30	30
Завода, скв. 2 2046,7-2050,7 м	Аргиллит (палеоген)	0,1	-	100	30	10	20
Завода скв. 2 3530,8-3535,0 м	Алевролит (палеоген)	0,1	-	300	30	20	100
Завода, скв. 2 3614-3616 м	Глинистый сланец	0,1	-	300	30	10	10
Завода, скв. 2 3689,6-3691,1 м	Алевролит (палеоген)	0,1	-	300	30	20	10
Завода, скв. 2 3749,9-3754,0 м	Песчаник с карбонатными прослойками	0,1	-	30	30	2	100
Завода, скв. 2 3840,1-3845,0 м	Алевролит с прожилками карбоната	0,1	-	300	10	2	10

Т а б л и ц а 2. Зависимость распределения микроэлементов от

Местонахождение	K	Be	P	Ti	V	Cr	Mn	Co
Побук, скв. 3 39,4-40,0 м	293	-	-	860	-	-	0,1	-
То же	633	2,7	-	950	45	41	75	-
"	633	2,3	-	950	36	36	53	-
"	823	2,2	-	950	34	35	50	-
Побук, скв. 3. 73,6-74,1 м	293	2,8	-	950	45	121	50	-
То же	633	3,1	-	1110	25	56	47	-
Побук, скв. 3 гл. 83,8-84,3 м	293	2,6	-	1115	48	43	100	-
То же	633	2,1	-	840	35	77	42	-
Побук, скв. 3. 96,5-97,0 м	293	2,7	-	950	50	40	65	-
Побук, скв. 3. 96,5-97,0 м	633	2,1	-	650	29,5	105	17	-
Верхне Синевидное обнажение I	293	1,9	-	650	37	30	75	-
То же	533	2,1	-	650	16	69	18	-
"	633	2,8	-	960	45	74	26	-
"	823	2,8	-	900	30	80	30	-
"	903	2,8	-	900	30	80	30	-
"	1013	2,8	-	800	44	89	31	-

дах, $n \cdot 10^{-3} \%$

Co	Ni	Cu	Ga	Zn	Sr	Zr	Nb	Mo	Ag	Cd	Sr	Sp	Ba	La	W	Pb
Следы	I	Следы	4	9	I	40	40	-	0,1	-	I	-	-	I	-	0,1
0,1	-	0,1	0,5	2	2	40	-	-	2	-	-	-	10	I	-	-
0,1	2	4	0,5	-	40	30	-	30	I	-	0,1	-	10	2	-	0,1
I	4	4	4	-	40	40	9	9	I	I	-	-	10	2	-	0,1
2	9	4	4	-	40	40	-	0,1	-	-	-	-	10	2	-	0,1
2	10	10	3	30	100	40	-	0,1	0,1	-	-	-	10	3	-	-
2	10	30	3	30	30	40	-	0,1	0,1	-	-	-	10	3	-	-
2	10	30	3	20	40	40	2	0,1	-	-	-	-	10	2	-	-
2	3	2	2	30	20	40	I	0,1	-	-	-	-	10	2	-	-
2	0,1	0,1	-	10	100	40	-	0,1	2	-	-	-	3	I	-	-
2	3	10	0,1	10	30	40	-	0,1	2	-	-	-	3	2	-	-

изменения температуры, $n \cdot 10^{-3} \%$

Ni	Cu	Ga	Zn	Sr	Zr	Nb	Mo	Ag	Cd	Sr	Sp	Ba	La	W	Pb
-	6,5	-	-	4,7	12	-	1,0	-	1250	-	-	8,7	-	-	1,0
43	71	-	-	46	57	-	2,1	-	770	-	-	80	-	-	28
34	46	-	-	43	47	-	14	-	770	-	-	75	-	-	270
30	36	-	-	38	44	-	12	-	700	-	-	9	-	-	24
42	71	-	-	43	44	-	26	-	530	-	-	80	-	-	23
17	71	-	-	45	49	-	35	-	630	-	-	80	-	-	22
43	71	-	-	60	64	-	32	-	910	-	-	80	-	-	35
32	36	-	-	35	40	-	13	-	580	-	-	80	-	-	16
35	46	-	-	52	70	-	36	-	530	-	-	75	-	-	29
42	17	-	-	33	38	-	10,8	-	35	-	-	59	-	-	50
26	30	-	-	68	41	-	26	-	-	-	-	63	-	-	-
12	13	-	-	107	13	-	2	-	-	-	-	28	-	-	I
29	36	-	-	37	38	-	14	-	-	-	-	80	-	-	2
31	35	-	-	12	24	-	8	-	-	-	-	50	-	-	17
32	42	-	-	25	40	-	9	-	-	-	-	65	-	-	17
35	56	-	-	33	40	-	15	-	-	-	-	74	-	-	17

Т а б л и ц а 3. Содержание микрокомпонентов в плотных остатках подземных вод, $\mu \cdot 10^{-3} \%$

Местонахождение	Be	P	Li	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Ba	Zn	Sr	Zr	Nb	Mo	Ag	Cd	Sn	Sb	Ba	La	W	Pb
Крым. Голицина, сква. I, 2230-2240 м	-	-	0,5	-	-	4	-	-	30	-	-	4000	-	-	0,1	0,2	-	-	-	0,2	1	-	-
Крым. Серебряков- ская сква. 8, 1766-1781 м	-	-	0,5	-	-	90	-	-	50	-	-	4000	-	-	0,5	0,2	-	-	-	2	3	-	-
Крым. Грушевская сква. 5, 1740-1775 м, н- сармат	-	-	6,5	-	-	6,5	-	-	10	-	-	4000	-	-	0,5	-	-	-	-	0,5	0,4	-	-
Крым. Глебовская, сква. I, 3610-3629 м	-	-	7,0	-	-	65	-	-	65	-	-	2000	-	-	0,1	-	-	-	-	6,5	0,4	-	-
Крым. Чижовичи, сква. I 2804-2820 м, н-сармат	-	-	0,2	-	-	-	-	-	4	-	-	40	-	-	0,1	-	-	-	-	5	1	-	-
Карпаты. Семигинов, сква. I, 3645-3695 м	-	-	0,5	-	-	-	-	-	1	-	-	200	-	-	-	-	-	-	-	2	1	-	-
Карпаты. Н-Майдан, сква. I, 1360-1380 м 1456-1460 м	-	-	0,1	-	-	0,2	-	-	1	-	-	4000	-	-	0,1	-	-	-	-	2	4	-	-
Крым. Н-Черешенька, сква. 8, 1730-1750 м, н-тортон	-	-	0,5	-	-	10	-	-	1	-	-	2000	-	-	0,1	-	-	-	-	1	-	-	-

При обработке глинистых пород кислотой также происходит активация глинистых пород и увеличивается извлечение отдельных элементов, в раствор переходит даже алюминий. Таким образом, рН среды влияет на извлечение отдельных элементов из глинистых пород.

В процессе преобразования захороненного глинистого вещества происходит, как известно [1] обезвоживание - освобождение активных центров и уменьшение удельной поверхности глинистых частиц, что, следовательно, снижает сорбционную емкость пород. Этим, вероятно, и объясняется различие в содержании отдельных микроэлементов в глинистых породах зоны гипергенеза и катагенеза. Уплотненные, трансформированные глинистые породы в глубинных зонах Земли намного инертны к действию подземных вод, чем объясняется отличие в их химическом составе и количестве микроэлементов.

Глинистые породы в процессе геохимических миграций и накопления микроэлементов играют роль как бы промежуточного звена. При нарушении химического равновесия в постоянно протекающих процессах сорбции и десорбции происходит удаление или накопление отдельных микроэлементов.

Для каждого региона характерен свой элементный состав глинистых пород, определенное содержание микроэлементов. Количественное и качественное изменение химического состава пород, содержащих рассеянное органическое вещество, определяется степенью метаморфизма алюмосиликатов. Существенное значение в этих процессах принадлежит подземным водам.

1. Архипов А.Ч., Корчагина Е.И., Файер М.М. Условия образования нефти и газа в осадочных бассейнах. - М. : Наука, 1977. - 35 с.
2. Габинет М.П. Исследование и использование глин. - Львов : Изд-во Львов. ун-та, 1957. - 25 с.
3. Порфир'ев В.Б., Гринберг И.В., Ладженский М.Р. та ін. Менилітові сланці Карпат. - К. : Вид-во АН УРСР, 1963. - 180 с.
4. Стрельковская А.Г., Гринберг И.В. Геология и геохимия углей Львовско-Волынского бассейна. - Киев : Наук. думка, 1967. - 96 с.
5. Стрельковская А.Г., Казаков С.Б. Некоторые химические корреляции элементов в менилитовых сланцах. - Тр. Ин-та геол. и геохим. горюч. полезн. ископаемых. Вып. 10. (1977). ВИНТИ, 1979. - 124 с.

УДК 549.62.9:553.068.56 (262.5/262.54)

Е.Ф.Шнюков, С.А.Козак, П.В.Соболевский, П.И.Иноземцев
ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ГРАНАТОВ ИЗ ОСНОВНЫХ СОВРЕМЕННЫХ МОРСКИХ
РОССЫПЕЙ СЕВЕРНОГО ПРИЧЕРНОМОРЬЯ И ПРИАЗОВЬЯ

Изучение минерального состава современных и погребенных россыпей имеет большое научное и прикладное значение при обнаружении промышленных концентраций различных россыпных минералов, установлении минералов-спутников как индикаторов определенных минеральных комплексов, а также получении информации об источниках сноса минералов, слагающих россыпь.

Минералогические исследования, выполняемые традиционными методами, например, оптическими (определение показателя преломления), рентгеноструктурными и другими позволяют лишь с различной полнотой и достоверностью получать косвенные сведения о составе минералов и диагностировать их. Для выяснения генетических особенностей формирования минеральных комплексов россыпей необходимо знание вещественного состава, который обычно определяется химическими методами или рентгеновским микрозондированием. Для мономинералов из коренных пород, принадлежащих одному петрографическому типу, достаточно единичных определений, поскольку они характеризуют петрохимию комплекса в целом, а для россыпей, являющихся минералогически полигенными, анализ валовой пробы мономинералов недостаточен.

На классическое химическое определение восьми-десяти видообразующих окислов расходуются граммовые количества вещества, поэтому при акцессорных содержаниях и исследовании россыпей этот метод не используется. Хорошие результаты для отдельных зерен

мономинералов получены на рентгеновском микрозонде, однако уникальность аппаратуры пока не позволяет надеяться на повсеместное применение его в аналитической практике. Кроме того, для решения генетических вопросов наряду с видообразующими окислами ценную информацию может дать и микроэлементарный состав, определение которого не входит в задачи ни химического, ни рентгеноспектрально-го анализ.

С этих позиций несомненными преимуществами обладает оптический эмиссионный спектральный микроанализ (микроспектральный анализ), открывающий новые возможности для минералогии и геохимии: миллиграммовой навески вещества достаточно не только для определения химического состава с последующим расчетом минеральных компонент и кристаллохимической формулы таких сложных минералов, как гранаты, но и для установления в них важнейших примесей.

Проанализированные гранаты выделены из естественных концентратов тяжелых минералов современных россыпей и россыпей проявления Азовского моря, северо-западной и северо-восточной частей Черного моря в пределах береговой линии Украины и России, а также из пляжных отложений болгарского побережья, отобранных в районе г. Бургас (Поморие) во время XII международного рейса НИС "Геохимик" в НРБ.

Минеральный состав современных россыпей Азово-Черноморской провинции примерно одинаков: ильменит, рутил, амфиболы, пироксены, гранат, силиманит, ставролит, циркон, турмалин, апатит, корунд, топаз, эвдидот. В большинстве случаев гранаты присутствуют в составе минеральных комплексов в аксессуарных количествах, а на участке оз. Соленое - мыс Железный Рог, на Будакской косе и пляже мыса Тузла они являются породообразующими. Гранаты представлены хорошо ограниченными кристаллами ромбодекаэдрического облика, осколками кристаллов, а также зернами различной степени окатанности.

Полученные нами методом микроспектрального анализа данные о вещественном составе гранатов представлены в таблице в виде минералов, расположенных в той последовательности, в которой они рассчитаны. Все проанализированные гранаты, исключая образцы из россыпи участка оз. Соленое - мыс Железный Рог, которые заслуживают отдельного рассмотрения, относятся к существенно альмандиновым; содержание альмандиновой компоненты составляет 53-68%, для большинства проб выше 60%, а пирроновой - от 15 до 7%, а основном,

выше 20%. Поскольку суммарное содержание этих двух компонент сохраняется, то, очевидно, различия в химическом составе пород областей сноса отражены изменениями марганца и кальция и, соответственно, спессартиновой и андрадит-гроссуляровой компонент, которые варьируют в более широких пределах и занимают различные позиции вслед за главными миналами. Так, для розовых и серых гранатов мыса Тузла отмечается повышение содержания спессартина - до 14,53% и гроссуляра - до 12,77% при максимальных содержаниях этих миналов в сходных образцах из других точек всего 5,8 и 9,2% соответственно.

Из мономинеральных фракций, как видно из таблицы, нами выделены разновидности условно серого, оранжевого и розового с оттенками цветов. Следует отметить, что эти хроматические характеристики индивидуальны и специфичны для каждой россыпи, поэтому для выводов о связи цвет - состав необходимо накопление более значительного объема экспериментальных данных. Пока можно лишь указать на некоторое увеличение в серых пиральспитах альмандина, гроссуляра и спессартина за счет пироба.

Минеральный состав россыпи оз.Соленое представительнее, чем других россыпей: здесь установлено около 40 минералов, из которых основными, кроме граната, являются эпидот, ильменит, амфиболы, циркон, дистен и ставролит. В единичных знаках встречены самородные золото, медь и свинец, а также реальгар, аурипигмент и куприт.

Для гранатов оз. Соленое характерно возрастание содержания MgO до 15% и, соответственно, пироповой компоненты до 50 - 53% при 30 - 40% альмандина. Особый интерес вызывает розовые разновидности, имеющие всего 0,9% CaO при 2,8% Cr_2O_3 , т.е. в минимальном выражении 2,4% уваровита и 5,9% кюррингита. Наличие кюррингитовой компоненты, согласно представлениям В.С.Соболева и Н.В.Соболева [1-3], должно быть принято во внимание при прогнозировании алмазоносности. Необходимо отметить, что хромсодержащие гранаты в составе этой россыпи представлены и несколькими изометричными зернами уваровита, идентифицированными рентгеноструктурным анализом.

Переходя к характеристике микросостава гранатов подчеркнем, что анализу подвергались тщательно отобранные зерна, свободные от каких-либо посторонних твердых включений и проконтролированные под микроскопом при увеличении 240. Для большинства альман-

динов, исключая образцы из россыпи мыса Тузла, в которых установлены только Y и Yb , характерно присутствие Ag , Zr , Sc , Zn , Y , Yb , V и Na . В пиропсах россыпи оз.Соленое обнаружены Na , Zn , Zr , Cu , Mo , Be , Ni , V , Pb . При этом такие элементы, как Ni , V , Pb и Zr , содержатся только в розовых разновидностях; в них же отмечаются повышенные по сравнению с оранжевыми и серыми пиропсами концентрации Na (0,8%), V (0,03%), Be (0,007%) и Cu (0,05%). Каких-либо закономерностей в изменениях содержаний примесных элементов в пределах цветовых разновидностей или для гранатов, отобранных из различных россыпей, установить не удалось.

Для выяснения возможного петрографического типа пород, которые могли бы являться источником россыпных гранатов, мы сопоставили полученные результаты с данными по вещественному составу гранатов из различных типов пород, приведенными Н.В.Соболевым [2]. Оказалось, что для большинства альмандинов такими породами могли быть гнейсы и кристаллические сланцы, для альмандинов мыса Тузла - гнейсы и амфиболиты, а для Поморье - амфиболиты и андезиты. Пиропы россыпи оз.Соленое по составу близки образцам из эклогитов и пироксенитов.

Для установления источников поступления гранатов в россыпь оз.Соленое нами были исследованы гранаты из кюальницких отложений коренного берега в пределах пляжа, аллювия р.Туапсинки, дельтовых отложений р.Кубань, современных пляжевых отложений у мыса Тузла [4, 5]. Установлено, что пиропы оз.Соленое не имеют аналогов из указанных выше отложений ни по минеральному составу, ни по набору элементов-примесей. Пока остается открытым вопрос о грязевых вулканах Таманского субрегиона как возможном источнике этих гранатов. Изложенное подтверждает целесообразность изучения гранатов из грязевых вулканов и тел пироксенитов, развитых на Северном Кавказе, с учетом мощной гравитационной аномалии, которая отмечается на границе суша - море в пределах этого участка и имеет в плане почти изометричную форму.

К основным итогам проведенной работы относятся определение вещественного макро- и микросостава пиральспитов из основных россыпей Азово-Черноморской провинции и высказанные соображения о комплексах пород, являющихся вероятным коренным источником гранатов. Направление наших дальнейших исследований связано с изучением методом микроспектрального анализа вещественного состава основных минералов россыпей - гранатов, пироксенов, амфиболов, цир-

Место отбора	Цветовая разновидность	Компоненты, %			
		Уваровит	Кноррингит	Спессартин	Пироп
Коса	Оранжевый	0,42	-	5,33	21,97
Федотова	Розовый	0,45	-	4,47	21,96
	Серый	0,30	-	5,60	19,30
Коса	Оранжевый	0,60	-	5,80	23,47
Обиточная	Розовый	0,30	-	4,00	23,17
Коса	Оранжевый	0,60	-	4,23	21,20
Бердянская	Розовый	0,50	-	3,80	21,60
Коса	Оранжевый	0,90	-	3,57	21,13
Белосарайская	Розовый	0,90	-	3,80	21,93
Дельта р. Кубань	Оранжевый	0,30	-	1,80	20,00
	Розовый	0,60	-	5,33	22,63
	Серый	-	-	3,60	18,50
Мыс Тузла	Оранжевый	-	-	4,47	21,97
	Розовый	1,6	-	14,53	23,60
	Серый	0,90	-	12,33	15,00
Оз. Соленое	Оранжевый	-	-	5,46	53,00
	Розовый	2,4	5,9	1,03	49,90
	Серый	-	-	3,76	52,13
Коса	Оранжевый	-	-	4,27	19,27
Будакская (район дельты р. Днестра)	Красно-розово-сиреневый	-	-	2,25	18,17
	Красно-розово-оранжевый	-	-	2,23	19,70
	Розовый	-	-	1,80	20,47
	Серый	-	-	1,80	18,53
Остров Дларьгач	Оранжевый	0,30	-	4,47	17,80
	Розовый	0,30	-	2,90	20,50
Поморье (НРБ)	Оранжевый	0,50	-	6,50	16,60
	Розовый	0,90	-	5,60	19,33

Альмандин	Андрадит	Компонент, %			Примеси
		Ti-андрадит	Гроссуляр	Сумма	
61,83	3,85	0,15	6,20	99,78	Ag, Zr, Sc, Zn, Y, V, Na
62,97	4,15	0,05	5,80	99,85	Ag, Zr, Sc, Zn, Y, V, Na
63,20	4,15	0,30	6,87	99,72	Ag, Zr, Sc, Zn, Y, V, Na
59,93	4,15	0,20	5,70	99,85	Ag, Zr, Sc, Zn, Y, V, Na
63,93	4,15	0,20	4,25	99,98	Ag, Zr, Sc, Zn, Y, V, Na
62,80	3,85	0,10	7,03	99,81	Ag, Zr, Sc, Zn, Y, V, Na
63,87	3,85	0,10	6,20	99,92	Ag, Zr, Sc, Zn, Y, V, Na
63,30	3,30	0,10	7,53	99,83	Ag, Zr, Sc, Zn, Y, V, Na
62,97	3,85	0,10	6,43	99,88	Ag, Zr, Sc, Zn, Y, V, Na
63,37	3,55	0,10	10,65	99,77	Ag, Zr, Zn, Sc, Y, Yb, Na
59,13	2,65	0,30	9,20	99,84	Ag, Zr, Zn, Sc, Y, V, Na
63,20	3,55	0,45	10,45	99,75	Ag, Zr, Zn, Y, Yb, Na
63,13	5,20	0,20	6,17	99,14	Y, Yb
57,50	2,40	-	-	99,63	Y, Yb
53,23	4,20	0,60	12,77	99,03	Y, Yb
70,16	7,00	0,90	3,30	99,82	Zn, Cu, Y, Be, Na
39,55	-	-	-	98,78	Zn, Zr, Cu, Mo, Be, Y, Ni, Pb, V, Na
32,76	4,20	0,70	6,23	99,78	Zn, Cu, Mo, Be, Y, Na
62,50	3,30	0,30	10,10	99,74	Ag, Zr, Zn, Sc, Y, Yb, Na
66,00	2,70	0,30	10,20	99,70	Ag, Zr, Zn, Sc, Y, Yb, Na
65,47	3,30	0,20	8,85	99,75	Ag, Zr, Zn, Sc, Y, Yb, Na
66,50	3,90	0,10	7,00	99,77	Ag, Zr, Zn, Sc, Y, Yb, Na
66,20	3,30	0,30	9,73	99,86	Ag, Zr, Zn, Sc, Y, Yb, Na
63,63	4,15	0,20	8,95	99,50	Ag, Zr, Zn, Sc, Y, V, Na
67,93	4,15	0,25	3,83	99,86	Ag, Zr, Zn, Sc, Y, V, Na
63,57	3,75	0,45	8,55	99,92	Ag, Zr, Zn, Sc, Y, V, Na
65,63	3,85	0,30	4,33	99,94	Ag, Zr, Zn, Sc, Y, V, Na

конов, ильменита - и их кристалломорфологии, формы зерен, степени окатанности с целью палеогеографических реконструкций и установления источников сноса.

1. Соболев В.С. Фации метаморфизма. - М.: Недра, 1970. - 432 с.
2. Соболев Н.В. Парагенетические типы гранатов. - М.: Наука, 1964. - 218 с.
3. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. - Новосибирск: Наука, 1974. - 264 с.
4. Шняков Е.Ф., Соболевский Ю.В., Аленкин В.М., Козак С.А. Минеральный состав современных пляжных россыпных отложений на Таманском побережье. - Докл. АН УССР, сер. Б, 1978, № 12, с. 1062-1065.
5. Шняков Е.Ф., Соболевский Ю.В., Козак С.А., Кутный В.А., Францева И.А. О минеральном составе гранатовых россыпей современного пляжа у мыса Тузла на Таманском полуострове. - Докл. АН УССР, сер. Б, 1979, № 9, с. 726-728.

УДК 553.078

В.Т.Кардаш

ГРАВИТАЦИОННАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ МИНЕРАЛОВ ПРИ ОБРАЗОВАНИИ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ РОССЫПЕЙ

Аллювиальный рудогенез является функцией гидродинамического и гравитационного факторов [8]. В данной работе рассматривается только последний, так как он менее всего изучен, а постседиментационное перераспределение тяжелых минералов представляет собой "совсем неясный аспект россыпеобразования" [26].

Гравитационная дифференциация в речном потоке

Вслед за Шумиловым Ю.В. [26] речной поток мы делим на два слоя - верхний, дисперсионный, и нижний, дисперсионно-обломочный. Пока минерал тонет в верхнем слое, течение снесет его на расстояние

$$S = \frac{H \cdot V_{\text{теч}}}{V_{\text{пад}}}, \quad (I)$$

где H - глубина потока; $V_{\text{теч}}$ - скорость течения, $V_{\text{пад}}$ - скорость падения минерала в потоке.

Скорость течения горных рек обычно не превышает 8 м/с [8], а глубина не бывает больше 6 м. Для расчетов использованы эмпирические данные Т.Г.Фоменко [19], подставляя которые в формулу (I), можно получить дальность сноса золота речным потоком глу-

биной 6 м в зависимости от крупности зерен и скорости течения. Она находится в обратной пропорционально зависимости от размера зерен - самородки почти не сносятся (до 19,2 м), песчаная размерность сносятся от 77 до 780 м, а алевритовая до 60 км. Изменение дальности сноса происходит плавно, ввиду чего нельзя выделять только два класса крупности, как это делает большинство исследователей [9, II, 2I и др.]. Необходимо выделять, как минимум, четыре таких класса, каждый из которых накапливается в определенных частях россыпи (табл. I).

Т а б л и ц а I. Гранулометрические классы россыпного золота

№ класса	Степень подвижности	Размер зерен; мм	Дальность сноса рекой, км	Область накопления в россыпи
1	Неподвижное	> 3	$< 0,14$	Голова
2	Малоподвижное	$3-0,75$	$0,14-0,25$	Основное тело
3	Подвижное	$0,75-0,1$	$0,25-0,55$	Хвост
4	Весьма подвижное	$< 0,1$	$0,55-60$	Поток рассеяния

Дальность сноса увеличивается при увеличении глинистости, а соответственно и плотности дисперсоида. Так, при его плотности 2 г/см^3 на обломках кварца размером 1 см^3 с плотностью $2,6 \text{ г/см}^3$ будет действовать утапливающая сила $2,6-2,0=0,6 \text{ г}$, т.е. по сравнению с чистой водой ($2,6-1,0=1,6 \text{ г}$) она уменьшается на 62%. Соответственно, более чем вдвое снизится скорость падения и увеличится дальность сноса. В то же время утапливающая сила для золота (плотность 18 г/см^3) в таком дисперсоиде по сравнению с водой уменьшается всего на 6% ($18-2=16 \text{ г}$ против $18-1=17 \text{ г}$). Следовательно, с ростом глинистости дисперсоида легкие минералы будут сноситься значительно дальше, чем в чистой воде. Дальность сноса потоком увеличивается также при уплощении зерен, так как при этом снижается скорость их падения [25].

Важнейшая особенность дисперсоидно-обломочного слоя - турбулентный характер движения, при котором восходящие вихри перераспределяют минералы по вертикали в соответствии с их гидравлической крупностью. Скорость движения восходящих вихрей обычно

не превышает 0,3 м/с [25]. Они могут поднять золото размером не более 3 мм, так как скорость падения таких зерен в воде равна 0,33 м/с. Следовательно, все золото крупнее 3 мм этим слоем речного потока почти не транспортируется и должно накапливаться в его полошве.

В паводки дисперсно-обломочный слой захватывает и подстилавший галечник на глубину до 2,5-3 м [2,7]. Перевод этого слоя аллювия во взвешенное состояние ведет к проседанию тяжелых минералов вниз также в соответствии с их гидравлической крупностью. Эта вертикальная сепарация минералов аналогична работе гигантской отсадочной машины. Она является основным этапом аллювиального россыпеобразования (волочение и сальтация мы здесь не рассматриваем).

Гравитационная дифференциация в твердой среде аллювия (начало дважанеза)

Для изучения гравитационной дифференциации в твердой сыпучей среде выполнены опыты с кварцевым песком и золотом.

Опыт 1. Пробирка заполнялась золотым песком и на дно помещались три округлых зерна кварца размером 0,3; 1,0 и 1,5 мм. При вибрациях пробирки все три зерна "всплывали" вверх.

Опыт 2. В ту же пробирку с золотом на дно помещали округлые подкрашенные зерна золота размером 0,3; 1 и 1,5 мм. При таких же вибрациях они оставались на дне.

Опыт 3. Пробирка заполнялась кварцевым песком. На поверхность помещали описанные золотины. При вибрациях все они "тонули", опускаясь на дно.

Опыт 4. В ту же пробирку с кварцевым песком на поверхность помещали упомянутые, но подкрашенные кварцевые зерна. При вибрациях они оставались на месте.

Идентичность вибраций и почти одинаковая форма золотинок и кварца исключает возможность вертикальных перемещений только благодаря динамическим воздействиям. Значение сотрясений состоит лишь в том, что с их помощью преодолевались силы сцепления между частицами, они раздвигались, в результате чего возникала возможность для проявления более слабого эффекта гравитации. Из опытов вытекает следующее: 1) если плотность включения меньше плотности вмещающей среды, то выталкивающая сила больше его и оно "всплывает" кверху (опыт 1); 2) если плотность включения больше, то

выталкивающая сила меньше его веса и оно "тонет" (опыт 3); 3) если включение имеет такую же плотность, как и вмещающая среда, то выталкивающая сила равна его весу (опыты 2, 4).

Следовательно, твердая дезинтегрированная среда каждую погруженную в нее частицу выталкивает вверх с силой, прямо пропорциональной весу этой среды в объеме данной частицы.

Выведенная закономерность отличается от закона Архимеда только наличием коэффициента пропорциональности k , который мы и предлагаем ввести в известную формулу [12], после чего она примет вид:

$$F = kg\rho_1 V \frac{H}{kr} \quad (2)$$

где F - выталкивающая сила; k - коэффициент пропорциональности; g - ускорение силы тяжести; ρ_1 - плотность вмещающей среды; V - объем включения.

Правомочность данной формулы обосновывается прежде всего теоретическим положением о том, что абсолютной грани между твердой и жидкой средами не существует [1]. Особенно наглядно "жидкостные" свойства твердых тел проявляются в геологических процессах (пликативные дислокации, соляной диапиризм, отжимание твердых сульфидов в трещины и т.д.). Это побудило Виллиса еще в 1893 г. ввести термин "компетентность" горных пород, который выражал их способность передавать давление в разных направлениях. Такая способность широко используется при расчетах деформаций подземных горных выработок [6]. Следовательно, закон Паскаля частично распространяется и на твердую среду с тем лишь отличием, что в ней давление во все стороны передается не в полной мере, не мгновенно и не так равномерно, как в жидкости. Это отличие как раз и выражается введенным в формулу закона Архимеда коэффициентом пропорциональности k . При совершенно равномерной передаче давления во все стороны $k=1$ формула (2) выражает закон Архимеда для жидкостей, а при $k=0$ давление в стороны и вверх не передается и среда становится идеально жестким твердым телом. Следовательно, $0 \leq k \leq 1$.

Основным фактором, определяющим значение этого коэффициента, является степень дезинтегрированности среды: в сыпучих грунтах он достигает своего максимума, а в связанных - минимума. Именно поэтому, если в сыпучих галечниках золото "беспрепятственно мигрирует к базальным горизонтам аллювия" [5], то глинистые (связанные) прослои эту миграцию приостанавливают.

Значение коэффициента k зависит также от формы зерен среды. Вектор силы тяжести может изменять свое направление на противоположное теоретически только при шарообразной форме частиц. Существенную роль играют форма упаковки зерен, а также форма самого включения. По мере его уплощения значение k падает, так как если плоское зерно расположится горизонтально, то возрастает лобовое сопротивление, а если вертикально, то увеличится площадь трущихся о среду боковых поверхностей. Действие выталкивающей силы прекращается при уменьшении размеров включения до величины межзерновых промежутков, т.е. чем мельче включение, тем меньше коэффициент k . Поэтому самое мелкое золото подошвы аллювия не достигает, задерживаясь ложными плотиками или рассеиваясь по всему разрезу [10], в то время как крупные самородки встречаются только на истинном плотике [2, 14, 16]. На истинном плотике залегают также все россыпи Яно-Колымского района, сложенные крупным золотом [24].

