

ГЕОЛОГИЯ
И РУДОНОСНОСТЬ
ЮГА УКРАИНЫ

1971

МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ СССР
ДНЕПРОПЕТРОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

ГЕОЛОГИЯ
И РУДОНОСНОСТЬ
ЮГА УКРАИНЫ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

ВЫПУСК 4

ДНЕПРОПЕТРОВСК
1971



21120-5720

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

канд. геол.-мин. наук. В. И. ГРЯЗНОВ (ответственный редактор),
канд. геол.-мин. наук. М. М. ИЛЬВИЦКИЙ (ответственный секретарь),
канд. геол.-мин. наук. М. Ф. НОСОВСКИЙ,
канд. геол.-мин. наук. З. И. ТАНАТАР-БАРАШ,
канд. геол.-мин. наук. Л. Я. ХОДЮШ.

БИОСТРАТИГРАФИЯ СРЕДНЕМИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЭВКСИНСКОГО БАССЕЙНА (ЮЖНАЯ УКРАИНА)

М. Ф. НОСОВСКИЙ.

Среднемиоценовые отложения широко развиты на равнинных пространствах юга Украины. Они занимают почти всю территорию Степного Крыма и простираются далеко к северу между меридианами Одессы и Мелитополя в виде осадков мелководного залива, достигавшего широты Запорожье — Кривой Рог.

Этот залив, получивший название Борисфенского (Соколов, 1899), составляет вместе с Крымом северную часть Эвксинского бассейна Понто-Каспийской области. Благодаря своему промежуточному географическому положению между Крымско-Кавказским и Карпатским регионами он предоставляет дополнительные возможности для биостратиграфической корреляции среднемиоценовых отложений Эвксинского бассейна с одновозрастными образованиями других частей Паратетиса, поскольку здесь наряду с изоляцией морских бассейнов отчетливо прослеживаются этапы их периодического соединения с водами близких к нормальной солености полузамкнутых миоценовых бассейнов Центральной Европы.

Соответственно этому в среднем миоцене Борисфенского залива встречается два основных типа фауны моллюсков: солоноватоводная фауна эвксинского типа, в основном состоящая из автохтонных представителей замкнутых бассейнов Понто-Каспия, и фауна средиземноморского типа, расселявшаяся во время сообщения этого залива с западной акваторией Паратетиса и являющаяся наиболее важной для стратиграфической корреляции.

В Северном Причерноморье, охватывающем южный склон Украинского щита и Причерноморскую впадину, выделяются следующие фаунистически охарактеризованные стратиграфические горизонты среднего миоцена: томаковские слои южного склона докембрийского щита, а в Крыму — тарханский горизонт, затем — чокракский, караганский и конкский горизонты.

Среднемиоценовые отложения выходят на поверхность во многих местах Керченского полуострова, на площади Симферопольского и Тарханкутского поднятий, но в остальных районах Степного Крыма, также как и в пределах Борисфенского залива, скрыты под мощным чехлом более молодых осадочных образований неогенового и четвертичного возраста. Только на южном склоне Украинского щита по окраинам марганцеворудных залежей Никопольского месторождения в долинах степных рек Томаковки, Каменки и Желтенькой прослеживаются единичные обнажения томаковских слоев и караганского горизонта. На

левого берега Днепра томаковские слои выходят на поверхность в районе г. Запорожье, а по р. Конке у сел. Веселянка можно наблюдать разрез конкского горизонта.

Новые возможности для наблюдения среднемиоценовых отложений в этом районе предоставляют искусственные карьеры по добыче марганцевых руд Никопольского месторождения, особенно в его восточной части на Басанском и Грушевском участках.

В пределах Борисфенского залива среднемиоценовые отложения слагаются мелководной толщей многократно переслаивающихся песков, глин, известняков и мергелей.

Они резко трансгрессивно залегают на различных по возрасту породах майкопской серии и лишь в северной, наиболее приподнятой части Украинского щита, за контурами развития палеогена, располагаются на докембрийском фундаменте.

Общая мощность этих отложений, вдоль южного склона докембрийского щита, не превышает нескольких метров, но к югу постепенно возрастает, составляя 20 м на широте Мелитополь—Херсон—Николаев.

Во внутренней части Борисфенского залива, южнее названной широты, наряду с песками и глинами появляются мергели, а затем известняки, в основном слагающие разрезы караганского и конкского горизонтов. В том же направлении увеличивается и общая мощность среднего миоцена, достигающая около 40 м в приосевой части Причерноморской впадины (рис. 1).

Томаковские слои развиты только на южном склоне Украинского щита, в узкой широтной полосе их выходов на поверхность от р. Базавлука и его притоков на западе, до г. Запорожья на востоке.

Во всех изученных разрезах, в том числе и в типовом на р. Томаковка у одноименного села, известняки томаковских слоев залегают на докембрийских породах или коре их выветривания, а сверху покрываются среднесарматскими отложениями или четвертичными лессовидными суглинками.

Стратотипический разрез этих слоев, находящийся в верховьях р. Томаковка, при слиянии балок Камышеватой и Кисличеватой на северо-восточной окраине села Томаковка, впервые упоминается В. А. Домгером (1902) в его полевых описаниях 1884 года. Несколько позже Н. А. Соколов (1889), неоднократно посещавший окрестности Томаковки, отнес встреченные здесь устричники к средиземноморским отложениям, которые были затем детально палеонтологически исследованы Г. П. Михайловским (1903).

Ниже приводится описание этого разреза (в нисходящем порядке):

Q	1. Лессовидный суглинок	2,0 м.
N ₁ ²	2. Глина песчаная, зеленовато-серая, без фауны	0,45 м.
N ₁ ² tmk	3. Известняк песчанистый, желтовато-серый, залегающий в виде глыб с отпечатками и ядрами моллюсков <i>Chlamys seniensis domgeri</i> (Mikh.), <i>Nucula nucleus</i> L., <i>Anadara</i> (<i>Anadara</i>) <i>diluvii</i> (Lamk.), <i>A.</i> (<i>Barbatia</i>) <i>barbata</i> L., <i>Lutraria primipara</i> Eichw., <i>Turritella archimedis</i> Brongn., etc.	0,55 м.
	4. Песок глинистый, с обилием створок <i>Gryphaea</i> (<i>Crassostrea</i>) <i>gryphoides</i> (Schloth.)	0,2 м.
Mz—Kz	5. Каолин белый, первичный на докембрийских гранитах.	

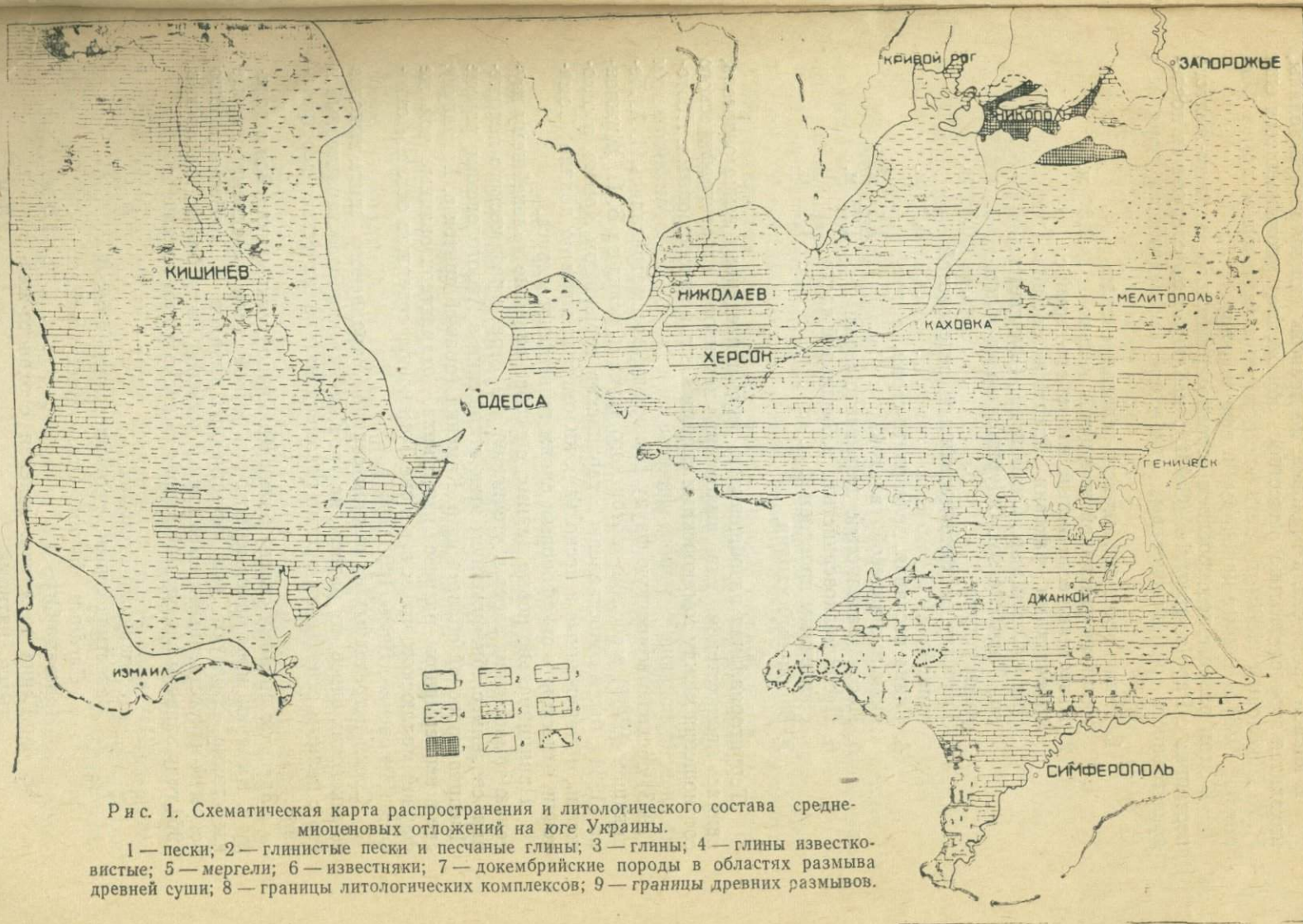


Рис. 1. Схематическая карта распространения и литологического состава среднемиоценовых отложений на юге Украины.

В южной части сел. Томаковка, по правому склону речной долины, находится второе довольно известное обнажение, упоминавшееся еще Н. А. Соколовым (1889), но детально изученное значительно позже (Лепикаш, 1936) в связи с находками в нем онкофор.

В этом разрезе под прослоем среднесарматского охристо-желтого песчаника с *Parhia gregaria* (Goldf.), наблюдается следующая последовательность среднемиоценовых отложений (в нисходящем порядке):

1. Глина песчаная, охристо-зеленая с включениями окатанной кварцевой гальки . . . 1,3 м.
2. Известняк песчанистый, желтовато-серый с отпечатками раковин *Rzehakia socialis* (Rz.), *Corbula* sp., *Cardium* sp., *Glycymeris* sp., *Turritella* sp., *Calyptraea* sp. и обломками устриц 0,3 м.
3. Гравелит, сцементированный зеленоватой глиной 0,2 м.
4. Глина песчаная, зеленовато-серая, с гравием и кварцевой галькой 1,5 м.
5. Песок гравелистый, зеленовато-серый . . . 1,75 м.
6. Песок мелкозернистый, в базальной части с галечным прослоем 1,4 м.
7. Вторичный каолин.

Территориальная разобщенность двух приведенных выше разрезов, явилась препятствием для выяснения истинного стратиграфического соотношения между томаковскими слоями s. str. и онкофоровыми. Поэтому слои, включающие монографически описанную Г. П. Михайловским (1903) средиземноморскую фауну Томаковки, рассматривались И. А. Лепикашем (1936) в составе тортонского яруса и, вслед за Б. П. Жижченко (1934), были сопоставлены с тарханским горизонтом Крыма, а отложения, обнаруженные в нескольких километрах ниже по долине Томаковки, отнесены к онкофоровым слоям гельветского яруса.

Принципиально новые данные, способствовавшие дальнейшему изучению томаковских слоев и уточнению их стратиграфического положения, связаны с обнаружением этих отложений в Апостоловском районе Днепропетровской области на р. Каменка (правый приток р. Базавлук), где в непрерывном разрезе известняки, охарактеризованные той же фауной моллюсков, что и в районе Томаковки, содержат остатки онкофор (Носовский, 1953б, 1956, 1957).

Среди встреченных на южном склоне Украинского щита выходов томаковских слоев, их разрез на р. Каменка наиболее характерный и его с полным основанием можно рекомендовать в качестве неострато-типа.

Здесь по правому склону балки Криничной, открывающейся в долину р. Каменки ниже одноименного с речкой села, среднемиоценовые известняки образуют ряд естественных выходов и особенно хорошо вскрыты искусственными выемками в устьевой части балки, где мною в 1964 году записан следующий разрез (в нисходящем порядке):

- | | | | |
|-----------------------------|----|--|--------|
| Q | 1. | Лессовидный суглинок | 0,5 м. |
| N ₁ ³ | 2. | Известняк серый, перекристаллизованный с <i>Cardium fittoni</i> Orb., <i>Mastra pallasii fabreana</i> Orb. | 1,0 м. |
| N ₁ ² | 3. | Глина песчаная, зеленая с охристо-желтыми пятнами | 2,0 м. |

- N²tmk 4. Известняк серый, перекристаллизованный, с отпечатками и ядрами моллюсков *Nucula nucleus* L., *Glycymeris deshayesi* (Mayer), *Mytilus fuscus* Hörn., *Chlamys* (*Chlamys*) *senienseis domgeri* (Mikh.), *Ch. multistriata* (Poli), *Hinnites crispa* Brocc., *Cardita jouanneti* Bast., *Gryphaea* (*Crassostrea*) *gryphoides* (Schloth.), *Panopea* (*Panopea*) *menardi* Desh., *Rzehakia socialis* (Rz.), *Turritella turris* Bast. 2,0 м.
5. Тот же известняк с преобладанием *Rzehakia socialis* (Rz.) и остатками крупных устриц *Gryphaea* (*Crassostrea*) *gryphoides* (Schloth.) 0,4 м.
6. Песок гравелистый, светло-зеленый 0,4 м.
7. Гравелит, сцементированный вязкой песчаной глиной 0,2 м.
- Mz—Kz 8. Каолин первичный, залегающий на докембрийских гранитах, видимой мощностью 2,5 м.

В приведенном разрезе слои 3—7 относятся к среднему миоцену, из них 4 и 5 слои отвечают известным в 70 км к востоку средиземноморским отложениям Томаковки.

Из анализа этого разреза устанавливается также, что своеобразие родового состава моллюсков, ранее обнаруженных И. А. Лепикашем (1936) в окрестностях сел. Томаковка вместе с онкофорами (*Ostrea*, *Glycymeris Calyptraea*, *Turritella*), объясняется приуроченностью в Приднепровье этих остатков фауны, включая онкофор, к осадкам морского бассейна нормальной солености. Что же касается упоминаемого Лепикашем, *Cardium* cf. *kartlicum* David., вида характерного для солонатоводных отложений коцахурского горизонта Грузии (Давиташвили, 1934), то к нему были ошибочно отнесены найденные в районе Томаковки ядра плохо сохранившихся раковин *Cardium turonicum* Mayeri.

Известняки томаковских слоев, развитые на рр. Каменка, Томаковка и в других местах Приднепровья, содержат обильную фауну моллюсков, в основном пластинчатожаберных, включающую более 50 видов (Михайловский, 1903, Лепикаш, 1937, Носовский, 1953, 1957, 1964, Зиновьев, 1960, Барг, 1968, 1969). В составе этого комплекса можно назвать следующие наиболее характерные виды: *Anadara* (*Anadara*) *diluvii* (Lamk.), *A.* (*A.*) *turonica* (Duj.), *Chlamys* (*Chlamys*) *senienseis domgeri* (Mikh.), *Ch.* (*Ch.*) *multistriata* (Poli), *Ch.* (*Aequipecten*) *macrotis* (Sow.), *Hinnites crispa* Brocc., *Isognomon rollei* (Hörn.), *Cardita jouanneti* Bast., *Gryphaea* (*Crassostrea*) *gryphoides* (Schloth.), *Linga* (*Linga*) *columbella* Lamk., *Loripes*, (*Loripes*) *dujardini* (Desh.), *Pitar* (*Paradione*) *italica* DeFr., *Tellina* (*Moerello*) *donacina* L., *Oudardia compressa* (Brocc.), *Panopea* (*Panopea*) *menardi* Desh., *Turritella archimedis* Brongn., *T. turris* Bast., *Calyptraea* (*Calyptraea*) *chinensis taurostriatella* Sacco, *Euspira catena helicina* (Brocc.), *Ocinebrina sublavata sublavata* (Bast.), *Terebralia bidentata* (Grat.), etc.

Весьма существенный элемент томаковской фауны составляют онкофоры — *Rzehakia socialis* (Rz.), входящие в состав приведенного выше стеногалинного комплекса и особенно распространенные в основании разреза, где обычно встречаются *Gryphaea* (*Crassostrea*) *gryphoides* (Schloth.).

Комплекс фораминифер томаковских отложений не отличается видо-

вым разнообразием вследствие плохих условий захоронения и малохарактерный. По определениям В. Я. Дидковского (1964) и М. В. Ярцевой (1950) это обычно бентосные виды: *Triloculina gibba* Orb., *Quinqueloculina boueana* Orb., *O. hauerina* Orb., *Elphidium macellum* (F. et M.), *Guttulina lactea* (Walk. et Jacob.), *Florilus boueanus* Orb., *Streblus beccarii* (L.), *Discorbis obtusum* (Orb.), *Cibicides lobatulus* (Walk. et Jacob.).

Остракоды также немногочислены. Они принадлежат видам, встречаемым и в тарханском горизонте Крыма (Люльев, 1966а): *Trachyleberis edwardsii* (Roem.), *Loxococoncha carinata* Lnk., *Leptocythere distorta* Mand., *Cytheretta alberti* Schn., *C. edwardsi* (Roem.), *Cytheridea mülleri* (Münst.), *Clithrocytheridea* ex gr. *gracilis* Schn., *Paradoxostoma ensiforme* Brady, *Bythocythere cristata* Schn., *Aglaocypris tarchanensis* (Suz.).

Судя по систематической принадлежности обнаруженных фаунистических остатков и, в особенности моллюсков, томаковские слои представляют ту часть среднемиоценового разреза, которая в иных частях Паратетиса выделяется в качестве нагорянских слоев (Горецкий, 1961), горийского горизонта (Квалиашвили, 1962) или карпатской серии (Cicha, Senes, Tejcal, 1967).

Томаковская фауна могла проникнуть в пределы Украины только благодаря обширной трансгрессии, связанной в Карпатской области с т. н. «верхним гельветом», которому синхронны не только томаковские слои, но, по-видимому, и тарханский горизонт в его широком понижении, включая горийские слои. Поэтому развитые в краевой части Борисфенского залива томаковские слои, являющиеся важным корреляционным уровнем, отвечающим времени широкого соединения разновозрастных миоценовых бассейнов Паратетиса.

Заслуживает внимания дискуссионный вопрос о возрастных аналогах томаковских слоев в Причерноморской впадине.

Как известно, в сторону этой впадины, по крайней мере до широты Херсон — Каховка — Мелитополь и даже южнее, базальная часть миоценового разреза представлена толщей изумрудно-зеленых песков маячковой свиты, отличающихся разнообразным литологическим составом и небольшой мощностью (0,3—6,5 м).

Выводы о возрасте этих отложений противоречивы. Первоначально выделенные в качестве вероятных аналогов томаковских слоев (Носовский, Пасечный, 1965), в дальнейшем пески маячковой свиты стали относить к тарханскому (Веселов, А. Насад и Н. Насад, 1966), а затем чокракскому горизонтам (Насад, 1968).

Основываясь на анализе новых палеонтологических данных и на личных наблюдениях, мы вынуждены несколько уточнить свои прежние выводы о возрасте маячковой свиты.

Как будет видно из дальнейшего, формирование маячковых пород в Борисфенском заливе, в отличие от времени образования томаковских слоев, необходимо связывать с начальным этапом гельветской трансгрессии, отвечающей времени существования здесь солонатоводного бассейна, обычно характеризующегося в иных частях Паратетиса онкофоровой фауной моллюсков и чрезвычайно бедным составом мелких фораминифер. Как известно, отложения этого бассейна в ряде областей Паратетиса именуется «нижним гельветом».

В маячковых отложениях находки микрофауны крайне редки, а встреченные фораминиферы характеризуются однообразным видовым составом, позволяющим судить только о палеоэкологических условиях бассейна, но не возрасте пород, который может быть принят лишь условно. По определениям Л. С. Пишвановой из числа фораминифер здесь

присутствуют следующие виды: *Quinqueloculina akneriana* Orb., *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. rugosum* (Orb.), *Streblus beccarii* (L.), *Porosonion granosus* (Orb.).

Этот обедненный, но стабильный для маячковской свиты видовой состав мелких фораминифер свидетельствует о его обитании в условиях нарушенного гидрологического режима, иначе говоря, в условиях бассейна солоноватоводного.

В приосевой части Причерноморской впадины маячковские пески отсутствуют, т. к., по-видимому, в сторону Каркинитского залива они фациально замещаются майкопскими глинами.

Последнее предположение подтверждается тем неоспоримым фактом, что в буровых скважинах сел. Ивановка (скв. 8-к), порта Харлы (скв. 13-к), пос. Свободный Порт (скв. 12) и в некоторых других пунктах Нижнего Днепра, достоверно чокракские отложения залегают на майкопских глинах, содержащих диатомовую флору, которая свидетельствует об опреснении бассейна и следовательно, о возможности корреляции залегающей над чернобаевской свитой толщи глин с королевскими слоями Крыма и ривцевской свитой Предкавказья (Носовский, 1970).

Здесь следует особо упомянуть важный разрез скважины, пробуренной в пос. Свободный Порт Херсонской обл. на берегу Ягорлыцкого лимана. Она вскрыла чокрак на глубине от 278,3 до 286,5 м, причем весь он представлен голубовато-зелеными мергелистыми глинами с *Chlamys pertinax* Zhizh. и отчетливыми следами перерыва у самой подошвы. Залегающие ниже майкопские темно-серые алевроитовые глины пронизаны до глубины 290 м охристо-желтыми железистыми пятнами, а в интервале 292,0—296,5 содержат однообразную фауну мелких фораминифер, аналогичную фауне, характеризующей отложения маячковской свиты в ее типичных разрезах, а именно: *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. rugosum*, (Orb.), *Porosonion granosus* (Orb.), *Quinqueloculina akneriana* Orb., *Melonis* sp., *Globigerina* sp. (определения Л. С. Пишвановой).

В более северной полосе, где маячковские пески отчетливо выделяются по скважинам, выше их тоже залегают чокракские отложения, нередко содержащие в нижней части разреза окатанные включения известняков с остатками моллюсков исключительно плохой сохранности. Как правило, это ядра и отпечатки раковин *Arca*, *Chlamys*, *Venus*, *Diplodonta*, *Bittium*, *Turritella* и представителей других родов, ближе пока неопределимых, но совершенно не исключающих своей принадлежности к переотложенному томаковскому комплексу, как это уже отмечалось на Грушевском участке восточной площади Никопольского месторождения (Носовский, 1953 в). Важно подчеркнуть, что во всех известных разрезах указанные моллюски встречены выше песков маячковской свиты и, видимо, являются следами глубокого размыва незначительной по мощности пачки известняков ранее покрывавших маячковские пески. Существование регионального перерыва перед началом чокракской трансгрессии подтверждается не только признаками переотложения фауны, но и повсеместным распространением охристо-желтых железистых разводов в песках маячковской свиты, включая и те южные районы, где эти отложения выражены «майкоповидными фациями» (напр. пос. Свободный Порт).

Подобные предположения вполне обоснованны и из общегеологических соображений, т. к. очень трудно представить случай, чтобы во внутренней части Причерноморской впадины отсутствовали следы томаковских слоев, распространенных далеко на севере — вдоль южного склона Украинского щита. Тем не менее, до завершения детального изучения упоминавшихся палеонтологических материалов, следует воз-

держиваться от широких стратиграфических сопоставлений, основанных исключительно на внешнем литологическом сходстве пород, слагающих нижнюю часть среднемиоценовых разрезов Причерноморской впадины и южного склона Украинского щита.