По формуле (2) рассчитаны силы, действующие в аллювии на зерна золота разной величины. Плотность золота принята равной 18 г/см^3 , а среды - $2,0 \text{ г/см}^3$. Значение коэффициента принимаем $k=0,2$, исходя из скорости пучения почвы подземных выработок, которая обычно составляет 20% суммарной скорости сближения почвы и кровли [6]. Для нас важно знать удельную утапливающую силу (разность между весом включения и выталкивающей его силой, приходящуюся на единицу площади его боковых граней), так как от нее зависит сила трения в обводненной среде [1].

Т а б л и ц а 2. Расчет утапливающей силы, действующей на кубики золота в одной из россыпей Предкарпатъя

Характеристика	Расчетные параметры характеристик						
Длина ребра кубика, см	10	5	1	0,5	0,1	0,05	0,01
Утапливающая сила, г	16000	2000	16	2,0	0,016	0,002	0,000016
Площадь боковых граней, см ²	400	100	4	1,0	0,04	0,01	0,0004
Удельная утапливающая сила, г/см ²	40	20	4	2	0,4	0,2	0,04

Из табл. 2 следует, что удельная утапливающая сила прямо пропорциональна размерам включений. Для самородка величиной 10 см она, например, равна 40 г/см^2 , а для алевритовых частиц падает до $0,04 \text{ г/см}^2$ и менее. Песчаная размерность занимает про-

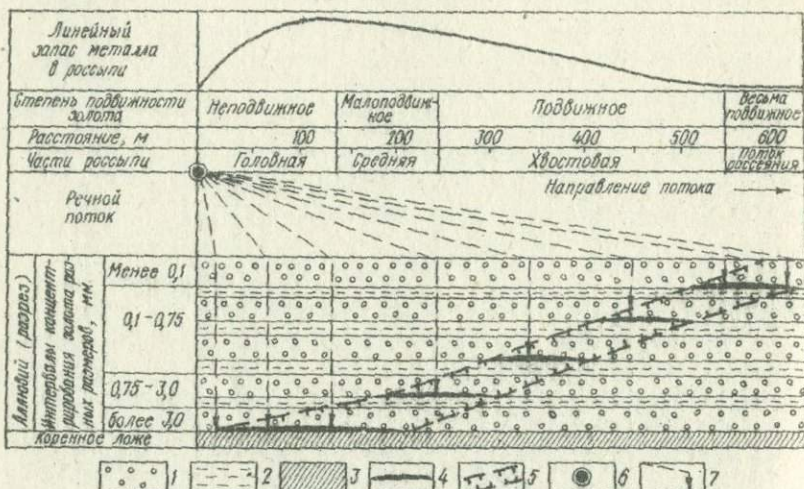
межуточное положение. Поэтому часто золото размером 1,5-2,0 мм концентрируется на истинном плотике, в то время как фракция 0,5-0,2 мм рассеивается по всему разрезу, а самые мелкие зерна могут даже накапливаться в пойменных отложениях [10].

Значение k зависит, кроме того от гетерогенности среды, так как сила жидкостного трения зависит только от площади соприкосновения, а сухого — только от нормального давления [1]. Поэтому уровень грунтовых вод иногда играет роль "ложного" плотика, на котором накапливаются алмаз [13], золото [17] и другие тяжелые минералы.

Включение при движении сквозь твердую среду испытывает лобовое сопротивление. Каждое такое столкновение с частицей вмещающей среды останавливает его, и движение вверх (или вниз) не будет продолжено, пока последнее не будет отодвинуто в сторону. Это раздвигание частиц среды обеспечивается их взаимными перемещениями. В наших опытах мы воздействовали на среду вибрациями, а в природе аналогичный эффект возникает, например, при сезонных изменениях объема грунта в результате увлажнений и высыханий. Эти перемещения частиц бывают значительными. Так, глина при намокании увеличивает свой объем на 40-44% [15], а галечники на 9-12% [4]. В обводненных грунтах подземные потоки перемещают не только глинистые, но и песчаные частицы [22]. Взаимные перемещения частиц грунта происходят также при замерзаниях и оттаиваниях, ввиду чего золото в делювии проседает вниз не только в талых, но периодически замерзающих грунтах [3, 5, 20, 27]. В районах вечной мерзлоты проседание отмечается только на склонах южной экспозиции, которые за лето успевают оттаивать [18]. Но когда делювий сползает в вечномерзлом состоянии, то золото в нем не проседает [23]. Микроподвижки внутри грунта происходят также при гидравлических ударах во время паводков, при землетрясениях, оползнях, обвалах и т.д.

В результате такой многофункциональной зависимости коэффициента k золото в аллювии не просто проседает до истинного плотика, но закономерно распределяется и по разрезу (рисунок). При прочих равных условиях мелкие зерна в стадии седиментогенеза сносятся от коренного источника дальше, чем крупные, и затем в начале диагенеза проседают на меньшую глубину. Так образуется секущий по отношению к напластованию контур золотоносности.

Таким образом, основным этапом накопления тяжелых минералов в аллювии является седиментогенез. При диагенезе происходит лишь их перераспределение по вертикали, в результате чего идет мобилизация вплоть до образования промышленных (на пласт) рудных концентраций.



Принципиальная схема гравитационной дифференциации золота при аллювиальном осадконакоплении и раннем диагенезе:

1 - галечник; 2 - глина; 3 - коренное ложе реки; 4 - золотоносные линзы; 5 - обобщенный контур россыльной золотоносности; 6 - точечный источник золота; 7 - траектория движения золотин.

1. Андреев А.В. Краткий политехнический словарь. Гос. изд-во техн.-теоретич. л-р, М., 1956, 576 с.
2. Билибин Ю.А. Основы геологии россыпей. Изд. АН СССР, М., 1956, 404 с.
3. Водарович Г.П., Шохор Ф.А. Связь россыпей золота с коренными источниками на примере Дальнего Востока. В кн.: Проблемы геологии россыпей. Магадан, 1970. с.87-96.
4. Гелис В.А., Горбачевский Г.В., Калинин Н.Н. и др. Строительные материалы Львовской области. Изд. "Будивельник", К., 1965, 211 с.
5. Генкин П.О. Особенности строения и формирования россыпей золота в долинах разных порядков на Северо-Востоке СССР. Колыма, №2, Магадан, 1972, с.39-42.
6. Глушко В.Т. Проявления горного давления в глубоких шахтах. Киев: Наук.думка, 1971. - 184 с.
7. Зарин Л.В. К вопросу о закономерностях формирования россыпей. В сб.: Методы геофизических исследований. Географиздат., М., 1960, с.43-51.
8. Лунев Б.С. Дифференциация осадков в современном аллювии. Уч. зап. Пермского ун-та, № 174, 1967. Пермь. с.21-36.

9. Невойса Г.Г., Сергеевко А.И. Закономерности размещения россыпей золота и их коренных источников в Куларском районе. В кн.: Россыпи золота и их связи с коренными месторождениями в Якутии. Якутск, 1972, с.27-30.
10. Осадчий С.С. К вопросу о распределении золота в аллювии одного из районов Восточного Саяна.- В кн.: Аллювий, изд. Пермского ун-та, 1976, Пермь, с.87-96.
11. Переяслов В.П. К вопросу о дальности переноса свободного золота (на примере россыпей в Куларском золотоносном районе). В кн.: Транспортировка полезных ископаемых в россыпях. Якутск, 1975, с.72-73.
12. Перышкин А.В., Родина Н.А. Физика.- М.: Просвещение, 1976.- 190 с.
13. Прокопчук Б.И., Патык-Кара Н.Г. Особенности распределения полезных компонентов с различной плотностью в погребенных аллювиальных россыпях. Докл. IV Всесоюзного совещ. по геол. россыпей, К., 1973, с.31-32.
14. Смолин А.П. Самородки золота Урала. "Недра", М., 1970, 224 с.
15. Соболев Г.Т., Сомов В.Н., Кузнецова В.Г. Современная динамика и структура земной коры Карпат и прилегающих территорий. "Наукова думка", К., 1975, 256 с.
16. Соболевский В.И. Благородные металлы. Золото. "Знание", М., 1970, 56 с.
17. Тверитинов Б.Н. Некоторые закономерности распределения золота в связи с условиями его переноса и концентрации в россыпях южного Таджикистана. В кн.: Транспортировка полезных ископаемых в россыпях. Якутск, 1975, с.86-87.
18. Тищенко Е.И. Влияние солифляционных процессов на формирование золотоносных россыпей в Ленском районе. Геология россыпей. "Наука", М., 1965, с.165-171.
19. Фоменко Т.Г. Скорости свободного падения золотин. Изв. ВУЗ, Цветная металлургия, № 3, Орджоникидзе, изд. Сев. Кавк. горно-мет. ин-та, 1961, с.22-27.
20. Хмелева Н.В., Ивочкина Л.Г., Воронин А.П. Механизм транспорта тяжелых минералов. В сб.: Древние и погребенные россыпи СССР, ч.1, "Наукова думка", Киев, 1977, с.57-61.
21. Хрипков А.В. Распределение золота в россыпях Северо-Востока и густота сети поисковой разведки. Магалан, 1958, с.47-51.
22. Шанцер Е.В. Типы аллювиальных отложений. Вопросы геологии антропогена. К VI конгрессу в Варшаве в 1961 г., М., АН СССР, 1961, с.12-24.
23. Шило Н.А. Некоторые особенности концентрации минералов при образовании россыпей в зоне вечной мерзлоты. Тр. ВНИИ золота и редких мет. Геология, вып. 10, 1956, с.2-23.
24. Шило Н.А. Четвертичные отложения Яно-Колымского золотоносного пояса, условия и этапы их формирования. ВНИИ-1, Магалан, 1961, 112 с.
25. Шило Н.А., Шумилов Ю.В. Новые экспериментальные данные поведения частиц золота в водной среде. Докл. АН СССР, 1970, т.195, № 1, с.193-196.
26. Шумилов Ю.В. К вопросу об изучении россыпеобразования методами эксперимента и моделирования.- В кн.: Древние и погребенные россыпи СССР, ч.1, Киев, Наук.думка, 1977, с.54-57.
27. Югай Г.А. Россыпи золота в районе эпitherмального месторождения Белая Гора. В кн.: Проблемы геологии россыпей. Магалан, 1970, с.116-124.

В.П.Усенко, Э.В.Красножица, М.М.Ильвицкий

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ
ДОННЫХ ОСАДКОВ ДНЕПРО-БУГСКОГО ЛИМАНА

Целью проведенных исследований явилось изучение характера распределения геохимических ассоциаций элементов в донных осадках Днепро-Бугского лимана - выявление их геохимической неоднородности, а также выяснение факторов, ответственных за дифференциацию донных осадков в лимане.

Для решения этой задачи был привлечен комплекс методов математической обработки: главных компонент (ГК) факторного анализа [2], многократной корреляции [1], мультипликативной характеристики [5], тренд-анализа [3]. Критерием, позволяющим оценить комплекс примененных методов, является согласованность полученных характеристик с существующими геологическими представлениями и сходимость результатов, полученных различными методами.

Исходной информацией послужили результаты химического, спектрального, гранулометрического и частично минералогического анализа 84 проб донных осадков лимана, отобранных по профилям, достаточно равномерно покрывающих всю акваторию. Пробы анализировались в лабораториях ИГФМ АН УССР (спектральный анализ) и Управления "Укрчерметгеология" (гранулометрический и химический анализы). Машинная обработка (ЕС ЭЦМ, Днепр-2) результатов анализов проводилась с использованием программ, составленных и апробированных Я.Н.Меркуловым и А.И.Передерием (НИИ Геологии ДГУ) и Л.С.Финкелем (ИГФМ АН УССР).

Компонентный анализ геохимической системы донных осадков Днепро-Бугского лимана применен с целью интерпретации ГК в виде минеральных форм нахождения. При этом оценивалась степень соответствия этой интерпретации реальному составу. Одновременно решалась классификационная задача разделения в полях факторов. Метод ГК факторного анализа вскрывает сущность неявных закономерностей, которые являются причиной вариаций изучаемых явлений. Спираясь на наблюдения многих переменных, он обеспечивает переход от вектора X зависимых нормированных случайных величин к вектору Z независимых переменных (ГК) меньшей размерности.

Таким образом, изучаемая группа признаков заменяется неко-

торым новым независимым признаком, обобщающим информацию о всей совокупности, где в одну группу объединяются геохимические признаки, имеющие достаточно сильную линейную связь между собой. Геологический смысл выявленных факторов определяется анализом их нагрузок, значений, собственных чисел и характером распределения значений по площади. В конкретном случае число факторов ГК было ограничено сравнительными величинами собственных значений и возможностями интерпретации ГК применительно к геохимии осадкообразования.

Дополнительно к факторному анализу использовались классификационные возможности мультипликативной характеристики. Ранжирование геохимических признаков по вкладу в мультипликативную характеристику имеет тот же интерпретационный смысл, что и выделение информативных признаков в факторном анализе, и дополняет использование метода ГК, выделяя однородные области в более крупном масштабе.

Метод многократной корреляции использовался для выделения типоморфных ассоциаций элементов для ряда литологических разновидностей осадка.

Анализ пространственных закономерностей распределения значений ГК производился как разделением в полях факторов, так и с помощью тренд-анализа. Одновременно изучались пространственные закономерности распространения Al_2O_3 и SiO_2 в донных осадках лимана.

Анализ статистических параметров и корреляционной матрицы изучаемой совокупности проб (химический и спектральный анализы) позволяют выделить ряд элементов: $S_{общ}$, $S_{сульфид}$, Al_2O_3 , Fe_2O_3 (Sc , Y , Ni), которые отличаются довольно высокими коэффициентами вариации, превышающими единицу. Минимальные значения устанавливаются для SiO_2 , MnO , P (Ca , ρ , Yb).

Анализ корреляционных матриц позволяет выделить более двух больших групп элементов с высокими корреляционными связями. Располагая элементы в порядке понижения значений коэффициентов корреляции, получаем ряд, в начале которого находится ассоциация наиболее активных (по интенсивности и экстенсивности) элементов ($r > +0,79$; $n > 7$): Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , Fe_2O_3 , $S_{общ}$, $S_{сульфид}$ (Y , Yb , Cr , Ni , Sc), фракция осадка менее 0,005 мм. Обращает внимание высокая степень связи $S_{общ}$ и $S_{сульфид}$ с Fe_2O_3 ($r > +0,72$), что позволяет предположить их закономерное сона-

хождение в осадке. Одновременное присутствие окисных и сульфидных форм железа возможно в близонейтральной среде при определенных концентрациях иона серы в растворе и зависит только от колебаний Eh [6]. Колебания Eh в осадках лимана связаны с сезонной пульсацией стока рек, сгонно-нагонными явлениями, зональностью распределения седиментационных веществ, кислородным режимом лимана, бактериальными сульфатредукционными процессами.

Уже анализ корреляционной матрицы, наряду с более четко выраженной группой элементов, типоморфных для пелитовой части осадка, позволяет выделить две обособленные ассоциации (CaO , FeO , фр. $> 0,5$ мм) и (SiO_2 , фр. $0,5-0,25$ мм). Более четко названные ассоциации обособляются в составе I ГК (таблица). Составляющие ее элементы с высокими положительными значениями факторных нагрузок располагаются в порядке понижения вклада. Выделенная ассоциация элементов позволяет интерпретировать компоненту как глинисто-гидроокисливую, гетит-гидрогетитовую с сульфидами. Правильность интерпретации подтверждается характером распределения компоненты по площади и анализом факторных нагрузок элементов, определенных спектрально, где I ГК формируется ассоциацией малых элементов, концентрирующихся с дисперсным веществом в илах.

С отрицательными значениями факторных нагрузок в I ГК входят CaO , FeO , п.п.п., фр. $> 0,5$ мм; SiO_2 ; Zr , Nb , фр. $0,25-0,1$ мм. Эти ассоциации более четко обособляются в составе II и III ГК. II ГК интерпретируется как карбонатная фракция, обогащенная закисным железом; III ГК — как терригенная кварцевая фракция с аксессуарами (ильменит-титано-магнетитовая).

Таким образом, в бассейне намечаются три типоморфные ассоциации элементов, соответствующие распространению различных типов осадка. Их наличие обусловлено преимущественным концентрированием в каждом типе определенных веществ, участвующих в седиментационном процессе. Устойчивость выделенных ассоциаций подтверждается выделением аналогичных групп методами мультипликативных показателей (FeO , CaO)_{max}, (SiO_2)_{min} и методами многократной корреляции.

I. Ассоциации элементов с положительными нагрузками:

- а) Al_2O_3 , Fe_2O_3 , $S_{сульфид}$, NO_2O , K_2O , $S_{обш}$, MgO , TiO_2 , P_2O_5 , SiO_2 ;
- б) Mn , Co , Ni , Ta , V , Cr , Cu , Pb , Ca , Be , Sc , La , Y , Yb , Ba .

2. Ассоциации элементов с отрицательными нагрузками:

- а) CaO , FeO , п.п.п.;
- б) Zr , Nb , P .

Характер распространения выделенных ассоциаций элементов в осадках изучаемого бассейна описывается поверхностью тренда I-4-го порядков. На карте тренда 4-го порядка I ГК фиксирует заметный максимум в устье Бугского лимана, который уменьшается к юго-западу по мере удаления от устья. Заметный минимум отмечается ближе к устью Днепра, в юго-восточной части лимана.

Положительные значения П ГК (карбонатной) образуют зону максимальных значений в западной части лимана. Основная тенденция карбонатной фракции заключается в уменьшении значений с запада на восток. Нулевая изолиния проходит по меридиану Бугского лимана.

На картах, составленных по значениям мультипликативных характеристик, выделенные поля максимальных значений соответствуют полям максимальных значений I ГК, что еще раз свидетельствует о преимущественном осаднении в этой зоне тонкодисперсной пелитовой части, являющейся носителем широкого набора микроэлементов. Граница, намеченная в центральной части лимана по значениям I и II факторов, подтверждается мультигрангом и разделением в полях факторов. К западу от нее находится поле преимущественного развития ассоциации CaO , FeO , к востоку Fe_2O_3 , S сульфид. Последней ассоциации соответствует совместное нахождение в осадке пирита и гидрогетита. Это позволяет предположить в отмеченной области наиболее устойчивую зону миграции гидрофронта морских вод, являющихся источником серы.

Устойчивое проявление в западной части лимана ассоциации FeO , CaO объясняется активным поступлением и постоянным присутствием в этом районе морских вод. В результате железа, принесенное с речным стоком, и сероводород, продуцируемый в осадок в процессе сульфатредукции, образуют сульфиды железа, фиксируя Fe^{2+} в осадке, а бурное развитие ракушечных биоценозов в зоне подтока морских вод продуцирует биогенный карбонат кальция.

В итоге на сводной карте геохимической зональности донных осадков Днепро-Бугского лимана (рисунок) обособляются ареалы распространения устойчивых ассоциаций элементов, обусловленные различными генетическими особенностями изучаемых осадков и характером осадконакопления в лимане.

Выполненные исследования позволяют отметить следующее:

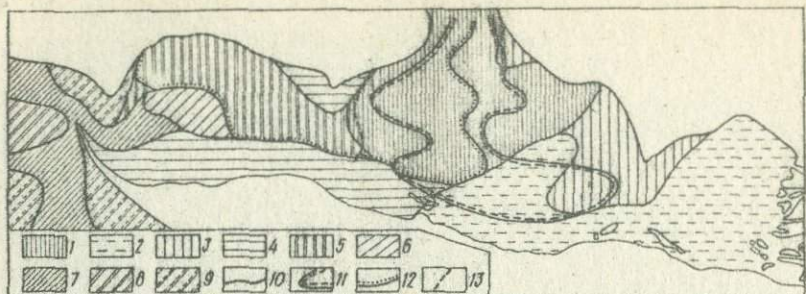
I. Южный Буг питает Днепро-Бугский лиман преимущественно тонкой (<0,005 мм) глинисто-гидрослюдистой, гетит-гидрогетитовой фракцией, после реализации которой в осадок на раннедиаге-

Главные компоненты (ГК) химического и гранулометрического состава донных осадков Днепробугского лимана

ГК	Признаки с положительными значениями факторных нагрузок			Признаки с отрицательными значениями факторных нагрузок	
	Химический и гранулометрический анализ	Спектральный анализ	Интерпретация	Химический и гранулометрический анализ	Интерпретация
I	0,96 Al_2O_3	0,96 Ni	Глинистая дисперсная фракция (<0,005 мм), в состав которой входят гидроокислы и сульфиды железа	0,76 фр. 0,25-0,1 мм	Преимущественно кварцевая мелкопесчаная (0,25-0,1 мм) фракция
	0,93 Fe	0,95 Sc		0,64 SiO_2	
	0,90 Na_2O	0,94 V		0,35 фр. >0,5	
	0,89 K_2O	0,94 Y		0,25 CaO	
	0,86 фр. <0,005 мм	0,92 Yb			
	0,83 TiO_2	0,90 фр. <0,005мм			
	0,81 Fe_2O_3	0,86 Co			
	0,77 MgO	0,84 La			
	0,77 $S_{общ}$	0,82 Ba			
	0,67 MnO	0,82 Cu			
	0,62 $S_{сульфид}$	0,80 Pb			
	0,42 п.п.п.	0,80 Ti			
	0,41 $SiO_2_{ам}$	0,79 Ca			
	0,36 P_2O_5	0,70 Mg			
		0,68 Be			
		0,62 Nb			
		0,34 Zr			
		0,25 P			

II	0,78	CaO	0,32	Cu	Карбонатная фракция (>0,5 мм), в составе которой преобладает биогенный кальцит, присутствует сидерит
	0,75	п.п.п.	0,24	La	
	0,73	FeO	0,23	Co	
	0,54	Фр.>0,5	0,21	Mn	
	0,37	MnO			

III	0,63	SiO ₂	0,85	Zr	Преимущественно кварцевая мелкопесчаная (0,25-0,1 мм) фракция с аксессуориями
	0,59	Фр. 0,25-0,1 мм	0,63	Nb	
	0,22	FeO	0,49	P	
			0,46	Ti	



Геохимическая зональность донных осадков Днепро-Бугского лимана (по результатам факторного анализа и мультиранга). Поля развития ассоциаций элементов, формирующихся факторами (см. таблицу) и ассоциациями элементов с максимальными вкладами в рядах зональности:

I - фактор, Fe_2O_3 , S сульфид; 2 - III фактор, SiO_2 , Zr ; 3 - I+III факторы; 4 - III фактор, FeO , SiO_2 ; 5 - I+II факторы, FeO ; 6 - II фактор, CaO ; 7 - II фактор, FeO , CaO , MnO ; 8 - II фактор, FeO , MnO ; 9 - II фактор, CaO , SiO_2 , FeO .
 Границы геохимических полей: 10 - обусловленные преимущественно гидродинамическим режимом лимана. Обусловленные гидрохимическим режимом лимана: 11 - граница поля максимальных вкладов S сульфид; 12 - граница поля максимальных вкладов $S_{общ}$; 13 - граница, отделяющая поле максимальных вкладов FeO (запад) от поля максимальных вкладов Fe_2O_3 (восток).

нетической стадии образуются сульфиды. Карты тренда Al_2O_3 и I ГК устанавливает ареал распространения этой фракции в донных осадках лимана.

2. В восточной части лимана развита кварцево-песчаная фракция стока Днепра, что подтверждается картами тренда SiO_2 и картами отрицательных значений I и II ГК.

3. Проникновение морских вод в Днепро-Бугский лиман создает в его западной части геохимическую обстановку, благоприятную для образования в донных осадках диагенетических карбонатов не только кальциевого, но и сидеритового состава. Последний вывод требует дальнейшего минералогического подтверждения.

Таким образом, дифференциация седиментационного материала в лимане идет по двум направлениям. Первое связано с закономерным распределением гранулометрических типов донных осадков, обусловленным гидродинамической сортировкой материала. Оно подтверждается выделением типоморфных ассоциаций элементов, связанных с различными гранулометрическими типами осадка (грануло-

метрическими фракциями). Второе направление обусловлено гидрохимическими особенностями лимана в связи с подтоком морских вод. С ним связана зональность, фиксируемая специфической типоморфной ассоциацией преимущественно реакционноспособных веществ.

1. Бурков Н.К. Изучение условий формирования осадочных толщ методом статистической обработки геохимических данных. - Тр. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та, 1971, 158, с.346-365.
2. Вистелиус А.В., Романов М.А. Об основных факторах, определяющих состав современных песков Заунгузских Каракумов. - Докл. АН СССР, 1969, 188, № I, с.173-178.
3. Ильвицкий М.М., Передерий А.М., Меркулов Я.И. Применение статистических методов и ЭВМ в геохимических исследованиях ультраосновных пород. - В кн.: Математические методы в геологии. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1973, с.51-53.
4. Крамбейн В.С., Гаррелс Р.М. Происхождение и классификация химических осадков в зависимости от pH и окислительно-восстановительных потенциалов. - В кн.: Термодинамика геохимических процессов. М.: Изд-во иностр. лит., 1960, с.73-121.
5. Туманян В.З. О геохимическом смысле мультипликативного метода выявленных ореолов. - В кн.: Литогеохимические методы при поисках скрытого оруднения. М.: Наука, 1972, с.108-109.
6. Veprer P.A. Diagenesis of iron sulphide in recent marine sediments. - In book: Estuaries, American Association for the Advancement of Science. Publication N 83. Washington, D.C., 1967, p. 268-272.

УДК 552.143:551.79(262.5)

Я.К.Луцив, В.А.Карпов

ЛИТОЛОГИЯ КАРАНГАТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

Карангатские отложения довольно хорошо изучены в ряде пунктов Черноморской области. Наиболее полные разрезы их находятся в береговых обнажениях Узунларского, Кояшского, Тобечикского и Чокракского озер, а также слагают террасы высотой 10-12 м над уровнем моря в районе мыса Карангат и близ с.Героевского [1, 3, 4, 7, 8, 13], обнажаются на уровне воды [15, 16] и в акватории пролива близ с.Кыз-Аул.

На Кичном берегу Крыма карангатские отложения принимают участие в строении второй террасы близ г.Судак [2-4, 7, 8, 13, 15, 16]. Имеются данные о находках карангатской фауны на пляже в окрестностях Феодосии [9], на Сасык-Сивашской пересыпи [6], в районе Хаджибейского лимана [5].

Исследованиями последних лет [17, 18] карангатские отложения были вскрыты скважинами, пробуренными в Таманском заливе, аквато-

рии Азовского моря и в районе косы Обиточной. В результате работ отряда подводного геологического картирования ИГи АН УССР в прибрежной полосе Арабатского и Казантипского заливов выявлены подводные выходы верхнекарангатских отложений [19] в виде гряды, которая наблюдается примерно параллельно современной береговой линии на расстоянии 4-5 км от последней.

Непосредственно в северо-западной части Черного моря в устье Каркинитского залива Л.А.Невесской и Е.Н.Невесским [10] была вскрыта толща осалков до верхов карангата.

По данным Л.И.Паэвка и др. [11, 12] на поднятии Голицына скважина 0 на глубине 1,9 м от дна моря вскрыла 0,65-метровую толщу песков карангатского возраста, переходящих книзу в литифицированные известняки.

На пересыпи оз.Шаганы ряд скважин вскрыл карангатские отложения на абсолютных отметках - 20 м [14].

В результате работ, проведенных Причерноморской экспедицией с целью изучения геологии и поисков строительных песков на северо-западной части Черного моря, карангатские отложения были проинденны многими вибропоршневыми и колонковыми скважинами (рисунок).

Принадлежность отложений к карангатскому возрасту установлена по комплексу малакофауны, характерному только для данного времени. Определение фауны проводилось в Одесском госуниверситете И.Я.Яцко.

В карангатском комплексе моллюсков, наряду с ныне живущими на северо-западном шельфе формами: *Cardium edule* Linne, *C. exigium* gm. in L., *Mytilus galloprovincialis* Lam., *Chione gallina* Linne, *Abra ovata* (Phil.), *Abra alba* (Wood.), *Bittium reticulatum* (Costa), *Nassa reticulatus* (Linne) и другие присутствуют также не живущие ныне формы: *Cerithium vulgatum* Brug., *Gibulla* sp., *Ciclope* sp., а также вымерший карангатский вид *Parhia senesensis* Cos.

Одна группа скважин, вскрывших морские карангатские отложения, расположена в юго-западной части акватории, на участке моря Днестровский лиман - устье Дуная, вторая - в северной части, мористой Тендра-Джарылгачской линии кос.

В морфологическом отложении карангатские отложения слагают половинчатые формы в рельефе дна - банки, которые являются, по-видимому, остатками аккумулятивных форм карангатского моря. Наиболее крупные по площади банки, достигающие 15 км², находятся в

западной части акватории (Терновская, Днестровская), банки северной части - мелкие, по площади не превышающие I-1,5 км².

Кровля карангатских отложений вскрыта на абсолютных отметках от -7,65 м (скв.188) до -30,3 м (скв.4/У), подошва пройдена всего несколькими скважинами на таких абсолютных отметках: скв.294 (-188 м); скв.39/Х (-13,85 м); скв.86 (-30,5 м); скв. 510 (-15,7 м) Колонковая скв. 86 прошла породы карангатского возраста на полную мощность, равную 6,6 м.

Карангатские отложения в акватории северо-западной части Черного моря представлены песками, алевролитами и ракушечниками.

Пески залегают в основном в верхней и средней частях разреза карангатских отложений, перекрываются иногда маломощным прослоем известняка, а подстилаются алевролитами.

В средней части разреза они переслаиваются часто с ракушечниками.

Пески кварцевые, мелко- и среднезернистые, серой и зеленовато-серой окраски, встречаются сильнообогатленные пятна и микропрослойки, хорошей сортировки, реже средней или плохой. Содержание раковинно-детритового материала составляет 40-50% (скв.177). Прямая смесь алевроитового материала не превышает 22% (табл.1).

Содержание тяжелых минералов составляет 1,97 кг/м³ песка. Магнитная фракция полностью состоит из магнетита, неэлектромагнитная - из дистена и силлиманита (37%), рутила и лейкоксена (34%), циркона (28%) и анатаза (1%), электромагнитная - из ильменита (41%), граната (40,0%), ставролита (5%), роговой обманки (4%), эпидота (3%) и турмалина (3%) и легкая фракция - из кварца (96%) и карбонатов (4%).

Содержание Fe_2O_3 по результатам химического анализа составляет 0,21-2,5% (табл. 2).

Алевролиты встречаются реже, чем пески, они обычно подстилают последние и слагают нижние части разреза карангатских пород. Встречаются крупные и мелкие алевролиты (табл.3) с примесью глинистых и песчаных частиц, а также раковинно-детритового материала (1-15%).

Содержание тяжелых минералов в алевролитах составляет 0,406 кг/м³, тяжелая фракция состоит из аксессуарных количеств ильменита, граната, дистена и силлиманита, циркона, рутила, ставролита, турмалина, эпидота, легкая - из кварца (88%) и органического карбоната (12%).