Обращая внимание на литологическое однообразие пород маячковской свиты, представленных ярко-зелеными песками, необходимо указать, что в Каховском районе Херсонской области они весьма постепенно сменяются книзу пачкой белых кварцевых песков, очень мелкозернистых и лишенных каких-либо органических остатков. При геологическом картировании эти белые пески прослежены на ограниченной площади в Херсонской обл. и выделены Г. В. Пасечным под названием софиевской свиты. Однако их следует рассматривать как местную фацию нижней части маячковских отложений, подобно фации оолитовых железистых песчаников, описанных из той же части миоценового разреза в Запорожской области на междуречье Конка—Молочная (Грязнов, Хорошева, 1957, Носовский, 1957). Поэтому вводить софиевскую свиту в стратиграфическую схему неогена юга Украины нецелесообразно.

Чокракский горизонт. Южная Украина является той частью Понто-Каспийской области, где эти отложения впервые были открыты и детально изучены у оз. Чокрак на Керченском полуострове (Андрусов, 1884).

Несмотря на более чем полувекую историю исследований чокракских отложений, широко распространенных в Крымско-Кавказской области, на территории Северного Причерноморья они были установлены значительно позже (Носовский, 1952, 1953в, 1957, Молявко, 1952, 1960). Еще ранее существовали только отрывочные сведения о их присутствии в скважинах г. Бердянска (Маков, 1938) и в разрезе скважины сел. Степановка на побережье Азовского моря (Ханин, 1949). Однако, в последнем пункте к чокракскому горизонту была отнесена песчаная толща на основании встреченного в ней ракушечного прослоя, который, как теперь установлено, содержит олигоценовую фауну серогозской свиты: *Corbula sokolovi* (Karl.) и *Cardium serogosicum* Nossov.

В Борисфенском заливе чокракские отложения нигде не выходят на поверхность. Они вскрыты только бурением, поэтому некоторые вопросы палеонтологической характеристики и распространения этих отложений еще до конца не выяснены. Тем не менее, сейчас уже ни у кого не возникает сомнений в том, что чокракское море покрывало значительную часть территории Северного Причерноморья, о чем свидетельствует обнаружение его отложений в Никопольском районе (Носовский, 1953в), в районе г. Каховка (Молявко, 1953) и в бассейне р. Ингулец (Басс и др., 1959).

Распределение литофаций и мощностей этих отложений нами отражено на палеогеографической карте, помещенной в Атласе литолого-палеогеографических карт СССР (1967 г.). Наибольшей мощности они достигают в приосевой части Причерноморской впадины (8,5—14,5 м), а по направлению к северу, в сторону Украинского щита, мощность становится менее метра. В том же направлении изменяется и их литологический состав: карбонатные породы тяготеют к внутренней части Борисфенского залива, а на остальной площади развиты, главным образом, песчаные глины и алевроиты.

Детальная палеонтологическая характеристика отложений чокракского горизонта по конкретным разрезам этого района приведена во многих ранее опубликованных работах. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что чокракская фауна Борисфенского залива характеризуется теми же эндемичными видами моллюсков, как и в других частях Понто-Каспия, а именно: *Chlamys pertinax* Zhizh., *Ervilia praepodolica*

Andrus., *Paphia erroneus* (Zhizh.), *Cardium impar* Zhizh., *C. centumparium* Andrus., *Cerithium cattleuae* Baily, etc.

Эндемичный состав имеют также бентосные фораминиферы (Дидковский, 1964, Дидковский, Молявко, 1965) и остракоды этих отложений (Люльев, 1966а).

Другая важная особенность фауны моллюсков заключается в присутствии таких стеногалинных элементов, как *Pitar*, *Dosinia*, *Euspira*, *Turritella*, а также остатков морских ежей, что не свойственно другим участкам чокракского бассейна Понто-Каспия.

К сожалению нет полной уверенности в том, что все упомянутые представители стеногалинной фауны обнаружены *in situ*, а не переотложены из более древних отложений — томаковских слоев. Однако и при таких условиях не исключается существование кратковременной связи между чокракским морем Эвксинской области и полузамкнутым Предкарпатским бассейном, учитывая последние находки чокракских отложений в южной части междуречья Прут—Днестр (Рошка и др., 1968).

Караганский горизонт. Конфигурация Борисфенского залива в караганское время в общих чертах совпадает с контурами предшествующих среднемиоценовых трансгрессий.

Описание наиболее характерных разрезов этого горизонта приведено в ранее опубликованных работах (Молявко, 1960, Носовский, 1960), а распределение литофаций и палеогеографические реконструкции отражены в Атласе литолого-палеогеографических карт СССР (1967). Следует лишь дополнить к этому, что караганские отложения с фауной спаниодонтелл (*Spaniodontella pulchella* Baily) еще в 1964 году обнаружены нами к западу от Одессы у сел. Полевое, Белгород-Днестровского района, по скв. 15, на глубине 306,5—307,2 м. Здесь они сложены раковинно-детритовым известняком, подтверждающим существование караганского залива и на площади Преддобруджинского прогиба.

Отложения караганского горизонта повсеместно ложатся с размывом на подстилающие слои миоцена и характеризуются преобладанием глинисто-алевритовых пород, но в южной части территории — в Херсонской области и далее — в Крыму, развиты карбонатные осадки — преимущественно известняки. В вертикальном разрезе нижняя часть караганского горизонта сложена более песчаными породами, в отличие от верхней — глинистой. Общая мощность отложений достигает на юге 20 м, а в направлении к северу уменьшается до 10—11 м и даже 1—2 м в долине р. Томаковка, где они выходят на поверхность.

В Борисфенском заливе, как и в других частях Эвксинской области, караганские отложения характеризуются резко обедненной ассоциацией моллюсков, среди которых доминируют спаниодонтеллы: *Spaniodontella pulchella* Baily, *Sp. umbonata* Andrus. и реже встречаются *Spaniodontella andrussovi* Toula. Подчиненное значение имеют гастроподы *Mohrensternia barboti* Andrus., *Hydrobia* sp., а также обнаруженные в самой верхней части разреза единичные раковины *Ervilia pusilla trigonula* Sok., *Varnea* sp., *Nassa dujardini* Desh., *Pirinella* ex gr. *mitralis* (Eichw.), *Euspira* sp. indet.

Широкое распространение спаниодонтелл, занимающих узкий стратиграфический диапазон, позволяет легко различать караганские отложения от ниже- и вышележащих слоев, а присутствие крупных раковин спаниодонтелл, наряду со *Spaniodontella andrussovi* Toula, дает основание связывать формирование этих отложений в Борисфенском заливе со второй половиной караганского века.

Выше собственно караганских отложений с мономорфной фауной спаниодонтелл развиты эрвилиевые слои, часто именуемые мелитополь-

скими (Молявко, 1960), а над ними залегают фоладовые (барнеевые) слои, известные также под названием картвельских.

Основное содержание эрвильевых слоев составляют остатки раковин *Ergilia pusilla trigonula* Sok., наряду с немногочисленными представителями более стеногалинных видов: *Loripes niveus* (Eichw.), *Euspira catena helicina* (Brocc.), *Nassa dujardini* Desh., *Pirinella ex gr. mitralis* (Eichw.).

Эрвильевые слои имеют сходную палеонтологическую характеристику и в других частях Эвксинского бассейна, особенно на западной его окраине — в Болгарии (Кююмджиева, 1965) и на востоке, в Грузии (Жгенти, 1958).

Фолады из рода *Varnea* спорадически встречаются по всему караганскому разрезу, но доминирующая роль им принадлежит в покрывающих эрвильевые фоладовых слоях, где господствуют *Varnea ustjurtensis* (Eichw.), *V. ujraticama* Andrus., *V. kubanica* (Zhizh.).

Распространение эрвильевых и фоладовых палеобиоценозов, по-видимому, относится к концу караганского века, однако причины резкого изменения абиотической среды, вызвавшей повсеместное исчезновение крупных спаниодонтелл, остаются неясными. Это могло быть связано как с дальнейшим опреснением караганского моря, так и с повышением его солености, вследствие возникновения кратковременного сообщения с морским бассейном, воды которого имели более высокую соленость.

Определенный интерес в этом отношении представляет скважина 701 у сел. Любимовка Михайловского района Запорожской обл. По ее разрезу на глубине 90,0—92,7 м залегают караганские глины с несколькими прослоями спаниодонтеллового ракушечника (*Spaniodontella pulchella* Bailly) и остатками фораминифер*), принадлежащих многочисленным мелкорослым *Streblus beccarii* (L.) и единичным *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. aff. kubanicum* Krasch., *Cibicides* sp., *Entosolenia* sp., *Discorbis* sp., *Quinqueloculina consorbina* (Orb.). Здесь же встречены оогонии харовых водорослей.

Залегающие выше в интервале глубин 89,0—90,0 м фоладовые (барнеевые) слои, слагаются темно-зелеными глинами, содержащими раковины *Varnea kubanica* Zhizh., *Pirinella bicostata* (Eichw.), а из фораминифер обнаружены только единичные мелкорослые *Streblus beccarii* (L.).

Следовательно, если в собственно караганских отложениях присутствует обедненный комплекс немногочисленных и мелкорослых фораминифер, то в вышележащих фоладовых слоях исчезает и без того бедная микрофауна карагана — явление типичное для Кавказа.

По-видимому, эти факты свидетельствуют о формировании слоев с фоладами в условиях прогрессирующего опреснения бассейна, может быть лишь несколько нарушенного при отложении эрвильевых слоев.

Конкский горизонт. В северо-восточной части Борисфенского залива на р. Конка находится стратотип конкского горизонта, палеонтологически детально изученный еще в конце прошлого века (Соколов, 1899).

Этот разрез расположен в 2 км от восточной окраины сел. Веселянка в крутом склоне левого берега Конки, где под четвертичными лессовидными суглинками наблюдается следующая стратиграфическая последовательность отложений (в нисходящем порядке):

*) Автор весьма признателен В. А. Крашенинникову за определения мелких фораминифер, приведенные здесь и дальше из отложений караганского и конкского горизонтов.

- N³srn₁ 1. Песок мелкозернистый, желтовато-серый, вверху переходящий в ракушечники (фалены), местами плотные, выступающие карнизами. Среди малорослой фауны господствуют пластинчатожаберные моллюски *Mastra eichwaldi* Lamk., *Paphia vitaliana* (Orb.), *Donax dentiger* Eichw., *Abra reflexa* (Eichw.), *Ervilia dissita* Eichw., *Cardium praeaplicatum* Hilb., *C. ruthenicum* (Hilb.), а из гастропод *Trochus pictus* Eichw., *Duplicata duplicata* Sow., *Cylichnina lajonkai* reana Bast. 9—10 м.
2. Песок мелкозернистый, серый и зеленовато-серый, с остатками раковин *Ervilia dissita* Eichw., *Paphia vitaliana* (Orb.), *Abra reflexa* (Eichw.), *Sandbergeria roxolanica sarmatica* Ossip., *Mohrensternia inflata* M. Hörn., *Cylichnina melitopolitana* Sok. 2 м
- N²knk 3. Песок среднезернистый, зеленый, клейкий, вверху заканчивающийся прослоем белых тонкопористых зеленоватых глин (0,1 м), покрытых охристой коркой, указывающей на следы перерыва; фауны не содержат 0,6 м
4. Песок глинистый, темно-зеленый, с большим количеством раковин *Venus konkensis* Sok., *Cardium andrussovi* Sok., *Ervilia pusilla trigonula* Sok., *Sandbergeria roxolanica* Sok. 0,5 м
5. Песок мелкозернистый, зеленовато-серый, глинистый, содержащий внизу слоя раковины *Venus konkensis* Sok., *Loripes dentatus* Bast., *Mastra basteroti konkensis* Sok., *Corbula michalskii* Sok., *Donax rutrum* Sok., *Ervilia pusilla trigonula* Sok., и др. 0,9 м
- N²₁(?) 6. Песок светлый рыхлый, мелкозернистый, вверху резко сменяющийся по неровному контакту зелеными глинистыми песками слоев с *Venus konkensis*. 1,8 м
7. Глина пепельно-серая, слоистая с обуглившимися растительными остатками; отделена перерывами от подстилающих и перекрывающих песков. 0,4 м
8. Песок крупнозернистый, желтовато-серый, с окремелой древесиной; в кровле наблюдается прослой бурого железняка. 4,5 м
- Pg^{bt}₃ 9. Глина зеленовато-серая с охристо-желтыми разводами.

В стратотипе на р. Конка, как это можно видеть из приведенного выше описания, присутствует только верхняя часть конкского горизонта (слои 3—5), выделенная под названием веселянских слоев (Мерклин, 1953). Они залегают с перерывом на миоценовых прибрежно-континентальных песчаных отложениях (слои 6—8), более точный возраст коих не совсем ясен, а от вышележащих ракушечно-песчаных пород нижнего сармата (слои 1—2) отделены прослоем зеленоватых тонкопористых глин, которые еще Н. А. Соколовым (1899) рассматривались как признак

имеющегося здесь стратиграфического несогласия между слоями с *Venus konkensis* и нижним сарматом.

Веселянские слои, содержащие фауну эвксинского типа, встречены бурением почти на всей территории, где известны отложения конкского горизонта в Северном Причерноморье (рис. 2).

Во внутренней части Борисфенского залива прослеживается и нижняя часть конкского горизонта — сартаганские слои, состоящие из песчано-глинистых пород (0,5—1,5 м).

Нередко они размыты последующей трансгрессией и в этих случаях слои с *Venus konkensis* залегают на фоладовых слоях.

В качестве иллюстрации разреза сартаганских слоев, приведем его по упомянутой ранее скважине 701 у сел. Любимовка Запорожской обл. Здесь они залегают на фоладовых слоях и представлены небольшим по мощности (интервал 89,0—88,0 м) пластом зеленых глауконитово-песчаных глин, содержащих хорошо сохранившиеся раковины моллюсков: *Anadara turonica konkensis* Merkl., *Venus konkensis* Sok., *Corbula gibba* Ol., *Congeria sandbergeri* Andrus., *Loripes niveus* (Eichw.), *Paphia vitaliana* (Orb.), *Maetra basteroti* Mayer, *Cardium paucicostatum* Sow., *C. subhispidum* Hilb.; наряду с моллюсками обнаружены фораминиферы: *Bulimina elongata* Orb., *Bolivina dilatata* Reuss, *Guttulina problema* Orb., *Nonionella* sp., *Elphidium macellum* (F. et M.), *Porosonion subgranosus* (Egger), *Nonion martkobi* Bogd., *Streblus beccarii* (L.), *Quinqueloculina* sp.; встречены также иглы морских ежей.

Покрываются описанные породы зелеными глинами (88,0—87,0 м), относящимися к веселянским слоям, на основании находок раковин моллюсков *Venus konkensis* Sok., *Ervilia pusilla trigonula* Sok., *Paphia vitaliana* (Orb.), *Cardium plicatum* Eichw. В числе фораминифер здесь присутствуют единичные *Bulimina elongata* Orb., *Spirolina* sp., *Quinqueloculina reussi reussi* Bogd., *Q. consobrina* (Orb.) и обычные *Elphidium macellum* (F. et M.), *Porosonion subgranosus* (Egger), *Nonion bogdanowiczi* Volosh., *Streblus beccarii* (L.).

Начиная с глубины 87 м и выше, по этой скважине залегают нижне-сарматские зеленые, а затем темно-серые глины. В зеленых глинах, составляющих основание сарматского разреза (87,0—86,25 м), обнаружены многочисленные фораминиферы, принадлежащие по заключению В. А. Крашенинникова, крупным экземплярам *Porosonion subgranosus* (Egger), а также *Nonion bogdanowiczi* Volosh., *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. aculeatum* (Orb.), *E. regina* (Orb.).

Еще более богатая в видовом отношении фауна фораминифер встречена в сартаганских слоях из скважины 468 у сел. Малая Белозерка на глубине 79,5 м. Здесь среди песчаных глин пепельно-серого цвета с *Glycymeris pilosus* (L.) и *Chlamys diaphana* Dub. обнаружены фораминиферы: *Reussella spinulosa* (Reuss), *Bulimina elongata subulata* Cushman., *B. elongata* Orb., *Virgulina schreibersiana* Cz., *Angulogerina angulosa* Will., *Borelis melo* (F. et M.), *Globulina gibba* Orb., *Discorbis imperatorius* (Orb.), *D. squamulus* (Reuss), *Quinqueloculina reussi sartaганica* Krasch. и др. Обычны в этой породе иглы и членики скелета морских ежей и остатки птеропод — *Spiratella* cf. *valvatina* (Reuss). Аналогичный приведенному комплекс мелких фораминифер сартаганского типа определен В. А. Крашенинниковым и на правом берегу Днепра по скважине, расположенной юго-западнее сел. Беленькое, Запорожской обл., т. е. несколько южнее тех пунктов, где уже ранее были описаны отложения конкского горизонта (Носовский, 1953а).

Признаки широкого распространения в Северном Причерноморье сартаганских слоев, частично размытых в последующее время, подтверждается находками моллюсков, обнаруженных по многим скважинам

СОПОСТАВЛЕНИЕ БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ШКАЛ МИОЦЕНА ПАРАТЕТИСА

Центральная Европа (Паш, Сенеш, Циха, Балди)				Предкарпатье		Южная Украина		
Принятая схема	Новая схема	Биозоны Венского бассейна	Планктон миоцена	Принятая схема	Биозоны (по Л. С. Пиш- вановой, 1965)	Предлагаемая схема	Принятая схема	
Сармат	Сармат	<i>Nonion granosum</i> , <i>Elphidium hauerinum</i> , <i>E. reginum</i>		Сармат	<i>Cibicides badensis</i>	Сармат	Сармат	
Тортон	Бадений	<i>Rotalia</i>	<i>Cl. nerenthes</i> ↑ <i>Orbulina suturalis</i> ↑ <i>Praeorbulina</i> ↑	Тортон	Бугловские слои	Конка	Веселянские слои	
		<i>Bulimina</i>			Косовские (Черновицкие)- слои		<i>Streblus galicianus</i>	Сартаганские слои
					Песчаные фораминиферы		Тирасские слои	
		<i>Lagenidae</i>						Богородчанские слои
Гельвет	Карпатий	<i>Globigerinoides bisphericus</i>	<i>Gl. bisphericus</i> ↑	Гельвет	Нагорянские слои	Караган	Караганский горизонт	
	Оттангий	<i>Rzehakia-Limnocardiidae</i>			Баличские слои		<i>Uvigerina asperula</i>	Чокракский горизонт
Бурдигал	Эггенбургий			<i>Gl. trilobus</i> (много) ↑ <i>Gl. trilobus</i> (спорадически) ↓	Бурдигал	Стебникская свита	Маячковские слои	Томаковские слои
	Аквитан Хатт	Эгерий				<i>Globigerinoides</i>		
				<i>Quinqueloculina distorta</i>	Верхний керлеут			
						<i>Candorbulina universa</i>		
					<i>Gl-na bollii</i>			
					<i>Globoquadrina dehiscens</i>			
					Кремнистые микроорга- низмы	Каринит- ский горизонт	Горностаевские слои	
					<i>Globigerina, Bolivina</i>		Асканийские слои	

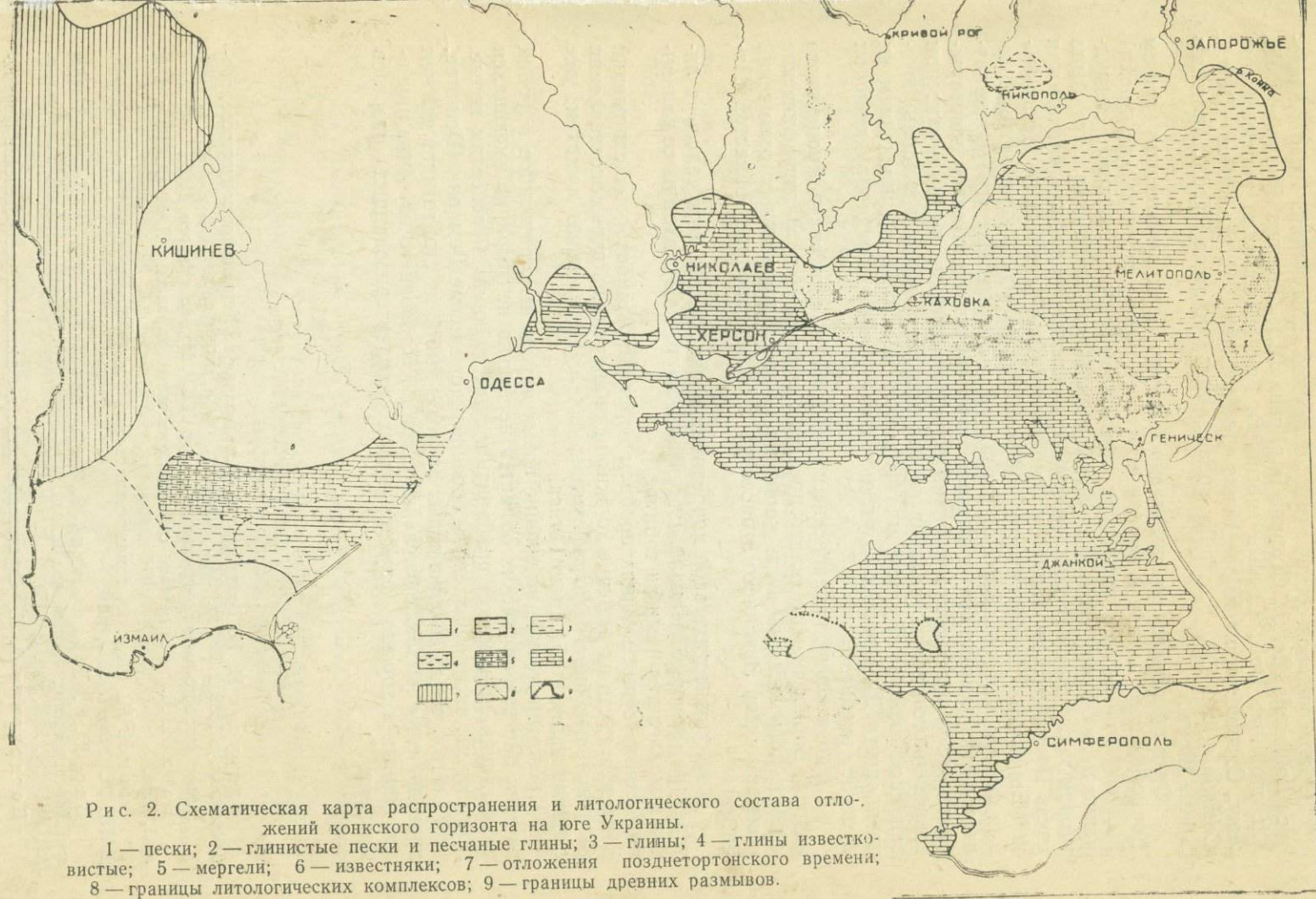


Рис. 2. Схематическая карта распространения и литологического состава отложений конского горизонта на юге Украины.

1 — пески; 2 — глинистые пески и песчаные глины; 3 — глины; 4 — глины известковистые; 5 — мергели; 6 — известняки; 7 — отложения позднеюрского времени; 8 — границы литологических комплексов; 9 — границы древних размывов.

в юго-западной части Запорожской обл., а также на территории Херсонской и Николаевской областей.

Общий видовой состав этих моллюсков следующий: *Anadara turonica konkensis* Merkl., *Glycymeris pilosus* (L.), *Chlamys diaphana* Dub., *Ch. malvinae* Dub., *Cardita subrudista* Friedb., *Cardium paucicostatum* Sow., *C. subhispidum* Hilber, *Venus cincta* Eichw., *Pitar italica* (Defr.), *Corbula gibba* Ol., *Turritella subangulata polonica* Friedb., *Aporrhais alatus* Eichw.

Судя по комплексам приведенной фауны, гидрологический режим Борисфенского залива в начале конкского века (сартаганское время) был обусловлен возобновлением кратковременного, и, видимо, затрудненного сообщения его с бассейном нормальной солености. Это была вторая после томаковской трансгрессии заметная палеогеографическая связь Борисфенского залива с одновозрастными бассейнами Центральной Европы, когда в этот залив мигрировала разнообразная стеногалинная фауна. Наличие подобной связи между Эвксинским и Предкарпатским бассейнами во время формирования сартаганских слоев подтверждается не только составом фауны этих отложений, но и характером современного распространения пород конкского горизонта вдоль юго-западной окраины Русской платформы, в частности, обнаружением их на площади Днестровско-Прутского междуречья в Предобруджинском прогибе (рис. 2).

Следовательно, томаковские и сартаганские слои среднемиоценового разреза Борисфенского залива представляют важные стратиграфические уровни, позволяющие вести корреляцию среднемиоценовых отложений северной части Эвксинского бассейна и более западных областей Паратетиса.

О возможности такой корреляции неоднократно отмечалось в литературе (Меннер, Мерклин, 1968, Baldi, Papp, 1969); один из ее вариантов предлагается нами на таблице 1.