Т а б л и ц а 1. Результаты гранулометрического анализа песков

Номер скважины	Интервал, м	10	10-7	7-5	5-3	3-2	2-1	1-0,5	0,5-0,25
128	1,5-1,7	0,5	1,7	0,9	2,8	5,2		21,2	47,4
177	0,8-0,9	3,3	2,8	3,5	7,7	6,7	15,8	6,2	21,7
82	7,7-7,8	-	-	-	2,0	2,0	1,2	1,8	11,2
84	6,2-6,4	-	1,5	2,0	12,1	10	4,4	10,2	15,2
84	5,6-5,8	-	-	-	-	-	-	2,0	25,0
93	11,3-11,5	-	-	-	30,0	2,4	2,0	4,1	7,4

Т а б л и ц а 2. Результаты химического анализа карангатских

Номер скважины	Интервал, м	Литология	SiO ₂
108	9,0-12,0	Песок кварцевый с ракушей до 8%	73,56
39/X	2,3-3,0	Песок кварцевый	78,6
124/X	0,7-2,0	"	83,54
83	7,7-8,7	Песок	83,76
84	5,6-6,2	"	89,4
86	9,2-9,5	"	57,7
124/X	0,3-0,5	Ракушечник глинистый	77,3
83	10,0-10,2	Ракушечник	13,8
93	8,7-8,9	"	21,42
84	7,0-7,2	"	13,5
82	8,0-8,5	Алеврит	81,02
86	14,0-14,2	"	56,8
108	17,5-17,7	"	6,082

(карангатские отложения), %

0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	0,01-0,002	<0,02	Md	So	Литология
6,0	0,5	11,4	0,5		0,37	1,49	Песок среднезернистый, хорошей сортировки, слабоглинистый
31,3	1,0	-	-		0,41	3,0	Песок мелкозернистый, средней сортировки, ракушечниковый
74	5,2	1,8	6,8		0,25	1,6	Песок мелкозернистый с примесью алеврито-глинистого и ракушечно-детритового материала
26,0	12	2,2	4,4		0,3	3,72	Песок среднезернистый
54,0	9,4	5,6	4,0		0,20	1,4	Песок мелкозернистый
59,8	8,0	6,0	7,3		0,2	1,2	То же

отложений, %

Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	SO ₃	п.п.п.
1,37		11,0	1,9	0,04	10,3
0,21	3,2	9,8	0,1	0,09	7,8
1,01	7,7	0,2	0,36	0,54	59
0,77	2,73	6,2	0,6	-	5,1
0,83	3,47	3,1	0,2	-	2,4
2,5	4,25	18,5	0,6	-	15,5
1,72	6,4	6,0	0,17	1,2	6,7
0,31	1,74	4,50	0,6	-	38,0
0,27	2,3	40,2	1,0	-	34,4
0,14	1,26	45,8	0,6	-	38,0
1,34	4,06	6,2	0,6	-	6,3
1,07	4,13	19,6	0,8	-	17,0
0,4		17,5	1,6	0,15	17,6

Т а б л и ц а 3. Результаты гранулометрического состава алевроитов (карангатские отложения), %

Номер скважины	Интервал	Размерность фракции, мм							Литология
		>0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	0,01-0,002	<0,002	
82	8,0-8,2	-	7,8	38,0	7,7	20,5	15,5	10,5	Алевроит крупный
86	7,4-7,6	-	2,6	23,1	23,9	30,4	8,0	12,0	То же
86	10,5-10,6	-	2,0	2,5	1,5	64,4	15,2	14,4	Алевроит мелкий
86	14,0-14,1	-	22,7	25,9	6,5	21,0	13,7	10,2	Алевроит крупный
93	12,2-12,4	-	0,7	6,7	42,2	35,2	6,4	8,8	То же
108	8,0-8,1	8,65	9,76	5,79	16,16	53,5	1,52	4,71	Алевроит мелкий
	13,0-13,1	0,7	0,44	3,66	8,75	50,08	3,47	32,87	То же
	14,0-14,1	2,8	0,71	10,99	34,26	31,95	5,26	14,03	"-
	16,0-16,6	9,5	0,51	1,85	8,30	51,58	11,35	17,01	"-

Т а б л и ц а 4. Результаты гранулометрического состава ракушечников (карангатских отложений), %
Размерность фракции, мм

Номер скважины	Интервал; м	10	10-7	7-5	5-3	3-2	2-2	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	0,01-0,002	0,002	Мд	So	Литология
304	1,1-1,3	16,4	12,7	14,1	13,4	7,2	13,4	3,6	12,2	3,7	3,9	-	-	-	4,0	2,59	Ракушечник крупный, средней сортировки с примесью песка
82	8,5-8,7	-	-	7,6	12,0	17,2	10	16,5	17,8	13,3	3,2	16	0,8	-	0,8	2,9	Ракушечник очень мелкий
83	9,0-9,2	-	2,0	5,0	10,0	20,3	15	12,2	10,0	16,5	3,0	4,0	2,3	-	1,1	2,97	Ракушечник средний
84	6,2-6,4	-	1,0	6,8	15,8	12,8	10	11,6	13,0	14,6	4,4	1,4	3,6	-	0,8	3,56	Ракушечник очень мелкий
93	8,8-9,0	-	6,8	6,2	15,8	12,4	10	14,6	11,8	15,2	2,4	2,0	2,8	-	1,2	3,4	Ракушечник мелкозернистый

Содержание Fe_2O_3 в алевроитах колеблется от 0,4 до 1,34% (см. табл. 2).

Ракушечники вскрыты колонковыми скважинами 83, 84 и 93 на Терновской банке. Пройденная скважиной мощность их составляет соответственно 4,0 м; 1,9 м; и 2,6 м. Ракушечники встречаются чаще всего средней крупности, а также крупные, мелкие и очень мелкие, средней и плохой сортировки (табл. 4). Примесь псаммитового материала может достигать 40%, алевроитового - 10-20%. Ракушечники состоят из слабосцементированных створок раковин карангатского комплекса фауны и детритового материала. Залегают они в кровле толщи (скв. 93) и в средней или нижней части ее (скв. 83 и 84).

Известняки ракушечниковые встречаются в верхних частях карангатских отложений почти во всех скважинах западной и юго-западной частей акватории. Состоят они из сцементированных карбонатным цементом створок раковин и детритового материала со значительной примесью песка, гравия. Вскрытые их мощности незначительны (0,1-0,5 м).

На основании изложенного можно сделать выводы:

1. Карангатские отложения широко развиты в акватории северо-западной части Черного моря и слагают тела банок, которые являются, вероятно, береговыми аккумулятивными формами карангатского моря.

2. Отложения карангата представлены песками, ракушечниками и алевроитами с характерным комплексом морской солоноватой фауны. Причем в верхней части разреза залегают известняки-ракушечники и пески, подстилающиеся алевроитами.

3. Данные, полученные в результате бурения скважин, вскрывших карангатские отложения, дают возможность говорить еще раз о том, что береговая линия карангатского бассейна в этом районе не выходила за пределы современной.

1. Андрусов Н.И. О возрасте морских послетретичных террас Керченского полуострова. - Ежегодник по литологии и минералогии России. 1905, вып. 6, 7, 158-172.
2. Андрусов А.И. Террасы окрестностей Судака. - Зап. Киев. об-ва естествоиспыт., 1912, 22, вып. 2, с. 1-88.
3. Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическая история Черного моря. - Бюлл. Московск. об-ва испытат. природы, 1932, 10, вып. 1, с. 3-100.
4. Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическое строение и история развития Черного моря. - М.; Гостоптехиздат, 1938, с. 226.

5. Бондарчук В.Г. Про синхронізацію морських і континентальних четвертинних покладів в Надчорномор'я.- Курн. геол.-геогр. циклу, 1934, № 4(8), с.21-36.
6. Дзене-Литовский А.И. Пересыпи и лиманы Азово-Черноморского побережья и Степного Крыма.- Природа, 1938, № 6, с.34-35.
7. Муратов М.В. Континентальные четвертичные отложения Крыма и их соотношения с морскими террасами и возраст.- Бюлл. комис. по изучению четвертичн. периода, 1967, № 33, с.57-75.
8. Муратов М.В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова.- М.: Недра, 1960, 216 с.
9. Молявко Г.Г. Карангатські відклади УРСР і Криму.- Геолог. журн. АН УРСР, 1948, 4, № 9, с.62-69.
10. Невеская Л.А., Невеский Е.Н. О соотношении карангатских и новозвксинских слоев в прибрежных районах Черного моря.- Докл. АН СССР, 1961, 137, № 4, с.934-938.
11. Пазюк Л.И., Пустыльник И.В., Рычовская Н.И. и др. Новые данные по стратиграфии и литологии отложений дна Черного моря в восточной части поднятия Голицына.- Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР, 1972, вып.5, с.61-75.
12. Пазюк Л.И., Рычовская Н.И., Самсонов А.И. и др. История северо-западной окраины Черного моря в свете новых данных по стратиграфии и литологии плиоценовых пород дна района Каркинитского залива.- Балтика, 1974, № 5, с.235-239.
13. Трашук А.А., Болтівець В.А. Новый район поширення карангатських відкладів на південно-західному узбережжі Чорного моря.- Доп. АН УРСР, Сер. Б, 1978, № 8, с.669-701.
14. Трашук А.А. Морські плейстоценові відклади Причорномор'я Української РСР.- К.: Наук.думка, 1974.- 137 с.
15. Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря.- Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып.88, М., 250с.
16. Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия : Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1978, вып.310. - 159 с.
17. Хрусталева В.П. К палеографии Азовского моря в карангатское время.- Океанология, 1966, № 6, с.672-679.
18. Шивков С.Ф., Трашук Н.Н. Новый район поширення караггатських відкладів на південно-східному схилі Керченського півострова.- Доп. АН УРСР, 1976, 12, с.1077-1079.
19. Шивков С.Ф., Орловский Г.Н., Усенко В.П. и др. Геология Азовского моря.- Киев : Наук. думка, 1974.- 237 с.
20. Шивков С.Ф., Альонкін В.М., Сліпченко Б.В. До літології карангатських відкладів південно-західної частини Азовського моря.- Доп. АН УРСР. Сер. Б, 1979, № 3, с.187-191.

М. М. Кальная, Л. С. Галецкий

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАЗМЕЩЕНИЯ
ТИТАНО-ЦИРКОНИЕВЫХ РОССЫПЕЙ УКРАИНЫ

В процессе прогнозно-металлогенических исследований осадочного чехла Украинского щита выполнен комплекс специальных палеотектонических и палеогеографических построений, позволивший выявить дополнительные рудоконтролирующие факторы размещения россыпного оруденения в осадочном чехле.

Решающее влияние на локализацию оруденения, кроме источников питания, оказывают колебательные движения и вертикальные перемещения блоков земной коры, которые определяют палеогеографические и фациальные обстановки образования россыпных месторождений.

В пределах УЩ и Днепровско-Донецкой (ДДВ) впадины широко развиты нижне-среднемиоценовые песчаные отложения (полтавская свита), являющиеся основной продуктивной толщей, с которой на Украине связано большинство титано-циркониевых россыпей. К началу формирования их структура фундамента УЩ и ДДВ была мозаично-мелкоблоковой, обусловленная многочисленными тектоническими нарушениями, различными по масштабу, ориентировке, времени заложения и подновления.

Мелкоблоковое строение фундамента сказывалось на миграции нижне-среднемиоценового бассейна и характере его осадков. Трансгрессиями обычно захватывались пониженные участки суши, т.е. обособленные зоны сопряженных мелких блоков, образовавшиеся в результате вертикальных перемещений по разломам, которые вызывались прогрессирующим погружением центрального грабена ДДВ.

Границы и масштабы трансгрессий контролировались разновысоким положением этих зон и отдельных блоков. В фациальном и вещественном составе среднемиоценовых отложений наиболее четкое выражение имеют образования трех трансгрессий: первой, второй, третьей. Отложения каждой из них имеют зональное строение, выражающееся в последовательной смене фаций: морские мелководные фации сменяются прибрежно-морскими, затем - лагунными. Отложения первой стадии трансгрессии среднемиоценового бассейна развиты на территории Киевского Приднепровья. Западная и южная границы их

распространения контролируются крупным Киевским разломом северо-западного направления, а также субмеридиональным - Фастовским, субширотным - Андрушевским и более мелкими разломами этих направлений. Они обусловили относительно устойчивое положение береговой зоны морского бассейна в начале среднего миоцена и формирование прибрежно-морских и мелководно-морских фаций на относительно опущенных блоках.

Низы прибрежно-морских отложений характеризуются повышенными концентрациями тяжелых минералов. Так, вго-западнее г. Киева на глубине 35 м в них установлены россыпные проявления лейкоксенизированного ильменита, арizonита, рутила, циркона в виде линз и прослоев, протяженностью 100-200 м, содержание рудного концентрата в них достигает 60 кг/м^3 , в среднем составляет около 15 кг/м^3 . Для образования крупных комплексных россыпей здесь не было условий, так как прибрежная зона моря находилась на значительном удалении от богатых коренных источников сноса. Формирование их происходило, главным образом, вследствие перемирия и перестроения подстилающих мелководно-морских отложений палеогена с бедным содержанием тяжелых минералов.

Прибрежно-морские отложения второй, значительно более крупной, трансгрессии занимают большую часть Украинского щита. Береговая линия этого бассейна достигала почти средней его части и контролировалась крупными разломными зонами: Ужской, Самгородской, Звиздаль-Залесской, Летичевской и другими более мелкими разломами.

Морская мелководная зона этого бассейна располагалась к востоку и северо-востоку от Фастовского и Киевского разломов - в пределах наиболее опущенных блоков присклоновой части УЦ и центрального грабена ДДВ. Образование этой зоны полностью перекрывает площадь развития отложений прибрежно-морской фации первой стадии трансгрессии.

Вокруг этой зоны в виде удлиненного кольца развита обширная область прибрежно-морских образований второй стадии трансгрессии, общая протяженность которой составляет около 2 тыс. км (включая Южный и Юго-Западный склоны Воронежского массива). Ширина ее изменяется от 10 до 70 км.

Такое широкое развитие прибрежно-морских образований II стадии трансгрессии свидетельствует о значительной миграции береговой линии моря. К отложениям этой зоны приурочено большинство

титано-циркониевых россыпей среднего миоцена. Наиболее продуктивными из них являются отложения зоны пляжа и донных течений.

Сформированные здесь россыпи имеют большую мощность и простое строение рудного пласта, значительную длину и небольшую ширину, высокое содержание титановых и циркониевых минералов. Они сложены мелкозернистыми хорошо отсортированными разноокатанными кварцевыми песками с горизонтальной и косой, преимущественно однонаправленной и пологонаклоненной, слоистостью.

Повышенные и промышленные скопления тяжелых минералов здесь развиты в пределах всей россыпной зоны, прослеживающейся как вдоль всего северо-восточного склона УЩ, так и вдоль юго-западного склона Воронежского массива.

Отдельные россыпи прослеживаются в виде полос, параллельных между собой и повторяющих очертания морского бассейна. Это свидетельствует о частых изменениях положения береговой линии моря.

Количественный и качественный состав тяжелых минералов в россыпях этой зоны в пределах всего бассейна сравнительно постоянный, что объясняется общностью гидродинамических и гидрохимических условий в прибрежной зоне бассейна, где происходило формирование россыпей.

К настоящему времени в титан-циркониевых россыпях зоны установлено около 50 минералов. Среди них резко преобладают лейкоксенизированный ильменит, рутил, циркон, лейкоксен, дистен, сидлиманит, ставролит, турмалин, хромит. Широко развиты в них хромшпинелиды, баделлеит, муассонит, алмазы.

Этот комплекс минералов характерен для всей описываемой россыпной зоны среднемиоценового бассейна и для каждой отдельно взятой из них. Круговое расположение россыпной зоны, общность и постоянство вещественного состава россыпей, очевидно, связано с круговыми донными течениями вблизи берега среднемиоценового моря, охватывающего Днепровско-Донецкую впадину, западные окраины Донбасса, северо-восточные склоны УЩ и юго-западные склоны ВКМ.

Блочные перемещения земной коры в нижне-среднемиоценовое время, главным образом, отрицательного знака приводили к миграции береговой линии моря и продолжительным остановкам, создававшим условия для формирования крупных россыпей в прибрежной полосе всего бассейна. Донные течения в последнем обуславливали круговую конвейерную транспортировку, неоднократный переувлажнение, перестроения и сортировку терригенного материала с

концентрацией тяжелых минералов в благоприятных обстановках вдоль береговой полосы моря.

При наличии в зоне действия этого "конвейерного" механизма достаточно мощных источников сноса рудных минералов (Волынский, Чеповичский и другие массивы основных пород) формировались промышленные россыпные месторождения ильменита.

Скорость донных течений в этом бассейне была, по-видимому, очень мала, что способствовало значительной дифференциации терригенного материала по размеру частиц и их удельному весу. В связи с этим россыпи, образованные донными течениями, отличаются лучшей сортировкой и окатанностью терригенного материала по сравнению с россыпями зоны пляжа. Состав их в значительной мере смешанный и усредненный в пределах всего россыпного пояса. Россыпи донных течений большей частью имеют зональное строение, центральные части которых сложены преимущественно тяжелыми минералами первой группы, периферические - более легкими (т.е. тяжелыми минералами средней группы). В этих россыпях часто встречаются мономинеральные прослои ильменита, граната, циркона, рутила и др. При дальнейшем изучении в периферических частях титан-циркониевых россыпей бассейна могут быть выявлены также промышленные россыпи ценных минералов средней группы.

Благодаря конвейерной транспортировке, многократному переиву и переотложению терригенного материала в среднеиоценовых россыпях не наблюдается прямой связи минералогического состава (количественного и качественного) с минерализацией определенных областей сноса. Поступление терригенного материала в бассейн происходило под действием эрозии и абразии всего побережья бассейна.

Главными источниками питания среднеиоценовых россыпей ильменитом являлись мощные коры выветривания основных пород (Волынский, Чеповичский и другие массивы); цирконом и другими редкометальными минералами - коры выветривания пород субщелочных гранитоидных формаций и т.д., находившиеся непосредственно в области денудации (эрозии и абразии).

Среднеиоценовый бассейн был весьма опресненным вследствие значительного притока пресных вод по рекам и балкам в условиях влажного и теплого климата. Дно бассейна, по-видимому, было пологим и выравненным, что создавало благоприятные условия для хорошей циркуляции вод и обогащения их кислородом. Формирование осадка происходило в щелочной сильно окислительной среде, спо-

способствовавшей разложению органических веществ, интенсивному окислению железосодержащих минералов (лейкоксенизации ильменита) и превращению гидрослюдистых глин в палыгорскитовые и монтмориллонитовые.

Прибрежно-морские отложения третьей стадии трансгрессии среднемиоценового бассейна в пределах Украинского шита развиты к югу и юго-западу от зоны развития прибрежно-морских отложений второй его стадии. В литологическом отношении они аналогичны прибрежно-морским образованиям второй стадии, так как гидродинамические и гидрохимические условия бассейна оставались прежними. Однако в вещественном составе этих фаций наблюдается существенная разница, особенно в составе их тяжелых фракции. Прежде всего, в прибрежно-морских отложениях третьей стадии почти отсутствуют промышленные концентрации ильменита. Тяжелые фракции их отличаются повышенным содержанием касситерита, циркона, шеелита, вольфрамиты и др.

Это вызвано тем, что в области денудации (абразии) оказались, главным образом, породы, обогащенные минералами редких, цветных и других металлов. По своим масштабам, точнее, по концентрациям аксессуарных минералов, эти источники сноса являлись менее мощными по сравнению с титаноносными массивами основных пород. В связи с этим прибрежно-морские образования третьей стадии трансгрессии содержат более низкие концентрации тяжелых минералов. Только при стечении благоприятных обстоятельств, т.е. при наличии в прибрежной зоне, особенно в зоне абразии, значительного объема элювия, обогащенного устойчивыми к выветриванию ценными минералами, в зонах пляжа и донных течений могли формироваться россыпи минералов редких, цветных и других металлов.

К югу и западу от зоны развития прибрежно-морских отложений второй и третьей стадии трансгрессии среднемиоценового бассейна в пределах УЩ располагается область развития лагунных опресненных фаций второй и третьей стадий, многими исследователями именуемая как прибрежная аккумулятивная равнина. В период второй и третьей стадий трансгрессии миоценового бассейна эта область занимала несколько повышенное гипсометрическое положение по сравнению с прибрежно-морской частью моря. Отметки ее находились в пределах от -10 до +10 м (к уровню синхронного моря), причем большая часть этой площади характеризовалась отрицательными отметками и оказалась залитой морскими водами. Повышенные участки

ее представляли острова, сложенные, главным образом, рыхлыми элювиальными образованиями и являвшимися местными областями сноса. Заливы сообщались между собой, образуя лагунный пояс, шириной 10 - 100 км вдоль всего берега моря и имели почти постоянную связь с морем, т.е. по своей морфологии эта область представляла собой мелкое архипелаговое море. Отдельные участки этого бассейна иногда отчленились от моря и в них создавались особые гидродинамические и гидрохимические условия, способствовавшие накоплению специфических осадков: 1) бентонитовых глин - в щелочных окислительных обстановках прибрежных лагун, сообщавшихся с морем; 2) углистых глин - в отчлененных от моря лагунах и водоемах, характеризовавшихся кислыми восстановительными условиями осадкообразования.

В открытых лагунах формировались тонко-мелкозернистые кварцевые, местами - полевошпато-кварцевые пески, большей частью слабо сортированные, в разной степени каолинистые, иногда слоистые, от светло-серого до белого цвета, мощностью 2 - 18 м, с прослоями вторичных каолинов, глин, средне-крупнозернистых кварцевых песков, песчаников, гравия и гальки кристаллических пород. Окатанность и отсортированность слагающего их терригенного материала примерно в 1,5 раза ниже, чем в прибрежно-морских отложениях. Содержание глинистого (каолинистого) материала неравномерное. Сильно каолинистые (до 20-30%) разности их приурочены к нижней и верхней частям разрезов, расположенным в непосредственной близости к областям сноса. В этих отложениях встречаются небольшие россыпи ильменита, циркона, сформировавшиеся на побережьях лагун и отдельных озер. Рудоносными здесь являются не только пески, но и глины, вторичные каолины.

Тяжелая фракция этих отложений характеризуется разнообразным видовым составом: в ней наряду с весьма устойчивыми минералами встречаются в небольших количествах малоустойчивые и неустойчивые: пироксен, амфиболы, слюда, полевые шпаты и др. Ильменит в них так же, как и в прибрежно-морских россыпях, является сильно лейкоксенизированным, полностью перешедшим в аризонит (70-80%) и лейкоксен (20-30%). Площади их развития подчинены блоковому строению земной коры: они сохранились от размыва большей частью в пределах мелких блоков, площадью от нескольких сотен квадратных метров до десятков и сотен квадратных километров, опущенных на различную глубину.

Глубина залегания их в пределах отдельных блоков колеблется от 0 до 45 м, что свидетельствует о значительных вертикальных перемещениях этих отложений после их образования.

Полученные данные позволили выработать дополнительные критерии и поисковые признаки для выявления перспективных площадей и их оценки не только на ильменит и циркон, но и другие ценные полезные ископаемые, что было учтено при проведении прогнозно-металлогенических исследований осадочного покрова Украинского щита и определении основных направлений дальнейших геологоразведочных работ.

УДК 553.6:553.32(477.63)

В.И.Грязнов, В.В.Богданович

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ РАСШИРЕНИЯ ПОПУТНОЙ ДОБЫЧИ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ НА НИКОПОЛЬСКОМ МАРГАНЦЕВОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

На Никопольском марганцевом месторождении около 80% руды добывается открытым способом. При этом толща надрудных пород мощностью до 60-70 м переходит в отвалы. На каждую тонну руды, добытой в карьерах, приходится в среднем 15-20 м³ перемещенной породы. Естественно, что при таких значительных объемах вскрышных работ актуальное значение получила проблема попутного использования пород вскрышной толщи в качестве полезных ископаемых.

В последние годы по заданию Орджоникидзевого и Марганецкого ГОЗов трестом "Укримгеология" и Днепропетровским филиалом Киевского НИИ строительного производства выполнены исследования некоторых глин и известняков. Литологические и геохимические исследования пород вскрышной толщи выполнены в НИИ геологии ДГУ. Ниже, на примере Западной рудной площади показано, что литологическое изучение надрудных пород открывает новые реальные перспективы расширения попутной добычи и использования глин, песков и карбонатных пород вскрышной толщи.

В пределах Западной рудной площади можно выделить две широтные зоны, резко отличающиеся строением надрудной толщи.

1. Северная зона (Богдановский и северные половины Запорожского, Шевченковского, Северного и Чкаловского карьеров) характеризуется наличием толщи мощностью до 60 м, сложенной олигоцен-

ными и среднемиоценовыми глинами, сарматскими песками, сарматскими глинами, известняками и мергелями, понтическими глинами и мергелями, толщей красно-бурых глин и лессовидных суглинков. Литологический состав палеогеновых и неогеновых пород этой зоны показан на рисунке.

2. Нижняя зона отличается присутствием отложений IУ надпойменной (Никопольской) террасы р. Днепра. Здесь вскрышная толща имеет менее значительную мощность (до 40 м) и более простой состав. Над рудным пластом сохранились лишь олигоценные глины, местами размыты и они. Выше залегают аллювиальные плейстоценовые пески, перекрытые лессовидными суглинками и лессами.

Перспективными для попутной добычи и использования являются:

	Мощность пласта, м
1. Пески и гравий нижнесарматские -	до 8
2. Пески плейстоценовые -	до 15
3. Глины яблочко-зеленые олигоценные -	2 - 8
4. Глины черные сарматские -	до 2,2
5. Глины коричневато-серые понтические (керамзитовые) -	до 3,5
6. Глины красно-бурые плиоцен-антропогеновые -	до 14
7. Лессовидные суглинки и лессы антропогеновые -	до 30
8. Известняки ракушечники сарматские -	до 6-8

В этот список не включены глины среднего миоцена, сарматские и понтические мергели, которые, как показывает приведенное ниже описание, не отвечают требованиям промышленности. Красно-бурые глины и лессовидные породы в данной работе не рассматриваются.

Пески нижнесарматского возраста широко распространены в северной половине Западной рудоносной площади, слагают толщу мощностью 6-8 м в Шевченковском и Северном карьерах, 1-3 м - в Богдановском и Запорожском карьерах. Пески кварцевые с небольшой примесью других минералов. Толща песков неоднородная, состоит из клиновидных пластов и линз разного гранулометрического состава (от грубозернистых с гравием и галькой до мелкозернистых, хорошо отсортированных) и различной текстуры (от неслоистых до косслоистых и косо волнистых). Установлены взаимозависимость текстур и гранулометрического состава песков, характерные черты строения толщи, выражающиеся в смене грубозернистых песков вверх по разрезу разнозернистыми и мелкозернистыми. По горизонтали и по вертикали толщи наблюдается чередование линзовидных пластов мощностью 1-2 м, которые состоят из серий горизонтально-

слоистых или косослоистых песков разного гранулометрического состава. Изменчивость типов пород по простиранию такова, что в пунктах, отстоящих в карьере на 100 м друг от друга, пески, зачастую имеют совершенно разную текстуру и структуру. Мощность толщи также значительно колеблется. Эти особенности объясняются аллювиальным генезисом песков нижней части толщи (выделены отложения русловые, прирусловой отмели и валов, стариц и др.) и переходным характером песков верхней части толщи, образовавшейся при подпоре речного стока водами сарматского моря.

При условии осуществления постоянного геологического надзора и контроля из толщи сарматских песков могут селективно добываться пески, пригодные для производства бетона, кладочно-штукатурных растворов, цветных облицовочных и футеровочных стекол, в качестве стощающей добавки в кирпичном производстве, а также сырья для формовки изделий из чугуна и цветных металлов. Гравийные прослои пригодны для производства бетона и как балласт для железнодорожного строительства.

Плейстоценовые пески широко распространены в южной половине Западной рудоносной площади в границах IY надпойменной (Никопольской) террасы р. Днепра. В Алексеевском карьере толща песков имеет мощность около 12 м, по происхождению почти вся относится к отложениям русловым и прирусловой отмели (русловый аллювий). Лишь самые верхние 0,5-1,45 м представлены пойменным аллювием. Преобладают мелкозернистые пески, причем в нижней половине разреза они почти лишены примеси алевритовых и глинистых частиц, а кверху разреза становятся более алевритовыми и глинистыми. В нижней части разреза местами залегают разнозернистые пески в виде пачки мощностью до 2,5-3 м.

Литологические разрезы вскрышной толщи с данными о содержании карбонатов и гранулометрическим составом нерастворимой части породы. Условные обозначения к разрезам: 1 - гравий и галька; 2 - грубо- и крупнозернистые пески; 3 - средне- и мелкозернистые пески; 4 - глины; 5 - слабосцементированный ракушечный детрит; 6 - детритовый известняк; 7 - мергели; 8 - гравий и галька в основании слоев мергелей и глин; 9 - обугленные остатки корневой системы растений; 10 - обугленные остатки древесины.

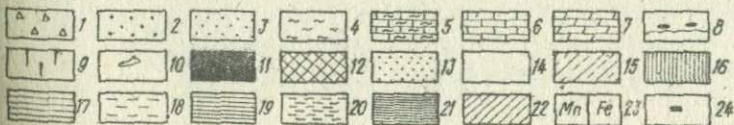
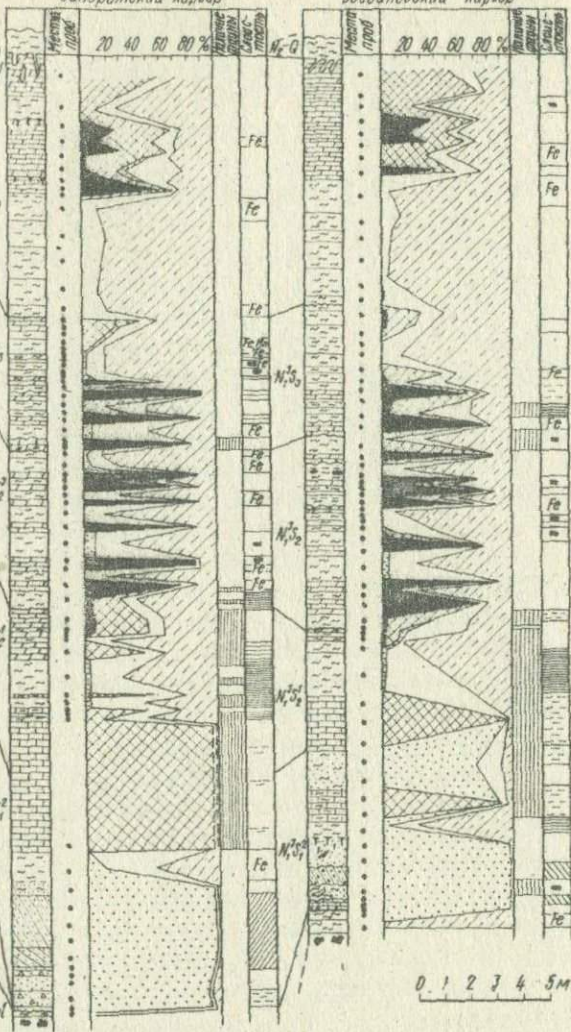
К графикам гранулометрического состава и карбонатности:
II - доломит; 12 - кальцит; 13 - песок; 14 - алеврит; 15 - глина.
Фауна: 16 - обилие моллюсков.

Сложность: 17 - крупная (более 10 см); 18 - крупная прерывистая; 19 - мелкая (1-10 см); 20 - мелкая прерывистая; 21 - тонкая (листопадная) (0,5-1 см); 22 - косая сложность в песках. Включения: 23 - гидроокислы марганца и железа; 24 - углистое вещество.