Анализ существующих проблем корреляции миоценовых отложений показывает, что их решение должно идти вначале по пути сопоставления региональных биостратиграфических шкал Паратетиса, а затем уже синхронизации с областью Тетиса.

Преждевременное выделение новых ярусов и стратотипов в любой из этих биогеографических областей не только не устранит имеющихся разногласий, но и может прибавить к существующим неясностям новые. Поэтому мы вполне разделяем обоснованное мнение Демарка (Demarcq, 1967) о том, что выделение новых ярусов и выбор их стратотипов должен производиться на заключительной стадии всестороннего изучения наиболее полных и хорошо фаунистических охарактеризованных разрезов миоцена.

ЛИТЕРАТУРА

Андрусов Н. И. Геологические исследования на Керченском полуострове, произведенные в 1882 и 1883 гг. Зап. Новоросс. об-ва естествоиспыт. т. 9, вып. 2, 1884. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Изд-во «Недра», 1967.

Барг И. М. Гельветские отложения Южной Украины. ДАН СССР, т. 180, № 1, 1968.

Барг И. М. Молюски томаківських верств та їх біостратиграфічне значення. ДАН УРСР, сер. Б, № 2, 1969.

Басс Ю. Б., Дідковський В. Я., Молявко Г. І., Сорочан О. А. Нові дані про поширення чокракських відкладів у Причорноморській западині. Геол. журн. АН УРСР, т. XIX, вип. 6, 1959.

Богданович А. К. Стратиграфическое и фаціальное распределение фораминифер

нифер в миоцене Западного Предкавказья и вопросы их генезиса. Тр. КФ ВНИИ, вып. 16, 1965.

Веселов А. О., Насад А. Г. і Насад Н. П. Нові дані про нижньоміоценові відклади півдня України. ДАН УРСР, № 2, 1966.

Вялов О. С. Стратиграфия неогеновых моласс Предкарпатского прогиба. Изд-во «Наукова думка», 1965.

Горецкий В. А. Новые данные о слоях с ржегакиями (-онкофорами) на Подоли. Геол., сб. Львов, геол. об-ва, № 7, 1961.

Грязнов В. И., Хорошева Д. П. Третичные оолитовые железистые породы Приднепровья. Научн. зап. Днепроп. ун-та, т. 58, 1957.

Давиташвили Л. Ш. О фауне коцахурского горизонта. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XII, вып. 3, 1934.

Дидковский В. Я. Биостратиграфия неогеновых отложений юга Русской платформы по фауне фораминифер. Автореф. докторск. дисс., 1964, Киев.

Дидковский В. Я., Молявко Г. И. Стратиграфия неогеновых отложений юга Украинской ССР. В сб.: «Проблемы стратиграфии кайнозоя». Докл. советских геологов, XXII сессии МГК, изд-во «Недра», 1965.

Домгер В. А. Геологические исследования в южной России в 1881—1884 гг. Тр. Геол. Ком., т. XX, № 1, 1902.

Жгенти Е. М. Развитие моллюсковой фауны конкского горизонта Грузии. Тр. ин-та палеоботаники, т. V, 1958.

Жижченко Б. П. Заметки о фауне и стратиграфическом положении чокракского горизонта. Бюлл. МОИП, т. XII, вып. 3, 1934.

Жижченко Е. М. Стратиграфия и объем среднего миоцена. Сов. геология, № 5, 1964.

Зиновьев М. С. К вопросу о сопоставлении среднемиоценовых отложений Южной Украины и Крымско-Кавказской области. Тр. Харьков. горн. ин-та, т. VII, 1960.

Квалинашвили Г. А. Онкофоровый (ржегакиевый) горизонт Евразии. Изд-во АН Груз. ССР, 1962.

Лепикаш И. А. Онкофоровые слои в Приднепровье. ДАН СССР, т. 3, № 8, 1936.

Лепикаш И. А. К геологии Никопольского марганцевого района. Бюлл. МОИП, т. XV, вып. 1, 1937.

Люльев Ю. Б. Остракоды томаковских слоев Никопольского марганцевого бассейна. Палеонт. сб. № 3, вып. 2, 1966а.

Люльев Ю. Б. Стратиграфічне та палеогеографічне значення остракод чокракських відкладів Причорноморської западини. Геол. журн. АН УРСР, т. XXIV, вип. 2, 1966б.

Маков К. І. Про геологічну будову Причорноморської западини. Геол. журн. АН УРСР, т. V, вип. 4, 1938.

Меннер В. В. и Мерклин Р. Л. К вопросу о корреляции неогеновых отложений юга СССР и Италии (автореф.), Бюлл. МОИП, отд. геол., № 4, 1968.

Мерклин Р. Л. Этапы развития конкского бассейна в миоцене на юге СССР. (Автореф.), Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXVIII, вып. 3, 1953.

Михайловский Г. П. Средиземноморские отложения Томаковки. Тр. Геол. Ком., т. XIII, № 4, 1903.

Молявко Г. І. Нові дані про міоценові відклади в районі Каховського будівництва. Геол. журн. АН УРСР, т. XII, вип. 4, 1952.

Молявко Г. І. Неоген півдня України. Вид-во АН УРСР, 1960.

Насад А. Г. Про вік порід мачкінської світи. Геол. журн. АН УРСР, т. 28, вип. 1, 1968.

Носовский М. Ф. О конкском горизонте Приднепровья. ДАН СССР, т. 90, № 5, 1953а.

Носовский М. Ф. Новая находка онкофоровых слоев на юге Украины. ДАН СССР, т. 91, № 3, 1953б.

Носовський М. Ф. Нові дані про середньоміоценові відклади в північно-східній частині Причорноморської западини. Геол. журн. АН УРСР, т. XIII, вип. 2, 1953в.

Носовский М. Ф. Онкофоры средиземноморских отложений Южной Украины. ДАН СССР, т. 106, № 2, 1956.

Носовский М. Ф. Об условиях образования и возрасте онкофоровых и томаковских слоев Южной Украины. Научн. зап. Днепропетр. ун-та, т. 58, 1957.

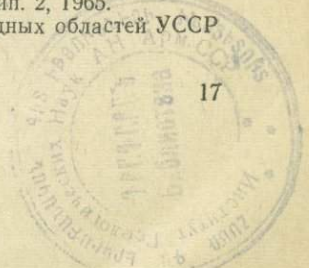
Носовский М. Ф. Средиземноморские отложения бассейна р. Базавлук. Изв. высш. уч. завед., геол. и разв., № 10, 1958.

Носовский М. Ф. Караганские отложения Южной Украины, Научн. зап. Днепропетр. ун-та, т. 59, 1960.

Носовський М. Ф. Средний миоцен. В кн.: Никопольский марганцеворудный бассейн, Изд-во «Недра», 1964.

Носовський М. Ф., Пасічний Г. В. Про пограничні верстви олігоцен-міоцену в Причорноморській западині. Геол. журн. АН УРСР, т. XXV, вип. 2, 1965.

Пишванова Л. С. К вопросу сопоставления, миоцена западных областей УССР и Италии по планктонным фораминиферам. Палеонт. сб., 2, 1965.



Рошка В. Х., Синегуб В. В., Бобринская О. Г., Мицул Е. З., Конькова Н. И. О среднемиоценовых отложениях южной части междуречья Прут-Днестр. Изв. АН Молд. ССР, сер. биол. и химич. наук, № 3, 1968.

Соколов Н. А. Геологические исследования в южной части Екатеринославской губернии. Изв. Геол. Ком. т. VIII, № 6, 1889.

Соколов Н. А. Слои с *Venus konkensis* на р. Конке. Тр. Геол. Ком. т. IX, № 5, 1899.

Ханин А. А. Стратиграфия и тектоника Западного Приазовья. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXIV, вып. 1, 1949.

Ярцева М. В. До стратиграфії середньоміоценових відкладів Нікопольського району. Геол. журн. АН УРСР, т. X, вип. 3, 1950.

Báldi T. Az európai neogén emeleték helyzetéről. Földt. Közl., 98, N 2, 1968, Budapest.

Demarcq G. Stratotypes et biostratigraphie du Neogène. Essai de méthodologie. Trav. Lab. Géol., Fac. Sci. Lyon, N. S. N 14, 1967.

Коюмджиева Ем. Върху някои особености на стратиграфията на карагана във Варненско. Изв. на научноизсл. ин-тут, т. II, 1965. София.

Parr A. Diekoordinierung des Miozans in der Paratethys. Verh. Geol. B.—A. Heft I, 1969, Wien.

Cicha I., Senes I. et Tejkal J. M₃ (Karpátién). Die karpatische Serie und ihre Stratotypen (In Chronostratigraphie und Neostratotypen), 1967, Bratislava.

ПЫЛЬЦА ПОКРЫТОСЕМЕННЫХ РАСТЕНИЙ ИЗ ОЛИГОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИЧЕРНОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ

В. В. КОРАЛЛОВА, Л. А. ПАНОВА

Изучение большого количества непрерывных разрезов палеогеновых отложений в Причерноморской впадине, принятой палеогеновой комиссией МСК СССР в качестве стратотипической области, позволяет выделять пыльцу ряда видов растений, приуроченных к определенным стратиграфическим горизонтam. В частности, в олигоценовых отложениях выделяется пыльца *Myrica*, *Juglans*, *Carya*, *Corylus*, *Quercus*, *Rhus* и др., виды которых являются руководящими для изучаемых отложений. В настоящей статье приводится описание пыльцы характерных новых видов, выделенных в олигоценовых отложениях как опорных разрезов, так и других разрезов, находящихся в пределах Причерноморской впадины.

Порядок *Myricales*

Семейство *Myricaceae*, S. F. Gray, 1821

Род *Myrica* Linnaeus, 1753

Myrica pokrovskajae Korallova sp. nov. *)

Табл. 1, фиг. 1.

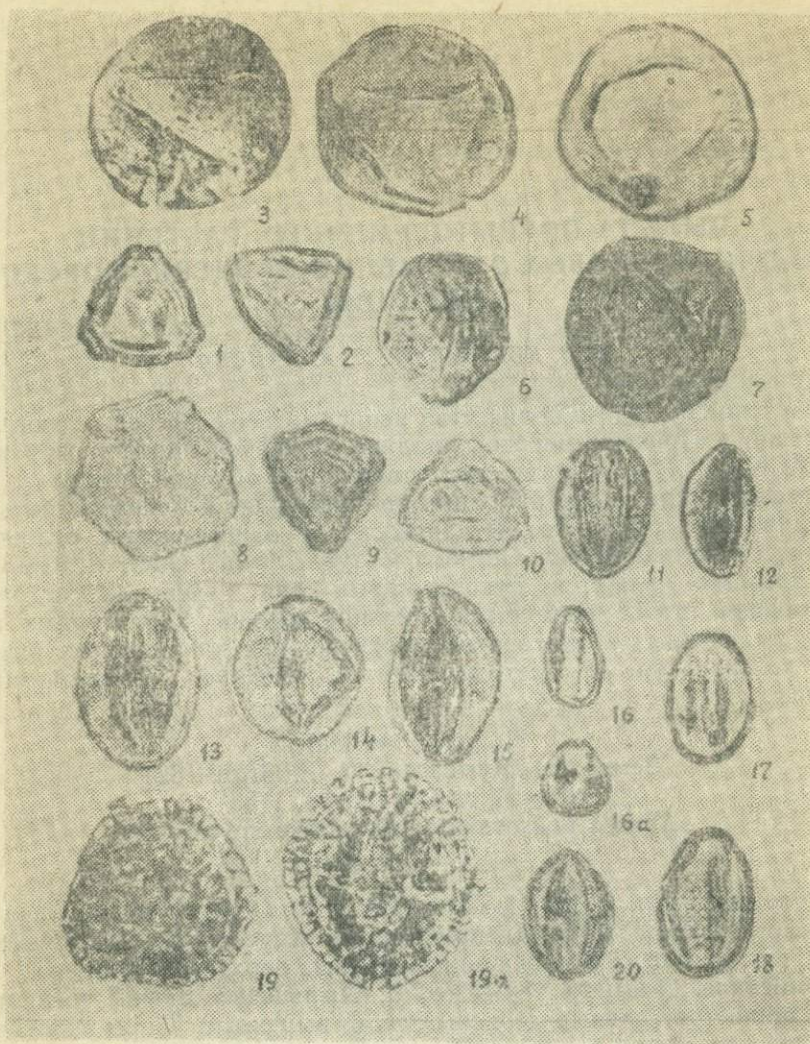
Голотип. Табл. 1, фиг. 1. Препарат 3746. Отдел стратиграфии и палеонтологии НИИГ ДГУ, Днепропетровск. Херсонская обл., Каховский район, скв. 9, глуб. 242 м, асканийская свита верхнего олигоцена.

Описание. Диаметр 18,5—25,0 м. Пыльцевые зерна трехпоровые, в очертании треугольные, стороны слегка выпуклые. Поры экваториальные, круглые, слегка погруженные, атриумы глубокие с неясно выраженной структурой. Размер пор до 3 м. Экзина 1,4 м толщины, двухслойная, сэкзина у пор слегка приподнимается и загибается внутрь. Нэкзина очень тонкая, едва различима. Сэкзина гладкая, от поры к поре наблюдаются небольшие складки. Контур ровный. Цвет желтый.

Обоснование выделения нового вида. Пыльца *M. pokrovskajae* Kor. sp. nov. от известных ископаемых видов *Myrica* (Гладкова, 1956, 1965) отличается наличием тонкой экзины и характером строения пор.

Пыльца описываемого вида имеет сходство с пыльцой *Myrica glabra* Stelm. (Бойцова, 1966), по очертанию, характеру строения пор и толщине экзины, но отличается более крупными порами и наличием глубокого атриума. Мелкие размеры и утолщение экзины у пор отличает описываемую пыльцу от пыльцы *Myrica* sp.₂ (Зауер, 1960), сходство отмечается в очертании, в строении и величине пор.

*) в честь И. М. Покровской.



1, 2 — *Myrica pokrovskajae* Kor. sp. nov., асканийская свита верхнего олигоцена; 3 — *Sarya exilis* Pap. sp. nov., борисфенская свита нижнего+среднего олигоцена; 4, 5 — *Sarya lacera* Kor. sp. nov., борисфенская свита нижнего+среднего олигоцена; 6 — *Juglans comracta* Pap. sp. nov., борисфенская свита нижнего+среднего олигоцена; 7, 8 — *Juglans subtilis* Kor. sp. nov., борисфенская свита нижнего+среднего олигоцена; 9 — *Corylus crassa* Kor. sp. nov., борисфенская свита нижнего+среднего олигоцена; 10 — *Corylus tenuis* Kor. sp. nov., борисфенская свита нижнего+среднего олигоцена; 11 — *Quercus ovalis* Pap. sp. nov., борисфенская свита нижнего+среднего олигоцена; 12 — *Quercus porrectus* Pap. sp. nov., борисфенская свита нижнего+среднего олигоцена; 13, 14, 15 — *Quercus temoganda* Kor. sp. nov., борисфенская свита нижнего+среднего олигоцена; 16, 16a — *Quercus pokrovskajae* Pap. sp. nov., серогозская свита нижнего+среднего олигоцена; 17, 18 — *Quercus rotunda* Kor. sp. nov., асканийская свита верхнего олигоцена; 19, 19a — *Plex major* Kor. sp. nov., асканийская свита верхнего олигоцена; 20 — *Rhus ukrainica* Kor. sp. nov., борисфенская свита нижнего+среднего олигоцена.

Геологическое значение. Пыльца *Myrca pokrovskajae* Kor. sp. nov. в небольших количествах характерна для отложений олигоцена Причерноморской впадины.

Местонахождение. 10 экземпляров хорошей сохранности из 3 местонахождений: Запорожская обл., Михайловский район, скв. 4 и/г, глуб. 179,0 м, борисфенская свита нижнего + среднего олигоцена; Херсонская обл., совхоз Степное, скв. 1, глуб. 197,6 м, асканийская свита верхнего олигоцена; Крым, Бахчисарайский район, скв. 2, глуб. 132,5 м, борисфенская свита нижнего + среднего олигоцена.

Время существования и географическое распространение. Олигоцен Причерноморской впадины.

Порядок **Juglandales**

Семейство **Juglandaceae** Kunth, 1824

Род **Juglans** Linnaeus, 1824

Juglans compacta Rapova sp. nov. *)

Табл. 1, фиг. 6.

Голотип. Табл. 1, фиг. 6. Препарат 210. Лаборатория палинологии ВСЕГЕИ, Ленинград. Херсонская обл., совхоз Степное, скв. 1, глуб. 415,0 м, борисфенская свита нижнего + среднего олигоцена.

Описание. Диаметр 28,0—32,5 м, средний — 30,0 м. Пыльцевые зерна пяти-шестипоровые, в очертании округло-многоугольные. Поры экваториальные, крупные, слегка сдвинутые на проксимальную сторону, с ободком, который слабо заметен. Размер пор 3,0—3,5 м. Экзина 1,2 м толщины, двухслойная, у пор слегка загибается во внутрь; сэкзина по толщине превышает нэкзину. Скульптура зернистая, зернышки плоские равномерно и густо расположены. Контур зерен ровный. Цвет желтый.

Обоснование выделения нового вида. Пыльца описываемого вида обнаруживает сходство с пыльцой современного *J. manschurica* Maxim. по характеру строения пор и толщине экзины, но отличается меньшими размерами зерен и плотной зернистой скульптурой сэкзины.

Пыльца *J. compacta* sp. nov. по размерам зерен, строению пор и экзины в области пор проявляет сходство с пыльцой *J. sibirica* Vojc. (Войцель, 1961), но отличается от последней наличием главным образом пятипоровых пыльцевых зерен, а также более толстой экзиной и более крупными размерами пор. От *J. subtilis* Kor. sp. nov. рассматриваемая пыльца отличается также преобладанием пятипоровых зерен и меньшими размерами пор.

Геологическое значение. Пыльца *J. compacta* Rap. sp. nov. в небольших количествах характерна для олигоценовых отложений Русской платформы.

Местонахождение. Более 15 экземпляров хорошей сохранности из двух местонахождений: Херсонская обл., совхоз Степное, скв. 1, глуб. 415,0—300,8 м, борисфенская свита нижнего + среднего олигоцена; Доно-Сало-Маньчесская впадина, николаевская площадь, скв. 1, глуб. 195,7 м, хадумская свита нижнего + среднего олигоцена.

Время существования и географическое распространение. Олигоцен Русской платформы.

Juglans subtilis Korallova sp. nov. *)

Табл. 1, фиг. 7, 8.

Голотип. Табл. 1, фиг. 8. Препарат 1127. Отдел стратиграфии и палеонтологии НИИГ ДГУ, Днепрпетровск. Херсонская обл., Велико-

*) от латинского *compacta* — плотный.

*) от латинского *subtilis* — утонченный.

Александровский район, скв. 10015, глуб. 124,6 м, борисфенская свита нижнего + среднего олигоцена.

Описание. Диаметр 33,0—38,0 м, средний 36,0 м. Пыльцевые зерна шестипоровые, округло-многоугольные. Поры экваториальные, приподнятые, крупные, с ободком, некоторые сдвинуты на проксимальную сторону. Поровое отверстие круглое или широкоэллиптическое. Размер пор 3,5—4,0 м. Экзина 1,5 м толщиной, двухслойная. Экзина очень тонкая, у пор выклинивается. Сэкзина у пор заметно приподнимается, скульптура ее гладкая или тонкозернистая. Контур ровный. Цвет зеленовато-желтый.

Обоснование выделения нового вида. Пыльца *J. subtilis* Kog. sp. nov. по строению экзины, расположению и величине пор сходна с пылью *J. magna* Voitz., (Бойцова, 1966), но отличается строением пор, гладкой экзиной и меньшими размерами пыльцевых зерен. От пыльцы *J. sieboldianiformis* Vojc. (Войцель, 1960) описываемая пыльца отличается утончением сэкзины у пор, приподнятым их положением и большими размерами.

Толщина экзины и величина пор сближает описываемый вид с современным *J. cinerea* L., но для последнего характерно утолщение экзины у слегка погруженных пор.

Геологическое значение. Пыльца *J. subtilis* Kog. sp. nov. в небольших количествах характерна для олигоценых отложений юга Украины.

Местонахождение. 20 экземпляров хорошей сохранности из 4 местонахождений: Херсонская обл., Нижне-Сергозский район, скв. 1, глуб. 323,3 м, молочанская свита нижнего + среднего олигоцена; там же, Генический район, скв. 692, глуб. 993,0—806,0 м, борисфенская свита; 807,0—795,0 м, молочанская свита нижнего + среднего олигоцена; там же, Каховский район, скв. 9к, глуб. 232,0 м, асканийская свита верхнего олигоцена; Бахчисарайский район, скв. 2, глуб. 119,5 м, борисфенская свита нижнего + среднего олигоцена.

Время существования и географическое распространение. Олигоцен юга Украины.

Род *Carya* Nuttal, 1818

Carya exilis Panova sp. nov. *)

Табл. 1, фиг. 3.

Голотип. Табл. 1, фиг. 3. Препарат 210. Лаборатория палинологии ВСЕГЕИ, Ленинград. Херсонская обл., совхоз Степное, скв. 1, обр. 33^a, глуб. 415,0 м, борисфенская свита нижнего + среднего олигоцена.

Описание. Диаметр 40,0—42,0 м. Пыльцевые зерна трехпоровые, в очертании округлые. Поры смещены на проксимальную сторону, слабо погруженные, округлые или овальные, крупные, 2,5—3,0 м в диаметре; околопоровые утолщения значительны. Экзина тонкая 1,8 м, двухслойность выражена слабо; сэкзина по толщине равна нэкзине и в области пор несколько сужается и загибается в канал поры. Поверхность сэкзины мелкозернистая, плотная. Гармомегат ярко выражен и экзина в области гармомегата заметно утоньшена. Контур пыльцевых зерен ровный. Цвет желто-зеленый.

Обоснование выделения нового вида. От пыльцы известных ископаемых видов *Carya* (Traverse, 1955; Куприянова, 1962; Болотникова, 1967 и др.) рассматриваемая пыльца отличается размерами зерен, строением поровых отверстий и толщиной экзины, что позволяет отнести ее к новому виду. По характеру строения пор и экзины рассматриваемая

*) от латинского *exilis* — тонкий.

пыльца обнаруживает сходство с пылью ныне живущей *C. myristicaeformis* (Mich.) Nutt. (Stachurska, 1961), но отличается от нее более мелкими размерами пыльцевых зерен и ярко выраженным гармомегатом. Описываемая пыльца несколько близка другому современному виду — *C. glabra* (Mill.) Sweet., но отличается меньшими размерами зерен и более тонкой экзиной. От пыльца *C. media* Kurgian., рассматриваемая пыльца отличается более крупными размерами зерен и ярко выраженными околопоровыми утолщениями.

Геологическое значение. Пыльца *C. exilis* Pan. sp. nov. характерна для олигоценовых отложений Украины.

Местонахождение. Более 25 экземпляров хорошей сохранности из двух местонахождений: Херсонская обл., совхоз Степное, скв. 1, глуб. 428,0—308,0 м, борисфенская свита нижнего + среднего олигоцена; Запорожская обл., Больше-Токмакский р-н, пос. Терноватый, скв. 2684, глуб. 105,4—107,4 м, глины нижнего + среднего олигоцена.

Время существования и географическое распространение. Олигоцен Украины.

Carya lacera Korallova sp. nov. *)

Табл. 1, фиг. 4, 5.

Голотип. Табл. 1, фиг. 5. Препарат 28. Отдел стратиграфии и палеонтологии НИИГ ДГУ, г. Днепропетровск. Херсонская обл., Нижне-Серогозский район, скв. 1, глуб. 423,3 м, борисфенская свита нижнего + среднего олигоцена.

Описание. Диаметр 32,0—39,5 м, средний — 36,0 м. Пыльцевые зерна трехпоровые, в очертании треугольно-округлые. Поры слегка погруженные, окаймленные и смещены на проксимальную сторону пыльцевого зерна; поровые отверстия округлые до 4 м в диаметре. Экзина толстая — 2,5—3,0 м, двухслойная, у пор не утолщается. Сэкзина по толщине равна экзине; поверхность сэкзины гладкая. Контур зерен ровный. Цвет темно-желтый. Хорошо выражен гармомегат.

Обоснование выделения нового вида. Описываемая пыльца от известных ископаемых видов *Carya* (Traverse, 1955; Бойцова, 1966 и др.) отличается толщиной экзины и характером строения пор. Пыльца *C. lacera* Kor. sp. nov. обнаруживает наибольшее сходство с пылью современной *C. ovata* (Mill.) C. Koch., но отличается меньшими размерами зерен и ясно выраженным гармомегатом. Она так же обнаруживает сходство по расположению и размерам пор с пылью *C. sprackmanii* Grav., но отличается более тонкой экзиной и меньшими размерами пыльцевых зерен. Все это дает возможность рассматриваемые пыльцевые зерна отнести к новому виду.