Система	Отдел	Ярус	Горизонт	
Н и в о о ц е н н	Плиоцен	Плюристанский + Унголюстанский	Плюристанский	
				Плюристанский + Унголюстанский
	М и о ц е н	Сарматский	Сарматский	Сарматский
	В о л ы н с к и й	Волынский	Волынский	Волынский
	Б е с с а р а б с к и й	Бессарабский	Бессарабский	Бессарабский
	Н о в о о д е с к и й	Новоодесский	Новоодесский	Новоодесский
Д н е п е р с к и й	Днепровский	Днепровский	Днепровский	
				Днепровский
Б о л ь ш о е л е т о е	Болотское	Болотское	Болотское	
				Болотское

Разрез I
Залоромский карьер

Разрез II
Богдановский карьер



Пески кварцевые. В легкой фракции кроме кварца изредка встречаются отдельные мелкие зерна кислых плагиоклазов, микроклина, кальцита, мусковита и биотита. Содержание тяжелой фракции - 0,5-2%. Ее состав: магнетит, титаномагнетит, пирит, сфен, гранат, роговая обманка, пироксены, турмалин, циркон, дистен, мусковит, биотит. Количество двуокси кремния в песке составляет в среднем около 94% при колебаниях от 89,4 до 96,8%. Содержание железа - 0,27 - 1,67%.

Из толщи могут быть выделены пачки мощностью 2-3 м и более или менее однородных песков. Такие пески могут применяться для изготовления кладочно-штукатурных растворов, цветных облицовочных и футеровочных стекол, как стощающая добавка в кирпичном производстве, а также для формовки изделий из цветных металлов. В целом плейстоценовые пески по качеству уступают нижнесарматским.

Олигоценовая надрудная глина перекрывает рудный пласт повсеместно, за исключением участков размыва на площади древних террас р. Днепра. Мощность пласта глины обычно 2-3, в отдельных местах - до 7-8 м. По гранулометрическому составу в толще преобладают собственно глина и алевроитовая глина. Нижние 0,3-0,4 м сложены песчано-алеврито-глинистой породой. Глинистое вещество в пересчете по методике Бискайя представлено монтмориллонитом (58-79%) и гидрослюдой (21-42%) в виде тесной смеси.

Лабораторными испытаниями установлена возможность изготовления керамзитового гравия марки "500" и "700" из глины без добавок. Глина может также служить сорбентом для очистки жиров в пищевой промышленности [1, 2].

Среднемиоценовая глина изумрудно-зеленого цвета распространена местами в северо-восточной части Западной рудной площади в виде пласта мощностью до 4-5 м. В Чкаловском карьере толща сложена преимущественно несортированными песчано-глинистыми породами и алевроитовыми глинами. Глинистая часть представлена гидрослюдой с примесью палыгорскита. Обломочная часть пачки в основном состоит из кварца. Породы содержат примесь кальцита, в виде сгустков кринокристаллического строения, неправильной формы, размером 1-15 км. Количество кальцита в породе от 2-4 до 20% в средней части толщи.

Неоднородный состав толщи, высокое содержание песчаных (до 50%) и алевроитовых (до 55%) частиц, примесь кальцита (до 20%) препятствуют использованию пород в промышленности.

Сарматская черная глина залегает в виде пласта, мощность 1,3-2,0 м, на значительной площади. По данным изучения в Богдановском и Запорожском карьерах, глина обладает тонкой горизонтальной слоистостью, обусловленной присыпками светло-серого глинистого алевролита и тонкими (1-2 мм) прослоями раковин пластинчатожабранных моллюсков. Порода относится к алевроитовой глине, она содержит 56,5-73,4% глинистой фракции, 20-41,2% алевроитовой фракции и 0,7-2,9% песчаной фракции (2-0,1 мм). Минеральный состав глинистого вещества: каолинит 49-59%, монтмориллонит - 16-32%, гидрослюда - 7-33%.

По гранулометрическому, минеральному и химическому составу черная сарматская глина, если она не содержит раковин моллюсков, отвечает кондициям на сырье для производства керамзита. Однако, при обилии раковин моллюсков в породе содержание окиси кальция в ней достигает 10-12%, т.е. значительно превышает верхний предел кондиционного содержания окиси кальция, равного 4,5%.

Плищеновые серые и коричневые глины в последние годы попутно добываются в Богдановском карьере Орджоникидзевского ГОКа в промышленных масштабах для производства керамзитового гравия на Марганецком и Запорожском заводах.

В результате литологических исследований получены новые данные о вещественном составе глины. Эта тонкодисперсная глина содержит 81-91% фракции менее 0,01 мм и не более 1,5% песка. Глинистое вещество состоит из ферримонтмориллонита (55%) и гидрослюда (45%). По химическому составу глина полностью отвечает кондициям для высококачественного керамзитового сырья. Она может также применяться для изготовления буровых растворов, служить добавкой к известнякам при производстве портланд-цемента, использоваться в пищевой промышленности для отбеливания жиров.

Сарматские известняки-ракушечники ранее добывались населением района на склонах балок как материал для строительства индивидуальных жилых домов и хозяйственных помещений. Теперь строительные блоки из известняка изготавливаются Орджоникидзевским ГОКом в Запорожском марганцеворудном карьере механизованным способом, однако масштаб их производства незначительный, пока не обеспечивает спроса населения. Пласт известняка залегает на значительной площади. В Богдановском карьере известняки рыхлые, сыпучие, в Запорожском карьере - цементированные, образуют несколько более или менее крепких пластов мощностью 0,25-2,0 м при

общей мощности пачки до 4 м, в Чкаловском карьере чередуются участки крепкосцементированных и рыхлых разностей известняка.

Известняк Запорожского карьера сложен детритом и целыми раковинами двустворчатых моллюсков, сцементированных криптокристаллическим кальцитом. Вследствие неравномерной перекристаллизации породы имеет разнообразную текстуру: пористую, кавернозную, массивную. Наиболее крепкие известняки залегают в нижней части пачки, наиболее рыхлые - в верхней. Порода содержит 91,17-96,95% кальцита. Некарбонатная ее часть (3-8%) состоит преимущественно из кварца песчаной и алевроитовой размерности, а также глинистых минералов. Удельный вес известняка 2,65-2,77 г/см³, объемный вес 1,50-2,25 г/см³, пористость 16-46%, предел прочности при сжатии 26,5-50,2 кг/см², водопоглощение - 9,52-25,6%.

С точки зрения геологии есть реальные возможности значительно увеличить изготовление штучных строительных блоков из сарматского известняка до полного удовлетворения потребности населения. Установлено, что известняки с добавлением 25% плиоценовой глины могут быть использованы для производства портланд-цемента. Высокое содержание углекислого кальция и небольшое количество примесей позволяют также рекомендовать известняки для производства воздушно-сухой извести.

Сарматские мергели - 10-12 пластов, мощностью 0,2-0,6 м, и вмещающие известковистые алевроитовые глины (10-12 пластов, мощность 0,1-1,0 м) слагают около 20-25% всей мощности надрудной толщи. Они распространены на всей Западной рудной площади, исключая террасы р. Днепра и глубокие балки, где сарматские отложения размыты.

Выполненные послойные детальные литологические исследования мергелей в Богдановском, Запорожском и Чкаловском карьерах показали, что эти белые и желтовато-белые крепкие породы состоят из карбоната (53,7-90,7%, в наиболее крепких разностях - 70-90%), глинистого вещества (9,3-46,3%), алевроита (0,4-4,2%) и песчаных зерен (0,1-2,0%). Карбонат, в основном, является доломитом. Примесь кальцита незначительная. Глинистое вещество представлено гидрослюдой и палыгорскитом. Большая часть пород относится к доломитовым мергелям и небольшое число пластов к глинистым доломитовым мергелям и глинистым доломитам по классификации С.Г. Вишнякова.

Вследствие высокого содержания окиси магния в породе (до

18% при допустимом количестве 3,4%) она не отвечает действующим кондициям на сырье для цементной промышленности.

Мергели южного яруса изучены в Богдановском и Запорожском карьерах. Мергельная толща имеет мощность около 5 м. Она состоит (сверху вниз) из пласта известкового мергеля мощностью 1,6 м, пласта известковой глины мощностью 0,6-0,9 м и пачки из трех-четырех пластов известково-доломитового и доломитово-известкового мергелей, чередующихся с двумя пластами глинистого мергеля (мощность пластов 0,25-0,85 м, обшая - 2,4-3,0 м). Значительное сходство строения мергельной толщи в обоих карьерах свидетельствует о выдержанности ее состава на большой площади. Верхний мергельный пласт содержит 56,9-76,2% карбоната, 32,40-40,25% окиси кальция и 1,98-2,90% окиси магния. В мергелях нижней пачки содержание окиси кальция колеблется от 15,0 до 31,66%, содержание окиси магния - 3,33-14,51%. По минеральному составу карбонатной части среди пластов нижней пачки выделяются доломитисто-известковые, доломитово-известковые, известково-доломитовые, доломитовые мергели, по количеству глинистого вещества - собственно мергели (51,7-74,1% карбоната) и глинистые мергели (28,2-41,6% карбоната). Рентгенографией в породе установлены кальцит, доломит, гидрослюда и паллигорскит.

При промышленной оценке мергельной толщи приходится отметить значительные различия слагающих ее пород по минеральному и химическому составу, сравнительно низкое содержание окиси кальция (средневзвешенное по мощности содержание в толще составляет 26,9% в Богдановском карьере и 23,01% в Запорожском карьере, максимальное содержание в отдельных пластах мергеля не превышает 40,25% окиси кальция), и, наоборот, высокое содержание окиси магния (среднее - 4-5%, максимальное - 14,51%). Мергели не отвечают требованиям, которые предъявляются к карбонатным породам, применяемым для производства цемента. Не исключена, однако, возможность использовать верхний пласт известкового мергеля в качестве одного из компонентов цементного сырья.

Таким образом, литологические, технологические исследования и опыт Орджоникидзевского ГОКа по добыче глин для производства керамзитового гравия свидетельствует о том, что имеются реальные возможности расширения попутной добычи песков, глин, известняка из вскрышной толщи Никопольского марганцевого месторождения. Целесообразность более широкого попутного использования этих пород

ни у кого не вызывает сомнений, однако серьезным препятствием является необходимость внести изменения в установившуюся технологическую схему отработки марганцевой руды и привлечь дополнительные технические средства.

Из этого видно, что требование рационально использовать богатства недр ставит перед геологической службой задачу глубокого и своевременного изучения попутных полезных ископаемых. Проблему попутной добычи полезных ископаемых следует решать одновременно с проектированием технологии отработки основного полезного ископаемого, значит к этому времени должны быть получены необходимые геолого-минералогические данные.

Требуется внести соответствующие изменения и дополнения в руководства по разведочным работам.

1. Гряненко К.К. Сорбционные и отбеливающие свойства никопольских катион-замещенных глин. — В кн.: Бентонитовые глины Украины. Киев: Изд-во АН УССР, 1959, ч.3, с.24-31.
2. Гряненко К.К. Сорбционные и отбеливающие свойства третичных никопольских глин. — В кн.: Бентонитовые глины Украины, Киев: Изд-во АН УССР, 1960, ч.4, с.86-91.

УДК 552.58(234.86)

В.В.Шехоткин

РОЛЬ МАГНИЙСОДЕРЖАЩИХ ОРГАНИЗМОВ В ДОЛОМИТИЗАЦИИ ИЗВЕСТНЯКОВ

В карбонатных породах верхнемеловых и нижнепалеогеновых отложений Крыма доломит встречается часто, но обычно в небольшом количестве — от единичных кристаллов (в кремнях и фосфоритах) до нескольких процентов (в кремнеземисто-глинистых известняках маастрихта и дата, мергелях верхнего палеогена). Как правило, он разлит волизи обломков иглокожих и багряных водорослей, в камерах фораминифер. В нижней и средней частях датского яруса Юго-западного Крыма доломита больше. Нижняя часть яруса (мощность 8-12 м) обогащена алевроитовым материалом — кварцем и глауконитом. Доломита здесь до 10%. Выше залегают пористые ишанковье, кривоидно-ишанковье, серпухово-ишанковье известняки, представляющие собой совокупность ископаемых биостромов [3]. Мощность их 25-30 м. Содержание доломита 15-20%, в местами и больше. В верхних 10-12 м датского яруса, где преобладают плотные полидетритовые извест-

няки, а криноидно-ишанковые и серпулово-ишанковые образуют линзовидные прослои, доломит встречается только в пределах последних. Таким образом, в датском ярусе особенно отчетлива приуроченность доломита к участкам пород, обогащенным определенным комплексом рифостроящих организмов с приблизительно высоким содержанием в их скелетах магния.

Доломитизированные известняки внешне почти ничем не отличаются от чистого известняка. Обычно они желтоватые, более пористые и кавернозные. Иногда имеет песчаниковидный облик. Только при густой сети отбора образцов в шлифах удалось установить наличие доломита и выделить участки, обогащенные им. Число этих участков и их размеры (обычно не превышающие нескольких метров) изменяются по простиранию и в вертикальном направлении. Степень доломитизации в их пределах также крайне изменчива, что нередко наблюдается даже в одном шлифе.

Доломит в породах в виде ромбоэдрических кристаллов (0,03-0,05 мк, иногда до 0,1 мк), неравномерно распределен в основной микроструктурной кальцитовых массе породы, в поровых пространствах, в камерах фораминифер, в зонах зоариев ишанок, в трубках серпулы (рис.1), часто корродирует криноидный детрит (рис.2). В соседстве с обломками кварца, глауконитом, пиритом ромбоэдры называются недоразвитыми. В хорошо перекристаллизованных участках основной массы породы доломит отмечается редко. Встречающиеся в них отдельные кристаллы, по-видимому, были захвачены при росте крупнокристаллического кальцита (см.рис.1). Чистые прозрачные кристаллы доломита редки. Обычно доломит с пылевидными включениями кальцита. Встречаются кристаллы зональные (они всегда крупнее) или содержащие в центре скопления микротонового кальцита, пирит, пустоты выщелачивания. Иногда на кристаллах видны тонкие каемки доломита, вероятно, более поздней генерации.

Принадлежность ромбоэдрических кристаллов к доломиту подтверждается окрашиванием, кристаллооптически, химическим, термическим и рентгеноструктурным анализами. Содержание MgO в доломитизированных известняках достигает 4,5%, что с учетом незначительного содержания в них силикатов соответствует примерно 20% доломита. На термограммах доломитизированных пород помимо пиков, характерных для кальцита, проявляется более слабый эндотермический максимум при температуре 740-820°C, свойственный доломиту. На рентгенограммах ему соответствуют рефлексы (в Å):

2,868-2,899 [10]; 2,019-2,020 [2]; 1,763 [2]. № у большинства изученных в иммерсии кристаллов доломита равен $1,680 \pm 0,002$, что указывает на принадлежность его к обычному магнезидоломиту с незначительным содержанием железа. Иногда встречаются кристаллы (главным образом, зональные), у которых N неодинаков для разных зон кристалла.

Пятнистое распределение доломитсодержащих участков в породах, непостоянство их размеров и изменчивость степени доломитизации внутри пятен свидетельствует о вторичном характере доломита. Локализация его кристаллов среди микрозернистого кальцита на участках пород, обогащенных остатками раковин, прижизненно состоявших из высокомагнезильного кальцита, частое врезание доломита в остатки этих раковин, наличие в ромбоэдрах примесей микритового карбоната, — все это указывает на образование доломита в результате замещения карбонатного материала, слагавшего раковины органических остатков и цементирующую их массу.

Недоразвитие ромбоэдров доломита в соседстве с зернами аутигенного глауконита свидетельствует об их образовании после того, как глауконит успел затвердеть. Поскольку глауконит в описываемых отложениях образовался в период раннего диагенеза [7], то начало доломитизации осадка следует относить к более позднему времени. Отсутствие доломита на участках, где проявилась диагенетическая перекристаллизация, также как отсутствие связи его с прожилками и другими секущими формами, "запечатывание" кристаллов доломита в кремнях и фосфоритах свидетельствует о позднедиагенетическом времени его образования. Наличие как чистых однородных, так и зональных кристаллов, наводит на мысль о неодновременности их роста. По-видимому, он происходил в несколько стадий.

Согласно Н.М.Страхову [4] для метасоматического преобразования кальцита в доломит на стадии диагенеза наиболее благоприятны обводненность, большая пористость и проницаемость карбонатного осадка. Так, пористость мшанковых известняков, ныне составляющая 30-35%, в диагенезе была больше и способствовала свободной циркуляции магнийсодержащих растворов. При этом источником магния могли быть магнийсодержащие раковины [4].

Известно, что все современные виды иглокожих, мшанки, серпулы, багряные водоросли, остатки некоторых брахиопод состоят из высокомагнезильного кальцита (таблица); скорость трансформа-

Содержание магния в скелетных остатках организмов

Группа организмов	MgCO ₃ , %	
	Данные автора	Данные [1, 2, 4, 8]
1. Brachiopoda		0,45-8,63
a) <i>Cranis tuberculata</i> Nilss.	3,60-7,58	
b) <i>Cranis paucicostata</i> Borq.	1,80-4,23	
2. Vermetes (Serpula)	1,88-7,10	0-9,72
3. Bryozoa		0,17-II,08
a) Bryozoa отряда Cheilostomata	1,58-2,15	
4. Echinoidea		3,24-13,79
a) <i>Hemister inkermanensis</i> Lorioi (панцирь)	1,48-1,56	
b) <i>Echinocorys obliquus</i> Ravn. (панцирь)	1,30-1,36	
c) Иглы неправильных ежей	2,66-2,78	
d) <i>Tylocidaris rosenkrentzi</i> Brotz. (панцирь)	1,58-1,61	
e) Иглы <i>Tylocidaris rosenkrentzi</i>	2,80-2,83	
5. Crinoidea		7,28-13,74
a) <i>Bourgueticrinus ellipticus</i> Orb. (членики)	1,75-2,44	
b) <i>Bourgueticrinus danicus</i> Br.N. (членики)	1,2-3,0	
6. Pelecyrope		0,13-2,80
a) <i>Deutoromys paulula</i> Gorb.	0,60-0,64	
7. Багряные водоросли (<i>Lithothamnium Lithophilum</i>)	0,35-0,70	7,7-28,75

ции которого в более устойчивые низкомагнезиальные формы кальция различна [6, 8, II]. Наиболее быстро изменяется кальцит остатков иглокожих, в частности криноидей, которые перекристаллизовываются в монокристаллы низкомагнезиального кальция [10]. На примере криноидей установлено, что в случае значительного содержания их в породах, диагенетический доломит приурочивается к горизонтam, обогащенным этими остатками [5, 9, 10]. Естественно, что и у меловых и палеоценовых иглокожих, мшанок, червей, багренок количество магния аккумулированного при жизни, за весь период геологической истории не могло оставаться неизменным. Проведен химический анализ скелетов этих организмов (в основном из датского мшанкового биострома Юго-западного Крыма, где было обнаружено наиболее высокое содержание доломита). Установлено более низкое содержание магния в этих остатках по сравнению с теми же формами, обитавшими в современных морях (таблица).

Максимальное содержание магния (в пересчете на MgCO₃) - в остатках беззевковых брахиопод - кравий (до 7,58%), минималь-

ное - в остатках багряных водорослей (0,35-0,70%) и остатках иглокожих. Любопытно, что содержание $MgCO_3$ в различных группах проанализированных остатков иглокожих не одинаково (см. таблицу). Кроме того, в различных частях скелета ископаемых одного и того же вида количество магния также различно. Так, у морских ежей содержание $MgCO_3$ в иглах почти вдвое выше, чем в панцирях. По-видимому, криноидей, мшанки, серпулы, багрянки верхнемеловых и палеоценовых пород Крыма при жизни состояли из метастабильных форм высокомагнезиального кальцита. Стабилизация его структуры сопровождалась потерей магния, что привело к локальной доломитизации в толще осадков. В связи с этим становится понятной приуроченность наиболее богатой доломитизации к участкам пород, обогащенным остатками мшанок, криноидей, багряных водорослей.

Следовательно, в верхнемеловых и нижнепалеогеновых отложениях Крыма накопление магния происходило биогенным путем. Высвобождение и перераспределение его в диагенезе привело к образованию доломита.

Остатки организмов с первоначальной "магниевой функцией" могут служить индикатором повышенного содержания в породах диагенетического доломита. Своевременное выявление его имеет важное практическое значение, например, при разработке датских мшанковых известняков для строительства, так как доломитизация, увеличивая неоднородность, пористость и проницаемость известняков, ухудшает их физико-механические свойства.

1. Виноградов А.П. Химический элементарный состав организмов моря. - Тр. Биогеохимич. лаб. АН СССР, 1937, 4, ч.2, с.165-172.
2. Вольф К.Х., Чилингар Д.В., Билес Ф.У. Элементарный состав карбонатных органических остатков, минералов и осадков. - В кн.: Карбонатные породы, т.2, М., "Мир", 1971, с.180-188.
3. Горбач Л.П. Датский биостром в долине р.Бельбек. - В кн.: Тезисы докл. IУ палеоэколого-литологич. сессии, посвящ. ископ. рифогенным образованиям Крыма и Молдавии. Кишинев, Изд-во Кишинев. ун-та, 1966, с.24-25.
4. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза, т.2, М., Изд. АН СССР, 1960, 466 с.
5. Теодорович Г.И. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. М., Изд. АН СССР, 1950, 340 с.
6. Чилингар Д.В., Биссел Х.Дж., Вольф К.Х. Диагенез и катагенез карбонатных пород. - В кн.: Диагенез и катагенез осадочных образований. М., "Мир", 1971, с.124-131.
7. Шехоткин В.В. Глауконит из пограничных мел-палеогеновых отложений Горного Крыма. - Литология и полезн. ископ., № 6, 1971, с.71-84.
8. Chave K.E. Aspects of the biogeochemistry of magnesium. 1. Calcareous marine organisms, 2. Calcareous sediments and rocks. - J. Geologie, 1954, v. 62, N 3, p. 17-26.

9. Lucia F.J. Diagenesis of a crinoidal sediment. - J.Sediment. Petrol., 1962, v. 32, p. 83-88.
10. Selim A.A., Duff McLD. Carbonate facies in Lower Carboniferous (Visean) of St. Monance, East Fife, Scotland. - J. Sediment. Petrol., 1974, v. 44, N 4, p. 50-56.
11. Stehli F.G., Hover J. Mineralogy and early diagenesis of carbonate sediments. - J.Sediment.Petrol., 1961, v. 31, p.41-49.

УДК 553.623.54

В.Я.Кацнельсон

О ВОЗМОЖНЫХ ПУТЯХ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ГЛАУКОНИТОВЫХ РУД

Растущее прикладное значение глауконита выдвигает необходимость прогнозирования и выявления месторождений этого нетрадиционного полезного ископаемого многостраслевого применения. Вместе с тем вопросы происхождения глауконита и локализации его повышенных концентраций в осадочных отложениях являются дискуссионными, многие их аспекты не выяснены и по-разному трактуются различными исследователями. Автором предпринята попытка изучения вероятных путей формирования глауконитовых залежей на примере мел-палеогеновых алевроит-песчаных пород восточных окраин Донбасса, бассейна Дона, северо-восточного Приазовья с привлечением литературных данных по сопредельным территориям Восточно-Европейской платформы и другим районам.

Глауконитовые зёрна ряда залежей явно присутствуют на месте своего образования, несут в себе различные реликты исходного ила, организмов или терригенных минералов и не имеют признаков перемещения по дну водоема. Многие исследователи исходят из посылки об аутигенном характере всех или большинства глауконитовых скоплений, принимая это положение как аксиому. Однако в последние годы накопилось достаточно материалов (по древним и особенно по современным глауконитсодержащим микроконкрециям), находящихся в противоречии с такой трактовкой.

В решении подобных проблем, как отмечали Е.К.Лазаренко и Е.Ф.Ширков [3], большая роль принадлежит изотопно-геохимическим исследованиям, которые нередко дают совершенно неожиданные результаты. Вместе с тем выяснение генезиса глауконита на основе изотопных методов без должного учета морфологии зерен, геохимических данных и общегеологической обстановки может привести к ошибочным выводам.

Абсолютный возраст глауконитов из современных морских осадков и данные по их геологии свидетельствуют о древнем, перетолженном, а не современном характере образования многих таких глауконитовых залежей [6-9 и др.].

Аллоитогенные залежи глауконитов, преимущественно из меловых, палеогеновых и неогеновых отложений разных районов, описали И.А.Шамрай, Е.К.Лазаренко, А.И.Шайнюк, Н.М.Баранова, А.У.Литвиненко, Л.И.Горбунова, И.В.Николаева, В.В.Шехоткин, Дж.Оуэнс, Дж.Минард, Р.У.Фейрбридж, И.Валетон, А.Абдул-Раззак и другие советские и зарубежные исследователи.

В 1956 г. Е.К.Лазаренко [2] отмечал, что форма зерен минерала не всегда может служить надежным генетическим признаком и что убедительные критерии, позволяющие безошибочно устанавливать аутигенный или перетолженный характер глауконита, пока отсутствуют. Существенного изменения в решении этой проблемы до настоящего времени не произошло, о чем свидетельствуют как оживленная дискуссия в геологической литературе, так и различные генетические выводы по одним и тем же глауконитоносным осадкам [4-9]. По-видимому, большинство морфологических, структурных и геохимических признаков, взятых в отдельности, не позволяет однозначно определить природу глауконита [4, 11]. К таким не поддающимся однозначной интерпретации признакам могут быть отнесены округлая форма зерен, их трещиноватость, характер поверхности, структурный тип, окраска, наличие разбухавших межслоевых промежутков, термические характеристики, содержание многих химических компонентов и малых элементов. Вместе с тем в ряде работ [1, 2, 4, 6, 7, 8, 10, 12, 13, 15 и др.] описаны (полностью или частично) методики, избирательное или комплексное применение которых позволяет с известной степенью вероятности определить аутигенный или перетолженный характер глауконитовых залежей. Указанный комплекс методик включает изучение морфологии зерен, петрографические сопоставления, минералогии микроконкреций и вмещающего осадка, исследование соотношений между окисными и закисными формами железа, а также количества межслоевых катионов, оценку химических изменений микроконкреций, изучение литологических особенностей вмещающих пород и геологии глауконитовых залежей, данные абсолютной геохронологии.

По материалам И.В.Николаевой [3] переувлажнение на месте ведет к увеличению концентрации глауконита, изменению первичной струк-

туры осадка, нарушению цельности зерен (трещины, обломки), наличии вторичных изменений их химического состава, в частности, ожелезнении, которое является одним из надежных показателей длительного перемыва. Аллохтонные, типа прибрежного намыва, залежи глауконитов в пределах региона и их литологические особенности неоднократно описывал И.А.Шамрай [13 и др.]

По характеру природы микроконкреции автором выделены первичный, аутигенный и вторичный, перестроженный (аллотигенный), типы глауконитовых залежей. Первичные глауконитовые зерна, которые слагают залежи аутигенной природы, встречаются в мел-палеогеновых отложениях изучаемого региона редко. Часть таких залежей представлена глауконитовыми песчаниками из сеноманских отложений, которые вскрыты рядом скважин в северо-восточном Приазовье (район к северо-западу от г. Таганрога). По-видимому, микроконкреции преимущественно аутигенной природы характеризуется Кривовское месторождение глауконитовых песков харьковского возраста (60 км северо-западнее г. Ростова-на-Дону), где фракции 0,16-0,25 мм и 0,25-0,5 мм, в сумме составляющие до 47% всей массы породы, сложены глауконитовыми зернами соответственно на 70 и 95%, в свою очередь фракции менее 0,1 мм и 0,1-0,16 мм выражены в основном осколчато-изометричным кварцем.

Микроконкреции из ряда месторождений, приуроченных к палеогеновым пескам и песчаникам, являются, по-видимому, перестроженными. К таким месторождениям относятся Нижне-Туравское (низовья Северского Донца), Чернореченское, Верхне-Дуленское (бассейн Чира) и некоторые другие. Показательно, что в большинстве залежей предположительно вторичной аллотигенной природы микроконкреций последние характеризуются более или менее равномерным распределением во фракциях различного размера (с некоторой тенденцией к увеличению содержания в крупных фракциях) и, как правило, повышенной или высокой концентрацией.

По шести пробам глауконитовых концентратов для определения их абсолютного возраста проведены изотопно-геохимические исследования. Они выполнены калий-аргоновым методом в лаборатории ядерной геохронологии на кафедре геохимии и геофизики Ростовского государственного университета. Данные определения изотопного возраста глауконитсодержащих микроконкреций в основном показывают значительное удревнение по сравнению со стратиграфическим положением вмещающих пород и подтверждает перестроженный характер

ряда глауконитовых залежей, особенно с высокими концентрациями микроконкреций. Существенные окисленность и ожелезненность большинства проб, по-видимому, могли изменить аргон-калиевое отношение в них вследствие потери части радиогенного аргона только в сторону омоложения, но не удреждения изотопного возраста [7, II].

Анализ минералогического состава богатых глауконитовых руд изучаемой территории показывает, что переотложенные залежи нередко отличаются от аутигенных более разнообразным минералогическим комплексом. Это положение в какой-то мере согласуется с наблюдениями Л. В. Пустовалова [10] о преимущественной ассоциации глауконита только с зернами кварца в аутигенных залежах и о большем богатстве минеральными видами кластической части руд с перемешанными по морскому дну глауконитовыми зернами, на которых могут развиваться такие эпигенетические выделения, как лимонит.

Руды из многих залежей предположительно аллотигенной природы характеризуются весьма высоким (до 40-90%) содержанием глауконитовых микроконкреций, размеры которых различны и в общем близки к размерам кварцевых и других обломочных зерен. На ряде участков в пределах таких залежей часто наблюдается интенсивное ожелезнение глауконита вплоть до развития по нему псевдоморфоз гидроокислов железа, а также (в алевролитах и песчаниках) отмечается обилие сидерита в виде основной цементирующей массы. Характерной особенностью глауконитовых зерен в рудах из залежей переотложенного типа являются повышенные значения отношения между окисной и закисными формами железа, достигающие 12-60 и более. Подобным залежам при высоких концентрациях минерала нередко свойственны небольшие мощности (до 3-5 м, иногда больше), выклинивания и утолщения, неувержанность по площади и в разрезе, литологическая изменчивость.

Микроконкреции, природа которых предполагается аутигенной, нередко слагают мощные протяженные толщи глауконитовых руд, обычно с невысокими содержаниями полезного компонента. Минералогический состав таких руд часто довольно однообразен. Обломки глауконитосодержащих микроконкреций встречаются редко. Местами породы носят тонкоструктурный характер. Размеры глауконитовых зерен больше (иногда меньше) размеров зерен терригенных минералов. Отношение трехвалентного железа к двухвалентному (4-12) в микроконкрециях из руд этого типа, как правило, значительно ниже, чем в глобулях из руд перестроенных залежей. Для глауконитовых руд

предположительно аутигенной природы характерны также отсутствие слоистости, хорошая выдержанность литологического состава, более или менее равномерное распределение микроконкреций в разрезе и по площади, однако встречается и гнездообразное распространение последних.