Геологическое значение. Пыльца *C. lacera* Kor. sp. nov. характерна для отложений олигоцена Причерноморской впадины.

Местонахождение. Более 20 экземпляров хорошей сохранности из 5 местонахождений: Запорожская обл., Михайловский р-н., скв. 4 и/г, глуб. 179,0 м, борисфенская свита нижнего + среднего олигоцена; Херсонская обл., Нижне-Серогозский район, скв. 4к, глуб. 306,6 м, борисфенская свита нижнего + среднего олигоцена; там же, скв. 1, глуб. 423,3 м, борисфенская свита нижнего + среднего олигоцена; там же, скв. 692, глуб. 885,0—892,0 м, борисфенская и молочанская свиты нижнего + среднего олигоцена; Бахчисарайский район, скв. 2, глуб. 144,5 м, борисфенская свита нижнего + среднего олигоцена.

*) от латинского *lacer* — изорванный.

Время существования и географическое распространение. Оligocen Причерноморской впадины.

Порядок *Betulales*

Семейство *Corylaceae* Mirbel, 1815

Род *Corylus* Linnaeus, 1753.

Corylus crassa Korallova sp. nov. *)

Табл. 1, фиг. 9.

Голотип. Табл. 1, фиг. 9. Препарат 414. Отдел стратиграфии и палеонтологии НИИГ ДГУ, Днепропетровск Бахчисарайский район, скв. 2, глуб. 77,0 м, борисфенская свита нижнего + среднего олигоцена.

Описание. Диаметр 18,2—23,5 м. Пыльцевые зерна трехпоровые, треугольные, со слегка выпуклыми сторонами. Поры экваториальные, крупные, заметно выступающие над поверхностью, поровые отверстия овальные, 2 м в диаметре. Эскина 2 м толщины, двухслойная, возле пор расслаивается. Сэскина толще нэскины. Возле пор сэскина не утолщается, а слегка приподнимается и плавно загибается внутрь поры. Нэскинный слой обрывается без утолщений возле камеры поры и образует ступеньку. Столбиковый слой выражен слабо. Структура сэскины гладкая, контур ровный. Цвет желтовато-коричневый.

Обоснование выделения нового вида. Пыльца *C. crassa* Kor. sp. nov. по размерам и очертанию зерен сходна с пылью *C. minuta* Pan., (Панова, 1966), но отличается строением пор и эскины: поры простые, эскина трехслойная. От пыльцы *C. granulata* Pan. (Панова, 1966) описываемый вид отличается меньшими размерами пыльцевых зерен, зернистой скульптурой эскины и ее строением.

По величине пыльцевых зерен, их очертанию, толщине эскины и ее скульптуре описываемый вид сходен с современным *C. americana* Walt., а отличие состоит в наличии крупных, выступающих над поверхностью пор.

Геологическое значение. Пыльца *C. crassa* Kor. sp. nov. характерна для олигоценовых отложений юга Украины.

Местонахождение. 9 экземпляров хорошей сохранности из 3 местонахождений: Бахчисарайский район, скв. 2, глуб. 77,0 м, борисфенская свита нижнего + среднего олигоцена; Запорожская обл., Михайловский район, скв. 4и/г, глуб. 179,0 м; Херсонская обл., Нижне-Серогозский район, скв. 1, глуб. 343,1 м, борисфенская свита нижнего + среднего олигоцена.

Время существования и географическое распространение. Оligocen юга Украины.

Corylus tenuis Korallova sp. nov. **)

Табл. 1, фиг. 10.

Голотип. Табл. 1, фиг. 10. Препарат 368. Отдел палеонтологии и стратиграфии НИИГ ДГУ, Днепропетровск. Бахчисарайский район, скв. 2, глуб. 168,5 м, борисфенская свита нижнего + среднего олигоцена.

Описание. Диаметр 19,0—24,5 м, средний 21,4 м. Пыльцевые зерна трехпоровые, треугольные, с выпуклыми сторонами. Поры экваториальные, мелкие, простые, почти не приподнимаются над общей поверхностью пыльцевого зерна. Диаметр пор 2 м. Эскина двухслойная, 1,2 м толщины, возле пор расслаивается: сэскина слегка приподнимается и загибается внутрь поры, а нэскина отслаивается, образуя ступеньку. Столбиковый слой эндэскины не просматривается. Структура сэскины мелкоточечная. Контур ровный. Цвет желтый.

*) от латинского *crassa* — толстая.

**) от латинского *tenuis* — тонкий.

Обоснование выделения нового вида. Описываемая пыльца по строению пор и размерам сходна с *C. minuta* Rap. (Панова, 1966), но отличается более тонкой экзиной и ее двухслойным строением.

Зернистая структура сэкзины, ее трехслойное строение и крупные размеры ископаемого вида *C. granulata* Rap. (Панова, 1966) отличают пыльцу от описываемого вида. Сходство их выражается в очертании и строении пор.

Пыльца *C. tenuis* Kor. sp. nov. несколько сходна с пыльцой современного вида *C. heterophylla* Fisch. ex Bess. (Куприянова, 1965) по строению, толщине экзины и характеру пор, но отличается утолщением экзины у пор.

Геологическое значение. Пыльца *C. tenuis* Kor. sp. nov. в небольшом количестве характерна для олигоценых отложений.

Местонахождение. 10 экземпляров хорошей сохранности из 3 местонахождений: Бахчисарайский район, скв. 2, глуб. 109,5 м, борисфенская свита нижнего+среднего олигоцена; Запорожская обл., Михайловский район, скв. 4и/г, глуб. 142,0—162,0 м, борисфенская свита нижнего+среднего олигоцена; Херсонская обл., Велико-Александровский район, скв. 10015, глуб. 111,4—118,2 м, борисфенская свита нижнего+среднего олигоцена.

Время существования и географическое распространение. Оligocen юга Украины.

Порядок *Fagales*

Семейство *Fagaceae* Dumortier, 1829

Род *Quercus* Linnaeus, 1753

Quercus memoranda Korallova sp. nov. *).

.Табл. 1, фиг. 13, 14, 15.

Голотип. Табл. 1, фиг. 13. Препарат 2441. Отдел палеонтологии и стратиграфии НИИГ ДГУ, Днепропетровск. Запорожская обл., Михайловский р-н, скв. 4и/г, глуб. 179,0 м, борисфенская свита нижнего+среднего олигоцена.

Описание. Полярная ось 33,0—38,0 μ , экваториальная 25,0—28,0 μ . Пыльцевые зерна трехбороздные, в полярном положении округло-трехлопастные, в экваториальном — эллипсоидально-яйцевидные. Лопастии плавно загибаются к бороздам. Борозды длинные, узкие, плавно загибаются к полюсам. Края борозд слегка утолщенные, волнистые за счет разрыва бороздной мембраны. Экзина толстая (2—3 μ), двухслойная. Сэкзина по толщине равна экзине или несколько толще. Тегиллум толстый, столбиковый слой тонкий. Скульптура сэкзины бугорчатая, бугорки мелкие, близко расположены друг к другу и создают впечатлительные сетки. Контур зерен слабо волнистый. Цвет желтый.

Обоснование выделения нового вида. По всем характерным особенностям и некоторым деталям строения пыльцевых зерен описываемый вид обнаруживает наибольшее сходство с ныне живущим видом *Quercus gobur* L., но отличается от него более крупными размерами пыльцевых зерен и скульптурой сэкзины (бугорки более равномерно расположены на поверхности). По строению экзины, очертанию пыльцевых зерен описываемый вид проявляет сходство с *Q. forestdalensis* Traverse (Traverse, 1955), но отличается меньшими размерами зерен и более тонкими бороздами.

От *Q. ovalis* Rap. sp. nov. отличается более крупными размерами пыльцевых зерен и строением экзины. Все это дает основание рассматриваемые пыльцевые зерна выделить в самостоятельный вид.

*) от латинского *memoranda* — заметная.

Геологическое значение. Пыльца *Q. megandra* Kor. sp. nov. характерна для олигоценых отложений Причерноморской впадины.

Местонахождение. Более 20 экземпляров хорошей сохранности из 5 местонахождений: Запорожская обл., Михайловский р-н., скв. 4 и/г глуб. 179,0 м, борисфенская свита нижнего+среднего олигоцена; Херсонская обл., Нижне-Серогозский р-н, скв. 1, глуб. 369,3 м, 323,3 м, борисфенская и молочанская свиты олигоцена; там же Генический р-н, скв. 692, глуб. 885,0—892,0 м, борисфенская и молочанская свиты олигоцена; Бахчисарайский р-н, скв. 2, глуб. 111,5 борисфенская свита нижнего+среднего олигоцена.

Время существования и географическое распространение. Оligocen Причерноморской впадины.

Quercus ovalis Panova, sp. nov. *).

Табл. 1, фиг. 11.

Голотип. Табл. 1, фиг. 11. Препарат 227. Лаборатория палинологии ВСЕГЕИ, Ленинград. Херсонская обл., совхоз Степное, скв. 1, глуб. 308,0—307,95 м, обр. 100^a, борисфенская свита нижнего+среднего олигоцена.

Описание. Полярная ось 26,5—30,0 μ , экваториальная 15,0—20,0 μ . Пыльцевые зерна трехбороздные, в полярном положении округло-трехлопастные. В экваториальном — яйцевидно-овальные или округло-овальные. Лопасты слегка загибаются к бороздам. Борозды длинные, узкие, почти доходящие до полюсов. Края борозд слегка неровные за счет разрыва бороздной мембраны в продольном направлении. Экзина толстая, двухслойная 1,7—2,2 μ , равномерно утолщенная, как и на мезокольпимах. Сэкзина толще экзины, тегиллум толстый, столбиковый слой выражен слабо. Скульптура сэкзины мелкобугорчатая, бугорки плоские. Контур зерен ровный, цвет желтый.

Обоснование выделения нового вида. По всем характерным морфологическим особенностям и деталям строения пыльцевых зерен описываемый вид обнаруживает наибольшее сходство с пылью *Q. conferta* Voitk., но отличается от последнего более мелкими размерами пыльцевых зерен и характером строения структуры сэкзины (бугорки более плотно расположены на поверхности сэкзины). Описываемый вид имеет сходство с пылью современного *Q. pubescens* Willd. (Куприянова, 1965) по очертанию пыльцевых зерен и характеру строения борозд, но отличается от нее более тонкой экзиной и более мелкими бугорками, расположенными на поверхности сэкзины. От описываемого далее *Q. porrectus* Pan. sp. nov. пыльца *Q. ovalis* отличается более округлым очертанием пыльцевых зерен, равномерным расположением бугорков (но размер их более мелкий) на поверхности сэкзины и несколько большими размерами пыльцевых зерен.

Геологическое значение. Пыльца *Q. ovalis* Pan. sp. nov. характерна для олигоценых отложений Причерноморской впадины.

Местонахождение. Более 20 экземпляров хорошей сохранности из трех местонахождений: Херсонская обл., совхоз Степное, скв. 1, глуб. 414,95—307,95 м, борисфенская свита нижнего+среднего олигоцена; Запорожская обл., Больше-Токмакский р-н, пос. Терноватый, скв. 2684, глуб. 105,4—107,4, остракодовый пласт, нижний+средней олигоцен; г. Киев, Сырецкий карьер, харьковская свита нижнего+среднего олигоцена.

*) от латинского *ovalis* — овальный.

Время существования и географическое распространение. Оligocen Украины.

Quercus porrectus Panova sp. nov. *)

Табл. 1, фиг. 12.

Голотип. Табл. 1, фиг. 12. Препарат 277. Лаборатория палинологии ВСЕГЕИ, Ленинград. Херсонская обл., совхоз Степное, скв. 1, глуб. 308,0—307,95 м, обр. 100^а, борисфенская свита нижнего+среднего олигоцена.

Описание. Полярная ось 24,4—30,0 м, экваториальная—14,3—15,5 м. Пыльцевые зерна трехбороздные, в полярном положении округло-трехлопастные. Лопасты у большинства зерен не загибаются к бороздам. В боковом положении пыльцевые зерна овальные, вытянутые по полярной оси. Борозды длинные, узкие, с неровными краями. Разрывы бороздной мембраны только продольные. Экзина толстая, двухслойная, 1,8—2,4 м, равномерно утолщенная; сэкзина толще нэкзины, тегиллум толстый, столбчатый слой узкий. Скульптура сэкзины бугорчатая. бугорки различной величины и формы, густо расположенные. Контур зерен слегка волнистый. Цвет желтый.

Обоснование выделения нового вида. Трехбороздный тип пыльцевых зерен, овально-вытянутое их очертание, характерное строение борозд и экзины указывают на принадлежность данных зерен к пыльце рода *Quercus*. Своеобразное сочетание ряда морфологических признаков (ярко выраженная двухслойная экзина, узкие длинные борозды с продольными разрывами мембраны, очертание и т. д.) отличает пыльцу *Q. porrectus* Pan. sp. nov. от известных ископаемых видов *Quercus* (Traverse, 1955; Бойцова, 1966 и др.) и дает основание отнести ее к новому виду. Описываемая пыльца по форме зерен, строению борозд наиболее близка пыльце *Q. graciliformis* Voitz., но отличается от нее ярко выраженной двухслойностью экзины и более плотной структурой экзины (бугорки различных размеров и густо расположены). От другого более близкого вида *Q. alnifoliiformis* Pan. описываемая пыльца отличается более крупными размерами зерен, вытянутым очертанием и строением структуры экзины.

Геологическое значение. Пыльца *Q. porrectus* Pan. sp. nov. характерна для олигоценых отложений Украины.

Местонахождение. Более 25 экземпляров хорошей сохранности из четырех местонахождений: Херсонская обл., совхоз Степное, скв. 1, глуб. 414,95—307,85 м, борисфенская свита нижнего+среднего олигоцена; Запорожская обл., Больше-Токмакский район, пос. Терноватый, скв. 2684, глуб. 105,4—107,4 м, остракодовый пласт, нижний+средний олигоцен; Харьковская обл., с. Жуковцы, скв. 2528 а, обр. 7 б, харьковская свита нижнего+среднего олигоцена; там же, с. Сиваши, скв. 1 к, обр. 33, берекская свита верхнего олигоцена.

Время существования и географическое распространение. Оligocen Украины.

Quercus pokrovskajae Panova sp. nov. **)

Табл. 1, фиг. 16, 16а.

Голотип. Табл. 1, фиг. 16, 16а. Препарат 277. Лаборатория палинологии ВСЕГЕИ, Ленинград. Херсонская обл., совхоз Степное, скв. 1, обр. 100а, глуб. 308,0 м, серогозский горизонт нижнего+среднего олигоцена.

*) от латинского *porrectus* — вытянутый.

**) В честь И. М. Покровской.

Описание. Полярная ось 21,2—24,5 μ . Экваториальная—12,5—15,0 μ . Пыльцевые зерна трехбороздные. В полярном положении округло-трехлопастные с лопастями, плавно загибающимися к бороздам. В экваториальном положении от круглых до эллиптических, вытянутых до полярной оси. Борозды узкие, недлинные, как правило, далеко не достигающие полюсов. Края борозд утолщенные, неровные за счет разрыва бороздной мембраны. Экзина толстая 2,0—2,5 μ , равномерно утолщенная с ярко выраженной двухслойностью. Сэкзина толще экзины; тегиллум толстый, столбиковый слой узкий. Скульптура сэкзины мелкозернистая; зернышки плотно прилегают друг к другу. Контур зерен ровный. Цвет желтый.

Обоснование выделения нового вида. Описываемая пыльца по очертанию, размерам и строению экзины близка пыльце *Q. sparsa* Mart., но отличается от нее совершенно другим строением борозд. У рассматриваемого вида отсутствуют поперечные разрывы борозд, а так же поровые отверстия.

По характеру строения борозд и размерам зерен пыльца *Q. rockovskajae* sp. nov. наиболее близка пыльце *Q. alnifoliiformis* Rap. (Бойцова, Панова, 1966), но отличается от нее ярко выраженной двухслойностью экзины и более тонкой структурой сэкзины. Все это позволяет рассматриваемые пыльцевые зерна отнести к самостоятельному виду.

Геологическое значение. В небольшом количестве пыльца *Q. rockovskajae* sp. nov. характерна для позднего олигоцена и миоцена Украины.

Местонахождение. Более 20 экземпляров хорошей сохранности из трех местонахождений: Херсонская обл., совхоз Степное, скв. 1, глуб. 308,0—150,0 м серогозский и асканийский горизонты олигоцена и горностаевская свита миоцена; Херсонская обл., район с. Высокополье, скв. 21504, глуб. 74,0 м, миоцен; Харьковская обл., с. Сиваши, скв. 1 к, обр. 33, бережская свита верхнего олигоцена.

Время существования и географическое распространение. Олигоцен и миоцен Причерноморской впадины.

Quercus rotunda Korallova sp. nov. *)

Табл. 1, фиг. 17, 18.

Голотип. Табл. 1, фиг. 18. Препарат 167. Отдел палеонтологии и стратиграфии НИИГ ДГУ, Днепропетровск, Херсонская обл., Нижне-Серогозский, район, скв. 1, глуб. 197,0 м, асканийская свита верхнего олигоцена.

Описание. Полярная ось 28,2—31,5 μ , экваториальная — 18,2—19,2—21,5 μ . Пыльцевые зерна трехбороздные. В полярном положении округло-трехлопастные, в экваториальном — удлинено-овальные. Борозды короткие, широкие, с неровными краями, далеко не достигают полюсов. Экзина 1,6—2,2 μ толщины с отчетливо видимыми тремя слоями. Сэкзина толще экзины; тегиллум толстый, столбиковый слой отчетливый. Скульптура сэкзины среднезернистая, контур ровный. Цвет желтый.

Обоснование выделения нового вида. Описываемая пыльца по размерам и строению борозд напоминает современную пыльцу *Q. robur* L., но отличается трехслойностью экзины и ее зернистой структурой, а также ровным контуром пыльцевого зерна.

Строение и скульптура сэкзины, наличие коротких борозд отличает пыльцу *Q. rotunda* Kor. sp. nov. от пыльцы *Q. williamsoniana* Trav. (Traverse, 1955). Сходство указанных видов наблюдается в очертании и строении борозд.

*) от латинского *rotunda* — закругленная.

От пыльцы *Q. pokrovskajae* Pan. sp. nov. описываемая пыльца отличается более широкими бороздами и наличием трехслойной экзины. Сходство указанных видов отмечается в очертании пыльцевых зерен и скульптуре сэкзины.

Геологическое значение. В небольшом количестве пыльца *Q. rotunda* Kor. sp. nov. характерна для позднеолигоценовых отложений юга Украины и Венгрии.

Местонахождение. 9 экземпляров хорошей сохранности из 3 местонахождений: Херсонская обл., Нижне-Серогозский район, скв. 1, глуб. 197,6 м, асканийская свита верхнего олигоцена; там же, Каховский район, скв. 9к, глуб. 245,0 м; Венгрия, г. Эгер, обнажение у кирпичного завода Виндт, верхний олигоцен.

Время существования и географическое распространение. Поздний олигоцен юга Украины и Венгрии.

Семейство *Anacardiaceae* Lindley, 1830

Род *Rhus* Linnaeus, 1753.

Rhus ukrainica Korallova sp. nov. *)

Табл. 1, фиг. 20.

Голотип. Табл. 1, фиг. 20. Препарат 85. Отдел палеонтологии и стратиграфии НИИГ ДГУ, Днепропетровск. Херсонская обл., Нижне-Серогозский район, скв. 1, глуб. 323,0 м, молочанская свита нижнего + среднего олигоцена.

Описание. Полярная ось 23,3—25,0 μ . Экваториальная 14,5—18,2 μ . Пыльцевые зерна трехбороздно-поровые, в экваториальном положении вытянутые от узко- до широкоэллиптических. Борозды три, меридиональные, длинные, изогнутые, почти доходящие до полюсов, на концах заостренные, а в области пор расширенные, с утолщенными краями. Мембрана борозд тонкая, мелкозернистая. Поры три по одной в центре каждой борозды, в очертании прямоугольные или слегка вытянутые по экватору, размером 1,6—2,8 μ . Экзина толстая, двухслойная, 1,8—2,5 μ на мезокольпимах и к полюсам заметно утолщается. Сэкзина по толщине равна экзине. Структура сэкзины мелкозернистая. Контур зерен ровный. Цвет желтый. В незначительных размерах варьирует размер и очертания пыльцевых зерен.

Обоснование выделения нового вида. Описываемая пыльца наибольшее сходство обнаруживает с пыльцой современного *R. glabra* L., но отличается меньшими размерами зерен и строением экзины (отсутствием струйчатого рисунка), что дает основание для выделения нового вида. От пыльцы известных ископаемых видов (Traverse, 1955, Бойцова, 1966 и др.), описываемая пыльца отличается удлинением очертанием зерен, прямоугольно-овальной формой пор и мелкозернистой структурой сэкзины.

Геологическое значение. Пыльца описываемого вида характерна для олигоценовых отложений Причерноморской впадины.

Местонахождение. 16 экземпляров хорошей сохранности из 4 местонахождений: Херсонская обл., Нижне-Серогозский район, скв. 1, глуб. 323,0 м, молочанская свита нижнего + среднего олигоцена; там же, скв. 7к, глуб. 420,0 м, борисфенская свита нижнего + среднего олигоцена; там же, Генический район, скв. 692, глуб. 885—892 м, борисфенская свита нижнего + среднего олигоцена; Бахчисарайский район, скв. 2, глуб. 172,5 м, борисфенская свита нижнего + среднего олигоцена.

*) название по местонахождению.

Время существования и географическое распространение. Оligocen Причерноморской впадины.

Порядок **Celastrales**

Семейство **Aquifoliaceae** Bartling, 1830

Род **Ilex** Linnaeus, 1753

Ilex major Korallova sp. nov. *)

Табл. 1, фиг. 19, 19а.

Голотип. Табл. 1, фиг. 19, 19а. Препарат 40/365. Отдел палеонтологии и стратиграфии НИИГ ДГУ, Днепропетровск. Херсонская обл., Каховский район, скв. 40, глуб. 365,4 м, асканийская свита верхнего олигоцена.

Описание. Полярная ось 33,0—42,8 м, экваториальная — 28,0—39,4 м. Пыльцевые зерна трехбороздно-поровые, в экваториальном положении округлые, почти широкоэллиптические. Борозды три, меридиональные, длинные, широкие, почти доходящие до полюсов; в области пор расширенные, а на концах заостренные. Поры три на каждой борозде, диаметр их 3—4 м, контур их трудноразличимый вследствие скульптурных особенностей сэкзины. Экзина толстая, 2,0—2,2 м, двухслойная, сэкзина толще нэкзины. Скульптура сэкзины булавовидная. Булавы достаточно густо, но неравномерно расположены на поверхности, высота их от 3,5 до 4,0 м, диаметр 1,6—2,5 м. Столбики булав толстые, кверху шаровидные. Контур волнистый. Цвет желтый.

Обоснование выделения нового вида. Описываемая пыльца очень сходна с пыльцой современного вида *Ilex Cassina* L., по характеру скульптурных образований экины, но отличается большими размерами и широкими бороздами, что дает основание к выделению нового вида. По очертанию и размерам пыльца *Ilex major* Kor. sp. nov. наиболее сходна с ископаемым видом *I. inaequaliclavata* Trav. (Traverse, 1955, табл. II, фиг 72), но отличается более грубой скульптурой экины.

Геологическое значение. Пыльца *I. major* Kor. sp. nov. в небольших количествах характерна для отложений олигоцена Причерноморской впадины.

Местонахождение. 7 экземпляров хорошей сохранности из 3 местонахождений: Херсонская обл., Нижне-Серогозский район, скв. 1, глуб. 323,0 м, молочанская свита нижнего+среднего олигоцена; там же, Каховский район, скв. 40, глуб. 365,0 м, асканийская свита верхнего олигоцена; там же скв. 9к, глуб. 254,4 м, асканийская свита верхнего олигоцена.

Время существования и географическое распространение. Оligocen Причерноморской впадины.

ЛИТЕРАТУРА

Бойцова Е. П. Ископаемая пыльца видов *Quercus* и ее значение для расчленения палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности и Западного Казахстана. Матер. ко 2-й Международной палин. конф. (Голландия, сент., 1966). Л., 1966.

Бойцова Е. П. Семейство *Apocynaceae*. В кн. Палеопалинология. Том 1. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 141, Л., 1966.

Бойцова Е. П. Семейство *Mugicaceae*. В кн. Палеопалинология. Том 1. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 141, Л., 1966.

Бойцова Е. П. Семейство *Juglandaceae*. В кн. Палеопалинология. Том 1, Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 141, Л., 1966.