При размыве и перемыве глауконитоносных осадков на морском мелководье благодаря течениям, волнениям, которые характерны для этой наиболее нестабильной зоны моря, микроконкреции перемещались и перестраивались в прибрежных участках, у береговой линии, вблизи островов, отмелей и поднятий дна.

Одним из путей перестроения глауконитовых зерен в песчаные породы из более тонкоструктурных осадков является перенос микроконкреций в подводных условиях при затоплении речных долин в их дельтовых частях, а также перемещение глобуль под воздействием суспензионных (мутьевых) потоков, образующихся в процессе так называемых подводных оползней, при взмучивании донных осадков мелководья волнениями, течениями и др. Роль мутьевых потоков в транспортировке океанических осадков на более глубокие уровни и в формировании относительно крупнозернистых отложений, обнаруживаемых среди более древних осадочных пород, доказана [14].

Таким образом, на основании изучения морфологических, структурных и геохимических особенностей глауконитсодержащих микроконкреций, взаимоотношений их с другими породообразующими компонентами залежей, согласно описанным в литературе методикам, а также с учетом геохимических данных, общегеологической обстановки и материалов абсолютной геохронологии выделены (по характеру природы микроконкреций) первичный, аутигенный и вторичный, перестроенный, типы залежей. Многие глауконитовые скопления являются, по-видимому, вторичными, аллотигенными, перебитыми на месте образования или перемещенными на дне водоема.

Предлагается различать глауконитообразование - аутигенный осадочный процесс - и глауконитонакопление, при котором формируются залежи глауконитовых руд с высокими концентрациями минерала. При накоплении глауконитовых зерен они могут быть аутигенными и перестроенными. Высокое содержание минерала часто является показателем аллотигенного формирования его залежей.

Г. Викулова М.Ф. Петрографические особенности глинистых пород. - В кн.: Фациальные типы глинистых пород (и их первичные литологические особенности). Л.: Недра, 1973, с.70-95.

2. Лазаренко Е.К. Вопросы номенклатуры и классификации глауконита.- В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований, кн.3-4. Изд-во Львовского ун-та, 1956, с.345-379.
3. Лазаренко Е.К., Шныков Е.Ф. Основные проблемы минералогии осадочных образований Украины. - В кн.: Минералогия осадочных образований, вып.1. Киев: Наукова думка, 1972, с.3-10.
4. Лисицина Н.А., Бутузова Г.Ю. О роли обломочных и аутигенных глауконитов в океанических осадках.- Литология и полезные ископаемые, 1978, № 5, с.150-153.
5. Лисицина Н.А., Градусов Б.П., Бутузова Г.Ю. Глауконит в осадках литологического профиля через Тихий океан.- В кн.: Международный геол. конгресс, XXV сессия. Докл. сов.геол. Палеонтология. Морская геология. М.: Наука, 1976, с.166-176.
6. Логвиненко Н.В. К проблеме глауконитообразования в океанах.- В кн.: Международный геол. конгресс, XXV сессия. Докл. сов. геол. Палеонтология. Морская геология. М.: Наука, 1976, с.176-190.
7. Логвиненко Н.В., Николаева И.В., Волков И.И. О соотношении обломочного и аутигенного глауконита в современных осадках океанов.- Литология и полезные ископаемые, 1979, № 3, с.136-141.
8. Николаева И.В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях.- Новосибирск: Наука, 1977.- 322 с.
9. Николаева И.В., Плысин Г.С., Смирнов В.Н. Изотопный возраст глауконитов современных донных осадков Мирового океана.- В кн.: Кристаллохимия и парагенезисы минералов осадочных пород. Новосибирск, 1975, с.32-37.
10. Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород, ч.2.- М.: ОНТИ, 1940.- 420 с.
11. Фирсов Л.В., Сухорукова С.С. О "четвертичном" глауконите мелового возраста в низовье Енисея.- Докл. АН СССР, 1968, т.183, № 4, с.914-917.
12. Формозова Л.И. Глауконитовые пески урочища Кызыл-Сай.- Тр. ИГи АН СССР. Сер.геол., 1949, № 38, вып.II2, 84 с.
13. Шамрай И.А. Палеоген Восточного Донбасса и северного крыла Азово-Кубанской впадины.- Изд-во Ростов. ун-та, 1964.- 236 с.
14. Шепард Ф.П. Морская геология / Л.: Недра, 1976.- 488 с.
15. McRae S.G. Glauconite. - Earth Science Rev., 1972, 8, p.397-440.

УДК 553.688.4:553.661:001.8(477.83)

В.С.Джунь

КЛАССИФИКАЦИЯ ЦЕЛЕСТИНСОДЕРЖАЩИХ СЕРНЫХ РУД ПРЕДКАРПАТЬЯ

Целестинсодержащие серные руды известнякового типа широко распространены в пределах Предкарпатского сероносного бассейна, приуроченного к зоне сочленения одноименного передового прогиба и юго-западной окраины Русской платформы. Месторождения серы локализованы в платформенной части, приподнятой относительно

Предкарпатского прогиба, и протягиваются вдоль него на 300 км полосой, ширина которой составляет около 30 км. В этой полосе на расстоянии 10-20 км друг от друга располагаются Немировско-Язовский, Лбенецкий, Роздольско-Подорожненский и Загайпольский сероносные районы.

Сероносные отложения приурочиваются к приподнятым блокам или пологим склонам антиклинальных складок. Продуктивные горизонты сложены известняками, реже - песчаниками мелового и нижнетортонского возраста. Они перекрыты глинисто-песчаными породами козовской свиты верхнего тортон. Сероносные известняки непосредственно залегают на отложениях, преимущественно представленных гилсами и ангидритами, иногда чередуясь с ними. Образование серы и целестина связано с метасоматическими процессами, происходящими вблизи контакта карбонатов с сульфатами.

Средние содержания серы в рудных залежах колеблются от 20 до 30% при коэффициенте вариации 20-40%. По вариациям содержания серы рассматриваемые месторождения относятся к типу залежей с равномерным распределением полезного компонента. Этого нельзя сказать о распределении целестина. Оно крайне неравномерное как в плане, так и в разрезах рудных залежей, что приводит к значительным изменениям средних значений содержания окиси стронция в отдельных месторождениях и даже блоках по мере роста данных, учитываемых в статистических расчетах. Наиболее часто встречающееся содержание окиси стронция в серных рудах составляет около 1-2%.

Параллельное изучение минералого-петрографических особенностей и технологических свойств серных руд и упомянутых хвостов флотации позволило установить, что основным концентратом стронция в исследованных месторождениях является целестин. Однако извлекаемость этого полезного компонента руд оказалась разной в различных минералого-петрографических разновидностях продуктивного горизонта.

По мере приближения к контакту сероносных известняков с гипсо-ангидритовой толщей количество целестина и его крупность, как правило, увеличивается. В этом же направлении растет кавернозность пород вплоть до проявлений рудного карста. При обрушении значительных по размеру полостей и их скоплений образуются брекчиевидные пятнистые целестинсодержащие руды с прожилками, в

которых переотлагается целестин вместе с вторичным кальцитом и другими минералами.

Мелкая пористость и кавернозность рудных известняков является более обычной. Образующиеся в таких условиях руды отличаются своеобразными текстурно-структурными особенностями. В разрезе они создают характерный рисунок из ритмично повторяющихся волнисто-параллельных пропластков самородной серы, целестина, гипса и первичного пелитоморфного известняка. Эта структура свидетельствует о большой роли природных хроматографических процессов при образовании руд, которые предлагается именовать бурундучно-кавернозными.

Кроме бурундучных структур, в целестинсодержащих серных рудах при их микроскопическом изучении отмечены другие признаки интенсивного развития природных хроматографических процессов. Например, в зальбандах целестиновых пропластков-прожилков на фоне пелитоморфного известняка или равномерно зернистого вторичного кальцита под микроскопом наблюдались сильно уплощенные ритмично-параллельные скопления микрокристаллов целестина, повторяющие конфигурацию границ между выделением крупнозернистого целестина и вмещающим известняком.

Целестинсодержащие серные руды известнякового типа могут быть выстроены в ряд, отвечающий различной степени переработки первичных известняков и нарастанию кавернозности. С развитием метасоматических процессов в рудах увеличивается содержание целестина и крупность его кристаллов или агрегатов. Каждой из стадий метасоматоза отвечают определенные текстурно-структурные разновидности целестинсодержащих серных руд.

В разработанной нами геолого-технологической классификации выделяется шесть основных и одна соподчиненная разновидность целестинсодержащих серных руд известнякового типа:

1. Тонковкрапленная целестинсодержащая серная руда.
2. Вкрапленная целестинсодержащая серная руда.
3. Пятнисто-прожилковая (брекчированная) целестинсодержащая серная руда.
- 3а. Зальбандовая целестинсодержащая известняковая руда.
4. Бурундучно-кавернозная целестинсодержащая серная руда.
5. Дрuzeво-пещеристая целестинсодержащая серная руда.
6. Пропластково-жильная целестиново-серная руда.

Соподчиненная разновидность, отвечающая номеру-шифру 3а

приурочивается, как это ясно из ее наименования, к зальбандам выделений целестина и встречается в сочетании со многими из перечисленных выше разновидностями (в таблице это показано стрелками). Крупность выделений целестина в руде типа За сопоставима с его размерами в тонковкрапленной целестинсодержащей серной руде.

Перечисленные текстурно-структурные разновидности целестинсодержащих серных руд были выявлены в результате детального минералого-петрографического изучения укрупненных проб, отобранных по керну скважин, а также в работающих карьерах Подороженского, Роздольского и Язовского месторождений. В четырех укрупненных петрографических пробах весом по 0,3-0,7 т были представлены все характерные для Предкарпатского сероносного бассейна разновидности продуктивных горизонтов.

Данные изучения вещественного состава петрографических проб сопоставлялись с данными технологических испытаний четырех проб весом от 1 до 5 т, которые были отобраны на Роздольской обогатительной фабрике и представляли собой хвосты флотации серы из руд упомянутых выше месторождений, путем теоретического расчета состава хвостов и другими методами. Определение содержания целестина в исходных пробах и продуктах обогащения, а также оценка распределения стронция по минералам проводилась с применением различных вариантов химического фазового анализа, деления проб в тяжелых жидкостях на центрифугах, инфракрасной спектроскопии, полуколичественного спектрального анализа, пламенной фотометрии.

Для минералого-петрографического исследования по методу Монте-Карло из укрупненных проб было отобрано 750 образцов, часть из которых пошла на изготовление 250 срезов-пришлифовок и такого же количества шлифов. При макроскопическом изучении многие детали структурных взаимоотношений целестина, гипса, серы и карбонатов выявлялись путем многократного травления пришлифовок по специально разработанной методике. Для микроскопического изучения деталей крупных фрагментов изготавливались шлифы увеличенной площади (3x3 см и более). Фотосъемка всей площади шлифа производилась с помощью фотоувеличителя со специально изготовленным приспособлением для экспонирования изображения при скрещенных поляроидах.

Во всех текстурно-структурных разновидностях целестинсодержащих серных руд Предкарпатья в значительных количествах присутствует неизмененный или частично преобразованный пелито-

морфный известняк. Установлено, что с ним связано около 0,3% окиси стронция (изоморфизм, сорбция и т.п.), который не может быть извлечен в концентрат механическими способами обогащения. При содержании кальцита пелитоморфных известняков в исходных целестинсодержащих серных рудах около 60-65% и в хвостах флотации серы до 85-87% фон изоморфно-связанного неизвлекаемого стронция может составлять пятую часть суммарного его содержания, получаемого в результате химических анализов.

Обычными гравитационными методами обогащения в концентрат не может быть извлечен также целестин, размер зерен которого не превышает 0,05 мм. Такой целестин в наиболее неблагоприятных для его извлечения рудах может включать в себя почти половину стронция суммарного его содержания.

Таким образом, на долю стронция, извлечение которого возможно при гравитационном обогащении обычно применяемыми способами, может приходиться всего одна треть суммарного его содержания в руде. Понятно, что изложенные соображения должны обязательно учитываться при оценке целестинсодержащих серных руд как сырья для попутного получения богатых стронцием концентратов.

В связи с этим в предлагаемой нами геолого-технологической классификации предусматривается разделение всех основных текстурно-структурных разновидностей целестинсодержащих серных руд на четыре технологических класса по извлекаемости целестина обычными гравитационными методами обогащения:

I - Руды с хорошо извлекаемым целестином; II - с извлекаемым целестином; III - с трудно извлекаемым целестином; IV - с практически неизвлекаемым целестином.

Тонковкрапленная целестинсодержащая серная руда (технологический класс IV, текстурно-структурная разновидность I, что отвечает цифру руды PIV-I) представлена пелитоморфным известняком, в котором относительно равномерно распределены микрокристаллы целестина, едва различимые при малых увеличениях. В большинстве выделений крупность зерен целестина составляет 0,005-0,02 мм и не превышает 0,05 мм. Такой целестин при дроблении руды остается в сростках, зерна которых по удельному весу мало отличны от пустой породы, отчего попутное выделение его принятыми гравитационными методами является невозможным. Руда PIV-I отличается мелкой вкрапленностью серы, выделения которой составляют 0,01-0,5 мм, в отдельных случаях достигая размеров в несколько миллиметров.

Вкрапленная целестинсодержащая серная руда (РШ-2) отличается преобладанием макроскопически различных выделений серы (размером более 0,5-1,0 мм), наличием соизмеримых с ней скоплений зернисто-кристаллического кальцита, в которых под микроскопом различимы кристаллы целестина, размером 0,05-0,20 мм. Изредка встречаются идиоморфные кристаллы и скопления зерен целестина размером до 0,5-1,5 мм. Руда РШ-2 может встречаться отдельными пятнистыми выделениями в руде РІУ-І, иногда перемежаясь в последней.

Пятнисто-прожилковая (брекчированная) целестинсодержащая серная руда (РШ-3) характеризуется пятнистыми выделениями скрытокристаллической серы, размер которых нередко превышает 1,5-2 см, перемежающимися с прожилково-щеточными выделениями идиоморфных и зернистых кристаллов целестина, вторичного кальцита, гипса. Размер отдельных зерен целестина 0,15-0,20 мм, но отдельные скопления кристаллов и агрегаты могут достигать 0,5 мм. Характерной особенностью описываемой руды является разупорядоченная ориентировка прожилков с целестином, несколько повышенное содержание глинистых минералов, ранее находившихся в пустотах рудного карста. Все это, несмотря на более крупные выделения целестина, несколько снижает технологические свойства руды, делая ее сопоставимой по обогатимости с рудой РШ-2.

Бурундучно-кавернозная руда (РП-4) при соразмерном чередовании безрудных и рудных волнисто-прерывистых ритмично-параллельных прослоек, мощность которых достигает 1,5-2 см, достаточно богата целестином, выделяющимся в виде радиально-лучистых и сноповидных скоплений кристаллов или небольших щеток в уплощенных кавернах. Тесная ассоциация целестина с кристаллической серой, перекристаллизованным кальцитом, гипсом, желе - ангидритом делает более вероятным образование сложных сростков при дроблении руды. В этом случае описываемая руда может давать несколько заниженные показатели при обогащении целестина.

Друзово-пещеристая руда (РП-5) характерна для участков с интенсивным развитием рудного карста. В крупных полостях, сеченье которых в среднем составляет около 0,5 м по уплощению, на стенках нарастает вторичный буроватый кальцит, а затем - полупрозрачный и молочно-белый целестин в щетках с хорошо образованными кристаллами. Последней кристаллизуется сера, образуя крупные кристаллы с характерной огранкой. Размеры кристаллов целестина

Шифр разновидности	Текстурно-структурная разновидность (в скобках - шифр руды)	Характеристика выделений целестина
2.	Вкрапленная целестинсодержащая серная руда (PIII=2)	Микрористаллы целестина в пятнистых выделениях кальцита, реже - гипса или серы
3.	Пятнисто-прожилковая (брекчированная) целестинсодержащая серная руда (PIII-3)	Прожилково-щеточные выделения идиоморфных и зернистых кристаллов целестина в мелких трещинах и порах руды
3А.	Зальбандовая целестинсодержащая известняковая руда	Параллельно-ритмичные выделения микрористаллов целестина в зальбандах прожилков, пропластков и каверн
4.	Бурундуочно-кавернозная целестинсодержащая серная руда (PII-4)	Радиально-лучистые, сноповидные агрегаты целестина в прерывисто-волнистых, соизмеримых между собой и с перемежающимися их участками безрудных известняков, прослойках
5.	Друзово-пещеристая целестинсодержащая серная руда (PII-5)	Щетки и отдельные кристаллы с хорошей огранкой в относительно крупных кавернах и полостях рудного карста
6.	Проластково-жильная целестиново-серная руда (PI-6)	Жильные выделения согласно - иногда несогласно залегающие в продуктивном горизонте, заполненные преимущественно поперечно-столбчатыми и сноповидными целестином

Технологические классы руд по извлекаемости целестина при применении обычных гравитационных методов обогащения: I - руда с хорошо извлекаемым целестином; II - с извлекаемым целестином; III - с целестином

Размер зерен целестина, мм		Минералы, встречающиеся в сростках с целестином	Тип руды по текстурным особенностям пространственного распределения серы
от	до		
	0,05	Кальцит, сера	Тонкодисперсной текстуры
0,05	0,20	Вторичный кальцит, зернистый гипс, сера скрытокристаллическая	Вкрапленной текстуры
0,15	0,5	Кальцит зернисто-кристаллический, сера, гипс, ангидрит, кварцин	Брекчиевидной текстуры
	0,1	Кальцит пелитоморфного известняка, реже - зернисто-кристаллический гипс, ангидрит	
10	20	Сера зернисто-агрегатная и кристаллическая, гипс зернистый и волокнистый, кальцит	Гнездово-прожилковой
10	30	Буроватый натечный кальцит, сера кристаллическая	
50	200	Кальцит зернисто-кристаллический, сера, гипс	текстуры

неним обычных гравитационных методов обогащения: I - руда с хорошо извлекаемым целестином; II - с извлекаемым целестином; III - с практически неизвлекаемым

тина в полостях иногда даже превышают размеры кристаллов серы. Максимальная величина их по удлинению — 15–20 см. Чаще встречаются кристаллы в 2–3 см длиной и 1–1,5 см в сечении. При дроблении руды РП-5 на фабрике благодаря наличию спайности крупные кристаллы целестина образуют несколько уплощенные зерна, свободные от каких-либо сростков.

Пропластково-жильная целестиново-серная руда (РП-6) наиболее благоприятна для попутного получения целестинового концентрата. Она представлена жильными выделениями, залегающими согласно с проявлениями первично-осадочных текстур в продуктивных горизонтах (жилы-пропластки). Реже такие жилы характеризуются несогласным залеганием. Основным заполнителем жил и жил-пропластков является поперечно-столбчатый или сноповидный целестин с подчиненным количеством кристаллической серы, вторичного кальцита, гипса или ангидрита. На локальных (зачастую приподошвенных) участках несколько таких жил и более мелких прожилков могут перемежаться с зальбандовыми, брекчированными, бурундучнокавернозными и другими рудами.

Из приведенной характеристики основных текстурно-структурных разновидностей целестинсодержащих серных руд Предкарпатья становится ясно, что в каждом конкретном случае можно говорить лишь о существенном преобладании одной из них на том или ином участке месторождения. К тому же выборочная добыча целестинсодержащих серных руд не предусматривается, так как целестин в данном случае является попутным полезным компонентом, а разработка месторождений и головной процесс обогащения ориентируется на серу. Это учтено в предлагаемой геолого-технологической классификации, где введенная нами терминология сопоставлена с известными наименованиями типов руд, которые выделялись ранее без учета возможности комплексного их использования путем попутного извлечения целестина (таблица). Основными признаками, по которым выделяли ранее типы серных руд на Предкарпатских месторождениях, были их текстура, а также морфолого-структурные особенности вкрапленников серы. Как видно из проведенного сопоставления, наша классификация ближе к классификации руд по текстурным признакам, но, как более детальная, отличается количеством классификационных таксонов.

При валовой добыче на обогатительную фабрику или в укруп-

ненные технологические пробы попадают различные сочетания текстурно-структурных разновидностей целестинсодержащих серных руд. Для оценки запасов попутно извлекаемого целестина или с целью планирования и контроля технологического процесса на обогатительной фабрике полезно иметь способы количественной характеристики серной руды с позиций комплексности ее переработки. По нашему мнению, этому может способствовать предложенная геолого-технологическая классификация руд в сочетании с вероятностно-статистическим методом оценки соотношений технологических классов в исследуемой укрупненной петрографической пробе, который для краткости мы называем "методом Монте-Карло".

Его особенность заключается в том, что представительная петрографическая проба характеризуется по рассчитанному числу случайно отобранных образцов. После их минералого-петрографического изучения определяется процентное соотношение выявленных текстурно-структурных разновидностей руд и технологических классов в данной представительной пробе. Зная технологические показатели для каждой из разновидностей (например, из результатов лабораторных испытаний), рассчитывает ожидаемый выход (извлечение) попутного целестинового концентрата для данного участка месторождения.

Минералого-петрографический анализ методом Монте-Карло был впервые применен нами для характеристики целестинсодержащих серных руд Язовского месторождения. Он дал хорошую сопоставимость с результатами обогащения технологической пробы.

Следует отметить, что в геолого-технологической классификации нами не учтено присутствие в руде барита и некоторых других тяжелых минералов, попадающих при обогащении в целестиновый концентрат. Это объясняется незначительным их содержанием в исследованных рудах.

Опыт создания геолого-технологической классификации целестинсодержащих серных руд Предкарпатья с целью повышения комплексности их использования может оказаться полезным при проведении аналогичных исследований для других видов сырья.

Э.Ч.Ковинский

ИСТОЧНИКИ ФТОРА И ФЛЮОРИТООБРАЗОВАНИЕ

В ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЯХ ЮГО-ЗАПАДА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Установление природных источников фтора и условий его миграции имеет большое теоретическое и практическое значение, так как позволяет определять возможную дифференциацию и интеграцию фтора при седиментации, литогенезе, гипергенезе и магматических процессах, а также концентрации фтора вплоть до флюоритообразования. Эти вопросы рассмотрены на примере изучения закономерностей распределения фтора в осадочных и осадочно-вулканогенных формациях юго-запада Восточно-Европейской платформы и условий формирования в них рудопроявлений и месторождений флюорита.

Источники фтора для атмосферы, поверхностных и подземных вод и горных пород разнообразны. Значительные его количества поступают в атмосферу в периоды вулканической активизации в виде газообразных форм HF , SiF_4 и пылевидного пирокластического материала, которым он легко сорбируется в условиях кислой среды. С вулканическими газами ежегодно в атмосферу поступают сотни тонн фтористого водорода. Во время извержения Везувия в воздухе было примерно 0,11 мг/л фтора. В дымах вулканов Гавайских островов содержится до 2,5% HF . Среднее содержание фтора в 100 г воздушно-сухого пепла составляет 4,1 мг/л. Согласно Е.К.Мархинину [7], количество фтора, выносимое пеплами в адсорбированном виде, за период мел-современная эпоха (83 млн. лет) только для района Курильских островов составило $4 \cdot 10^{11}$ т. Можно представить себе, какие огромные массы фтора были вынесены на всей поверхности Земли.

Часть фтора попадает в атмосферу из морей и океанов, часть с поверхности континентов. При этом формы нахождения фтора и условия поступления его в атмосферу могут быть различными: брызги морской воды, испарение, пыль и т.д.

Огромные массы фтора поступают в атмосферу в виде газообразных соединений и пыли в районах различных промышленных предприятий - алюминиевых, суперфосфатных и многих других. Значительное количество его выделяется при сгорании каменного угля, часто содержащего до 500 мг/кг этого элемента [2].

Атмосферные осадки, по данным различных метеорологических станций СССР, содержат $n \cdot 10^{-6}\%$ фтора, иногда достигая $n \cdot 10^{-5}\%$. По данным Р.Д.Габовича [27], среднее содержание фтора в осадках, выпадающих на территории УССР, составляет 0,0524 мг/л. Поскольку среднее годовое количество осадков здесь составляет 500 мм, то на 1 га поверхности территории выпадает 262 г фтора, а на всю площадь УССР (577000 км²) более 15 тыс. т. Это количество фтора близко количеству его ежегодного стока основными речными артериями УССР.

Стекая в реки, воды атмосферных осадков обогащаются фтором в результате растворения почвообразующих минералов и коренных пород. При этом интенсивность обогащения обусловлена особенностями выветривания пород и физико-химическими (климатическими) условиями среды. Установлено, что речные воды гумидной зоны СССР содержат 0,065 мг/л фтора, полуаридной и аридной - 0,3 мг/л [107]. Аномальные содержания отмечены в районах вулканической деятельности и фосфоритовых, флюоритовых месторождений.

Речная вода содержит в среднем 0,26 мг/л фтора [67]. Воды рек Украины и Молдавии содержат его 0,1 - 0,9 мг/л и более. Колебания концентраций фтора вдоль течения рек обычно незначительны: в Днепре - 0,11-0,20 мг/л, в Днестре - 0,09-0,31, в Десне - 0,07-0,32 мг/л. Также невелики и сезонные колебания: в Днепре - 0,09-0,266 мг/л, в Роси - 0,12-0,178, в Суле - 0,31-0,45, в Южном Буге - 0,17-0,3 мг/л [37]. Однако, например, в воде среднего течения Днестра установлены более высокие его содержания - до 0,48 мг/л. Обогащение здесь воды фтором обусловлено более интенсивным его поступлением, связанным с развитием в этом районе фосфоритоносных толщ мелового и позднепротерозойского возраста.

Основным источником фтора поверхностных и подземных вод являются магматические горные породы, характеризующиеся максимальными концентрациями фтора. К.У.Корренс [67] считает, что основным источником фтора является магма. По его данным, на 1 см² поверхности Земли содержится следующее количество фтора (в кг/см²): в изверженных породах - $1,12 \cdot 10^{-1}$, в осадочных - $1,1 \cdot 10^{-1}$, в морской воде - $3,9 \cdot 10^{-4}$. Отношение содержания фтора в морской воде к содержанию его в изверженных породах - 0,35.

При выветривании изверженных пород фтор переходит в раствор и выносится поверхностными водами. При этом фториды (напри-

мер, виллиомит) могут полностью растворяться, а фторсодержащие силикаты теряют до 30% фтора и более (слюды, роговые обманки и др.). Например, поступление фтора в воду из фторсодержащих силикатов происходит в результате их гидратации.

Подсчитано [4], что при выветривании 1 т средней изверженной породы выносится 300 г фтора. При общей массе образовавшихся осадочных пород $2 \cdot 10^{18}$ т должно быть вынесено в гидросферу $6 \cdot 10^{20}$ г фтора. Данная цифра более чем в 300 раз превышает массу фтора в гидросфере. Это указывает на то, что процессы выветривания могут обеспечить фтором не только саму гидросферу, но и постоянный сброс его из водных толщ в осадки [4].

Основными источниками фтора подземных вод являются горные породы. Попадая на значительные глубины, осадочные породы в результате всевозможных эпигенетических преобразований (растворение, гидратация, метасоматоз и др.) теряют значительные количества фтора.

Существование в районе исследования гидрохимической зональности и увеличение содержания фтора в водах с глубиной подтверждается изучением химического состава вод при зональных откачках скважин. Так, в районе сел Крынцилова - Сатанова (скв. II683) и Нефедовцев (скв. II672) при зональном изучении подземных вод силюрийских отложений установлено увеличение с глубиной общей минерализации воды, F^- , $Na^+ + K^+$, Cl^- и SO_4^{2-} и резкое уменьшение содержания Ca^{2+} , Mg^{2+} и частично HCO_3^- . Три последних иона в основном и контролируют содержание фтора в системе раствор - порода.

Не исключена возможность поступления фтора в подземные воды с пвевильными растворами [8]. Однако это могло носить пульсирующий характер лишь в периоды тектоно-вулканической активизации территории.

Обогащение фтором вод вышележащих водоносных горизонтов могло происходить из-за подземных вод глубоких гидрохимических зон в районах тектонических нарушений - Подольской, Ровенской, Гусятин-Городокской, Каменской и других зон. Возможность поднятия подземных вод по тектоническим нарушениям хорошо показана на примере подземных вод Ляодунского п-ова [5]. Фтор в поднимающихся водах расходуется частично при встрече с вышележащими менее минерализованными водоносными горизонтами, частично при метасоматическом замещении карбонатов, сульфатов и других минералов.

В районах развития мощных толщ сеноманских фосфоритоносных отложений возможно поступление фтора и с инфильтрационными водами, особенно при близповерхностном залегании толщ. Так как породы этих отложений обогащены фторapatитом, растворимость которого увеличивается при понижении температуры, при выходе их в зону гипергенеза будет выноситься значительное количество фтора с обогащением поверхностных вод. Это хорошо видно на примере горизонта переотложенных фосфоритовых конкреций (села Миньковцы, Ушица, Джурлевка и др.) сеноманского возраста. В результате выветривания они теряют значительное количество фтора и сульфидов, и в них образуются полости выветривания, не встречаемые в первичных желваковых фосфоритах калюсских слоев верхнего протерозоя. Воды этого водоносного горизонта обогащены фтором.

Частичное поступление фтора происходит с инфильтрационными водами, формирующими свой состав при выветривании кристаллических пород Украинского щита и выносящими до $1,5 \text{ мг/см}^3$ фтора [9]. Однако образование каолиновых и других кор выветривания на исследуемой территории носит локальный характер и, естественно, такой же характер будет носить и вынос фтора. При выветривании же кристаллических пород, например в районе Приднестровья (с. Грушка и др.), основные породообразующие минералы химически почти не изменяются и служат основным терригенным материалом осадочных пород. При выветривании биотитов кристаллических пород и поступлении их в осадочные выносятся до 25-30% фтора общего его содержания. Естественно, этого количества недостаточно для обогащения им вод. В случае же поступления тех же терригенных минералов на значительные глубины (зона эпигенеза) происходит более интенсивный вынос фтора.

Юго-западная окраина Восточно-Европейской платформы по повышенным содержаниям фтора в осадочно-вулканогенных формациях выделяется как фтороносная геохимическая провинция.

Флюоритовые рудопроявления и месторождения сконцентрированы в основном в Приднестровье вдоль Подольской тектонической зоны. Наиболее крупные среди них - месторождения в районе сел Бахтына, Новоселок, Посухова, Перекоринцев, В. Ольчедаева, Сказинцев и др. Рудопроявления флюорита приурочены к ольчедаевским и ямпольским полевошпат-кварцевым песчаникам, в которых образуют цемент замещения и прожилки. Известны кильные выделения флюорита в породах кристаллического фундамента. Наибольший интерес

представляет Бахтынское месторождение. Флюорит здесь локализуется в ольчедаевских песчаниках и образует две рудные залежи (верхнюю и нижнюю) пластообразной формы, состоящие из разобленных линзовидных тел, на площади 700 x 1200 м. Суммарная мощность флюоритсодержащих песчаников изменяется от 0,4 до 4,7 м, а содержание флюорита в них колеблется от 5 до 48,9%. Флюорит в песчаниках — типичный эпигенетический минерал, замещающий цемент и частично кварц, полевые шпаты. Текстура — кольцевая, кокардовая, местами пятнистая, вкрапленная.

Представляет интерес также флюорит прожилкового типа. Иногда прожилки флюорита одновременно секут ольчедаевские, ломозовские и ямпольские слои. Мощность прожилков 1–2 мм до 2–3 см. Флюорит встречается в них в парагенезисе с кальцитом и сульфидами — пиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, реже — баритом. Следовательно, можно выделить флюорит двух генетических типов:

1) жильный (флюорит-сульфидно-кальцитовый, образующийся в результате выпадения из растворов) и 2) цемента пропитывания (кальцит-флюоритовый — результат метасоматического замещения кальцита и других минералов флюоритом).

Существуют различные точки зрения о происхождении флюоритовой минерализации. Ее связывают с осадочным, гидротермальным или метаморфогенным процессом. В последнее время большинство исследователей приходят к единому мнению, что месторождения являются стратиформными метасоматическими [11], а флюорит в них образуется в результате постседиментационного эпигенетического изменения осадочных пород, при котором происходит замещение кальцитового цемента вследствие фильтрации фторнесуших растворов. Дискуссионным остается лишь вопрос об источниках фтора, формирующих рудоносные растворы. Как было показано выше, источники фтора носят полигенный характер. Формирование фтороносных растворов при литогенезе осадочных толщ можно представить в виде следующей схемы:

при выветривании изверженных пород фтор поступает в осадочные породы, а также поверхностные (реки, моря, океаны) и подземные воды;

осадочные породы обогащаются фтором под действием поверхностных и подземных вод, атмосферных осадков и продуктов вулканической деятельности;

при погружении осадочных пород на значительные глубины на-

блюдается выщелачивание фтора и переход его в подземные воды, при метаморфизации которых образуются рудоносные растворы.

В каждом конкретном случае этот цикл может нарушаться или приобретать специфические особенности. Нами рассмотрен такой неполный цикл фтора на примере формирования флюоритовых месторождений на территории Приднестровья. В зависимости от геоструктурного положения территории исследования выделены три зоны: тектоно-вулканической активизации, тектонической стабилизации (спокойных условий) и переходная.

В зоне тектоно-вулканической активизации основным источником фтора служат продукты вулканической деятельности. Образование флюорита может происходить непосредственно в период активизации в результате эпигенетических процессов при перераспределении фтора в осадочно-вулканогенном материале, а также при метасоматическом замещении карбонатсодержащих пород под воздействием на них вод, обогащенных фтором.

В двух других зонах флюорит может образовываться либо при эпигенетическом перераспределении вещества, либо из подземных вод глубинных гидрохимических зон на кальциевом геохимическом барьере.

А. Д. Теглов [12], анализируя характер размещения флюоритовых месторождений, установил их связь с областями автономной тектономагматической активизации, где они обычно приурочены к зонам крупных, долгоживущих тектонических нарушений.

К такой области, по нашему мнению, можно отнести Подольскую зону тектонических нарушений, где сконцентрированы основные рудопроявления флюорита юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. Несомненно, что основными факторами эпигенетического преобразования осадочных пород кроме действия подземных вод здесь были процессы вулканизма.

Несомненно, что в эти периоды вместе с пеплом приносился плавильный материал в виде газов и растворов, содержащих рудные полезные элементы, которые на различных стадиях литогенеза перераспределялись и образовывали их концентрации от рудопроявлений до месторождений. Предварительные подсчеты баланса вещества, изучение физико-химических процессов рудообразования и экспериментальные исследования указывают на огромное значение вулканических процессов не только как фактора, влияющего на эпигенетическое преобразование осадочных пород, но и как источника полезных компонентов.

1. Башарина Л.А. Эксталяции базальтовых и андезитовых лав камчатских вулканов. - В кн.: Современный вулканизм. М.: Наука, 1966, с.139-152.
2. Рабович Р.Д. Фтор и его гигиеническое значение. - М.: Медгиз, 1957. - 225 с.
3. Рабович Р.Д., Овруцкий Г.Д. Фтор в стоматологии и гигиене. - Казань: Казан. мед. ин-т, 1969. - 512 с.
4. Геохимия фтора в осадочном цикле / А.Б.Ронов, П.П.Гирин, А.И.Ермишкина, А.А.Мигдисов, Г.А.Казаков, М.Б.Марковникова. - Геохимия, 1974, № II, с.1587-1612.
5. Климентов П.П., Пыхачев Г.Е. Динамика подземных вод. - М.: Госгеолтехиздат, 1961. - 515 с.
6. Корренс К.У. Геохимия галогенов. - В кн.: Физика и химия Земли. М.: Изд-во иностр. лит., 1958, с.239-307.
7. Мархинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры. - М.: Наука, 1967. - 255 с.
8. Науменко В.В. Тектоно-магматическая активизация юго-западной части Восточно-Европейской платформы и смежных геосинклинальных систем и некоторые черты их эндогенной металлогении: Препринт ИГФМ АН УССР. - Киев, 1974. - 66 с.
9. Нечаев С.В. Флюорито-барито-сульфидная формация запада Русской платформы: Препринт ИГФМ АН УССР. - Киев, 1974. - 56 с.
10. Перельман А.И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза. - М.: Недра, 1972. - 288 с.
11. Пузанов Л.С. Эпохи промышленного флюоритобразования на территории СССР. - В кн.: Флюорит. М.: Наука, 1976, с.54-69.
12. Меглов А.Д. Закономерности размещения и образования флюоритовых месторождений в областях тектоно-магматической активизации. - В кн.: Флюорит. М.: Наука, 1976, с.40-54.

УДК 553.612.553.51.6.041(477)

Т.И.Добровольская, Т.В.Радионова, Э.Д.Сапронова

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ И ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ УКРАИНСКОГО ШИТА НА ВТОРИЧНЫЕ КАОЛИНЫ

Основные месторождения и проявления вторичных каолинов расположены в центральной, восточной и юго-западной части Украинского щита, где известно 36 месторождений и более 50 проявлений. Прогнозная оценка осадочных образований Украинского щита на вторичные каолины основана на анализе стратиграфического, структурно-тектонического, палеогеографического, литолого-фациального критериев прогнозирования.

Стратиграфический. На Украинском щите широко развита кора выветривания, которая послужила источником материала для формирования разновозрастных и разнородных осадков. Среди них при благоприятных тектонических, палеогеоморфологических и фациальных условиях образовались залежи вторичных каолинов. Этапы каолинового корообразования, несмотря на тесную генетическую связь

перестроенных и элювиальных каолинов, не играют существенной роли в определении времени образования вторичных каолинов.

Образования вторичных каолинов приурочены к трем стратиграфическим уровням, соответствующим континентальным перерывам в раннемеловое, палеоцен-среднеэоценовое и миоценовое время [6, 9]. Основные запасы перестроенных каолинов сосредоточены в миоценовых отложениях, на долю которых приходится 72%, в палеогеновых (средний эоцен) и нижнемеловых (апт-альб) соответственно I2 и II, 8%, в плиоцен-четвертичных отложениях - 4, 2%.

На территории СССР выделено четыре стратиграфических уровня, к которым приурочены запасы вторичных каолинов: юрский (Ангренское), меловой (Астафьевское), мел-палеогеновый (Западная Сибирь), палеоген-неогеновый (Чалганское). Перестроенные каолины мезокайнозойского возраста известны также во многих районах земного шара. Они обнаружены в отложениях нижнего и верхнего мела (США, Испания, Франция), палеоцен-эоцена (Франция, Англия, Япония, Корея), олигоцена (Англия), миоцена (Испания, ГДР, ФРГ), плиоцена (Бразилия) [10].

Таким образом, существовало несколько крупных региональных эпох каолинообразования. В результате перестроения продуктов выветривания в осадочном чехле платформ образовывались залежи вторичных каолинов в широком возрастном интервале от юры до плиоцена.

Структурно-тектонический. Дифференцированные блоковые движения в пределах Украинского щита обусловили распределение в пространстве областей сноса, путем транспортировки продуктов выветривания, области континентальной и морской седиментации, способствовали формированию древних речных долин, определили их глубину, густоту эрозионного расчленения, распределение фаций [4]. Тектоническая дифференциация обширных пенепленизированных областей способствовала денудации кор выветривания и перестроению их продуктов в депрессии. Приподнятые блоки служили источником каолинового материала, опущенные - способствовали его аккумуляции в аллювиально-озерных водоемах древних долин. Для опущенных блоков характерна значительная густота эрозионного расчленения, здесь существовали благоприятные условия для накопления аллювиальных и озерных осадков, вмещающих залежи каолинов. В местах интенсивного тектонического опускания дна речных долин создавались наиболее благоприятные условия для образования каолинов

в древних озерно-болотных водоемах. Изменение базиса эрозии приводило к интенсивному заболачиванию речных долин, формированию в озерно-болотных водоемах каолинов, углистых глин, углей. Такой режим существовал в раннем мелу на северо-восточном склоне шита в Рыжановской, Тростиновско-Озерянской и других долинах.

Конкско-Яльинская впадина с раннего мела также испытывала погружение. Здесь в результате неоднократного перемива, переотложения и дифференциации продуктов выветривания в древних озерно-болотных водоемах образовались промышленные скопления высококачественных каолинов в отложениях миоцена.

Структурно-тектонические факторы не только определили процессы образования месторождений, но и контролировали степень их сохранности. Значительное количество меловых и палеогеновых отложений в древних долинах, которые могли вмещать залежи вторичных каолинов, были размыты в последующие века. Наиболее благоприятные условия для сохранности месторождений характерны для блоков, не претерпевших резко дифференцированных движений после образования продуктивного горизонта.

Палеогеоморфологический. На основе анализа палеогеографических условий раннемеловой, палеогеновой и миоценовой эпох установлена тесная пространственная связь месторождений и проявлений каолинов с древними погребенными долинами. На Украинском шите и его склонах выделено около сотни древних долин, изучение которых посвящены работы [2, 4, 8, II]. Наличие приподнятого пенепленизированного плато в пределах Украинского шита с мощными площадными и линейными корами, широкая сеть глубинных разломов способствовали развитию древней речной сети. Некоторые речные долины были заложены в врское время, а затем унаследованы в раннем мелу и палеогене. Густота древней долинной сети значительна, длина долин до 150-240 км, ширина от 2 до 10 км, глубина вреза от 20 до 200 м, в среднем 40-50 м. Аналогичные условия локализации переотложенных каолинов в эрозионно-тектонических депрессиях наблюдаются на Урале [5]. Роль структурно-тектонических депрессий в накоплении крупных масс осадочных каолинов отмечена также при изучении месторождений Англии и Франции [10].

Для северо-восточной части Украинского шита характерно значительное эрозионное расчленение. Здесь в долинах субмеридионального направления с большим количеством боковых субширотных притоков и балок - Рыжановской и Озерновско-Тростиновской - обнару-

жены крупнейшие месторождения вторичных каолинов - Новоселицкое, Рыжановское, Мурзинское, Звенигородское, Писчиковское.

На южном склоне Украинского щита вторичные каолины заключены в субмеридиональных долинах со значительной глубиной вреза, небольшой протяженностью, малым количеством притоков [3, II]. Мощность вторичных каолинов значительна, до 30-40 м, однако площади значительного распространения пока не установлены. Небольшие проявления каолинов обнаружены на склонах Приазовского массива и в Конкско-Ялынской впадине.

В палеоцене и среднем эоцене на большей части Украинского щита наследуется раннемеловой рельеф. Эрозионно-тектонические депрессии характеризуются небольшой глубиной вреза, значительной шириной, пологими склонами, меандрирующими руслами рек, изобилующими озерами и заболоченными участками. В настоящее время достоверно установлено наличие долин в пределах северо-восточного, северного и южного склонов щита [8]. Длина долин различна - от 15 до 205 км, в западной части долины вытянутые, в центральной, где рельеф осложнен Болтышской впадиной, - извилистые, широкие, с большим числом притоков. К расширенным заболоченным участкам долин приурочены Макаровское в Козичанско-Яблунговской, Кировоградское в Кировоград-Миргородской депрессиях. На южном склоне щита установлена значительная густота прямолинейных долин меридионального направления, где обнаружено несколько проявлений /II/.

В раннем-среднем миоцене на значительной территории щита существовала выровненная заболоченная равнина, речные долины выражены нечетко, они часто расширены, выложены (Затишанское, Константиновское, Положское, Владимирское месторождения).

Литолого-фациальный. Перестроенные каолины образуют пласти и линзы среди песчаных и углистых отложений. Мощность продуктивных горизонтов колеблется от 0,4 до 40 м, составляя в среднем по крупным месторождениям 4-9 м. Длина залежей изменяется от десятков метров до первых десятков километров. Тесное пространственное сочетание каолинов и углей в разрезе свидетельствует о различной скорости размыва элювия.

Среди вторичных каолинов по фациальной приуроченности выделяются делювиально-пролювиальные, аллювиально-пролювиальные, озерно-аллювиальные и озерно-лагунные разновидности.

Каолины нижнемелового возраста образовались в речных долинах с меандрирующим руслом, широкой поймой, заболоченными участ-

ками, озерами, замедленными водотоками. Наличие в непосредственной близости на склонах водоразделов мощных кор выветривания, водный режим озер способствовали отложению тонкодисперсных, отмыченных от примесей каолинов в пределах Новоселицкого, Озерянского, Мурзинского месторождений. Застойность вод в озерах, небольшая глубина явились благоприятным фактором для формирования болот на мелководье, растительность которых представляла источник гумусовых кислот, способствовавших выносу гидроокислов железа.

Большинство месторождений и проявлений вторичных каолинов палеогена обнаружены среди аллювиально-пойменных, озерных и озерно-болотных отложений. Отдельные месторождения - Вертиева Балка, Боковское - расположены в присклоновых частях долины и связаны с дельвиально-пролювиальными отложениями, образованные в речных долинах - Бурковецкое, Осичное и др. - характеризуются невыдержанностью разреза и сложной линзовидной формой залежей.

Фациальные особенности миоценовых отложений свидетельствуют о формировании их в условиях плоской аккумулятивной равнины, которая незначительно поднималась над уровнем позднемиоценового моря, существовавшего в Предкарпатье, Причерноморье, Днепровско-Донецкой впадине. На северо-западном склоне и в центральной части Украинского щита континентальные отложения отличаются резкой фациальной изменчивостью и приурочены к нечетко выраженным речным долинам. Площадь их распространения имеет островной характер, что связано с последующим размывом.

Схематическая прогнозная карта на вторичные каолины в осадочных образованиях Украинского щита масштаба 1:500000. Составили: Т.И.Добровольская, Т.В.Радионова, Э.Д.Сапронова, 1979 г. Условные обозначения: I - каолиноносные субпровинции: I - Северо-Западная; II - Центральная; III - Приднепровская; IV - Приазовская; 2 - перспективные площади; 3 - малоперспективные; 4 - с невыясненной перспективой; 5 - рекомендуемые для поисковых работ; 6 - для полупутных поисков; 7 - номер прогнозной площади и возраст продуктивного горизонта; 8 - глубинные разломы; 9 - границы щита. Прогнозные площади и их номера. Перспективные: I - Новоселицкая; 2 - Звенигородская; 3 - Писчиковская; 7 - Кировоградско-Шестаковская; 8 - Макаровская; 9 - Акимовская; 10 - Самаровская; 11 - Гребенковская; 12 - Бурковецкая; 13 - Медвинская; 14 - Майданецкая; 15 - Вертиева Балка; 16 - Синельниковская; 17 - Янгудская; 23 - Куйбышевская; 24 - Владимировская; 25 - Стульневская; 26 - Мокро-Ялинская и Владимиро-Константиновская; 27 - Оксанино; 28 - Бобринец-Ровное; 30 - Раздорская; 32 - Черниговская. Малоперспективные: 6 - Дербовско-Высокопольская; 36 - Доимолочская; 37 - Вербовская; 38 - Васильевская; 44 - Красноярская; 45 - Пятихатская. С невыясненной перспективой: 4 - Козичанско-Кагарлыкская; 5 - Тетерево-Балаклеевская; 18 - Радомышльская; 21 - Конкско-Ялинская; 46 - Софиевская; 47 - Павлоградская.

Для залежей каолинов характерны невыдержанность по мощности, запесоченность, обогащенность ильменитом. В пределах Конкско-Ялынской впадины большинство залежей приурочены к озерным, в меньшей степени к аллювиально-пойменным и дельвиально-пролювиальным отложениям. Реки, стекавшие с Приазовского массива и Волчанского выступа, имели непостоянный режим. Для погребенных долин характерны нечеткие контуры, пологие склоны. Дифференциация терригенного материала происходила в озерных водоемах, где образовались наиболее высококачественные залежи вторичных каолинов. Для них характерно широкое площадное распространение и относительная выдержанность продуктивного горизонта. В южной части Конкско-Ялынской впадины ширина озер достигала 2-7 км. В составе озерных отложений преобладают огнеупорные глины, вторичные каолины, сменяющиеся по простиранию аллювиальными и дельвиально-пролювиальными гравийно-песчано-глинистыми образованиями.

В результате детального анализа поисковых критериев составлена прогнозная карта осадочных образований Украинского щита на вторичные каолины масштаба 1:500000 (рисунок). Основная информация на карте - прогнозные площади, их перспективность и направление геологоразведочных работ. Степень перспективности площади отражена различной штриховкой: вертикальной - для перспективных, косой - для малоперспективных, без штриховки - с невыясненными перспективами.

В качестве перспективных околонуены площади распространения континентальных аллювиальных и озерно-болотных отложений древних долин мелового и палеогенового возраста, дельвиально-пролювиальных склоновых, аллювиальных, озерных отложений плоской аккумулятивной равнины и эрозионно-тектонических впадин неогена. В контуре этих площадей находятся разведанные и в различной степени изученные месторождения и проявления со значительной мощностью продуктивного горизонта и благоприятными для эксплуатации условиями залегания.

Количественная оценка прогнозных запасов рассчитана с учетом площади распространения каолиноносных отложений, средней мощности продуктивного пласта, объемного веса и коэффициента каолиноносности продуктивного горизонта, установленного для эталонных разрезов. Прогнозные геологические запасы по степени достоверности и изученности, согласно классификации Н.А.Быховера [1],

Д.В.Рунквиста [7] разделены на собственно прогнозные - I млрд. 160 млн.т (10 площадей), перспективные - 4 млрд.840 млн.т (17 площадей), потенциальные - 9 млрд.т (10 площадей). Выделенные площади разной степени перспективности рекомендуются для постановки поисковых геологоразведочных работ.

В качестве резервной сырьевой базы для действующих предприятий (Новоселицкий, Велико-Анадольский шамотные заводы и др.) наиболее перспективными являются прогнозные площади - Звенигородская, Мокро-Ялынская, Положская. При наличии потребителя перспективными представляются площади Писчиковская, Оксанинская, Бобринецкая, Акимовская, Синельниковская, Раздорская в центральной, Санжаровская, Янгильская, Конкско-Ялынская, Черниговская, Куйбышевская в восточной частях шита. Большие прогнозные запасы создают благоприятные предпосылки для проведения геологоразведочных работ на этих площадях.

Площади с невыясненной перспективностью, рекомендуемые для попутных поисков при геологоразведочных работах, необходимо учитывать при планировании развития добычи вторичных каолинов в будущем.

В последние годы расширяются области применения высококачественных каолинов. В настоящее время большая часть вторичных каолинов используется для получения огнеупоров, доказана возможность их использования в производстве электрокорунда и ферросилиция. Известно несколько способов переработки каолиновых глин для получения глинозема, но в промышленных масштабах ни один из них не осуществлен, так как разработанные технологические схемы пока неэффективны из-за больших капиталовложений и длительного срока окупаемости затрат. Вторичные каолины в пределах Украинского шита благодаря положительным качествам сырья (мономинеральность, примесь органического вещества, наличие редких и рассеянных элементов) могут служить потенциальной сырьевой базой для получения из них глинозема.

1. Н.А.Енхвер. Геолого-экономические основы прогноза минеральных ресурсов. - М.: Недра, 1978. - 230 с.
2. М.Р.Веклич. Палеогеоморфология области Украинского шита. - К.: Наук. думка, 1966. - 118 с.
3. В.Х.Геворкьян. Геология нижнемеловых отложений вго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. - Киев: Наук. думка, 1976. - 158 с.
4. А.А.Гойжевский. Древние долины Украинского шита. - Геоморфология, 1978, № 2, с.18-25.

5. Горбачев Б.Ф. Закономерности формирования и локализации каолиновых месторождений. - В кн.: Месторождения каолинов СССР. М.: Недра, 1974, с.164-187.
6. Дубяга К.Г. Украинская каолиновая провинция. - В кн.: Каолины М.: Наука, 1974, с.66-78.
7. Рундквист Д.В., Ильин К.Е., Марков К.А. О категориях прогнозных запасов твердых полезных ископаемых. - Разведка и охрана недр, 1976, № I, с.11-14.
8. Селин П.И. Палеогеографические реконструкции раннепалеогеновой континентальной эпохи территории Украинской и Молдавской ССР как основа для прогнозирования месторождений полезных ископаемых. - В кн.: Физична географія та геоморфологія, 1975, № 14, с.74-79.
9. Сивоконь В.И. Украинская каолиноносная провинция. - В кн.: Месторождения каолинов СССР. М.: Недра, 1974, с.13-57.
10. Чухров В.Д. III международный симпозиум по генезису и возрасту месторождений каолиновых глин. - Изв. АН СССР, 1975, сер. геол., № 3, с.153-156.
11. Шевченко О.Е., Гойжевский А.А., Ребенков Д.Ф. Условия образования континентальной бокситоносной угленосной терригенной формации нижнего мела на восточном склоне Украинского щита. - Докл. АН УССР, 1977, сер.Б, № I, с.25-29.

УДК 553.623(26) (477.72)

В.М. Романенко

ГЕОЛОГО-ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДИАРИЛГАЧСКОЙ ГРУППЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СТРОИТЕЛЬНЫХ ПЕСКОВ

В связи со значительным увеличением объемов промышленного, гражданского и курортного строительства в восточных областях УССР проблема обеспечения их строительными песками и песчано-гравийными смесями с каждым годом становится все более острой. Так, в 1972 г. потребность Крымской области в строительных песках составляла 3,0 млн.м³, в 1976 г. - 4,5 млн.м³, а в будущей пятилетке около 7 млн.м³. Имеющаяся в настоящее время минерально-сырьевая база этих материалов на суше не обеспечивает строительные организации. Стремясь снизить затраты на добычу песков, ряд хозяйственных организаций по собственной инициативе, в течение ряда лет ведут добычу морских песков. В Крымской области пески на шельфе добывали Ялтинский, Евпаторийский и Керченский морские порты, трест "Крыморгидрострой" в Севастополе, в Херсонской области - Скадовский и Генический морские порты. Добыча морских песков имеет ряд экономических преимуществ по сравнению с разработкой материковых карьеров. Она не требует значительных капиталовложений, так как для добычи используется технический флот, предназ-

наченный для других целей. Перевозка производится наиболее дешевым видом транспорта - водным. Себестоимость тонны продукции может быть весьма низкой, если применяются мощные земснаряды. В то же время добыча морских песков требует преодоления ряда трудностей. Разработка подводных карьеров должна вестись с учетом геологического строения месторождения, условия его формирования, чтобы не был нанесен ущерб строениям и экономически ценным землям, расположенным на побережье.

В течение 1976-1979 гг. на акватории Джарылгачского, северной и северо-восточной частях Каркинитского залива производственными партиями объединения "Крымморгеология" проводились поисковые на строительные пески работы с применением морского бурения и звуковой геолокации. Всего в районе исследований было пробурено 307 скважин глубиной от 2,0-2,5 до 15,1 м. Результаты этих работ и легли в основу настоящей работы.

Джарылгачская группа месторождений строительных песков расположена в пределах южной части Джарылгачского залива, примыкающей с севера к о-ву Джарылгач и состоит из трех месторождений (Восточного, Центрального и Западного), разделенных косами Глубокая и Медкая.

Береговая линия Джарылгачского залива имеет прибрежно-морское расчленение. Здесь в ходе послеледниковой трансгрессии Черного моря воды ингрессировали в устья речных долин и балок. В результате сформировался сложнорасчлененный берег, в пределах которого выдвинутые в море мысы чередуются с заливами и лагунами. Вся береговая линия испытывает влияние экзогенных факторов рельефообразования, основные из которых рассмотрим ниже. Район исследований является отиелым. Глубины не превышают 10-13 м, а средние равны 3-4 м, в западной части залива до 2-3 м.

В геологическом строении месторождений по данным бурения принимают участие плиоценовые и современные отложения. Средне-верхнеплиоценовые отложения широко развиты в северо-восточной части побережья Джарылгачского залива, обнажаются в береговых обрывах и вскрыты многочисленными скважинами на дне Джарылгачского залива. Представлены они красно-бурими глинами, характерно, что в верхней части глины несколько видоизменены. Под воздействием морской воды глины в верхах разреза приобретают серый цвет с синеватым оттенком, ниже следует постепенный переход к красно-бурим глинам, через прослой пятнистых глин. Фаунистических остатков в керне скважин обнаружить не удалось.

Современные отложения в пределах месторождений и дна всего Джарылгачского залива пользуются широким распространением и представлены морскими, лагунно-морскими илами, ракушечными илами, а также песками и песчано-ракушечными образованиями, ими же сложен о-в Джарылгач.

Анализируя историю развития бассейна, геоморфологическую обстановку и распределение фауны по разрезу, можно прийти к заключению, что весь комплекс осадков сравнительно молодой и относится к каламитскому и джеметинскому времени. В большинстве скважин расчленить эти осадки не представляется возможным и они датируются как каламитско-джеметинские. Весь этот комплекс осадков залегает со стратиграфическим несогласием на глинах плиоценового возраста (рис. 1).

Каламитско-джеметинские отложения представлены илами, алевритами, очень редко илистыми песками. Химический состав их характеризуется повышенным содержанием глинозема, кремнезема и кальция. Легкая фракция представлена обломками ракушки и хорошо окатанными зернами кварца. В тяжелой фракции преобладают минералы группы гидроокислов железа и магнитные шарики.

Мощность каламитско-джеметинской толщи колеблется от 0,5 до 11,0 м. Джеметинские отложения в пределах Джарылгачского залива развиты повсеместно, формируя современный рельеф морского дна, и представлены всеми литологическими разновидностями пород, среди которых четко выделяются четыре комплекса осадков: песчаные, песчано-ракушечные, алевриты и илы (рис. 2).

Песчаные отложения развиты широкой полосой (0,8-1,0 км) вдоль северного побережья о-ва Джарылгач на глубинах моря до 5,0 м. Пески серые, темно-серые, мелко-среднезернистые (медианный диаметр $Md = 0,20 \pm 0,35$), кварцевые и кварцево-детритовые. Пески кварцевые и кварцево-детритовые имеют приблизительно одинаковое распространение, причем в их распределении не замечено какой-либо закономерности. Пески хорошо отсортированы (коэффициент сортировки $\zeta_p = 1,6 \pm 2,0$), что характерно для районов спокойного осадконакопления. Об этом свидетельствует также явное (до 70%) преобладание одной песчаной фракции - мелкозернистой (0,1-0,25 мм).

Гранулометрический состав характеризуется в среднем следующими величинами: содержание фракции более 1,0 мм - 5-15%,

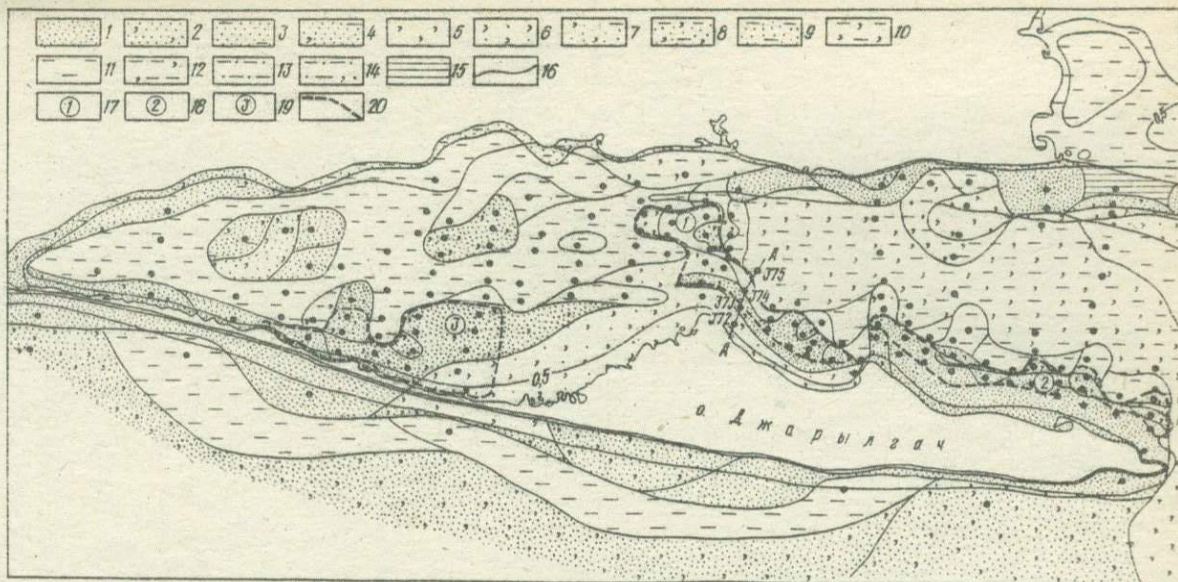


Рис. 1. 1 - пески серые, мелкозернистые кварцевые; 2 - пески серые, мелкозернистые, кварцевые с примесью 10-30% ракуши и детрита; 3 - пески серые, мелкозернистые, кварцевые, илстые; 4 - пески серые, мелкозернистые, кварцевые, илстые с примесью 10-30% ракуши и детрита; 5 - ракуша желто-серая с детритом; 6 - песчано-ракушечная смесь; 7 - песчано-ракушечная смесь илстая; 8 - песчано-илесто-ракушечная смесь; 9 - песчано-илстая смесь; 10 - ракушечно-илстая смесь; 11 - илы пелитовые; 12 - илы пелитовые с примесью ракуши и детрита 10-30%; 13 - алевроиты серые, крупные, песчанистые; 14 - алевроиты серые, крупные, песчанистые с примесью ракуши и детрита 10-30%; 15 - глины темно-серые, красно-бурые, вязкие; 16 - литологические границы; 17 - Восточное-Джарылгачское месторождение; 18 - Центральное-Джарылгачское месторождение; 19 - Западное-Джарылгачское месторождение; 20 - контур месторождения.