Бойцова Е. П., Панова Л. А. Семейство *Fagaceae*. В кн. Палеопалинология. Том 1, Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 141, Л., 1966.

*) от латинского *major* — большой.

Болотникова М. Д. Ископаемая пыльца рода *Сагуа* из третичных отложений юга Дальнего Востока. Палеонт. журн. АН СССР, № 4, 1967.

Войцель З. А. Juglandaceae. В кн. Пыльца и споры Зап. Сибири. Юра — палеоцен. Тр. ВНИГРИ, вып. 177. Гостоптехиздат, 1961.

Гладкова А. Н. Ископаемые Mугисеae Западной Сибири. Палеофитолог. сборник. Тр. ВНИГРИ, вып. 239. «Недра», М., 1965.

Гладкова А. Н. О пыльце некоторых современных и ископаемых видов *Mугиса* L. ДАН СССР, т. 109, № 1, 1956.

Зауер В. В. Краткое описание спор и пыльцы из эоценовых и нижнеолигоценых отложений Прибалтики. В кн. Атлас верхнемел., палеоцен. и эоцен. спор.-пыльц. компл. некоторых р-нов СССР. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 30, Госгеолтехиздат, Л., 1960.

Куприянова Л. А. Палинология сережкоцветных. БИН АН СССР, «Наука», М.—Л., 1965.

Куприянова Л. А. Пыльца и споры лигнитовых глин озера Смолино. Матер. по изуч. флоры и растит. Урала, вып. 28, Свердловск, 1962.

Панова Л. А. Семейство Betulaceae. В кн. Палеопалинология том 1. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 141, Л., 1966.

Маско S. Lower Miocene pollen flora from the Valley of Kłogńnica near Gliwice (Upper Silesia). Prace Wrocław. Tow. nauk., ser. B., N. 088, 1957.

Stachurska Anna. Morphology of pollen grains of the Juglandaceae. Monographiae Botanicae, vol. XII, 1961.

Traverse A. Pollen analysis of the Brandon lignite of Vermont. Report of investigations 5151. United States Department of the Interior Bureau of Miner, 1955.

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ВЕРХНЕГЕЛЬВЕТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОЙ УКРАИНЫ С ОДНОВОЗРАСТНЫМИ ОБРАЗОВАНИЯМИ ЕВРОПЫ ПО ФАУНЕ МОЛЛЮСКОВ

И. М. БАРГ

На возможность отнесения томаковских слоев к гельвету указывали М. Ф. Носовский (1957) и Г. А. Квалиашвили (1962). В последнее время дано палеонтологическое обоснование верхнегельветского возраста этих отложений по группе моллюсков (Барг, 1969). Установление верхнегельветского возраста томаковских слоев позволило провести их стратиграфическую корреляцию с синхронными образованиями Европы. Г. А. Квалиашвили (1962) подобную корреляцию провел для горийских устричных слоев, которые являются одновозрастными томаковским. С момента опубликования работ этого автора значительно пополнились геологические данные о верхнегельветских отложениях как в СССР, так и за рубежом, а также установлены новые местонахождения морского гельвета, что побудило нас в данной статье дать более полную характеристику верхнегельветских осадков Западной, Центральной и Юго-Восточной Европы, которые по нашему мнению являются возможными аналогами томаковских слоев Южной Украины.

Болгария

Верхнегельветские отложения Болгарии установлены в ее северо-восточной части западнее г. Толбухино (Костадинов, Коюмджиева, 1964). В литологическом отношении они представлены раковинными известняками, мощностью от 2 до 3 м. В большинстве изученных разрезов верхнегельветские отложения трансгрессивно располагаются на различных горизонтах мела: апта, готерива и баррема и содержат многочисленную фауну моллюсков, среди которой преобладают представители семейства *Ostreidae*. После накопления верхнегельветских осадков на территории северо-восточной Болгарии наступил продолжительный континентальный перерыв, часть отложений была смыта и гельвет сохранился в виде отдельных пятен неправильной формы.

Общими видами моллюсков томаковских слоев и верхнегельветских осадков северо-восточной Болгарии являются*: *Ostrea gryphoides gingsensis* Schloth., *O. digitalina* Dub., *Chama gryphoides* L., *Cardita partschii* Goldf., *Taras rotundatus* Mont., *Arcopsis lactea* L., *Anadara turonica*

*) Родовые и видовые названия моллюсков в статье даются в том виде, как они приводятся в работах авторов, занимавшихся изучением верхнегельветских отложений на рассматриваемых территориях.

(Duj.), *Chlamys cf. domgeri* (Mikh.), *Chl. multistriata* (Poli), *Naticamille punctata* L., *Calyptraea chinensis* L.

Наиболее характерными моллюсками, свидетельствующими об одновозрастности отмеченных отложений являются: *Chlamys domgeri* (Mikh.), *Chl. multistriata* (Poli), *Chama gryphoides* L. и многочисленные *Ostrea gryphoides* Schloth.

Польша

Морские верхнегельветские отложения в Польше встречены только в Верхней Силезии, где они соединяются с морским гельветом Моравии.

Верхний гельвет в Польше представлен преимущественно глинами, трансгрессивно залегающими на карбоне. Из верхнегельветских отложений Верхней Силезии К. Ковалевским (1958) приводится следующий комплекс моллюсковой фауны: *Leda pusio* Phill., *Spondilus gussoni* Costa, *Lima miocaenica* Höern., *Hinnites cortesii*. Эти формы не известны в гельвете Венского бассейна и в других районах Польши. В. А. Горецкий (1964) условно сопоставляет нагорянские слои верхнего гельвета Западной Украины с прибрежными фациями гельвета, выделенными К. Ковалевским (1957) в Сводной стратиграфической схеме Польши, на основании сходства отдельных элементов фауны в этих отложениях: *Congerina sandbergeri* Andrus., *Meretrix islandicoides* Lamk. По данным Л. Н. Кудрина (1966), Волыно-Подольский верхнегельветский залив был соединен с Западно-Галицийским (Польша). В. Крах (1958) в добавление к моллюскам, установленным К. Ковалевским в верхнем гельвете Верхней Силезии, обнаружил *Hinnites crispa* Brocchi.

Общий состав моллюсков в морских верхнегельветских отложениях Польши следующий: *Lima miocaenica* Höern., *Leda pusio* Phill., *Hinnites crispa* Brocchi., *H. cortesii*, *Meretrix islandicoides* Lamk., *Congerina sandbergeri* Andrus., *Amussium denudatum* (Reuss), *Chlamys multistriata* (Poli), *Chl. felsineum* (Förn.), *Spondilus gussoni* Costa etc. Отдельные элементы этой фауны характерны и для томаковских слоев, что вероятно, свидетельствует об одновозрастности этих отложений.

Румыния

Гельветские отложения Румынии в большинстве местонахождений не содержат палеонтологических остатков и выделяются главным образом, по своему стратиграфическому положению, залегая между фаунистически датированными отложениями бурдигала и нижнего тортона. В литологическом отношении это глины, известковые глины с тонкими прослоями песчаников, солей, гипсов и дацитовых туфов. В южной части горы Персан (Трансильванский бассейн) В. Зоттой (1965) обнаружены верхнегельветские осадки мощностью до 100 м, представленные мергельно-конгломератовой толщей, содержащей многочисленных моллюсков: *Lucina cf. fragilis* (Phill.), *Loripes dentatus* (Bast.), *Chlamys (Aequipecten) scabrella* (Lamk.), *Chl. cf. multistriata* (Poli), *Variamussium cf. felsineum* (Poli), *Exogyra (Aetastreon) minotauriensis* Sacco, *Venus* sp., *Corbula* sp., *Calyptraea* sp., *Fusus* sp., *Dentalium* sp.

Отдельные виды пектинид, такие как *Variamussium cf. felsineum* (Poli), *Chlamys multistriata* (Poli) отмечены и в верхнем гельвете Польши (Крах, 1958), свидетельствуя об одновозрастности этих отложений. В. Зотта отмечает, что наибольшее сходство встреченная ею фауна имеет с фауной карпатия Чехословакии. На верхнегельветский возраст

этой толщи также указывают находки микрофауны. Верхнегельветские осадки встречены и в окрестностях с. Чорна Вода (Южная Добруджа), которым М. Кириак (1960) ошибочно приписывал чокракский возраст

Подавляющее большинство моллюсков из этого местонахождения обычно и в томаковских слоях. К ним относятся: *Ostrea gryphoides* Schloth., *O. gryphoides* Schloth. var. *gingensis* Schloth., *O. gryphoides* Schloth. var. *angustata* de Serr., *O. digitalina* Dub., *O. gryphoides* Schloth. var. *panderosa* de Serr., *Loripes* (*Loripes*) *dujardini* (Desh.), *Arca* (*Anadara*) *turonensis* Duj., *A. diluvii* Lamk., *Pitaria* (*Paradione*) *islandicoides* (Lamk.), *P. elongata* (Schaff.), *P. islandicoides* var. *curta* (Schaff.), *Corbula* sp., *Turritella* (*Archimediella*) *pythagoraica* Hilb., *Turritella* sp., *Cardita* sp., *Natica* sp., *Lutraria* sp. etc.

Такие виды как *Pitar islandicoides* (Lamk.) и его разновидности, *Lutraria* sp., *Turritella pythagoraica* Hilb., *Cardita* (*Venericardia*) *laticostata* Eichw. etc. чужды чокракскому горизонту Крымско-Кавказской области. По характеру встреченной в этих отложениях моллюсковой фауны наиболее вероятным является ее стратиграфическое соответствие томаковским слоям Южной Украины.

В. Костадинов и Е. М. Коюмджиева (1964) сопоставляют с отложениями с. Чорна Вода верхнегельветские осадки Болгарии, синхронные томаковским слоям.

Венгрия

Отложения гельветского яруса в Венгрии представлены различными фаціальными типами осадков. В Шальготарьянском угольном бассейне (Северная Венгрия) на солоноватоводных онкофоровых слоях залегает толща песков и песчаников, содержащих в своем составе многочисленные *Chlamys opercularis* (L.), *Chl. macrotis* (Sow.) etc. (верхние пектенные слои).

Эту толщу мощностью до 40 м на основании проведенных палеонтологических исследований И. Чепреги-Мезнерич (1956) относит к верхнему гельвету. Пектенные слои вверх по разрезу переходят в песчаные глины с характерной фауной штира: *Pseudoamussium corneum denudatum* (Reuss), *Aturia aturi* Bast., *Leda*, *Nucula*, *Lucina*, *Mastra*.

В угольном бассейне, расположенном в долине р. Слан, В. Чехович (1961) в верхней части отложений штира отмечает появление в массовом количестве устриц из группы *Ostrea gryphoides crassissima* Lamk. Р. Л. Мерклин (1958) основное развитие однотипных устричников, весьма сходных с устричниками Томаковки, Уплисцихе и Устюрта, отмечает в верхней части штира в районе Шальготарьяна. И. Чепреги-Мезнерич (1956) указывает на тесную связь между отложениями верхнегельветского штира и «верхними пектенными слоями», которые по простиранию переходят друг в друга. Наиболее важным разрезом для сопоставления с томаковскими слоями служит разрез верхнего гельвета гор. Мечек. Здесь при палеонтологической оценке верхнегельветского штирового комплекса Г. Хамор (1964) выделяет многочисленную ассоциацию моллюсков, среди которых общими с томаковскими слоями являются: *Nucula nucleus* L., *Arca diluvii* Lamk., *A. turonica* Duj., *Chlamys macrotis* (Sow.), *Phacoides columbella* Lamk., *Pitar islandicoides* (Lamk.), *Ervilia* cf. *pussilla* Phill., *Tellina donacina* L., *Alloides gibba* (Olivi), *Turritella turris* Bast., *Apporhais alatus* Eichw., *Natica millepunctata* Lamk., *Dentalium* sp. etc, что свидетельствует о вероятной разновозрастности этих отложений. Особенно большое значение в комплексе моллюсков приобретают *Tellina donacina* L., *Chlamys macrotis* (Sow.), которые играют ведущую роль в верхнегельветских отложениях многих местонахождений

Паратетиса. Г. Хамор указывает, что термин «верхний гельвет» возможно применять до тех пор, пока не будет установлен новый стратотип гельветского яруса.

Ревизия стратотипов ярусов миоцена Европы, осуществленная в последнее время, показала, что они имеют лишь биопровинциальное значение и затруднительны для межрегиональной корреляции. На основании рассмотрения ряда местных разрезов миоцена различных районов Австрии Папп, Циха, Сенеш, Балди предлагают новую ярусную шкалу для миоцена Центрального Паратетиса. «Верхний гельвет» выделен в ярус — «карпатий» со стратотипом в с. Слуп (Чехословакия).

Как видно из исследований Хамора и Ямбора (1969), карпатские отложения Венгрии характеризуются весьма изменчивыми палеогеографическими условиями и представляют собою полный цикл осадконакопления, который в южных и северных районах начинается отложениями солоноватоводного бассейна с *Congeria*, переходящими при усилении трансгрессии в пески и песчаники с *Chlamys* и шлировые отложения.

Регрессия, наступившая в конце карпатского века, устанавливается по континентальным отложениям с пестроцветными глинами.

Таким образом, сопоставление томаковских слоев с карпатским ярусом в Венгрии на наш взгляд может быть проведено достаточно аргументировано только в тех случаях, когда карпатий представлен в типичных морских фациях и содержит характерную для этого яруса верхнегельветскую фауну, как это наблюдается в верхнегельветском шлере гор. Мечек.

Чехословакия

На территории Чехословакии гельветские отложения имеют широкое развитие и представлены нижним и верхним гельветом.

Типичным местонахождением морского гельвета в Южной Словакии является их местонахождение в окрестностях г. Модрый Камень и Потопе (Сенеш, 1950). Отложения в верхней своей части имеют типичный шлировый характер и содержат многочисленную фауну моллюсков, среди которых много общих видов с томаковскими слоями: *Nucula nucleus* (L.), *Arca diluvii* Lamk., *Corbula gibba* Olivi, *Ervilia pussila* Phill., *Tellina donacina* L., *T. planata* L., *Leda fragilis* Chemn., *Phacoides* cf. *columbella* Lamk., *Diplodonta rotundata* Mont. etc.

В Южной Словакии, как и в Северной Венгрии на солоноватоводных онкофоровых слоях располагаются «верхние пектенные слои», представленные песками и песчаниками, мощностью до 30 м с *Chlamys opercularis* (L.), *Chlamys macrotis* (Sow.), *Callistotapes vetulus* (Bast.), *Alloides gibba* Olivi etc. Вверх по разрезу «пектенные слои» сменяются шлиром с типичным для него комплексом моллюсков.

И Циха и Ю. Тейкал (1959) пришли к выводу, что «верхний гельвет» не входит в стратотип гельвета. Это совершенно новый цикл осадков и фауна его ближе стоит к ископаемым моллюскам тортона. Авторы предложили обозначить «верхнегельветскую» морскую толщу как карпатий в качестве стратотипа верхнего гельвета в Карпатском бассейне. И. Циха и Я. Сенеш (1968) предлагают шкалу местных ярусов Центрального Паратетиса. По мнению этих авторов, карпатий характеризуется появлением *Globigerinoides bisphaericus* Todd и охватывает промежуток времени от конца отнания до начала бадения. Карпатий отличается резким обновлением состава фауны моллюсков и фораминифер (45%), а также резкими палеогеографическими изменениями.

Как указывалось выше, первоначально под карпатием понимались отложения морского гельвета, трансгрессивно залегающие над солоно-

ватоводной онкофоровой толщей Центральной Европы (Циха, Сенеш, 1959). В настоящее время в карпатский ярус включены отложения, образовавшиеся в различных фациальных условиях, что значительно затрудняет проведение межрегиональной корреляции. На территории Чехословакии карпатий хорошо сопоставляется с томаковскими слоями, когда он представлен типично морскими фациями.

Комплексы моллюсков, приведенные в работе Я. Сенеша (1964) для карпатского яруса, сходны с ассоциацией томаковских моллюсков и содержат много общих видов: *Nucula nucleus* L., *Arca diluvii* Lamk., *A. tunonica* Duj., *Glycymeris deshayesi* (Mayer), *Pitar islandicoides* (Lamk.), *Chlamys macrotis* (Sow.), *Chl. multistriata* (Poli), *Arcopsis lactea* (L.), *Panopea menardi* (Desh.), *Alloides gibba* (Olivi), *Leda fragilis* Shemn., *Loripes dentatus* (Bast.), *Tellina donacina* L., *T. compressa* (Brocchi), *L. dujardini* (Desh.), *Ervilia pussilla* Phill., *Diplodonta trigonula* Bronn., *Lucina aff. columbella* Lamk., *Calyptraea chinensis* Lamk. etc.

На одновозрастность этих отложений указывают наиболее характерные виды комплекса: *Chlamys macrotis* (Sow.), *Tellina donacina* L., *Pitar islandicoides* (Lamk.), *Glycymeris deshayesi* (Mayer), *Diplodonta trigonula* Bronn. etc. Следует еще раз подчеркнуть, что в верхнем гелльвете карпатского бассейна, наряду с моллюсками обычными для многих верхнегелльветских местонахождений Западной и Центральной Европы, отмечено появление новых видов, характерных только для карпатской области. По мнению Р. Л. Мерклина (1958), отложения верхнего гелльвета или карпатия, представленные прибрежными и более глубоководными фациями, должны сопоставляться с горийским и тарханским горизонтами Крымско-Кавказской области. Как известно, Г. А. Квалишвили (1962) установил для горийских устричных слоев верхнегелльветский возраст и сопоставил их с томаковскими слоями.

Австрия

В Венском бассейне отложения гелльвета имеют сравнительно ограниченное распространение и охватывают фации шлира Оттаннга, слою Грунда и онкофоровые слои, содержащие типичную солоноватоводную фауну. В Нижней Австрии в кровле солоноватоводных онкофоровых слоев залегает мощная толща морских шлировых образований, имеющих верхнегелльветский возраст. Шлировые отложения представлены темно-серыми глинистыми мергелями, иногда с прослоями песчаников. Мощность их достигает 1000 м. Грундские слои имеют меньшее распространение, чем шлировые фации и представлены крупно и среднезернистыми песками с прослоями глинистых мергелей. Мощность этих отложений достигает 700 м. Согласно Э. Вейту (1943), в форланде Альп шпир по простиранию переходит в грундские слои, в которых часто встречаются устричники *Ostrea gryphoides* Schloth., подобные устрицам Томаковки и горийского горизонта Грузии. По данным Эртла (1964), севернее г. Вены (Жорнейбургский бассейн) вскрывается толща грундских слоев, отнесенных автором к верхнему гелльвету, с многочисленными гигантскими устрицами *Ostrea* (*Crassostrea*) *gryphoides crassissima* Lamk. Шпир и грундские слои Австрии содержат многочисленный комплекс моллюсков, общими из которых с томаковскими слоями являются: *Nucula nucleus* L., *Barbatia barbata* Lamk., *Venus marginata* Hörn., *V. cincta* Eichw., *Loripes dentatus* (Bast.), *L. dujardini* (Desh.), *Phacoides columbella* (Lamk.), *Panopea menardi* Desh., *Pitar gigas* Lamk., *P. islandicoides* (Lamk.), *Ostrea gryphoides* Schloth., *Rzehakia socialis* (Rzehak), *Hinnites crispa* Brocchi, *Isognomon rollei* (Hörn.),

Cardium turonicum Mayer, *Natica millepunctata* Lamk., *Nassa dujardini* (Desh.), *Apporhais alatus* Eichw., *Turritella turris* Bast. etc.

Здесь особо следует указать на общность в этих отложениях характерных верхнегельветских видов: *Rzehakia socialis* (Rzehak), *Isognomon rollei* (Hörn.), *Hinnites crispa* Brocchi, *Ostrea gryphoides* Schloth. Л. Н. Кудрин (1954) указывал также на большое сходство фауны нагорских слоев верхнего гельвета с верхнегельветской моллюсковой фауной Австрии.

Франция

На территории Франции гельветские отложения установлены в бассейне р. Луары и Аквитанском заливе. Здесь они сохранились в виде отдельных пятен и представлены известняками-ракушечниками. Согласно данным Бребьона, Бюж, Кала и Гумора (1958) в междуречье Луары и Луара в этих известняках встречена многочисленная фауна моллюсков: *Ostrea gryphoides* Schloth., *O. cf. lamellosa* Brocchi, *O. sacellus* Duj., *Chlamys multistriata* (Poli), *Chl. radians* Nyst et West., *Chl. albina* Teppner, *Turritella cf. subangulata* Brocchi, *Arca turonica* Duj., *Hinnites* sp., *Venus* sp., *Chama* sp., *Corbula* sp., *Glycymeris cor* (Lamk.) etc.

Из верхнегельветских известняков побережья Вандэ Бюж, Френе, Тер (1958) приводят: *Ostrea gryphoides* Schloth., *O. cf. lamellosa* Brocchi, *Chlamys crispa* (Brocchi), *Chl. ex. gr. opercularis* (L.).

Авторы указывают, что верхнегельветский возраст этих отложений подтверждается присутствием *Ostrea gryphoides* Schloth., *Chlamys crispa* (Brocchi.), *Pecten praebenedictus* Tourn.

Chlamys crispa (Brocchi) имел особенно большое распространение в верхнегельветское время в Аквитанском заливе. Наиболее интересен в палеонтологическом отношении разрез верхнего гельвета горы Мирабо (Южная Франция) к северу от г. Марселя. Согласно данным Монгена (1959), у склона вершины Бом на отложениях юры залегают белые песчаники с *Cardium turonicum* Mayer мощностью 6 м. Выше залегают пески и уплотненные песчаники с многочисленными *Ostrea gryphoides crassissima* (Lamk.), *Chlamys multistriata* (Poli), *Chl. albina* (Тер.), *Chl. improvisa* (Fisch. et Tourn.) etc.

Из обнажений, расположенных к западу от вершины Бом, кроме вышеперечисленных видов установлены: *Panopea menardi* Desh., *Meretrix islandicoides* Lamk., *Tellina planata* L., *Cardium dorwini* Desh., *Donax* sp., *Ervilia* sp. etc. Анализ встреченной в верхнегельветских отложениях Франции фауны моллюсков и сравнение ее с фауной томаковских слоев Южной Украины дает основание рассматривать вышеуказанные отложения как одновозрастные. Общими видами моллюсков для них являются: *Ostrea gryphoides* Schloth., *Hinnites crispa* Brocchi, *Chlamys multistriata* (Poli), *Chl. ex. gr. opercularis* (L.), *Arca turonica* Duj., *Cardium turonicum* Mayer, *Meretrix islandicoides* Lamk., *Panopea menardi* Desh. etc. Л. Н. Кудрин (1966) рассматривал гельветские отложения Франции как синхронные отложениям верхнего гельвета Вольно-Подолли, что еще раз подтверждает наш вывод об одновозрастности гельветских отложений Франции и томаковских слоев Южной Украины.

Швейцария

Миоценовый Швейцарский бассейн представляет для нас большой интерес в том отношении, что здесь в 1958 году в верхней части верхних морских моласс окрестностей Берна, Люцерна и Сент-Галля был установ-

лен Майер-Эймаром гельветский ярус. В связи с тем, что типичный разрез гельвета никогда не был определен и фауна этого стратиграфического подразделения мало изучена, ряд авторов толковали понятие гельвета по-разному, включая в его состав и бурдигальские отложения. Рутч (1958) в качестве типового гельветского разреза предлагает разрез Имигубеля южнее г. Берна, так как указанный район характеризуется многочисленной фауной и хорошей обнаженностью. В гельветском разрезе Имигубеля преобладают разнозернистые песчаники, пески, мергели. Гельветские отложения Имигубеля сложены переходными фациями от морских до континентальных. Наличие континентальных отложений в верхней части гельветского разреза Имигубеля затрудняет здесь проведение стратиграфического рубежа между гельветом и тортоном, то же можно отметить и в отношении проведения границы между гельветом и бурдигалом. В связи с этим нет уверенности в том, что гельветские отложения Швейцарии не могут оказаться одновозрастными с бурдигалом или тортоном в других районах Средиземноморья, где имеются непрерывные разрезы отложений миоцена.

Следовательно, разрез Имигубеля можно принять как типовой, отражающий местные условия, а не как стратотипический для всей Средиземноморской области.

Как видно из работ Рутча, Дрогера и Оэртли (1958) в гельветских отложениях кантона Берн встречается и бурдигальская микро- и макрофауна, что дало авторам некоторое основание считать, что гельвет Швейцарских моласс, возможно, представляет собой регрессивную серию бурдигала.

Подобную точку зрения высказывает И. Циха (1959), отмечая, что микрофауна гельветских отложений Швейцарии представляет из себя обедненную микрофауну бурдигала.

В последнее время среди исследователей гельвета Западной и Центральной Европы наметилась точка зрения о соответствии гельвета Швейцарии нижнему гельвету. На наш взгляд, такая точка зрения может быть принята в случае доказательства одновозрастности кирхбергских (онкофоровых) слоев Швейцарии, установленных Пфанненштилем в Кантоне Шаффхаузен, с морскими молассами Имигубеля. Однако из-за отсутствия полных разрезов гельвета в Швейцарии, где бы можно было проследить соотношение вышеуказанных отложений, вопрос этот не может быть решен однозначно.

Интересно отметить, что в гельветском разрезе Имигубеля встречаются моллюски, сходные в видовом отношении с моллюсками томаковских слоев. К ним относятся: *Ostrea gryphoides* Schloth., *Panopea menardi* Desh., *Tapes vetulus* Bast. Остальные виды моллюсков из типичного профиля гельвета в Имигубели хотя и отсутствуют в томаковских слоях, но обычны для верхнегельветских отложений других областей Западной и Центральной Европы. Кроме того, фораминиферы, определенные Рутчем, Дрогером и Оэртли (1958): *Elphidium macellum* (F. et M.) *Rotalia beccarii* (L.), *Cibicides lobatulus* (W. et J.), *C. cf. ungerianus* (Orb.), *Textularia cf. subangulata* (Orb.), *Elphidium rugosum* (Orb.), *Florilus boueapicus* (Orb.) etc. в сочетании с другими видами имеются и в томаковских слоях на р. Каменке (Южная Украина).

На наш взгляд, особенно важным является присутствие в гельветских отложениях Имигубеля многочисленных устричных банок, сложенных главным образом *Ostrea* (*Crassostrea*) *gryphoides* Schloth.

Аналогичные устричные банки отмечены в верхнегельветских отложениях южной полосы Советского Союза, в том числе и томаковских слоев верхнего гельвета Южной Украины.

Изложенные материалы о гельветских отложениях Швейцарии,

**СХЕМА КОРРЕЛЯЦИИ ВЕРХНЕГЕЛЬВЕТСКИХ ОСАДКОВ ЮЖНОЙ УКРАИНЫ С ОДНОВОЗРАСТНЫМИ ОБРАЗОВАНИЯМИ
ЗАПАДНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЕВРОПЫ**

ВОЗРАСТ	М Е С Т О Н А Х О Ж Д Е Н И Я										
	ЮЖНАЯ УКРАИНА	ЗАПАДНАЯ УКРАИНА	БОЛГАРИЯ	ПОЛЬША	РУМУНИЯ	ВЕНГРИЯ	ЧЕХО- СЛОВАКИЯ	АВСТРИЯ	ШВЕЙЦАРИЯ	ФРАНЦИЯ	
ВЕРХНИЙ ГЕЛЬВЕТ	<p>с Томаковка, с Каменка, с Марьевка, с Бабурка, с Запорожье</p> <p>Мелкозерни- стые пески, известковистые глины, раковин- ные известняки</p> <p><i>Ostrea gryphoides</i> Schloth, <i>Isognomon rollei</i> (Hörn), <i>Rzehakia socialis</i> (Rzehak), <i>Chlamys macrotis</i> (Sow), <i>Chl domgeri</i> (Mikh), <i>Hinnites crispa</i> Brocchi, <i>Pitar islandicooides</i> (Lamk.), <i>Cardium ex gr. turonicum</i> Mayer</p>	<p>с Бучач, с Нагорянка, с Подзамчек, с Чехово, с Бело-критицы, с Подгаец, с Лютягин, с Жовновка</p> <p>Пески, песчаники, песчанистые известняки, раковинные известняки, глины</p> <p><i>Isognomon rollei</i> (Hörn), <i>Chlamys cf. macrotis</i> (Sow), <i>Rzehakia socialis</i> (Rzehak), <i>Chlamys seniensis niedwiedzkii</i> Hilb (= <i>Chlamys domgeri</i> Mikh), <i>Pitar islandicooides</i> (Lamk.), <i>Cardium turonicum</i> Mayer</p>	<p>Северо-Восток г. Толбухино, с Долина, с Ведрино, с Ново-Ботьево, с Алексеевка с одринци</p> <p>Раковинные известняки, песчано-оолитовые известняки, песчаные глины с известковыми включениями</p> <p><i>Gryphaea gryphoides gingschlothi</i> Schloth, <i>Chlamys cf. domgeri</i> (Mikh), <i>Chl multistriata</i> (Poli), <i>Chama gryphoides</i> (L.), <i>Arcaopis lactea</i> L., <i>Calyptraea chinensis</i> L.</p>	<p>Верхняя Силезия</p> <p>Глины с <i>Hinnites crispa</i> Brocchi, <i>Chlamys multistriata</i> (Poli), <i>Chl felsineum</i> (Forn), <i>Congeria sandbergeri</i> Andruss., <i>Pitar islandicooides</i> (Lamk.), <i>Spon dilus gussoni</i> Costa</p>	<p>Трансильванский бассейн (южная часть горы Персан)</p> <p>Мергелено-конгломератовая толща с <i>Loripes dentatus</i> (Bast), <i>Chlamys multistriata</i> (Poli), <i>Chl (Aegiprecen) scabrella</i> (Lamk.), <i>Chl felsineum</i> (Forn)</p>	<p>с Чорна Вода (южная Добруджа)</p> <p>Раковинные известняки, глины, пески.</p> <p><i>Ostrea gryphoides</i> Schloth, <i>O gryphoides gingschlothi</i> Schloth, <i>Pitaria (Paradione) islandicooides</i> (Lamk.), <i>Turritella (Archimediella) pythagoraka</i> Hilb, <i>Lutraria</i> sp.</p>	<p>Шальготарянский угольный бассейн (Северная Венгрия)</p> <p>Пески, песчаники с <i>Chlamys opercularis</i> (L.), <i>Chl macrotis</i> (Sow) (берхние пектенные слои)</p> <p>Шальготарья, долина р. Слан</p> <p>Известковые глины (шлур) с <i>Pseudoamussium corneum denudatum</i> (Reuss), <i>Ostrea gryphoides</i> Schloth</p>	<p>Модрый Камень, Поторне Прибельце (Южная Словакия)</p> <p>Известковые глины (шлур) с <i>Mucula nucleus</i> (L.), <i>Arca cf. diluvii</i> Lamk., <i>Tellina donacina</i> L., <i>Diplodonta pseudamussium rotundata</i> Mart., <i>Pseudoamussium corneum denudatum</i> (Reuss), Верхние пектенные слои Южнословацкого угольного бассейна: пески и песчаники с <i>Chlamys macrotis</i> (Sow), <i>Callistotapes vetulus</i> (Bast.), <i>Chlamys opercularis</i> (L.)</p>	<p>Шлур Оттманга, крупно и среднезернистые пески, песчаники Карнеидурского бассейна (грудские слои).</p> <p><i>Mucula nucleus</i> L., <i>Barbatia barbata</i> Linne, <i>Rzehakia socialis</i> (Rzehak), <i>Hinnites crispa</i> Brocchi, <i>Ostrea gryphoides</i> Schloth, <i>Pitar islandicooides</i> (Lamk.), <i>Turritella turris</i> Bast.</p>	<p>Имигубель (южнее г. Берн) р-н Нидеркинген нас. пункты Конольфинген и Шталоден</p> <p>Разнозернистые песчаники, мергели с <i>Ostrea gryphoides</i> Schloth, <i>Rapora menardi</i> Desh., <i>Tapes vetulus</i> Bast., <i>Turritella turris</i> Bast., <i>Lutraria sanna</i> (Bast.)</p>	<p>Междуречье рек Луары и Луара</p> <p>Известняки ракушечники с <i>Ostrea gryphoides</i> Schloth, <i>Chlamys multistriata</i> (Poli), <i>Arca turonica</i> DuRoi, <i>Hinnites</i> sp.</p> <p>Побережье ВАНД.</p> <p>Известняки с <i>Ostrea gryphoides</i> Schloth, <i>Hinnites crispa</i> Brocchi, <i>Chlamys ex gr. opercularis</i> (L.)</p> <p>Гора Мурадо (Севернее г. Марселя).</p> <p>Пески, уплотненные песчаники. <i>Ostrea gryphoides crassissima</i> Lamk., <i>Chlamys multistriata</i> (Poli), <i>Cardium turonicum</i> Mayer.</p>

свидетельствуют о том, что до выяснения истинного объема гельветского яруса и установления взаимоотношения отдельных его частей (кирхбергские слои, гельвет Имигубеля) мы условно относим отложения морских моласс Имигубеля к верхнему гельвету. Такой же точки зрения придерживается и Л. С. Пишванова (устное сообщение).

В последнее время в мировой геологической литературе постоянно дискутируется вопрос об объеме миоценовых ярусов и их стратиграфической сущности, что связано, главным образом, с неудовлетворительной их палеонтологической характеристикой и разобщенностью их стратотипических разрезов. Весьма справедливым является, по нашему мнению, замечание Г. А. Квалиашвили (1962) о том, «что то, что мы называем гельветом, есть скорее гельвет Венского бассейна. Типичный же гельвет, видимо, остается загадкой, ибо он представлен фауной, мало пригодной для определения типов геологических подразделений, стратиграфически плохо обособлен от смежных осадочных подразделений и не прослеживается на сколько-нибудь значительном расстоянии и не коррелируется с достаточной степенью достоверности с томаковскими слоями Южной Украины».

В заключение следует отметить, что несмотря на то, что вопрос о стратотипе гельвета и объеме гельветского яруса является в настоящее время дискуссионным и осадки, отнесенные к верхнему гельвету, возможно будут выделены в другое стратиграфическое подразделение, как это пытаются сделать для области Центрального Паратетиса, однако, рассматриваемые выше отложения содержат сходные комплексы моллюсков, дающие возможность уже в настоящее время коррелировать их с достаточной степенью достоверности с томаковскими слоями Южной Украины.

ЛИТЕРАТУРА

- Барг И. М. Моллюски томаковских слоев Южной Украины. Автореф. кандид. диссертации, Львов, 1969.
- Горецкий В. А. Биостратиграфия миоценовых отложений Вольно-Подольской плиты. Автореф. докторской диссерт., Львов, 1964.
- Квалиашвили Г. А. Онкофоровый (рзгакиевый) горизонт Евразии, Тбилиси, 1962.
- Костадионов В., Коюмджиева Ем. Горен хелвет в северо-източна България. Изписание бълг. геол. друж. 25, № 2, 1964.
- Кудрин Л. Н. Гельвет юго-западной окраины Русской платформы. Геол. сб. Львовского геол. об-ва, № 1, 1954.
- Кудрин Л. Н. Стратиграфия, фация и экологический анализ фауны палеогеновых и неогеновых отложений Предкарпатья, Изд. ЛГУ, 1966.
- Мерклин Р. Л. Поездка в Чехословакию, БМОИП, отд. геол., т. 33 (3), 1958.
- Носовский М. Ф. Об условиях образования и возрасте онкофоровых и томаковских слоев Южной Украины. Научн. зап. НИИ геологии ДГУ, т. 58, 1957.
- Чехович В. К вопросу о происхождении рзгакиевых слоев. Изв. АН СССР, № 11, 1961.
- Brebion Ph., Buge E., Calas P., Goumard J. Nouvelles observations sur les faluns helvétiques du bassin de Noyant-Savigne (Maine-et-Loire et Indre et Loire). *Compt. rend. 83. Congr. soc. savantes. sec. sci. sous. sec. geol. Paris-Marseille*, 1958.
- Buge, Freneix S., Ters M. L'helvetin de la région littorale vendenne Situation et Paléontologie des gisements. Etude sédimentologique et paléogéographique. *Comp. rend 83 Congr. soc. savantes. sec. sci. sous-sec. geol. Paris-Marseille*, 1958.
- Cicha J., Senes J. Sur la position du Miocène de la paratethys Centrale dans le cadre du Tertiaire de l'Europe. «*Geol. zb.*», 19, N. 1, 1968.
- Cicha J., Tejkal J. Zum Problem des sog. Oberhelvets in den Karpatischen Becken. *Vestnik U.U.G.*, r. 34, 2, Praha, 1959.
- Csepregy-Meznerics I. Stratigraphische Gliederung des Ungarischen Miozäns im Lichte der neuen Faunauntersuchungen. *Acta geologica Acad. scientiarum Hungarica*, t. 4, f. 2, Budapest, 1956.
- Chiriak M. Asupra unor noi iviri de Tortonian in Dobrogea de sug. *Studii si cercetari de Geologie Acad. Republicii populara Romine* 1, t. 5, 1960.

Ertl R. Die Ostrea (Crassostrea) gryphoides crassissima aus den «Gründer schichten» bei Korneuburg «Aufschluss», N 7—8, 1964.

Geza Hamor. A mecseki slir biofacies vizsgalata. Foldtani Kozlony, XCIV, 3, 1964.

Kowalewski K. Uzupełnienia i nowe dane dotyczące podziału miocenu w Polsce. Przegląd geol., N 1 (47), (1), Warszawa, 1957.

Kowalewski K. Stratygrafia miocenu południowej Polski ze szczególnym uwzględnieniem Południowego obrzeża. Gor. świetaczyskich Kwart. Geol., 2, N 1, 1958.

Krach W. Znaczenie macrofauny w stratygrafii miocenu Polski. Kwart. Geol., 1, t. 2, Warszawa, 1958.

Mongin D. L'Helvetien de Mirabeau (Voucluse). Bull. Soc. Geol. France, 1, N 3, 1959.

Pfannenstiel M. Die fauna der Kirchberger Schichten von Lohn am Randen. Beiträge zum Oberrheinischen Fossilkatalog, N 4. Berlin und Leipzig, 1931.

Rutsch R. Das Tupauprofil des Helvetien. Eclogae Geological helvetiae, vol., 51, N 1, 1958.

Rutsch R., Drooger C., Oertli H. Neue Helvetien-Faunen aus der Mollasse zwischen Aare und Emme (kt. Bern). Mitt. natj. Ges. Bern. N. F. 1, b. 1, 1958.

Senes J. Helvetske slirova Fauna z okolja Modreho Kamena. Geol. Sborn. Slovenska Akad. Vied., r. 2, Bratislava, 1950.

Senes J. Faunisticka analiza paratetydneho miocenu. Sb. geol. vied. Zapadne Karpaty, 11, 1964.

Veit E. Zur stratigraphie des Miozäns im Wiener Becken. Mitteil. Reichsanst. f. Bodenforschung, Zweigstelle, Wien, 6, 1943.

Zotta V. Contributii la stratigrafia miocenului din sudul muntilor Persani. Dari de seame ale, «Sedintelor», vol. 1 (1963—1964), 1965.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ВЫСОКОКАЧЕСТВЕННЫХ МАРГАНЦЕВЫХ РУД НА НИКОПОЛЬСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

В. И. ГРЯЗНОВ

В статье рассмотрены результаты геолого-технологического картирования Никопольского марганцеворудного месторождения и обсуждается природа выявленных закономерностей размещения высококачественных руд. Статья является продолжением ранее опубликованной работы (Грязнов, 1968), в которой были изложены задачи и методические основы прогноза качества морских осадочных марганцевых руд на примере Никопольского месторождения*).

Назначение геолого-технологической карты — дать детальную характеристику размещения промышленных типов руд на площади месторождения с указанием ожидаемых показателей обогащения.

Геолого-технологическое картирование Никопольского месторождения выполнялось в 1964—1970 гг. несколькими геологическими организациями и включало следующие работы:

1. Поисково-ревизионные работы — бурение скважин и технологическое опробование рудного керна, сначала по нескольким опорным поперечникам, а затем по сети 300×300 метров на выявленных участках залегания высококачественных руд. Эти работы выполнены трестом «Днепрогеология» на Грушевско-Басанской и Западной рудоносных площадях при участии института «Механобрчермет», силами которого производилось технологическое изучение проб. Составлена карта распространения руд, пригодных для получения концентрата сортов А и I и подсчитаны запасы высококачественных руд (Мороховская, 1969а, б);

2. Технологическое опробование руд на эксплуатируемых шахтных и карьерных полях с отбором проб весом 150—200 кг из шахтных выработок, карьеров и кустов скважин осуществлялось трестами «Никополь-марганец» и «Орджоникидзе-марганец» при участии Института минеральных ресурсов;

3. Изучением возможностей снижения веса технологических проб при геолого-технологическом картировании Никопольского месторождения занимался Всесоюзный институт минерального сырья;

4. Минералого-геохимическое изучение рудного пласта, систематизация и анализ материалов разведочных, эксплуатационных и научно-исследовательских работ, составление серии карт Грушевско-Басанской

*В статье (Грязнов, 1968) рассмотрены задачи геолого-технологического картирования, значение изучения минеральной зональности для прогноза качества руд, связь между составом исходной руды и показателями ее обогащения, классификация окисных руд по показателям обогащения. Предложена методика картирования в два этапа: а) составление карты прогноза качества руд; б) составление карты обогатимости руд по мере развития эксплуатационных работ.

площади с целью прогноза качества марганцевых руд выполнены научно-исследовательским институтом геологии Днепропетровского университета. В этой работе под руководством автора принимали участие научные сотрудники НИИ геологии Л. Я. Кострицкая и Л. В. Червоноокая. Данные технологического опробования шахтных полей были систематизированы геологами треста «Никопольмарганец» И. Ф. Ампиловым и В. С. Черным.

Общая характеристика карт

Результаты геолого-технологического картирования рассмотрим на примере крупной Грушевско-Басанской площади, для которой составлено 15 карт. Эта серия подразделяется на три группы:

I. Карты, показывающие условия залегания руд:

1. Мощность рудного пласта.
2. Рельеф подошвы рудного пласта.

II. Карты, отображающие вещественный состав руд:

1. Содержание марганца в рудном пласте.
2. Содержание фосфора в рудном пласте.
3. Содержание фосфора на 1 процент марганца в рудном пласте.
4. Размещение типов марганцевых руд.
5. Размещение и мощность пизолитовых руд.
6. Минералого-петрографический состав рудного пласта.

III. Карты, характеризующие обогатимость руд:

1. Содержание марганца в мытой руде.
2. Содержание фосфора в мытой руде.
3. Содержание фосфора на 1 процент марганца в мытой руде.
4. Выход и качество концентрата сорта А.
5. Выход и качество концентрата сортов I + А.
6. Выход и качество концентрата сортов II + III.
7. Прогнозная карта получения высокосортных концентратов.

Карты составлены в масштабе 1:10000, позволившем нанести все буровые скважины и пункты технологического опробования с необходимыми данными и использовать при этом без изменения масштаба картографические материалы геологоразведочных работ. В этом масштабе Грушевско-Басанская площадь, имеющая длину около 15 км и наибольшую ширину 17,5 км, размещается на семи листах бумаги формата 800×600 мм. Главное поле окисных и окисно-карбонатных руд Грушевско-Басанской площади располагается на четырех листах.

Для удобства использования, в дополнение к картам масштаба 1:10000, изготовлены пантографированием обзорные карты в масштабе 1:25000, передающие общую ситуацию, без показа пунктов опробования.

Некоторые из перечисленных карт (I-1, I-2, II-1, II-2, II-3) составлялись и ранее и не нуждаются в описании. Отметим лишь, что в ходе геолого-технологического картирования они существенно пополнены и переработаны, так как после выхода сводного геологического отчета (1956 г.) выполнены дополнительные разведочные, поисково-ревизионные работы и опробование в значительном объеме. Так, до выхода сводного отчета на Грушевско-Басанской площади были пробурены 1834 скважины, расположенные в центральной части площади по квадратной

150-метровой сети, в северной части ее — по 300-метровой сети, в южной и восточной частях — по 600-метровой сети. В период с 1956 по 1968 г. пробурено еще около тысячи скважин на разных частях площади.

Аналогично дополнены и переработаны карты содержания марганца и фосфора в мытой руде (III-1, III-2, III-3), так как в картах 1956 г. было учтено 344 пункта опробования, а в период с 1956 по 1968 г. прибавилось еще 550 пунктов.

Ниже приводится краткая характеристика карт, которые составлены для месторождения впервые или имеют методические особенности.

Карты, отображающие вещественный состав руд

Не останавливаясь на стандартных картах распределения марганца и фосфора в рудном пласте, отметим, что в условиях Никопольского месторождения значительно более сложную задачу представляет картирование минералого-петрографического состава руд. Составлены три карты, дополняющие друг друга.

Карта размещения типов марганцевых руд построена по данным геологоразведочных работ. На ней для каждой из скважин приведены следующие сведения о составе рудного пласта:

а) суммарная мощность кондиционных пачек окисной кусковой* и кусково-землистой руд в метрах;

б) мощность окисной пизолитовой и кусково-пизолитовой руд;

в) мощность окисно-карбонатной руды;

г) мощность карбонатной руды;

д) мощность кондиционной части или полная мощность рудного пласта, если он отвечает кондициям. В скобках показаны также мощность некондиционных пачек, содержащих более 10% марганца, и, условными знаками, — тип некондиционной руды и ее положение в колонке рудного пласта.

Раскраской выделены районы со следующими семью типами строения: 1) в колонке рудного пласта имеется только окисная руда; 2) окисная и окисно-карбонатная; 3) окисно-карбонатная; 4) окисная и карбонатная; 5) окисная, окисно-карбонатная и карбонатная; 6) окисно-карбонатная и карбонатная; 7) карбонатная руда.

Карта размещения и мощности пизолитовых руд. Окисные руды с манганитовыми пизолитами, как показали технологические исследования, дают при обогащении наиболее высококачественные концентраты пригодные для выплавки ферромарганца (Грязнов, 1968). На карте систематизированы данные о распространении пизолитовых руд. Мощность руд показана изолиниями, проведенными через 0,5 м. Выявленная картина размещения пизолитовых руд в схематизированном виде представлена на рис. 1.

Карта минералого-петрографического состава рудного пласта. Поскольку первичные геологические материалы прошлых лет — геологические журналы скважин и журналы опробования — почти не освещают минерального состава руд, а текстурные особенности руд отображают весьма схематично, — в дополнение к карте II-4 составлена карта минералого-петрографического состава рудного пласта. На эту карту нанесены 238 пунктов, в которых выполнено детальное минералого-петрографическое изучение рудного пласта автором и другими сотрудниками НИИ геологии Днепропетровского университета. Рядом с этими пунктами вычерчены минералого-петрографические колонки руд-

*) В соответствии с классификацией марганцевых руд Никопольского бассейна по минеральному составу и текстурам (1964, стр. 173).

ного пласта в масштабе 1:100. Несмотря на ограниченное число пунктов и неравномерное их распределение, карта уточняет представления о размещении главных разновидностей окисных руд и закономерностях размещения типов руд.

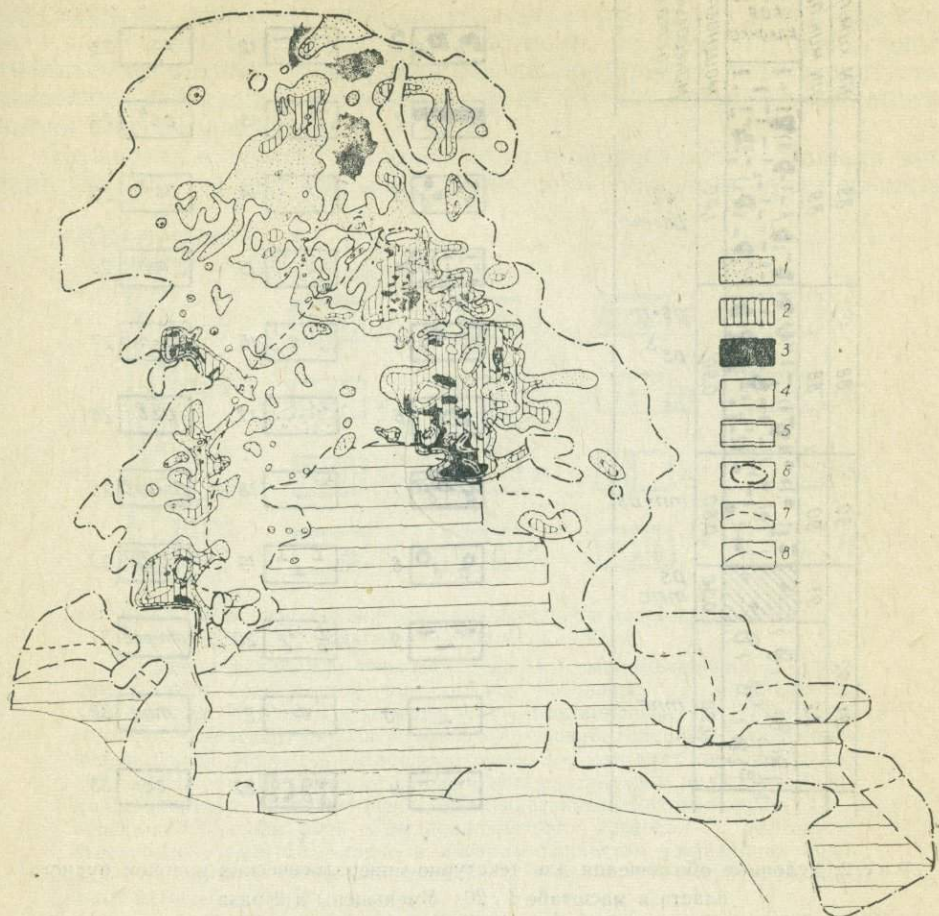


Рис. 1. Размещение и мощность пизолитовых руд на Грушевско-Басанской площади. 1—3 — площади залегания руд с окисными пизолитами. Мощность пизолитовых руд: 1 — менее 1 м; 2 — от 1 до 2 м; 3 — более 2 м; 4 — площади, на которых не обнаружены руды с окисными пизолитами; 5 — площади залегания карбонатных руд; 6 — граница рудной площади; 7 — граница между окисной и окисно-карбонатной зонами; 8 — граница между окисно-карбонатной и карбонатной зонами.