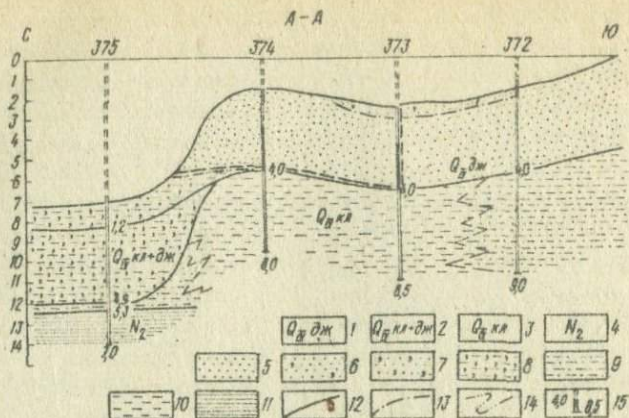


Рис. 2. 1 - джеметинские слои. Пески, песчано-ракушечная смесь, пески; 2 - каламитско-джеметинские слои. Илесто-ракушечная смесь; 3 - каламитские слои. Илы, алевроиты; 4 - средний - верхний плиоцен. Красно-бурые, темно-серые глины; 5 - пески серые, мелкозернистые, кварцевые; 6 - пески серые, мелкозернистые, кварцевые с примесью Ю-30Я ракушки и детрита; 7 - песчано-ракушечная смесь; 8 - илесто-ракушечная смесь; 9 - алевроиты серые, крупные, песчаные; 10 - илы пелитовые; 11 - глины темно-серые, красно-бурые, плотные, вязкие; 12 - стратиграфические границы; 13 - литологические границы; 14 - линия фациального замещения; 15 - морская скважина, сверху номер, цифры внизу скважины - глубина скважины, цифры справа от скважины - глубины стратиграфических и литологических границ.

фракции менее 0,1 мм - до 3-5%, содержание пелитовой составляющей 0,5-1,0%.

Химический состав песчаных отложений характеризуется преобладанием кремнезема (50-93%). Содержание кальция составляет в основной массе 5-20% и находится в прямой зависимости от наличия детрита и ракушки в песке. Содержание минералов тяжелой фракции обычно не превышает 6% веса пробы. Качественно тяжелая фракция представлена в основном минералами группы гидроокислов железа, листеном, ставролитом, сидлиманитом, турмалином и ильменитом. В незначительных количествах присутствуют: пирит, марказит, эпидот, рутил, циркон, анатаз, гранат, амфиболы, лимонит, монацит, андалузит, апатит, корунд, шпинель, топаз, пироксены. Легкая фракция представлена преимущественно обломками ракушечного материала и кварцем.

Песчано-ракушечные отложения прослеживаются в виде линейно-вытянутого, прерывавшегося тела вдоль о-ва Джарылгач, а также в виде локальных разобленных залежей на акватории Джарылгачского залива. К песчано-ракушечным отложениям относятся осадки, содержащие 30-70% раковин и ракушечного детрита. Минералого-петрографический состав характеризуется значительными колебаниями содержания кварцевых зерен и ракуши. В крупнозернистых фракциях (до более 0,5 мм включительно) преобладает ракуша и ее обломки, где их содержание достигает 100%, в более мелких преобладает (до 99%) кварц.

Выход тяжелой фракции и качественный состав аналогичен описанному для песчаных отложений.

Для всей Джарылгачской группы месторождений характерно увеличение содержания ракуши и ракушечного детрита к самым верхним частям разреза. В отдельных местах содержание ракуши в приповерхностном слое достигает 90-95%, однако мощность таких прослоев редко превышает 0,2-0,3 м. Илестные образования развиты в Джарылгачском заливе повсеместно с глубин моря 5-7 м. Или серые, темно-серые, алевро-пелитовые, пластичные, с обилием (до 30-40%) детрита и целых ракушек. Легкая фракция состоит из обломков кварца и раковинного детрита, в редких пробах присутствуют десятки доли процента обломков известняков. Тяжелая фракция представлена преимущественно минералами группы гидроокислов железа. Изучение термограмм пелитовой составляющей показывает почти исключительно гидрослюдистый состав с присутствием карбонатов.

Химический состав характеризуется преобладанием глинозема и кремнезема. Алевролиты в пределах Джарылгачского залива имеют крайне ограниченное распространение и прослеживаются в виде линейно-вытянутых тел у пос. Красное и с южной стороны о-ва Джарылгач.

Алевролиты серые и темно-серые, крупные, песчанистые. Содержание алевроитовых частиц колеблется в пределах 60-80%, пелитовых I,0-I,5%, ракуши 5-13%, содержание песчаных частиц 20-25%. Минералого-петрографический и химический состав алевролитов аналогичен составу песчаных отложений.

Диеметинские отложения пройдены буровыми скважинами на всю мощность, изменяющуюся от 0,5 до 11,0 м.

К полезному ископаемому среди выделенных осадков относятся пески, пески с ракушей (содержание 10-30% ракуши и ракушечного

детрита) и песчано-ракушечные отложения. Как уже отмечалось выше, они слагают три месторождения (Восточное, Центральное и Западное). Полезное ископаемое залегает горизонтально с поверхности дна до глубин 5-7 м. Вскрышные породы отсутствуют. Мощность полезного ископаемого до II,0 м. Средняя мощность (м) по месторождениям 6,0 (Восточное), 4,9 (Центральное) и 6,4 (Западное). Прогнозные запасы строительных песков в пределах Джарылгачской группы месторождений составляют 160 млн.м³.

Выявленные месторождения могут быть отнесены к первой группе крупных пластовых месторождений с выдержанным строением и мощностью полезной толщи.

Береговые процессы в заливе развиваются как по абразионному, так и по аккумулятивному пути, причем в зависимости от контура береговой линии, от ее экспозиции относительно результирующего вектора ветро-волнового режима, уклонов подводного склона и других факторов, эти пути развития выражены по-разному.

Северное побережье Джарылгачского и Каркинитского заливов представляет собой слабо приподнятую сушу. По преобладанию тех или иных береговых процессов в пределах побережья выделяется ряд участков.

На участке между вершиной Джарылгачского залива и п-овом Горький Кут подводный склон до глубины 5,0 м является довольно отмелым с уклонами дна от 0,05 до 0,0013. Форма профиля выпуклая, выровненная поверхность дна у берега и довольно резкое увеличение углов наклона с глубины 3-5 м. Ветро-волновой режим в районе залива характеризуется двумя господствующими направлениями: южное (юго-западное), воздействующее на о-в Джарылгач с морской стороны и восточное (северо-восточное), вызывающее штормовые волнения на акватории залива и стонно-нагонные изменения уровня моря.

О-в Джарылгач защищает залив от наиболее интенсивных штормов, приходящих с юга и имеющих наибольшую длину разгона. При волнении восточных румбов штормы имеют гораздо меньшую длину разгона, что приводит к ослаблению прибрежно-морских процессов в заливе, последние несколько активизируются при нагонах. Слабая активность береговых процессов вызвана чрезвычайной отмелостью подводного склона и распространением на них обширных зарослей морской травы.

С морской стороны о-ва Джарылгач наблюдаются проявления волновой абразии побережья, наиболее четко в районе восточной

оконечности острова, у маяка. Берег здесь активно абрадируется, клиф со свежими прибойными нишами в различных стадиях развития, достигает высоты более 1 м. В то же время в западной части острова преобладают процессы аккумуляции, о чем свидетельствует занесение в течение одного года искусственной протоки, созданной Скадовским морским портом с целью улучшения водообмена залива с морем.

Северное побережье острова носит ярко выраженный аккумулятивный характер. Даже при небольшом (I-I,5 балла) волнении наблюдается выброс на пляж ракушечного материала, сопровождающий процесс нарастания берега. Об интенсивности нарастания берега в северном направлении свидетельствуют остатки причала в восточной части побережья (в 800 м западнее оконечности острова), расположенные в настоящее время в 50 м от уреза воды. Интенсивность аккумулятивных процессов убывает в западном направлении. В прибрежной зоне острова имеются вдольбереговые и поперечные потоки наносов, транспортирующая способность которых максимальна на восточном месторождении и убывает в направлении к центральному. На западном месторождении, начиная с района косы Мелкой, имеют место застойные зоны. О застойных явлениях свидетельствует отсутствие заносимости старого карьера по добыче морских песков. Воронки и траншеи сохраняют острые углы наклона бортов и ту форму, которая была им придана при работе добычных средств уже в течение ряда лет.

Аккумулятивная форма Джарылгач образовалась в джаметинское время и ее развитие продолжается и до сих пор. В ходе развития черноморской трансгрессии различными авторами выделяется несколько скачков и замедлений подъема уровня моря. Периодам замедления соответствуют разновозрастные генерации морских аккумулятивных форм, часто отгораживающих от моря лагунные акватории. О-в Джарылгач представляет собой современный бар, образование которого началось в период замедления подъема уровня моря, наступившего после последнего джаметинского скачка трансгрессии.

Поток наносов, питающий эту аккумулятивную форму, идет, по-видимому, с запада из районов массового развития аллювиальных выносов р. Днепра, чему в огромной мере способствует гидродинамический режим данной акватории, о чем было сказано выше.

Весьма вероятно, что при трансгрессивном подъеме уровня моря, часть материала каламитского бара, расположенного южнее на

глубинах моря 10-15 м, была переотложена поперечным перемещением ближе к берегу и приняла участие в образовании нового аккумулятивного тела. Учитывая преобладавшие в данном районе волновые движения южных и юго-западных румбов, можно предположить, что процесс этого перемещения продолжается и в наше время.

Не исключена также возможность поступления песчаного материала с Бакальской банки, расположенной южнее. Возможно, Бакальская банка и о-в Джарылгач представляют собой единую динамически активную современную аккумулятивную форму. Поток песчаных наносов, питающий современную аккумулятивную форму о-ва Джарылгач и его подводного продолжения, на котором расположены описываемые месторождения, направлен, как уже отмечалось выше, с запада и юга и никакого отношения к прилегающему северному берегу Джарылгачского залива не имеет.

Литодинамическая связь между северным и южным берегом залива отсутствует, о чем свидетельствует наличие между ними довольно широкой (3-4 км) другой литодинамической зоны (спокойного осадконакопления, ограниченного волнового воздействия), где отлагаются илестые осадки. В связи с этим разработка месторождения в пределах упомянутого аккумулятивного тела не повлечет за собой увеличения скоростей размыва клифов или исчезновения песчаных пляжей на северном побережье Джарылгачского залива. Более того, подобная разработка может внести некоторое оживление в гидродинамическую обстановку Джарылгачского залива, задержав его обмеление и заиление, к которому приводит перераспределение песчаного материала, поступающего с юга вдоль северной части острова.

У восточной оконечности о-ва Джарылгач существуют мощные придонные течения со скоростью до 0,5-0,7 м/с, которые транспортируют материал внутрь залива, где под воздействием наиболее интенсивных восточных и северо-восточных штормовых течений материал вовлекается в местный поток наносов, направленный с востока на запад вдоль побережья о-ва Джарылгач. По мере продвижения внутрь залива скорость потока уменьшается и материал осадается на дно, формируя обширную до 2-4 км шириной подводную отмель. Об этом свидетельствует конфигурация кос острова, вытянутых в западном направлении, а также данные гранулометрических анализов. По мере продвижения к вершине залива крупность песчаного материала уменьшается, увеличивается количество пылеватых, глинистых и илестых частиц. Учитывая, что Восточное и Центральное

месторождения расположены на пути движения потока насосов, можно ожидать определенную генерацию залежи вследствие перехвата карьером части песчаного материала.

УДК [552.13+550.4:001.8]: 553.661/477.8/

Г.П.Поморцев, С.К.Кропачева

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ И МИНЕРАЛЬНЫЕ НОВООБРАЗОВАНИЯ В ПОРОДАХ, ПЕРЕКРЫВАЮЩИХ СЕРНЫЕ ЗАЛЕЖИ ПРЕДКАРПАТЬЯ

В связи с детальными геофизическими и минералого-геохимическими исследованиями, проводившимися в последние годы Львовской геофизической партией и Институтом минеральных ресурсов МГ УССР, над серными залежами предкарпатских месторождений установлены зоны минеральных новообразований и геохимических изменений. Такие зоны четко проявляются в надрудных глинистых отложениях вербовецких и прутских слоев косовской свиты. Последняя так же, как и продуктивный карбонатно-сульфатный горизонт тирасской свиты, датируется верхним тортоном.

Результаты минералого-петрографических исследований, сопровождавшихся спектральным, химическим, термическим и рентгено-структурным анализами, показали, что над залежами серы в перекрывающих породах фиксируется ореол сульфидной минерализации. Характерно, что в пределах ореола наиболее обогащены сульфидами глины, в то время как в прослойках кластогенных пород (песчаники, алевролиты) и известняков они присутствуют в гораздо меньших количествах. Так, в среднем по ореолам содержание сульфидов железа в глинах составляет 0,7-1,2%, а в кластогенных и карбонатных породах - 0,26-0,04%. Наибольшее содержание сульфидов обычно приурочено к самой нижней части подошвы косовской свиты и обнаруживается в узкой зоне мощностью около 30 м над продуктивными породами. За пределами ореола сульфидной минерализации среднее содержание сульфидов в глинах не превышает 0,2%, что может считаться региональным фоном для этих отложений.

Сульфиды железа представлены несколькими минеральными разновидностями. Наиболее распространены пирит и марказит, встречающиеся раздельно и в совместном сростании. Преобладающей формой их выделения являются тонкодисперсные пленки или рассеянная минерализация в глинах. Реле наблюдаются небольшие стяжения конкреционного типа размером от 2-3 мм до 1-2 см в поперечнике, а так-

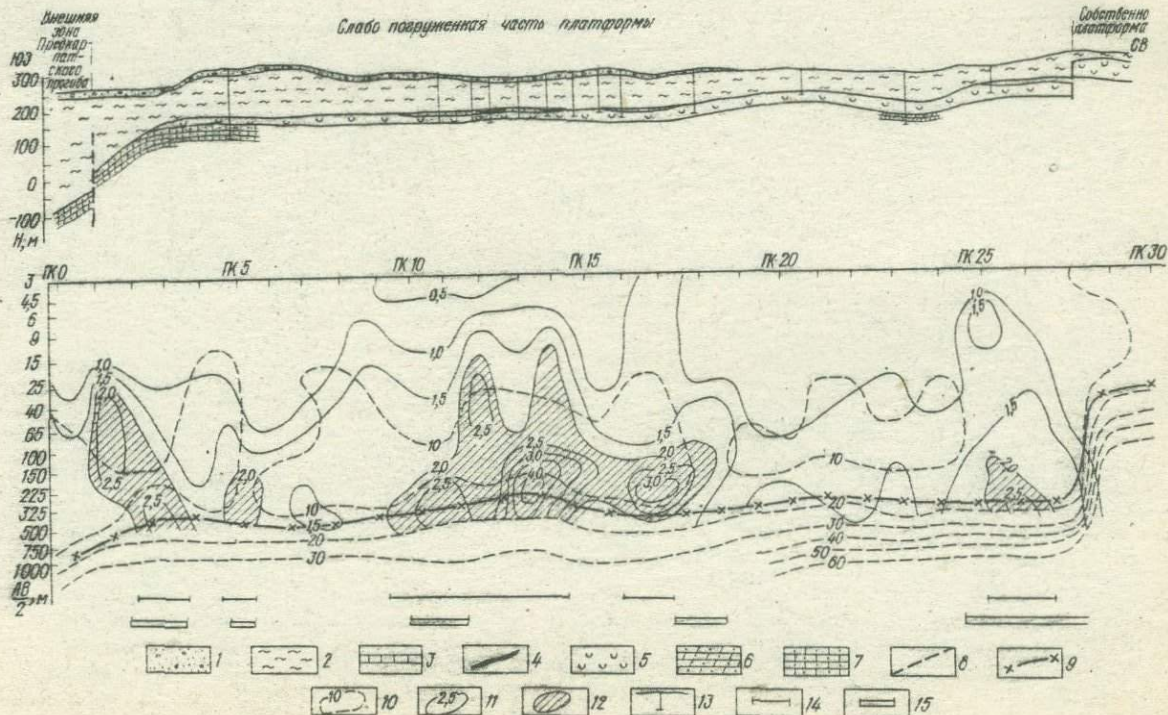
же хорошо ограниченные мелкие кристаллики или их небольшие сростки. Довольно обычные также короткие, тонкие прожилки этих сульфидов, ориентированные как по напластованию, так и секущие. Встречены выделения пирита и марказита в форме зоо- и фитоморфов и мелких фрамбоидов.

Наряду с охарактеризованными дисульфидами в некоторых пробах были диагностированы сульфиды железа, обладающие сильными магнитными свойствами. Как показали рентгеноструктурные исследования, среди них имеются минералы группы пирротинов и смайтит. И те и другие образуют небольшие стяжения или выделяются в форме мелких игольчатых и пластинчатых кристалликов. Появление этих минералов характерно для надрудных зон тех участков, на которых залегают промышленные типы серных руд.

При параллельно проводившихся геохимических исследованиях выявилось, что зоны сульфидной минерализации характеризуются перераспределением некоторых элементов в тех же глинах. Наиболее информативными в этом отношении являются *Ca, Mn, Mo, Ni, Pb*. Изменение их концентраций в глинах привело к закономерному изменению характера корреляционных связей между ними. Этот фактор может рассматриваться как достаточно четкий геохимический критерий, по которому можно устанавливать наличие зоны минералогеохимической измененности над залежами серы.

Надрудная зона изменений является вторичным, наложенным образованием, так как ее развитие не контролируется стратиграфической приуроченностью. Эта зона пространственно привязана к кровле продуктивных сероносных отложений независимо от того, к какому стратиграфическому горизонту — веровещскому или прутскому — относятся глины, в которых проявились указанные изменения.

Рис. 1. Результаты электроразведочных работ на площади Тлумачского месторождения самородной серы: 1 — изогипсы кровли доковоской поверхности; 2 — область отсутствия гипсоангидритов тирасской свиты; 3 — зоны аномальных значений кажущейся поляризуемости; 4 — площадь распространения метасоматических известняков тирасской свиты по данным бурения; 5 — линии тектонических разломов; 6 — Тлумачское месторождение самородной серы; 7 — серопроявление в сульфатно-карбонатных отложениях тирасской свиты; 8 — линия геолого-геофизического разреза; основные структурно-тектонические элементы; 9 — собственно платформа; 10 — слабо погруженная часть платформы; 11 — Внешняя зона Предкарпатского краевого прогиба; 12 — локальные зоны повышенных сопротивлений пород надрудной толщи; 13 — проявления природного газа в отложениях неогена.



По результатам изучения ореолов сульфидной минерализации методом вызванной поляризации (ВП) установлено, что указанные ореолы сопровождаются повышенными значениями кажущейся поляризуемости (ρ_k) [4]. При этом содержания сульфидов железа порядка 0,5% соответствуют аномальные значения поляризуемости пород около 0,7%. С увеличением содержания сульфидов железа до 0,7-1,2% аномальные значения ВП также увеличиваются и составляют соответственно 1,0-2,0%.

На рис. 1 приведены результаты работ методом ВЗЗ-ВП по одному из профилей в районе Тлумацкого месторождения серы. На вертикальном разрезе кажущейся поляризуемости аномальные зоны ($\rho_k > 2,0\%$) характеризуются различными формами. В краевой впадинной части слабо погруженной платформы прослеживается столбообразная зона ВП с небольшим наклоном в сторону прогиба. В подошве пород косовской свиты она соответствует области выклинивающихся гипсоангидритов, а выше по разрезу совпадает с положением тектонического разлома. Близки к изометричным аномалии в районе пикетов 5 и 26. Аномальная зона в центральной части профиля напоминает по форме линзовидную с несколько приподнятым северо-восточным краем и двумя апофизами. Следует отметить, что если линзовидные и изометричные аномалии в преобладающем большинстве случаев размещаются только в подошве глин косовской свиты, непосредственно примыкающей к продуктивному горизонту, то столбообразные аномалии охватывают часто всю ее толщу и выходят под четвертичные отложения.

На карте ρ_k пород подошвы косовской свиты впадинной части бассейна, один из фрагментов которой приведен на рис. 2, видно, что в плане преобладают вытянутые геофизические аномалии. Размеры их по изолинии кажущейся поляризуемости, равной 2,0%, изменяются в широких пределах (от 1,0x10 до 1,5-4,0 x 5,0-15,0 км).

Рис. 2. Сопоставление геологических и геофизических данных по разрезу серного месторождения:
 1 - суглинки, пески, галечники (четвертичные отложения); 2 - глины известкостые аргиллитовидные с прослойками песков, песчаников (верхнетортонский подъярус, косовская свита); 3 - известняки (тирасская свита); 4 - известняки сероносные (тирасская свита); 5 - гипсы и ангидриты (тирасская свита); 6 - песчаники (нижнетортонский подъярус); 7 - известняки (меловая система, верхний отдел); 8 - тектонические разломы; 9 - линия точек отрыва; 10, 11 - линии равных значений ρ_k ; 12 - зоны аномальных значений кажущейся поляризуемости ($\rho_k > 2,0\%$); 13 - буровые скважины; 14 - аномальные зоны ρ_k , соответствующие подошве пород косовской свиты; 15 - зоны повышенных значений кажущихся сопротивлений пород, перекрывающих серные залежи.

По материалам геофизических работ [3] и данным минералогических анализов можно сделать заключение о том, что распределение сульфидов в этих зонах в основном равномерное и составляет около 1,0%, несколько увеличиваясь на отдельных участках. Выявленные аномальные участки соответствуют серным залежам и метасоматическим известнякам. Они располагаются в области развития гипсоангидритов и не выходят далеко за их пределы. В породах, перекрывающих продуктивный горизонт, аномалии ВП соответствуют ореолам сероводорода, который отмечается здесь рядом скважин.

На основании пространственной приуроченности сульфидных ореолов к залежам серы можно судить, что их образование связано с возникновением серных месторождений. Этот процесс представляется следующим образом. В период серообразования в пределах продуктивного гипсоангидритового горизонта какая-то часть восстановленных углеводородами сернистых соединений (сероводород, полисульфиды и др.), участвовавших в рудообразующих реакциях, по тем или иным причинам не была израсходована на формирование элементарной серы. Поскольку предполагается, что все эти процессы происходили в период интенсивных тектонических напряжений [5], глинистая толща над продуктивным горизонтом становилась более проницаемой и какая-то часть рудообразующих растворов, содержащих ионы сульфидов, могла мигрировать в околорудное пространство. Здесь эти ионы вступали во взаимодействие с реакционно-способным железом, сосредоточенным в глинах, что и обусловило сульфидизацию этих пород*. Те же процессы вызвали перераспределение некоторых элементов в глинах. Следовательно, с полным правом установленные ореолы могут быть названы зонами околорудных изменений.

Наряду с изучением поляризационных свойств пород надрудной толщи большое внимание при геофизических исследованиях уделялось изучению их электропроводности. Замечено, что электрические сопротивления песчано-глинистых пород косовской свиты в районе серного оруденения несколько увеличивается. Это подтверждается материалами анализа электроразведочных данных на Гримновском, За-

* Очевидно, аналогичный процесс генерации сероводорода в результате сульфатредукции кое-где мог протекать и при отсутствии серообразования, что привело к появлению зон сульфидной минерализации над тиасской свитой вне связи с залежами серы.

гайпольском, Шевченковском и Тлумачском месторождениях. Повышенные значения средних продольных электрических сопротивлений (ρ_{Σ}) осадочных пород неогена соответствуют, в общих чертах, участкам метасоматических известняков (местами сероносных). При этом аномальные значения ρ_{Σ} превышают фоновые в I, I-1,7 раза.

Геофизическими работами выявлены локальные зоны повышенных значений электрических сопротивлений в песчано-глинистых отложениях косовской свиты. При ширине 0,5-1,0 км они прослеживаются на значительные расстояния (до 5,0-10,0 км) и характеризуются, в основном, субкарпатским простираем, соответствующим простираению основных глубинных разломов. На вертикальных разрезах указанные аномалии отмечаются повышенными над фоном значениями кажущихся сопротивлений в зоне минимума (см. рис. 1). В одних случаях они охватывают всю низкоомную толщу косовской свиты (ПК 5, 17, 25-27), в других - проявляется в виде искажения изолиний ρ_{Σ} в подошве и кровле этого проводящего горизонта (ПК-2-3, 10-11). Методом "Вибросейс" в пределах указанных зон установлены малоамплитудные (10-20 м) нарушения, что свидетельствует о пространственной приуроченности аномалий электропроводности в отложениях косовской свиты к ослабленным зонам в местах нарушений сплошности продуктивного гипсоангидритового горизонта.

По материалам изучения окислительно-восстановительных условий почво-грунтов методом потенциметрической съемки (ОВП) в районе высокоомных зон установлено повышение значений окислительно-восстановительного потенциала Eh до 50-100 мВ над фоном и понижение рН в среднем на 0,5 единицы.

На рис. 2 одна из аномалий ρ_{Σ} вытянута вдоль Тлумачского разлома, отделяющего платформу от слабо погруженной ее части и ряд их прослеживается в юго-западной части платформы вдоль системы глубинных разломов, отделяющих последнюю от Внешней зоны прогиба.

Установлено, что значительное число высокоомных локальных зон не сопровождается аномалиями E_{Σ} , самим же аномальным участкам ВП в 86% случаев соответствует высокоомные зоны кажущихся сопротивлений. Эта пространственная связь не сопровождается четким совпадением контуров рассматриваемых аномальных зон. Широкой аномалии ВП в плане и по разрезу может соответствовать только узкая зона повышенных значений ρ_{Σ} (см. рис. 2), которая не всегда соответствует эпицентру аномалии ВП и может смещаться к ее флангам.

Предполагается, что отмеченные зоны повышенных электрических сопротивлений обусловлены наличием в неогеновой толще над серными залежами небольших скоплений природного газа [27]. Его поступление осуществлялось по зонам дробления пород в области глубинных разломов, а коллекторами служили горизонты песков и песчаников косовской свиты и нижнего сармата. Вероятно, миграция углеводородов в перекрывающих серные залежи породах протекала по ослабленным участкам совместно с сероводородом, который расходовался на образование сульфидной минерализации, вызвавшей аномалии ВП. Предположение о том, что высокоомные локальные зоны кажущихся сопротивлений соответствуют каналам миграции к дневной поверхности глубинных углеводородов, подтверждается наличием в их пределах ряда скважин с проявлениями природного газа. Наиболее значительные (до промышленных) скопления последнего приурочены к двум из выявленных аномалий R_x (см. рис. 2). Повышение сопротивлений пород благодаря присутствию в них углеводородов и возможность использования этого фактора для прямых поисков нефти и газа отмечалось А.К.Богуславским и М.А.Киричек [1] при выполнении ими геофизических работ на Южном Мангышлаке, а также рядом других авторов.

Подводя итог результатам проведенных исследований, можно сделать следующие основные выводы:

1. Вокруг серных месторождений Предкарпатского бассейна установлены ореолы геохимической измененности и сульфидных новообразований. Скопления сульфидов в подошве глинистой части косовской свиты и сопутствующие им геохимические изменения на контакте с продуктивной тирасской свитой носят наложенный характер и образуют зону окolorудных изменений в кровле серных месторождений. Наличие такой зоны может служить указанием на близость серной залежи, т.е. для серы Предкарпатья выявлен новый важный косвенный прогнозный и поисковый критерий.

2. Ореолы сульфидной минерализации могут быть установлены методом ВП (в площадном и скважинном вариантах) и минералогическими исследованиями. Аномальными следует считать значения пористости пород 1,0-2,0%, соответствующие средним содержаниям сульфидов в кровле серной залежи не менее 0,7%. Наиболее информативными элементами для установления сопутствующих сульфидизации геохимических преобразований в окolorудной зоне являются *Ca, Mn, Mo, Ni, Pb*, корреляционные связи между которыми в

этой зоне значительно изменены по сравнению с участками за ее пределами.

3. Локальные зоны повышенных электрических сопротивлений в перекрывающих продуктивный горизонт породах, по-видимому, обусловлены скоплениями углеводородов. Выявление зон их разгрузки на докосоветскую поверхность может служить дополнительным критерием при поисках серы.

1. Богуславский А.К., Киричек М.А. Основные результаты электро-разведочных исследований при поисках залежей нефти и газа на Южном Мангышлаке. - В кн.: Прямые поиски месторождений нефти и газа геофизическими методами. № 22, - М.: ВИЭМС, 1971 с. 66-72.
2. Зелизна С.Т. К вопросу о роли углеводородов в образовании скоплений самородной серы. - В кн.: Геология и геохимия серных месторождений Предкарпатья. - Киев: Наук. думка, 1966, с. 33-43.
3. Комаров В.А. Электроразведка методом вызванной поляризации. - Л.: Недра, 1972. - 340 с.
4. Поморцев Г.П., Поморцева Т.П. Применение метода вызванной поляризации при поисках самородной серы в Предкарпатья. - В кн.: Нерудная геофизика. - М., ВНИИ Геолнефуд, 1978, с.87-91.
5. Соколов А.В. Геолого-генетические проблемы серы. - В кн.: Генезис месторождений самородной серы и перспективы их поисков, М.: Наука, 1974, с.10-31.

РЕШЕНИЕ III РЕСПУБЛИКАНСКОГО ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО СОВЕЩАНИЯ "ОСАДОЧНОЕ РУДОБРАЗОВАНИЕ"

2-4 октября 1979 г. в г. Керчи состоялось III республиканское литологическое совещание по проблеме "Осадочное рудообразование".

Совещание было организовано Литологическим комитетом АН УССР, Институтом геологических наук АН УССР, Министерством геологии УССР и Управлением "Укрчерметгеология" МЧМ УССР с целью обсуждения современного состояния и результатов изучения осадочного рудообразования на основе решений, принятых Украинским литологическим комитетом при Отделении геологии, геохимии и геофизики АН УССР.

В работе совещания участвовало 126 человек, представляющих научно-исследовательские институты АН УССР (ИГН, ИГЧМ, ИГ и ГГИ), ГИН АН СССР, ИМР МГ УССР, АзЧерНИРО, Институт геохимии и геофизики АН БССР, Харьковский, Днепропетровский, Одесский, Львовский, Кубанский и Ростовский госуниверситеты, Научно-исследовательский горнорудный институт, Министерство геологии УССР, Министерство черной металлургии УССР и ряд других организаций.

На совещании заслушаны и обсуждены 67 докладов и ряд сообщений. После совещания были проведены геологические экскурсии по железорудным месторождениям и грязевым вулканам Керченского п-ова.

В последние годы в изучении осадочного рудообразования были достигнуты значительные успехи. На совещании рассмотрен широкий круг проблем, включающий: железо-марганцевый рудогенез, рудогенез цветных металлов, кору выветривания и связанные с ней полезные ископаемые, минералогии и геохимию осадочных пород и руд; рудообразование в морях и океанах, россыпеобразование, а также вопросы генезиса металлургического, химического и строительного сырья.

Разработка вопросов осадочного рудообразования осуществлялась под влиянием все возрастающих запросов и требований народного хозяйства в полном соответствии с решениями XXV съезда КПСС.

Совещание решило:

1. Со времени, прошедшего после XXV съезда КПСС, украинскими исследователями проделана большая работа по изучению процессов осадочного рудообразования и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых. Отмечается важная роль конкреции в осадочном рудогенезе, а также значение конкреций как генетических и поисковых признаков месторождений полезных ископаемых осадочного генезиса. Значительные успехи в этом направлении достигнуты учеными, работающими в различных организациях, участвовавших в совещании.

Вместе с тем совещание отмечает недостаточную разработку отдельных вопросов теории осадочного рудогенеза, в особенности постседиментационных процессов и их влияния на вещественный состав, условия залегания и текстурно-структурные особенности месторождений осадочного генезиса, а также считает целесообразным внедрение в геологическую практику конкреционного анализа применительно к этим вопросам. Участники совещания считают неотложной задачей скорейшее преодоление этих недостатков.

2. Считать целесообразным дальнейшее расширение творческого содружества исследователей АН УССР и других заинтересованных организаций.