На рисунках 2 и 3 показаны условные обозначения, удобные для минералого-петрографической характеристики рудного пласта на колонках масштабов 1:20 и 1:100. Они применяются при геолого-технологическом картировании месторождения.

Карты, характеризующие обогатимость руд

На этих картах систематизированы данные технологического опробования рудного пласта. Пробы руды обогащались мокрым гравитационным способом по схемам, близким к применяемым при промышленном обогащении никопольских руд.

Карты III-1, III-2, III-3 отображают результаты промывки руды. Промывка является промежуточной стадией обогащения. На картах III-4, III-5 и III-6 изображены конечные результаты обогащения — вы-

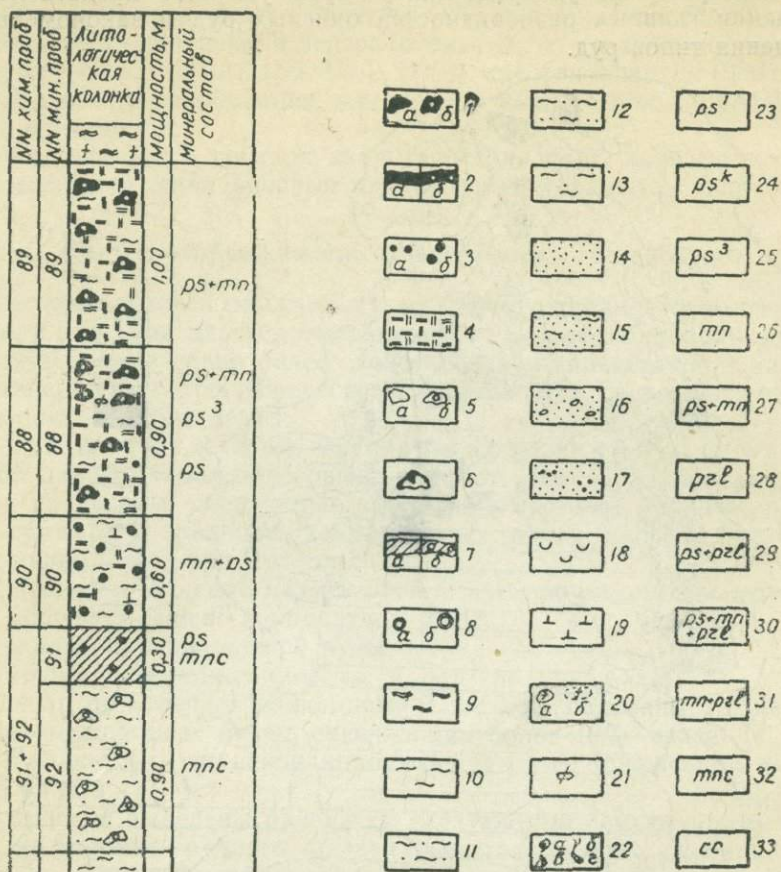


Рис. 2. Условные обозначения для текстурно-минералогических колонок рудного пласта в масштабе 1:20. Уменьшены в 2 раза.

Окисные рудные компоненты: 1 — угловатые стяжения и желваки: а — массивные, б — ячеистые и кавернозные; 2 — сплошные прослои: а — массивные, б — ячеистые и кавернозные; 3 — концентрически-слоистые стяжения: а — пизолиты, б — конкреции (более 10 мм); 4 — мелкие землистые включения гидроокислов марганца.

Карбонатные рудные компоненты: 5 — угловатые стяжения и желваки: а — массивные, б — ячеистые и кавернозные; 6 — то же, со следами окисления в виде корок и дендритов гидроокислов марганца; 7 — сплошные прослои: а — массивные, б — ячеистые и кавернозные; 8 — концентрически-слоистые стяжения: а — пизолиты, б — конкреции.

Сопутствующие компоненты: 9 — глина яблочно-зеленая надрудная олигоценовая; 10 — глина; 11 — глина алевритовая и алеврит глинистый; 12 — то же, с примесью песка; 13 — глина песчаная; 14 — песок; 15 — песок глинистый; 16 — песок гравелистый; 17 — песок с зернами глауконита; 18 — каолины; 19 — карбонатизация (кальцитовый цемент); 20 — лимонитовые включения: а — пизолиты, б — землистый лимонит; 21 — глинисто-фосфатные включения; 22 — остатки фауны: а — моллюски, б — ходы червей, в — баланусы, г — кораллы.

Минеральный состав стяжений: 23 — псиломелановые тяжелые, крепкие (псиломелановый тип); 24 — то же, электропроводящие (криломелан); 25 — псиломелановые легкие, некрепкие (тип вада); 26 — манганитовые и псиломелан-манганитовые; 27 — манганит-псиломелановые (преобладает псиломелан); 28 — пиролюзитовые и псиломелан-пиролюзитовые; 29 — пиролюзит-псиломелановые; 30 — пиролюзит-манганит-псиломелановые; 31 — пиролюзит-манганитовые и псиломелан-пиролюзит-манганитовые; 32 — мanganокальцитовые и кальцевородохрозитовые; 33 — кальцитовые.

ход и качество получаемых окисных концентратов. На заключающей эту группу карте III-7 представлены данные о выходе высококачественных концентратов из окисных и карбонатных руд. Последняя карта охватывает всю Грушевско-Басанскую площадь. Мы называем эти карты прогнозными, поскольку не везде выдерживается: необходимая для кондиционной карты обогатимости руд плотность опробования, пробы испытывались по разным схемам разными лабораториями, нет твердо установленных переходных коэффициентов от данных лабораторного обогащения к промышленному.

На картах в пунктах технологического опробования условными знаками указаны: а) вид пробы (из керна одной скважины, куста скважин

Колонка
2365

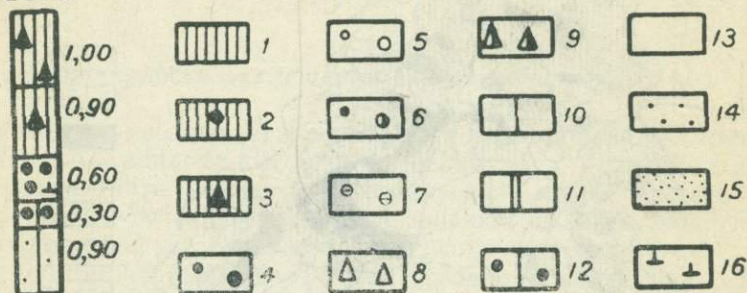


Рис. 3. Условные обозначения для колонок и разрезов рудного пласта в масштабе 1 : 100.

Кусковая и землисто-кусковая руда: 1 — псиломелановая; 2 — псиломелановая, содержащая манганитовые пизолиты; 3 — манганит-псиломелановая. Пизолиты и конкреции: 4 — манганитовые; 5 — пиролюзитовые; 6 — манганит-пиролюзитовые; 7 — псиломелановые. Включения неправильной формы: 8 — пиролюзитовые; 9 — манганит-пиролюзитовые. 10 — кусковая и желваковая карбонатная марганцевая руда; 11 — окисно-карбонатная кусковая псиломелан-манганокальцитовая руда; 12 — окисно-карбонатная руда манганокальцитовая кусковая с манганитовыми пизолитами; 13 — глина и алеврито-глинистая вмещающая порода; 14 — примесь песка (к глине); 15 — песок; 16 — карбонатизация (кальцитовый цемент).

или группы скважин, бороздовая из шахтных выработок или карьера), малого веса (5-10 кг) или большого веса (150-200 кг); б) характер обогащения (промывка, промывка и классификация по крупности частиц, то же и гравитационное разделение); в) когда и какими организациями проведено опробование и обогащение.

Карта выхода концентрата сорта А охватывает главные площади распространения окисных и окисно-карбонатных руд. К сорту А относится концентрат, содержащий не менее 47% марганца и не более 0,00425% фосфора на 1% марганца, применяемый для выплавки стандартного ферромарганца.

В пунктах технологического опробования указаны: выход концентрата сорта А в процентах от необогащенной руды; содержание марганца в этом концентрате; содержание фосфора на 1% марганца в нем. Цветной раскраской выделены площади залегания руд с ожидаемым выходом концентрата сорта А более 10%, менее 10% и не перспективные для получения концентрата сорта А.

Карта выхода концентрата сортов I + А содержит данные о суммарном выходе концентрата сортов I + А в % от необогащенной руды, содержании марганца в концентрате сортов I + А. К сор-

ту 1 относится окисный концентрат, содержащий на менее 43% марганца.

На карте проведены изолинии выхода концентрата сортов I + A через 10 процентов. Раскраской выделены площади с суммарным выходом концентрата: менее 20%, 20—40%, более 40%, а также площади, на которых залегает руда, не дающая такого концентрата.

Выявленные закономерности в схематизированном виде показаны на рис. 4.

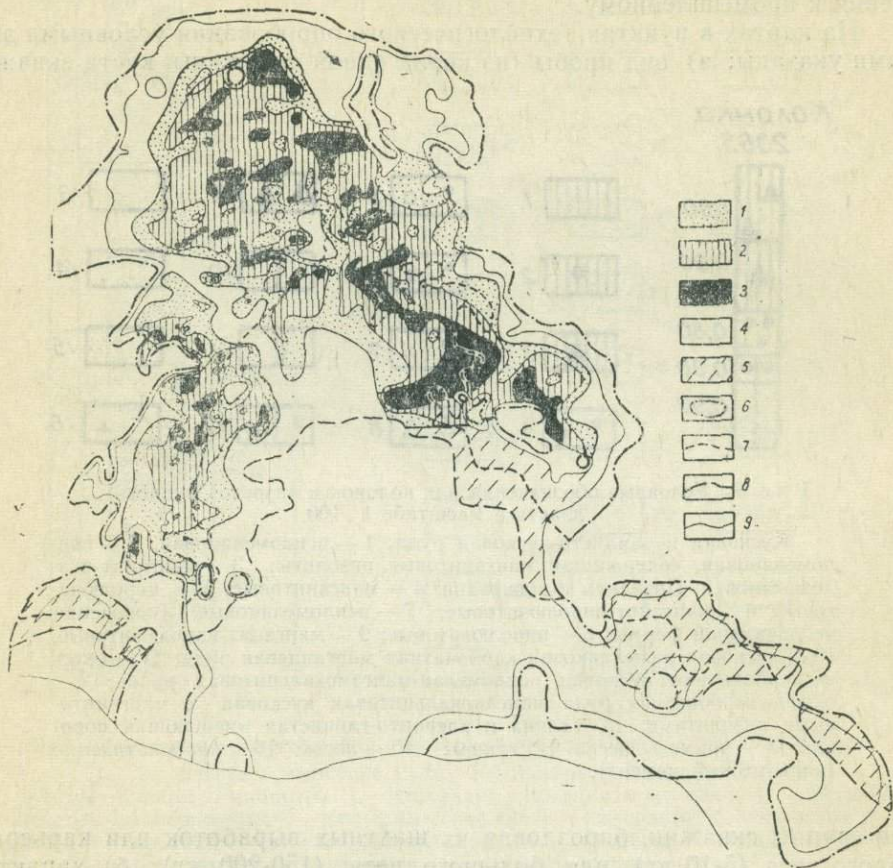


Рис. 4. Выход концентрата сортов I+A из окисных и окисно-карбонатных руд.

1—3 — площади залегания руды, пригодной для получения окисного концентрата I сорта. Суммарный выход концентрата сортов I+A в процентах от необогащенной руды: 1 — менее 20; 2 — от 20 до 40; 3 — более 40; 4 — площади залегания руды, не дающей концентрата сортов I+A; 5 — площади, на которых обогатимость руд недостаточно изучена; 6 — граница рудной площади; 7 — граница между окисной и окисно-карбонатной зонами; 8 — граница между окисно-карбонатной и карбонатной зонами; 9 — изолиния мощности рудного пласта 0,75 м.

Карта выхода окисного концентрата сортов II+III позволяет районировать месторождение по выходу низкосортных концентратов и, соответственно, планировать добычу руд и глубину их обогащения. Концентрат сорта II содержит 34—43% марганца, концентрат сорта III — 25—34% марганца. На карту нанесены данные о суммарном выходе концентрата сортов II+III в % от необогащенной руды и содержании марганца в концентрате. Проведены изолинии выхода концентрата через 10%. Раскраской выделены площади с суммарным выходом: менее 10%, 10—20%, 20—30%, 30—40%, более 40%.

Прогнозная карта получения высокосортовых концентратов, на семи листах, охватывает всю площадь Грушевско-Басанского участка, включающую зоны окисных, окисно-карбонатных и карбонатных руд. Для каждой из технологических проб окисной и окисно-карбонатной руды указаны данные о выходе концентрата сорта А и выходе концентрата сорта I в % от необогащенной руды. Для технологических проб карбонатной руды приведен выход карбонатного концентрата с указанием полученного сорта концентрата (карбонатный концентрат I сорта содержит более 25% марганца, II сорта — 22—25% марганца, при содержании менее 22% марганца или более 20% SiO₂ карбонатный концентрат не отвечает кондициям).

Раскраской выделены перспективные площади для получения высококачественных окисных и карбонатных концентратов. В схематизированном черно-белом варианте это районирование изображено на рис. 5.

Закономерности размещения высококачественных руд

Главный итог геолого-технологического картирования — установление значительных запасов высококачественных руд, пригодных для получения концентрата сорта А (Мороховская, 1969). Вместе с тем, новые картографические материалы позволяют выявить геологические условия, определившие локализацию высококачественных руд.

Для удобства изложения мы будем условно называть руды, пригодные для получения концентрата сорта А, — рудами высшего качества или высококачественными, а пригодные для получения концентрата сорта I — первосортными.

Как свидетельствует рисунок 5, высококачественные руды на Грушевско-Басанской площади залегают в ее северной, западной и северо-восточной частях в виде трех крупных участков неправильной формы и небольших «островков» между ними. Северный участок, с размерами приблизительно 3×2 км, расположен на удалении 1,5—2 км от северной и северо-западной границ рудной площади. Наиболее крупный северо-восточный участок имеет длину 6 км и ширину до 2,5 км. Он вытянут параллельно северо-восточной границе рудной площади на расстоянии 0,5—1,5 км от этой границы. Западный участок имеет форму узкой, шириной 0,3—1,0 км, полосы, которая на протяжении 4,5 км следует изгибу западной границы рудной площади на удалении 0,2—0,7 км от границы.

Все указанные участки и островки высококачественных руд расположены внутри обширного поля распространения первосортных руд. Это поле занимает преобладающую часть зоны окисных руд и значительную часть переходной зоны от окисных руд к карбонатным.

Окисные руды, не дающие концентрата сортов А и I, сосредоточены преимущественно в полосе шириной 0,1—2 км, идущей вдоль границы рудной площади. Кроме того, они занимают значительную часть переходной зоны вблизи ее границы с зоной карбонатных руд, узкой полосой развешивают северный участок высококачественных руд от западного участка и слагают обособленное «пятно» размером 0,75 км² между северным и северо-восточным участками высококачественных руд.

Чтобы понять причины этих особенностей размещения руд, обратимся к данным об условиях залегания рудного пласта и его вещественном составе. Читатель может сделать это самостоятельно, сопоставляя рисунки 1,4 и 5 из нашей статьи со схемами, опубликованными в книге «Никопольский марганцеворудный бассейн» на рисунках 129—132, 139, 142.

Прежде всего следует отметить, что размещение высококачественных, руд согласуется с общим планом минеральной зональности в Грушевско-Басанском рудном пласте (рис. 5). Западный и северо-восточный массивы явно тяготеют к границе зоны окисных руд с окисно-карбонатной, частично переходя в окисно-карбонатную зону. Если соединить линией западный участок с северным и далее продолжить ее вдоль оси северо-

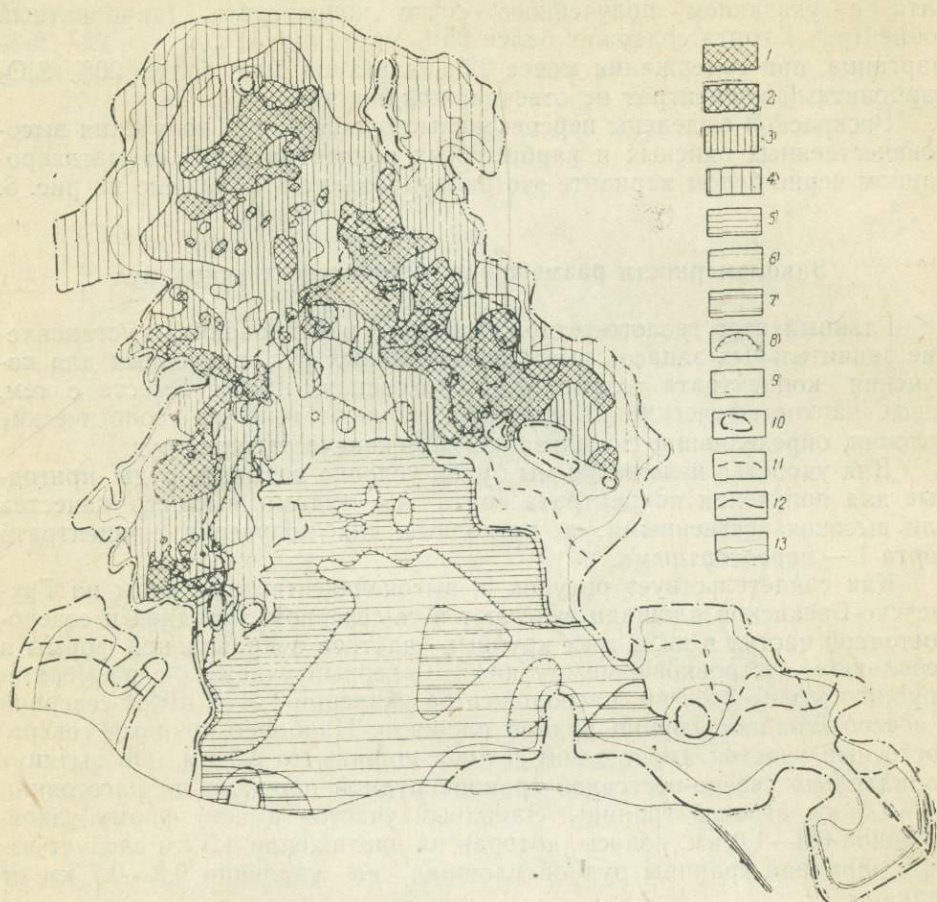


Рис. 5. Размещение высокосортовых марганцевых руд на Грушевско-Басанской площади. 1—6 — площади, выделяемые в зависимости от перспективы получения высокосортовых концентратов мокрым гравитационным обогащением. Ожидается выход концентрата: 1 — окисного сорта А более 10%; 2 — окисного сорта А менее 10%; 3 — окисного сорта I; 4 — окисного II и III сортов; 5 — карбонатного сорта I; 6 — карбонатного сорта II; 7 — карбонатная руда не дает кондиционного концентрата; 8 — граница участков, перспективных для получения карбонатного концентрата сорта I; 9 — площади, на которых обогатимость руд недостаточно изучена; 10 — граница рудной площади; 11 — граница между окисной и окисно-карбонатной зонами; 12 — граница между окисно-карбонатной и карбонатной зонами; 13 — изолиния мощности рудного пласта 0,75 м.

восточного участка, то получим дугу, охватывающую с севера нижнюю границу зоны окисных руд.

Размещение высококачественных руд, также как и основная рудная зональность, явно связано с условиями залегания рудного пласта. Судя по гипсометрической карте, рельеф подошвы рудного пласта представляется в виде очень пологого амфитеатра, замыкающегося на севере и открытого к югу. Дно этого залива постепенно понижается в южном направлении. Близ северной границы рудной площади подошва рудного

пласта лежит на положительных высотных отметках 5—10 м, у западной и восточной границ +5 —0 м, у южной границы на отрицательных отметках 10—22 м. Нижняя граница зоны окисных руд приблизительно следует вдоль изолинии минус 5 м, смена окисных руд карбонатными происходит в интервале отрицательных отметок 5—10 м.

Высококачественные руды локализуются преимущественно в зоне с высотными отметками подошвы рудного пласта от +1 до —5 м, но северный участок занимает более высокое положение (1—8 м).

Сравнение с картой мощности рудного пласта показывает, что западный и северо-восточный участки высококачественных руд попадают на поля максимальной мощности (2,0—3,0 м) окисных руд, а северный участок расположен в середине крупного поля с мощностью руд от 1,0 до 2,0 м. Соответственно это различие проявляется и в распределении абсолютных масс марганца. Западный и северо-восточный участки размещаются на полях максимальных абсолютных масс марганца (более 1,00 тонны на квадратный метр), не покрывая их полностью, а северный участок лежит в пределах полей с менее значительными абсолютными массами марганца (0,57—1,24 т/м²).

При сопоставлении с картами распределения марганца и фосфора в рудном пласте еще раз подтверждается высказанное ранее (Грязнов, 1968) заключение о том, что численные значения содержания этих компонентов в руде не решают однозначно вопроса о качестве получаемого из нее концентрата. Содержание марганца и фосфора в рудном пласте в границах участков высококачественных руд колеблется в значительных пределах. Марганец содержится здесь в количестве от 20 до 47%, преимущественно от 25 до 40%, в единичных пробах — более 45%. Высококачественные руды распространены в той части рудоносной площади, где сосредоточены поля высокого и максимального содержания марганца в сырой руде (более 30% марганца), однако они существенно выходят за пределы этих полей, частично распространяясь на поля содержания 20—30% марганца. Наоборот, некоторые поля высокого и экстремального содержания марганца, или их части лежат за пределами распространения высококачественных руд. Таким образом, можно лишь сказать, что участки залегания высококачественных руд преимущественно расположены в той части Грушевско-Басанской рудоносной площади, где пробы с максимальным и высоким содержанием марганца встречаются чаще, чем на остальной площади залегания окисных и окисно-карбонатных руд.

Содержание фосфора в рудном пласте колеблется на участке залегания высококачественных руд от 0,10 до 0,50%, преимущественно составляет 0,20—0,30%. Отчетливо видно, что северный участок и значительная часть северо-восточного участка расположены в зоне полей сравнительно низкого содержания фосфора (0,10—0,25% фосфора), а западный участок и северная часть северо-восточного участка — в зоне повышенного содержания этого вредного для марганцевых руд компонента (0,15—0,30%, в единичных пробах — до 0,50% фосфора). Таким образом, значительная часть высококачественных руд расположена на полях среднего или повышенного содержания фосфора.

Сопоставление положения участков высококачественных руд с картой удельного содержания фосфора на 1% марганца в сырой руде по пласту существенных критериев для выделения участков таких руд не дает. В границах северного участка высококачественных руд удельное содержание фосфора в пласте колеблется от 0,0037 до 0,0084, преобладает 0,0045—0,0055. На северо-восточном и западном участках высококачественных руд удельное содержание фосфора составляет 0,0042—0,0150, преобладают поля с удельным содержанием 0,0065—0,0075 и более

0,0075. Такие же значения удельного содержания фосфора наблюдаются местами и за пределами участков залегающих высококачественных руд.

Используя карты содержания марганца и фосфора в мытой руде, нетрудно видеть, что участки высококачественных руд размещаются преимущественно на полях, характеризующихся содержанием более 40% марганца в мытой руде, но они занимают эти поля не полностью, а лишь около половины их площади. Кроме того, они частично захватывают поля с содержанием 35—40% марганца. Большая часть пятен, ограниченных изолинией 45% марганца, находится внутри участков высококачественной руды.