3. Важнейшей задачей наук о Земле считать дальнейшую разработку общегеологических, литологических, минералого-петрографических, геохимических, геофизических, аэрофотографических, космических и других методов, способствующих решению проблем осадочного

рудогенеза, прогнозу новых месторождений различных видов минерального сырья.

4. Шире использовать установленные закономерности формирования осадочных месторождений при разработке рудоконтролирующих критериев, прогнозировании и поисках месторождений полезных ископаемых различного возраста.

5. Для решения этих важнейших научных и практических проблем целесообразно в течение XI пятилетки направить усилия исследователей на дальнейшую разработку современных методик изучения осадочных пород и руд с привлечением современных методов исследования вещества и использованием новейшей аппаратуры.

6. Обратить внимание Министерства Высшего образования УССР на необходимость подготовки специалистов-литологов высокой квалификации в области изучения осадочных пород и связанных с ними полезных ископаемых.

7. Просить Президиум АН УССР, Мингес УССР предусмотреть дальнейшее расширение работ по исследованию осадочных пород на суше и в акватории морей и океанов с целью установления закономерностей формирования полезных ископаемых и выявления их промышленных месторождений.

8. Считать необходимым опубликование материалов Совещания и обращаться в Отделение геологии, геохимии и геофизики АН УССР с просьбой содействовать изданию в виде отдельного сборника.

Труди совещания посвятить памяти выдающегося советского литолога академика АН СССР Н.М.Страхова.

9. Считать целесообразным посвятить IV Республиканское литологическое совещание проблеме "Постседиментационных изменений осадочных пород и руд и их роли в формировании месторождений полезных ископаемых" в г. Львове в 1982 г.

Содержание

Общие вопросы осадочного рудообразования

Шныков Е.Ф. Тектоника и осадочное рудообразование (на примере Азово-Черноморской железорудной провинции)	4
Белевцев Я.Н., Гречинников Н.П. Осадочное рудообразование в докембрийских конгломератах	20
Беспалов И.М. Главнейшие особенности осадочного рудообразования (на примере руд черных и цветных металлов)	28
Зарицкий П.В. Значение конкреционного анализа при поисках и изучении рудных месторождений осадочного генезиса	36
Пасечный Г.В. Кайнозойские этапы осадконакопления и закономерности локализации полезных ископаемых (на примере Юго-запада Русской платформы)	43
Шевченко С.Е. Закономерности мезозойского континентального рудообразования на территории Украинского щита и его склонов	49
Захаров Е.П., Кирикилица С.И. Определение прогнозных запасов месторождений полезных ископаемых при геохимических поисках	56

Железомарганцевый рудогенез

Лебедев В.С., Кирикилица С.И. Литологические предпосылки прогнозирования и поисков железных руд Украины	64
Варенцов И.И., Бакова Я.В., Диков В.П., Гендлер Т.С., Дюванюли Р.Д. К проблеме модели формирования руд <i>Mn-Fe-Ni-Co</i> в современных бассейнах (экспериментальные данные).	68
Орловский Г.Н. Генетические типы марганцеворудных месторождений Украины	75
Андреева Н.Я., Науменко П.И. Трансформация алюмосиликатных минералов в киммерийских Керченских железных рудах	82
Панченко Н.А. Некоторые общие особенности Чиватурского и Никопольского месторождений	91
Янчук Э.А., Хмельевский В.А. Минералогия марганцевых руд гипергенного происхождения	98
Шапенко В.И., Орловский Г.Н., Францева И.А., Скуридин А.С. Новые данные о Большетокмакском месторождении олигоценых марганцевых руд	106
Кочетов Н.И. К геохимии железа, марганца, цинка и меди в ландшафтах западной части Кавказа	115

Герасимов Г.Г. Обстановка накопления железных руд Керченского полуострова в свете радиогеохимических данных . . .	122
Черный В.С. Распределение таллия в марганцевых рудах Грушевско-Гасанского участка	126

Рудогенез цветных металлов. Кора выветривания

Геспалов И.М. Фациально-палеогеографические условия формирования месторождений типа медистых песчаников и сланцев .	133
Григорович В.В. Об эпигенетическом характере полиметаллической минерализации надсолевого комплекса Припятского прогиба	138
Здельман А.М., Грабянский В.В., Грабянская Н.Н. Геохимическая зональность медной минерализации в нижнепермских отложениях Донбасса	144
Жумлянский В.А., Сергеев И.П., Сулук Е.Г. О диагенетическом накоплении меди в красноцветных отложениях нижнего девона Приднестровья	149
Рыбалко С.И., Мельничук Э.В., Иванченко В.Ч., Рыбакова Э.А. Микротопография золота из современных аллювиальных отложений бассейна р. Днестра	157
Дзюба С.М., Лепкий С.Д. Золотоносность терригенных отложений и угольных пластов Донецкого бассейна	164
Тарасенко В.С., Полканов В.А., Бойко Д.Д., Кудинова Л.А., Проскурин Г.П. Апатит-ильменитовая кора выветривания габброидов Волыни	169
Дукон Ф.И., Лесной Л.А. Геохимия изотопов углерода, серы и свинца в зонах рудной минерализации пород венда-кембрия Советских Карпат	174
Цихоцкая Н.Н. Цеолитообразование в породах мела и палеогена Украинского Причерноморья	177
Нестеров К.В. Формирование подземных вод Индоло-Кубанского прогиба	182
Разувяева Р.И., Майкут О.М., Мигович В.И. Соотношения органических веществ и микрокомпонентов в подземных и шахтных водах Донбасса	191
Стрельковская А.Г., Доленко И.Н. Роль глинистых минералов в концентрировании микроэлементов	197

Современные осадки морей и океанов. Россыпеобразование

Шняков Е.Ф., Козак С.А., Соболевский Ю.В., Инюзеицев Д.И. Вещественный состав гранатов из основных современных морских россыпей северного Причерноморья и Приазовья . .	204
Кардаш В.Т. Гравитационная дифференциация минералов при образовании аллювиальных россыпей	210
Усейко В.П., Красножина Э.В., Ильвицкий М.И. Геохимическая зональность донных осадков Днепро-Бугского лимана	218
Луцин Ч.К., Карлов В.А. Литология караиатских отложений северо-западной части Черного моря	225
Кальная М.И., Галецкий Л.С. Новые данные о закономерностях размещения титано-циркониевых россыпей Украины	233

Металлургическое, химическое и строительное сырье

Грязин В.И., Богданович В.В. Литологические аспекты расширения попутной добычи полезных ископаемых на Никопольском марганцевом месторождении	240
	303

Шехоткин В.В. Роль магнийсодержащих организмов в доломитизации известняков	248
Кацнельсон П.Я. О возможных путях формирования месторождений глауконитовых руд	253
Джунь В.С. Классификация целестинсодержащих серных руд Предкарпатья	258
Ковинский Э.Я. Источники фтора и флюоритообразование в осадочных формациях вго-запада Восточно-Европейской платформы	268
Добровольская Т.И., Радионова Т.В., Сапронова Э.Д. Закономерности локализации и прогнозная оценка осадочных образований Украинского щита на вторичные каолины	274
Романенко В.М. Геолого-литологические особенности и условия формирования Джарылгачской группы месторождений строительных песков	282
Поморцев Г.П., Кропачева С.К. Геохимическая изменчивость и минеральные новообразования в породах, перекрывающих серные залежи Предкарпатья	291
Решение III Республиканского литологического совещания "Осадочное рудообразование"	299

СОСТАВ, ПРОИСХОЖДЕНИЕ И РАЗМЕЩЕНИЕ
ОСАДОЧНЫХ ПОРОД И РУД

Материалы III Республиканского литологического совещания

Утверждено к печати ученым советом
Института геохимии и физики минералов АН УССР

Редакторы А.А.Шатилова, Е.Н.Цыганкова
Оформление художника Г.М.Балына
Художественный редактор Н.Е.Петриченко
Технический редактор Т.М.Зубрицкая
Корректор Н.Ю.Скульская

Информ. бланк № 4641.

Подп. к печ. 31.12.81. БФ 01738. Формат 60x84/16. Бумага офс. № 11
Офс. печ. Усл.печ.л. 19,53. Усл.кр.-отт. 19,88. Уч.-изд.л. 20,3.
Тираж 500 экз. Заказ № 1-123. Цена 2 руб. 50 коп.

Издательство "Наукова думка". 252601, Киев, ГСП, Репина, 3.
Киевская книжная типография научной книги. 252004, Киев-4, Репина, 4.

УДК [553.2:553.3]:551.24 (262.54+262.5)

Тектоника и осадочное рудообразование (на примере Азово-Черноморской железорудной провинции) / Шнигов Б.Ф. - В кн.: Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. Киев : Наук. думка, 1981, с.4-20.

Рассматривается роль разломной тектоники и влияние глубинных разломов на железорудный процесс - формирование и размещение рудных залежей в пределах Азово-Черноморской железорудной провинции. Ил. 3. Библиогр. : 22 назв.

УДК 553.061.16/17

Осадочное рудообразование в докембрийских конгломератах / Белевцев Н.Н., Гречишников Н.П. - В кн.: Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. Киев: Наук. думка, 1981, с.20-28.

Проведенные геологические исследования и эксперименты приводят авторов к выводу, что урановые и золоторудные месторождения в раннепротерозойских конгломератах образовались при диагенезе прибрежных морских осадков и относятся к типу метаморфизованных седиментационно-диагенетических.

Библиогр.: 8 назв.

УДК 553.2.068.2

Главнейшие особенности осадочного рудообразования (на примере руд черных и цветных металлов) / Беспалов И.М. - В кн.: Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. Киев: Наук. думка, 1981, с.28-35.

Рассматриваются особенности образования месторождений железа, марганца, меди, свинца, цинка и алюминия от начальной стадии осадочного рудообразования в коре выветривания при различных климатических условиях до диагенеза.

Библиогр.: 5 назв.

Значение конкреционного анализа при поисках и изучении рудных месторождений осадочного генезиса. / Зарицкий П.В. - В кн.: Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. Киев: Наук. думка, 1981, с.36-43.

Обосновывается значение конкреций не только как одной из важных форм рудного морфогенеза, но и как генетического и поискового признака оруденения для осадочных и метаосадочных пород с развитыми в них реликтами-метаконкрециями или равновесными минеральными ассоциациями, возникшими вследствие метаморфизма на месте бывших конкреций.

Библиогр.: 12 назв.

УДК [551.3.051:551.77]:553(47-14)

Кайнозойские этапы осадконакопления и закономерности локализации полезных ископаемых (на примере юго-запада Русской платформы) / Пасечный Г.В. - В кн.: Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. Киев: Наук. думка, 1981, с.43-49.

Выделяются 13 этапов осадконакопления, объединяющиеся в пять циклов, с определенными стадиями которых связано формирование полезных ископаемых.

Библиогр.: 24 назв.

УДК [553.068.24+551.76] (477)

Закономерности мезозойского континентального рудообразования на территории Украинского щита и его склонов. / Шевченко О.Е. - В кн.: Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. Киев: Наук. думка, 1981, с.49-56.

На территории УЩ и его склонов выделены основные рудоконтролирующие факторы мезозойского континентального рудогенеза. Выявлена вертикальная и латеральная зональность в локализации рудных концентраций. Установлена роль питающих провинций, какой на протяжении средней пры и раннего мела являлся УЩ для бассейнов седиментации.

Библиогр.: 8 назв.

УДК 553.4.044:550.84

Определение прогнозных запасов месторождений полезных ископаемых при геохимических поисках. / Захаров Е.П., Кирикилица С.И. - В кн.: Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. Киев: Наук. думка, 1981, с.56-63.

Рассматривается подсчет прогнозных запасов при геохимических поисках различными методами: литохимическим, гидрохимическим, биогеохимическим и газорутинным.

Библиогр.: 6 назв.

УДК 553.3.078.4:[553.31.041+553.31:550.812] (477)

Литологические предпосылки прогнозирования и поисков железных руд Украины / Лебедев В.С., Кирикилица С.И. - В кн.: Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. Киев: Наук. думка, 1981, с.64-68.

Все осадочные и метаморфизованные осадочные железные руды Украины представляют собой осадочные фации, овестественные в горных породах и рудах. Литолого-фациальные предпосылки поисков различных типов и разновидностей руд основаны на установлении их места на фациальном профиле конкретной железорудной формации.

Библиогр.: 10 назв.

УДК 553.2.001.67:551.461.6

К проблеме модели формирования руд Мп-Fe-Ni-Co в современных бассейнах (экспериментальные данные) / Варенцов И.М., Бакова Н.В., Диков В.П., Гендлер Т.С., Дживанови Р.Д. - В кн.: Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. Киев: Наук. думка, 1981, с.68-74.

На основе экспериментальных исследований построена генетическая модель, позволяющая достаточно удовлетворительно объяснить рудообразование в современных бассейнах. Приведены материалы и методы.

Ил. 5. Табл. 1. Библиогр.: 7 назв.

УДК 553.06.32(477)

Генетические типы марганцеворудных месторождений Украины / Орловский Г.Н. - В кн.: Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. Киев: Наук. думка, 1981, с.75-82.

Приводится генетическая классификация и краткая характеристика осадочных марганцеворудных месторождений и рудопроявлений Украины.

Табл. 1. Библиогр.: 17 назв.

УДК (553.31-549)(477.75)

Трансформация алюмосиликатных минералов в киммерийских керченских железных рудах / Андреева Н.Я., Науменко П.И. - В кн.: Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. Киев: Наук. думка, 1981, с.82-91.

Установлено, что в процессе выветривания 14 Å и 7 Å хлориты и гидрослюда превращаются в смешаннослойное образование монтмориллонит-гидрослюда-хлорит, а трехкомпонентный смешаннослойный минерал - в двухкомпонентный монтмориллонит-гидрослюда с неупорядоченным чередованием слоев. Дальнейшее выветривание сопровождается переходом смешаннослойного образования в монтмориллонит, а затем в каолинит частично галлаузит.

Ил. 5. Библиогр.: 27 назв.

УДК 553.32(479.22+477.63)

Некоторые общие особенности Чиатурского и Никопольского месторождений. / Цанченко Н.А. - В кн.: Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. Киев: Наук. думка, 1981, с.91-98.

Чиатурское и Никопольское месторождения марганцевых руд имеют как общие, так и отличные черты, зафиксированные в строении, текстурно-структурных особенностях и вещественном составе рудных отложений. Первые обусловлены одинаковым механизмом формирования руд и одновозрастностью месторождений, вторые - местонахождением месторождений в различных структурно-тектонических зонах: Чиатурского - в геосинклинальной, а Никопольского - на платформе.

Ил. 1. Библиогр.: 14 назв.

УДК 549.5:549.52

Минералогия марганцевых руд гипергенного происхождения / Янчук Э.А., Хмелевский В.А. - В кн.: Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. Киев: Наук. думка, 1981, с.98-106.

На примере Никопольского, Чиатурского и Бурштинского месторождений рассматривается конституционная природа минералов марганца, приводятся их рентгенографические и термографические характеристики. Обсуждаются минералогическо-геохимические особенности процесса окисления марганцевых руд.

Ил. 1. Табл. 1. Библиогр.: 21 назв.

УДК 553.32(477.64).

Новые данные о Большетокмакском месторождении олигоценовых марганцевых руд / Цапенко В.И., Орловский Г.Н., Францева И.А., Скуридин А.С. - В кн.: Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. Киев: Наук. думка, 1981, с.106-115.

Приведены новые, основанные на результатах геологоразведочных работ, данные по северному участку Большетокмакского месторождения, уточнен контур и строение рудной залежи, изучен минералогическо-геохимический состав руд, вмещающих и межрудных песчано-глинистых пород.

Библиогр.: 3 назв.

УДК 550.422:551.482.214

К геохимии железа, марганца, цинка и меди в ландшафтах западной части Кавказа / Кочетов Н.И. - В кн.: Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. Киев: Наук. думка, 1981, с.115-122.

Сравнительным анализом концентраций некоторых химических элементов в основных компонентах ландшафтов бассейнов Кубани и Риони установлено, что содержание этих элементов в коренных породах обоих бассейнов весьма близко. Рассчитаны значения средних концентраций элементов в ландшафтах. Сток изученных элементов в водах рек Кубани и Риони происходит со взвешенными веществами в половодье.

Табл. 4. Библиогр.: 24 назв.

Обстановка накопления железных руд Керченского полуострова в свете радиогеохимических данных / Герасимов Г.Г. - В кн.: Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. Киев: Наук. думка, 1981, с.122-132.

Средлены кларковые содержания урана и тория в железных рудах и вмещающих породах. Выявленное распределение радиоэлементов проинтерпретировано в связи с их геохимическими особенностями и общепалеогеографическими обстановками региона, что позволило оценить условия формирования железных руд.

Табл. 1. Библиогр.: 5 назв.

УДК [550.4:546.68]:553.32

Распределение таллия в марганцевых рудах Грушевско-Басанского участка / Черный В.С. - В кн.: Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. Киев: Наук. думка, 1981, с. 126.

Характер распределения содержания в рудных отложениях таллия показывает две области его различных содержаний, приуроченных к развитию полей двух типов руд: 1) пирролизит-псиломеланового и 2) пирролизит-манганитового. При этом наибольшее концентрирование таллия связано с псиломеланом. Рассматриваются также особенности распределения K и Pb .

Ил. 2. Библиогр.: 7 назв.

УДК 553.434.068.2

Фациально-палеогеографические условия формирования месторождений типа медистых песчаников и сланцев / Беспалов И.М. - В кн.: Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. Киев: Наук. думка, 1981, с.133-138.

Пестроцветные меденосные формации формировались в условиях периодической смены аридного климата гумидным, в непосредственной близости от области сноса; образование их связано с малыми реками и временными потоками. Медное оруденение приурочено к прибрежным фациям мелководных континентальных морей, крупных лагун, озер.

Библиогр.: 6 назв.

УДК 553.4:551(476-13)

Об эпигенетическом характере полиметаллической минерализации надсолевого комплекса Припятского прогиба / Григорович В.В. - В кн.: Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. Киев: Наук. думка, 1981, с.138-144.

Приуроченность в плане и разрезе свинцово-цинковой минерализации к субмеридиональной полосе интенсивных эпигенетических изменений вмещающих пород, трассируемых глубинным Мальнско-Симонювским разломом и присутствие в рассолах значительных концентраций полиметаллов свидетельствует об эпигенетическом характере полиметаллической минерализации.

Табл. 1. Библиогр.: 13 назв.

УДК (550.84:553.434:551.736.1)(477.61.62)

Геохимическая зональность медной минерализации в нижнепермских отложениях Донбасса / Эдельман А.М., Грабянский В.В., Грабянская Н.Н. - В кн.: Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. Киев: Наук. думка, 1981, с.144-149.

Изучалась геохимическая зональность стратиформного медного оруденения в нижнепермских отложениях Донбасса. Выявлены элементы-индикаторы медного оруденения. Установлены монотонно изменяющиеся показатели зональности, которые рекомендуются для оценки уровня вскрытой рудной зоны при поисках медного оруденения мансфельдского типа в Донбассе.

Ил. 2. Библиогр.: 17 назв.

УДК 550.4:553.434(477.8)

О диагенетическом накоплении меди в красноцветных отложениях нижнего девона Приднестровья / Шумлянский В.А., Сергеев И.П., Сушук Е.Г. - В кн.: Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. Киев: Наук. думка, 1981, с.149-156.

Сравнительное изучение литолого-геохимических особенностей красноцветов и сероцветов днестровской серии позволило сделать некоторые выводы об условиях осадконакопления, диагенетическом перераспределении вещества и перспективах меденосности.

Табл.2. Библиогр.: 8 назв.

УДК 535.822

Микротопография золота из современных аллювиальных отложений бассейна р.Днестр / Рыбалко С.И., Мельничук Э.В., Иванченко В.Н., Рыбакова Э.А. - В кн.: Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. Киев: Наук. думка, 1981, с.157-164.

Микротопография поверхности зерен самородного золота из аллювиальных отложений бассейна р.Днестра в его среднем течении указывает на то, что большинство из них прошло длительный путь транспортировки из коренных кристаллических пород в прибрежно-морские (промежуточные коллектора) и лишь затем в аллювий.

Ил.4. Табл. 2. Библиогр.: 4 назв.

УДК 550.4:549.283

Золотосодержание терригенных отложений и угольных пластов Донецкого бассейна / Дзюба С.М., Лепкий С.Д. - В кн.: Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. Киев: Наук. думка, 1981, с.164-168.

Нейтронно-активационными и пробирными методами изучено содержание золота и серебра в палеозойских отложениях Донбасса. Установлена связь золота и некоторых других металлов с органическим веществом угольного и битумного ряда.

Табл. 3. Библиогр.: 2 назв.

Апатит-ильменитоносная кора выветривания габброидов Волны / Тарасенко В.С., Полканов Ю.А., Бойко Д.Д., Кулинова Л.А., Проскурин Г.П. - В кн.: Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. Киев: Наук. думка, 1981, с.169-173.

Кора выветривания габброидов Волны характеризуется высоким содержанием ильменита и апатита. Формирование эльвия сопровождается активным выносом большинства химических компонентов, в том числе и фосфора. Титан является одним из наиболее устойчивых элементов в коре выветривания. Изучена изменчивость ильменита и апатита в коре выветривания.

Табл. 2. Библиогр.: 10 назв.

УДК 550.42:546.22.027+546.26.027+546.815.027(477-924.52)

Гесхимия изотопов углерода, серы и свинца в зонах рудной минерализации пород венда-кембрия советских Карпат / Луков Ф.И., Лесной Л.А. - В кн.: Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. Киев: Наук. думка, 1981, с.174-177.

В результате исследований изотопного состава C и в зонах кварц-карбонатного метасоматоза и Pd в рудах и породах венда-кембрия Советских Карпат установлены различия изотопного состава этих элементов и зависимость его от металлогенической специализации зон концентрации рудных компонентов.

УДК 552.143:[551.763-551.781](477.7)

Цеолиитообразование в породах мела и палеогена Украинского Причерноморья / Дихоцкая Н.Н. - В кн.: Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. Киев: Наук. думка, 1981, с.177-181.

Осадочные породы мела и палеогена Причерноморской впадины и впадины склона Украинского щита характеризуются широким распространением в них цеолита (клиноптилолита), наибольшее содержание которого в породах приурочивается к северному борту Причерноморской впадины (междуречье Ингул-Днепр). Частота встречаемости и форма нахождения цеолита позволяют считать его нормально-диагнетическим минералом.

Ил. 7. Табл. 1. Библиогр.: 6 назв.

УДК 550.4:553.7(477.75)

Формирование подземных вод Индоло-Кубанского прогиба / Нестеров К.В. - В кн.: Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. Киев: Наук. думка, 1981, с.182-190.

Рассматриваются условия формирования подземных вод мезозойских, палеогеновых и неогеновых отложений зоны прогиба Индоло-Кубанской впадины. Установлено, что преимущественная разгрузка иллизионных вод происходит на участках функционирования современных и древних грязевых вулканов, действующих в течение миоцена и плиоцена.

Табл. 2. Библиогр.: 29 назв.

Соотношения органических веществ и микрокомпонентов в подземных и шахтных водах Донбасса / Разуваева Р.И., Майкут О.М., Мигович В.И. - В кн.: Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. Киев: Наук. думка, 1981, с.191-197.

Проведенные впервые исследования водорастворенного органического вещества (ВРОВ) подземных и шахтных вод для угленосного Донбасса показали сходство его с органическим веществом (ОВ) подземных вод нефтегазоносных бассейнов, что может служить доказательством его седиментогенной природы. ОВ извлекается водами из осадочных пород на стадии раннего диагенеза и не зависит от времени контактирования вод с породами.

Ил. 1. Табл. 2. Библиогр.: 7 назв.

УДК 552.52+550.42

Роль глинистых минералов в концентрировании микроэлементов / Стрельковская А.Г., Доленко И.Н. - В кн.: Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. Киев: Наук. думка, 1981, с.197-203.

Изучено распределение микроэлементов в битумных породах и подземных водах Карпат, Крыма, ДДВ. Для каждого региона характерен свой состав глинистых пород, определенное содержание в них микроэлементов. Количественное и качественное изменение последних определяется степенью метаморфизма алюмосиликатных пород.

Табл. 4. Библиогр.: 5 назв.

УДК 549.62.9:553.068.56(262.5/262.54)

Вещественный состав гранатов из основных современных морских россыпей Северного Причерноморья и Приазовья / Ширков Е.Ф., Козак С.А., Соболевский О.В., Иноземцев Л.И. - В кн.: Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. Киев: Наук. думка, 1981, с.204-210.

Для изучения вещественного состава гранатов впервые применен метод микроспектрального анализа. Исследованы закономерности распространения различных по составу гранатов в пределах провинции. Выказаны предположения о возможных коренных источниках гранатов.

Табл. 1. Библиогр.: 5 назв.

УДК 553.078

Гравитационная дифференциация минералов при образовании аллювиальных россыпей / Кардаш В.Т. - В кн.: Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. Киев: Наук. думка, 1981, с.210-217.

Установлено, что твердая, но дезинтегрированная среда каждую погруженную в нее частицу выталкивает кверху с силой, прямо пропорциональной весу этой среды в объеме данной частицы. Сочетание гравитационной дифференциации в речном потоке с проседанием в начале диагенеза является причиной секущего по отношению к напластованию контура золотоносности.

Ил. 1. Табл. 3. Библиогр.: 27 назв.

Геохимическая зональность донных осадков Днепро-Бугского лимана / Усенко В.П., Красножина З.В., Ильвицкий И.И. - В кн.: Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. Киев: Наук. думка, 1981, с.218-225.

В результате математической обработки (факторный и тренд-анализ), литолого-геохимических характеристик современных донных осадков Днепро-Бугского лимана выделены поля максимальных значений типоворных ассоциаций элементов и охарактеризованы процессы седиментогенеза в устьевом лимане.

Ил. 1. Табл. 1. Библиогр.: 6 назв.

УДК 552.143:551.79(262.5)

Литология карангатских отложений северо-западной части Черного моря / Луций Г.К., Карпов В.А. - В кн.: Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. Киев: Наук. думка, 1981, с.225-232.

Имеющиеся данные свидетельствуют о широком развитии в С-З части Черного моря карангатских отложений, представленных береговыми аккумулятивными формами характерного литологического состава (ракушечники и пески - вверху и алевроиты - внизу) с типичным комплексом солоноватой фауны. Береговая линия карангатского моря в этом районе не выходила за пределы современной.

Ил. 1. Табл. 4. Библиогр.: 20 назв.

УДК [553.3/4.078.7:551.782] (477)

Новые данные о закономерностях размещения титано-циркониевых россыпей Украины / Кальная М.М., Галецкий Л.С. - В кн.: Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. Киев: Наук. думка, 1981, с.233-239.

Комплекс специальных палеотектонических и палеогеографических построений показал, что решающее влияние на локализацию оруденения, кроме источников питания, оказывает колебательные движения и перемещения блоков земной коры, которые определяют палеогеографические и фациальные обстановки образования россыпных месторождений.

УДК 553.6:553.32(477.63)

Литологические аспекты расширения попутной добычи полезных ископаемых на Никопольском марганцевом месторождении / Грязнов В.И., Богданович В.В. - В кн.: Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. Киев: Наук. думка, 1981, с.240-248.

Показаны возможности попутного промышленного использования песков, глин и известняков. Подчеркнута необходимость изучения попутных полезных ископаемых одновременно с разведкой рудного тела.

Ил. 1. Библиогр.: 9 назв.

УДК 552.58(234.86)

Роль магнийсодержащих организмов в доломитизации известняков / Шехоткин В.В. - В кн.: Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. Киев: Наук. думка, 1981, с.248-253.

Высказывается предположение, что магнийсодержащие организмы верхнемеловых и палеоценовых пород Крыма (миванки, серпули, багрянки) при жизни состояли из метастабильных форм высокомагнезиального кальция. Стабилизация его структуры сопровождается потерей магния, что и привело к локальной доломитизации в толще осадка.

Ил. 2. Табл. 1. Библиогр.: 11 назв.

УДК 553.623.54

О возможных путях формирования месторождений глауконитовых руд / Кацнельсон И.Ч. - В кн.: Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. Киев: Наук. думка, 1981, с.253-258.

Обсуждаются вероятные пути формирования месторождений глауконитовых руд. По характеру природы глауконитовых зерен выделены первичный, аутигенный, и вторичный, перестроенный (аллотигенный), типы залежей. Отмечаются основные геологические особенности залежей каждого типа.

Библиогр.: 15 назв.

УДК 553.688.4:553.661:001.8(477.83)

Классификация целестинсодержащих серных руд Предкарпатья / Луныч В.С. - В кн.: Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. Киев: Наук. думка, 1981, с.258-267.

Разработана геолого-технологическая классификация целестинсодержащих серных руд известнякового типа, применение которой в сочетании с методом вероятностно-статистической характеристики соотношений выявленных технологических классов руд (метод Монте-Карло) позволяет производить количественную оценку запасов попутно извлекаемого целестина, контроль и планирование технологического процесса на обогатительной фабрике.

Табл. 1.

УДК 546.16:549.454.2

Источники фтора и фторитообразование в осадочных формациях рого-запада Восточно-Европейской платформы / Ловинский Э.И. - В кн.: Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. Киев: Наук. думка, 1981, с.268-274.

Рассмотрены основные природные источники фтора и показаны условия его возможной дифференциации и интеграции вплоть до фторитообразования.

Библиогр.: 12 назв.

Закономерности локализации и прогнозная оценка осадочных образований Украинского щита на вторичные каолины / Добровольская Т.И., Радионова Т.В., Сапронова Э.Д. - В кн.: Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. Киев: Наук. думка, 1981, с.274-282.

На основе стратиграфического, структурно-тектонического, палеогеографического и литолого-фациального критериев проводится прогнозирование на вторичные каолины осадочных пород УЩ и его обрмления. Вторичные каолины, благодаря их мономинеральности, примеси органического вещества, редких и рассеянных элементов могут быть источником получения глинозема.

Ил. 1. Библиогр.: 15 назв.

УДК 553.623(26) (477.72)

Геолого-литологические особенности и условия формирования Дярылгачской группы месторождений строительных песков. / Романенко В.М. - В кн.: Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. Киев: Наук. думка, 1981, с.282-291.

Приводится комплексное описание строительных песков Дярылгачской группы месторождений, расположенных в южной части Дярылгачского залива и являющихся важной минерально-сырьевой базой для промышленного и курортного строительства в южных областях УССР.

Ил. 2.

УДК [552.13+550.4:001.8] : 553.661 /477.8/

Геохимическая изменчивость и минеральные новообразования в породах, перекрывающих серные залежи Предкарпатья / Помирцев Г.П., Кропачева С.К. - В кн.: Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. Киев : Наук. думка, 1981, с.291-299.

По результатам геофизических и минералого-геохимических исследований над серными залежами предкарпатских месторождений установлены зоны сульфидной минерализации, в области которых наблюдается изменение корреляционных связей между *Ca, Mg, Mo, Ni, Pt*. В районе месторождений отмечено также понижение электропроводности пород надрудной толщи, обусловленное скоплениями углеводородов.

Указанные факторы могут служить дополнительными критериями при поисках и прогнозировании месторождений серы.

Ил. 2. Библиогр.: 5 назв.

2 руб . 50 коп .

5762

« НАУКОВА ДУМКА » °