По удельному содержанию фосфора на 1% марганца в мытой руде северный участок высококачественных руд существенно отличается от двух остальных участков. В северной части рудной площади удельное содержание фосфора не превышает 0,0065. Широко распространены здесь поля с удельным содержанием фосфора 0,00425—0,0055 и менее 0,00425. На этих последних и располагается северный участок высококачественных руд. На северо-восточном и западном участках высококачественных руд преобладают поля с удельным содержанием фосфора более 0,0055, преимущественно от 0,0055 до 0,0065, небольшую площадь занимают поля, отвечающие удельному содержанию фосфора менее 0,0055 и более 0,0065. В промежутках между участками высококачественных руд наблюдаются поля со значениями показателя фосфоритности 0,0055—0,0065, 0,0065—0,0075, более 0,0075. В среднем, здесь удельное содержание фосфора в мытой руде более высокое, чем на участках высококачественных руд, но картина распространения этих полей сложная, пестрая и нет соответствия между очертаниями этих полей и контурами участков высококачественных руд.

Чрезвычайно важная особенность состава высококачественных руд выясняется при сопоставлении положения участков со схемой размещения и мощности пизолитовых руд (рис. 1 и 5). Пространственное совпадение рассматриваемых участков с полями пизолитовых руд отнюдь не случайно. Именно окисные пизолитовые руды псиломелан-манганитового состава дают при мокром гравитационном обогащении концентрат сорта А при условии нормального содержания фосфора в руде. Получение высококачественного концентрата из кусковых псиломелан-манганитовых руд возможно лишь при пониженном содержании фосфора в исходной руде.

Низкое качество концентратов, получаемых из руд приконтурной полосы, связано, главным образом, с развитием песчаных фаций рудного пласта на повышенных местах. Песчаные частицы, заключенные в рудных агрегатах, не удаляются при обычном обогащении. Что касается полоски низкокачественной руды между северным и западным участками и «пятна» такой руды, расположенного между северным и северо-восточным участками, то какие-либо местные особенности рельефа подошвы рудного пласта или резкие изменения его мощности в этих местах не обнаружены. Нет здесь и аномалий в отношении содержания марганца в руде и состава вмещающей породы. Низкое качество концентрата объясняется тем, что рудные агрегаты здесь преимущественно землястые псиломелановые типа вада.

Первосортные карбонатные руды, пригодные для получения карбонатного концентрата 1 сорта с содержанием марганца не менее 25%, образуют крупный «массив», занимающий северную половину зоны карбонатных руд и значительную площадь в окисно-карбонатной зоне. В последней зоне карбонатные руды, как известно, слагают нижнюю пачку в рудном пласте. Эта пачка карбонатной руды постепенно выклинивается в северном направлении к границе с окисной зоной. Вблизи

этой границы пачка карбонатной руды имеет небольшую мощность и, располагаясь в подошве рудного пласта, обычно содержит примесь песчаных частиц, снижающих качество руды. Кроме того, уменьшение содержания марганца в карбонатных рудных стяжениях здесь связано с высоким содержанием кальциевой молекулы в рудном карбонате.

К югу от центра карбонатной зоны качество карбонатной руды ухудшается вследствие уменьшения абсолютных масс марганца. Содержание марганца в концентрате падает за счет роста нерастворимого остатка.

ЛИТЕРАТУРА

Грязнов В. И. Прогноз качества морских осадочных марганцевых руд на примере Никопольского бассейна. Сб. «Геология и рудоносность юга Украины», вып. 1, Днепропетровск, 1968.

Мороховская М. С. Геологические предпосылки увеличения запасов ферромарганцевых руд в Никопольском марганцеворудном бассейне. «Разведка недр», № 11, 1969.

Мороховская М. С. Ферромарганцевые руды Никопольского бассейна. Геологический журнал, № 6, Киев, 1969.

Никопольский марганцеворудный бассейн, изд-во «Недра», Москва, 1964.

РУДНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ В БОГДАНОВСКОМ КАРЬЕРЕ НИКОПОЛЬСКОГО МАРГАНЦЕВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В. И. ГРЯЗНОВ, И. С. ДАНИЛОВ

В полого падающем на юг рудном пласте Никопольского марганцевого месторождения зона окисных руд, занимающая северные части рудных площадей, к югу весьма постепенно переходит в зону карбонатных руд. Лишь местами эта региональная зональность усложняется «островками» карбонатных руд, залегающих среди окисной зоны. Один из авторов уже изучал ранее такую местную аномалию в северной части Западной площади для выяснения факторов, обусловивших рудную зональность (Грязнов, 1967), однако тогда это можно было сделать лишь по керну из скважин. В 1969—1970 гг. упомянутый «остров» карбонатных руд и его переходные зоны стали доступными для более детального исследования в непрерывном разрезе, благодаря тому, что их вскрыла траншея Богдановского карьера.

Минералого-петрографическое изучение руд с использованием оптических, термографических, рентгенометрических, химических методов исследования и инструментальные измерения мощности рудного пласта и надрудных олигоценовых глин позволили уточнить минеральный состав и текстуры руд в переходных зонах, проследить пространственные взаимоотношения между типами и разновидностями руд, выявить вертикальную минералого-петрографическую и геохимическую зональность в пласте и обосновать вывод о возникновении вертикальной зональности в результате окисления первичных пиролюзит-псиломелан-манганитовых руд с превращением их в пиролюзит-псиломелановые до отложения надрудных олигоценовых глин.

В стенке карьера с запада на восток на расстоянии 1700 м прослеживается переход окисных руд в окисно-карбонатные и карбонатные и далее в обратной последовательности от карбонатных к окисно-карбонатным и окисным (рис. 1).

В юго-западной части карьера разрез рудного пласта в зоне окисных руд имеет следующий вид (сверху-вниз):

1. Пачка рудного пласта мощностью 0,55 м слагается кусково-землистыми и землисто-кусковыми рудами. Марганцеворудные куски залегают в марганцевистой глине и представлены несколькими текстурными типами. Среди них выделяются: а) куски, сложенные некрепким землястым пористым легким псиломелан-вадом, среди которого встречаются участки криптокристаллического псиломелана; б) куски густо- и крупнокавернозные, имеющие вид каркаса, перегородки которого слагаются криптокристаллическим псиломеланом и в меньшей степени микрокристаллическим пиролюзитом; в) корковые образования пиролюзито-псиломеланового состава, ориентированные удлинением по напластованию.

В нижней части пачки среди описанных кусков встречаются конкреции, слагающиеся землистым марганцеворудным материалом.

Марганцовистая глина по окраске неоднородная (различные оттенки черного цвета), включает участки зеленовато-серых глин или глин, окрашенных в ржаво-бурый цвет.

2. Пачка окисных конкреционных марганцевых руд мощностью 0,65 м. Рудные конкреции, залегающие в зеленовато-серой глине, обладают концентрически-скорлуповатой и слоистой текстурой. В верхних 10—20 см пачки в конкрециях присутствует землистый марганцеворудный

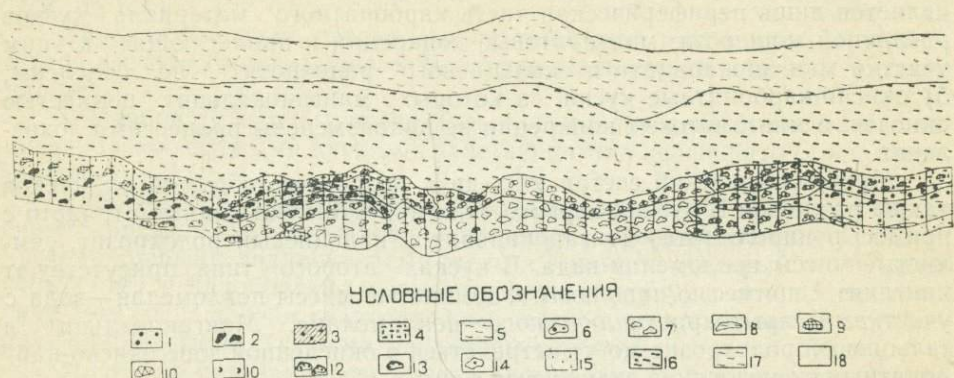


Рис. 1. Разрез марганцеворудного пласта и надрудных глин по стенке Богдановского карьера.

1 — окисные конкреции и пизолиты; 2 — окисные ячеистые куски и куски массивной текстуры (в окисленных рудах); 3 — окисные пизолиты, сцементированные кальцитом (руда «присуха»); 4 — марганцовистая глина; 5 — рудовмещающая зеленовато-серая глина; 6 — окисно-карбонатные куски; 7 — манганокальцитовые и кальциевородохрозитовые куски; 8 — глинистые безрудные прослои; 9 — куски, слагающиеся землистым псиломелан-вадом (дезинтегрированные куски); 10 — куски каркасной текстуры; 11 — выщелоченные конкреции; 12 — полуокисленные окисно-карбонатные куски; 13 — полуокисленные карбонатные куски; 14 — карбонатные куски, окрашенные гидроокислами железа в буровато-серый цвет; 15 — карбонатная минерализация; 16 — олигоценые надрудные яблочно-зеленые глины, пятнами ожежененные; 17 — глина песчаная; 18 — песок среднемиоценовый.

материал, приуроченный к отдельным концентрам или слагающий клиновидные зоны, направленные к центру конкреций. Состав конкреций пирролюзито-манганитовый и манганито-пирролюзитовый. Термическим анализом установлено, что минеральный состав различных частей конкреций неодинаков. Наружные концентры, как и ядерная часть конкреций, состоят из приблизительно одинакового количества пирролюзита и манганита (с небольшими вариациями в ту или другую сторону). Средние концентры конкреций как правило обогащены пирролюзитом, а манганит находится в подчиненном количестве. Оба минерала в составе конкреций находятся в тонкодисперсной смеси и визуально не выделяются. Структура их скрытокристаллическая.

В зоне окисно-карбонатных руд разрез рудного пласта иной. Здесь, в 200 м к северо-востоку от предыдущего разреза, в рудном пласте выделяются 4 рудные пачки (сверху—вниз):

1. Пачка мощностью 0,75 м слагается кусково-землистыми и землисто-кусковыми окисными марганцевыми рудами. Руды аналогичны пачке 1 предыдущего разреза. В них марганцеворудные куски слагаются землистым пористым легким псиломелан-вадом или имеют вид каркаса, перегородки которого слагаются микрокристаллическим, пирролюзитом и криптокристаллическим псиломеланом. Некоторые куски имеют массивную текстуру. В них основную массу составляет скрытокристалличе-

ский псиломелан, а многочисленные поры выполнены микро- и мелкокристаллическими агрегатами пиролюзита.

Марганцеворудные куски залегают в марганцевистой глине, аналогичной марганцевистой глине пачки 1 предыдущего разреза.

2. Полуокисленные окисно-карбонатные руды, состоящие из полуокисленных окисно-карбонатных кусков, залегающих в зеленовато-серой глине, участками окрашенной гидроокислами марганца в черный цвет. Мощность пачки 0,70 м.

Полуокисленные окисно-карбонатные куски встречаются в основном двух типов: а) окисно-карбонатные куски, в которых окисленной является лишь периферическая часть карбонатного материала кусков различной мощности; манганитовые конкреции и прилегающие к ним участки манганокальцита и кальциевого родохрозита не окислены; б) окисно-карбонатные куски, в которых манганокальцит полностью окислен, а манганитовые конкреции не видоизменены процессами окисления.

Минералогический состав этих двух видов полуокисленных кусков также различен. В кусках первого типа присутствуют: манганит, часто с примесью пиролюзита, манганокальцит и кальциевый родохрозит, землистые массы псиломелан-вада. В кусках второго типа присутствуют манганит с примесью пиролюзита, землистые массы псиломелан—вода с участками скрытокристаллического псиломелана. Манганокальцит и кальциевый родохрозит могут встречаться в окисленной зоне окисно-карбонатных кусков в виде реликтовых форм.

Рудовмещающая зеленовато-серая глина вблизи полуокисленных окисно-карбонатных кусков окрашена гидроокислами марганца в черный цвет. Такие окрашенные в черный цвет участки рудовмещающих глин в структурно-текстурном и минералогическом отношении аналогичны землистым рудам верхней пачки, их распространение в рудовмещающих глинах обуславливается масштабами окисления карбонатного материала кусков.

3. Окисно-карбонатные руды, состоящие из окисно-карбонатных кусков, залегающих в зеленовато-серой глине. Мощность—0,55 м.

Окисно-карбонатные куски слагаются манганитовыми конкрециями и пизолитами, зацементированными в манганокальцитовых кусках. В некоторых манганитовых конкрециях термическим, химическим анализами устанавливается присутствие пиролюзита, содержание которого в конкрециях достигает 25%. Манганитовые конкреции пористые и кавернозные. В них часто встречаются щелевидные полости, форма которых совпадает с формой отдельных центров. Некоторые из щелевидных полостей содержат светло-серый землистый глинисто-карбонатный материал. Отдельные конкреции в окисно-карбонатных кусках выщелочены, и на их месте остались полые ячейки. В некоторых ячейках видны отдельные скорлупы манганитовых конкреций или их части.

Карбонатный материал кусков состоит из манганокальцита и кальциевого родохрозита и представлен двумя структурными типами: серым скрытокристаллическим и светло-серым пелитоморфным манганокальцитом.

Рудовмещающая глина зеленовато-серого цвета с немногочисленными участками, окрашенными гидроокислами железа в ржаво-бурый или желтовато-серый цвет.

4. Окисно-карбонатные руды, слагающиеся окисно-карбонатными кусками и окисными конкрециями, залегающими в зеленовато-серой глине. Мощность пачки—0,35 м.

Окисно-карбонатные куски, как и в предыдущей пачке, представлены манганитовыми и пиролюзито-манганитовыми конкрециями, залегающими в манганокальцитовых кусках. Однако в отличие от аналогичных

кусков верхней пачки, манганокальцит кусков здесь светло-серого цвета и пелитоморфной структуры. В естественновлажном состоянии манганокальцит мягкий, пластичный, но быстро твердеет на воздухе. В отдельных окисно-карбонатных кусках манганокальцит не охватывает манганитовые конкреции, а прилегает к ним с одной стороны.

Окисные конкреции, залегающие в глине, имеют также манганитовый или пиролюзит-манганитовый состав. Вокруг некоторых из них наблюдается изменение цвета рудовмещающей глины от зеленовато-серого до светло-серого. В такой осветленной глине химическим анализом отмечается присутствие карбоната кальция и марганца в количестве до 10—15% по весу.

Приводимый ниже разрез карбонатных руд располагается в 50 м северо-восточнее предыдущего. В нем выделяются две пачки рудного пласта.

1. Карбонатные руды, представленные манганокальцитовыми и кальциевородохрозитовыми кусками, залегающими в зеленовато-серой глине. Мощность—0,60 м.

Карбонатные куски ячеистой текстуры слагаются крепким серым скрытокристаллическим манганокальцитом. Периферические участки кусков окрашены гидроокислами железа в желтовато-серый и буровато-серый цвет и приобретают пелитоморфную структуру. Эта периферическая зона, окрашенная гидроокислами железа, распространяется к центральному участку кусков на различную глубину.

По стенке карьера в северо-восточном и юго-западном направлениях ячеистые манганокальцитовые куски этой пачки рудного пласта сменяются сначала полуокисленными, а затем и окисленными карбонатными кусками (рис. 1). В последних наблюдаются два основных текстурных типа окисленных кусков: а) куски, сложенные землистым и пелитоморфным псиломелан-вадом, пористым и кавернозным, содержащим отдельные участки скрытокристаллического псиломелана; ячеистая текстура в них отсутствует, но в отдельных местах выветрелых кусков можно наблюдать реликты этой текстуры; б) куски массивной текстуры с единичными крупными кавернами слагаются скрытокристаллическим псиломеланом и микрокристаллическими агрегатами пиролюзита, выполняющими многочисленные мелкие поры, и развитыми по стенкам микротрещин, секущих марганцеворудные куски. Куски залегают в марганцевистой глине.

По текстурным признакам и минералогическому составу окисленные марганцеворудные куски этой пачки рудного пласта аналогичны верхним пачкам предыдущих разрезов окисно-карбонатных и окисных руд. Отличием их служит распространение щетковидных мелкокристаллических агрегатов манганита по стенкам полостей. В окисленных карбонатных кусках распространение мелкокристаллических агрегатов манганита максимальное и резко уменьшается в зонах окисно-карбонатных и, особенно, окисных руд.

2. Карбонатные руды, представленные, как и в верхней пачке, ячеистыми манганокальцитовыми и кальциевородохрозитовыми кусками, залегающими в зеленовато-серой глине. Отличительными признаками карбонатных кусков являются их серый цвет и скрытокристаллическая структура, которые в периферических частях некоторых кусков сменяются на светло-серый цвет и пелитоморфную структуру. Мощность пачки—1,10 м.

В северо-восточном направлении в стенке карьера вновь появляются окисно-карбонатные и окисные руды, разрезы которых сходны с описанными выше. Различие проявляется лишь в деталях (рис. 1).

Из приведенных разрезов видно, что рудный пласт подразделяется в основном на две пачки, верхнюю и нижнюю, отличающиеся текстур-

ными типами марганцеворудных выделений, минералогическим составом, цветом рудовмещающих пород.

Представляется возможность отметить следующие изменения текстуры и состава рудных пачек по стенке забоя.

В центральной части стенки карьера в верхней пачке марганцеворудного пласта залегают неокисленные карбонатные руды, которые по флангам переходят в полуокисленные карбонатные руды. Последние в свою очередь переходят в окисленные карбонатные, окисно-карбонатные и пиролюзит-псиломелановые руды окисной зоны. План распределения рудноминералогических зон по степени окисленности марганцевых руд не совпадает с рудноминералогической зональностью нижней пачки марганцеворудного пласта.

Для нижней пачки марганцеворудного пласта взаимные переходы рудноминералогических зон осуществляются следующим образом (рис. 2). Переход окисных руд нижней пачки пласта в окисно-карбонат-

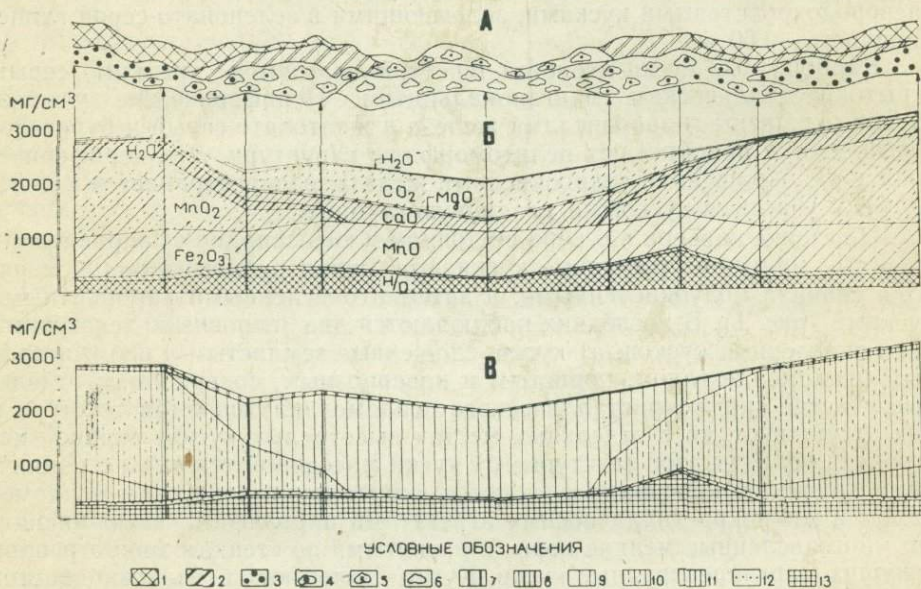


Рис. 2. Геохимический (Б) и минералогический (В) профили марганцеворудного пласта по линии разреза Богдановского карьера (А).

1 — окисленные марганцевые руды; 2 — полуокисленные марганцевые руды; 3 — седиментно-диагенетические окисные конкреции; 4 — окисно-карбонатные куски; 5 — карбонатные куски, окрашенные гидроокислами железа в буровато-серый цвет; 6 — серые карбонатные куски; 7 — фосфат кальция (курсит); 8 — карбонат кальция и магния; 9 — манганокальцит и кальциевый родохрозит; 10 — манганит; 11 — пиролюзит; 12 — гидрогетит, 13 — силикаты и кварц.

ные прослежен в непрерывном разрезе на расстоянии 30—40 и 60—80 м в различных флангах карьера. Эта смена двух минералогических типов марганцевых руд имеет вид сцепления фаций, при котором пачки окисных манганитовых руд проникают в окисно-карбонатные и, наоборот, пачки окисно-карбонатных руд проникают в окисные. В других карьерах, вскрывающих переход окисных руд в окисно-карбонатные, переходная зона имеет иное строение. Так, в Алексеевском карьере (траншея «Юг-1») верхняя часть рудного пласта слагается окисными манганитовыми рудами, тогда как в нижней части пласта наблюдается чередование пачек окисных и окисно-карбонатных руд, имеющее вид сцепления фаций.

При прослеживании нижней пачки окисных руд в сторону окисно-карбонатных руд отмечаются текстурные, минералогические и химиче-

ские изменения марганцеворудных выделений. Окисные конкреции приобретают в этом направлении пористость и кавернозность (преобладают щелевидные полости); значительно уменьшается объемный вес конкреций; конкреции цементируются карбонатом кальция и марганца и превращаются в окисно-карбонатные куски. Переход к окисно-карбонатным рудам последовательно сопровождается осветлением рудовмещающей глины за счет увеличения в ней содержания карбоната кальция и марганца, затем появлением светло-серого пелитоморфного манганокальцита, прилегающего к отдельным частям конкреций или полностью охватывающего их. И наконец, в центральных частях образующихся манганокальцитовых кусков появляется серый крепкий скрытокристаллический манганокальцит, включающий пористые и кавернозные манганитовые конкреции и пизолиты. Марганцевые руды становятся типичными окисно-карбонатными.

Минералогические и химические изменения руд при переходе от окисных руд к окисно-карбонатным в нижней пачке рудного пласта изображены на геохимическом и минералогическом профилях (рис. 2). Профили построены по величинам абсолютных содержаний, выраженных в мг/см³ и рассчитанных с учетом объемного веса наиболее типичных для данной рудноминералогической зоны марганцеворудных выделений.

Смена окисных руд окисно-карбонатными сопровождается уменьшением абсолютных масс двуокиси марганца в единице объема и прочно связанной воды (H_2O^+), уменьшением количества манганита и главным образом пиролюзита в окисно-карбонатных кусках. Одновременно происходит увеличение содержания окиси кальция и углекислоты, которые вместе с окисью магния и увеличивающимся количеством закиси марганца принимают участие в образовании марганцовистого кальцита, манганокальцита и кальциевого родохрозита.

Абсолютные массы окиси железа, пятиокиси фосфора и нерастворимого остатка и соответствующие им абсолютные массы гидрогетита, фосфата кальция (курсита), силикатов и кварца в единице объема несколько выше в окисно-карбонатных кусках по сравнению с окисными конкрециями зоны окисных руд. В диагенетических кусках содержание этих компонентов всегда больше, чем в седиментационно-диагенетических конкрециях.

Переход окисно-карбонатных марганцевых руд в карбонатные в нижней пачке рудного пласта происходит в интервале 20—100 м и также имеет вид сцепления фаций, при котором пачки окисно-карбонатных руд вклиниваются в карбонатные, а пачки карбонатных руд внедряются в карбонатные руды.

Проследивая этот переход по стенке карьера, мы видим, как постепенно вещество черных манганитовых конкреций, зацементированных в манганокальцитовых кусках, уменьшается в объеме, становясь все более пористым и кавернозным. По мере приближения к карбонатным рудам материал конкреций исчезает, и в ячейках сохраняются отдельные манганитовые концентры или участки скорлуп, а в отдельных случаях ядро, занимающее лишь часть полости. В дальнейшем из ячеек исчезают и эти реликтовые формы конкреций, и в зоне карбонатных руд залегают ячеистые манганокальцитовые куски, не содержащие окисных конкреций.

Изменения в содержании абсолютных масс химических компонентов в единице объема выражаются в полном исчезновении двуокиси марганца и прочно связанной воды (H_2O^+), значительном увеличении количества закиси марганца и окиси кальция в карбонатных марганцеворудных выделениях. Абсолютные массы окиси железа, пятиокиси фосфора и нерастворимого остатка несколько уменьшаются при переходе окисно-карбонатных руд к карбонатным.

Изменения содержаний химических компонентов сопровождаются

соответствующими изменениями минералогического состава. При переходе от окисно-карбонатных руд к карбонатным исчезают пиролюзит и манганит, тогда как содержание манганокальцита возрастает. Остальные минералы марганцеворудных выделений (гидрогетит, курскит, силикаты и кварц) в количественном отношении почти не изменяются.

Как видно на рис. 2, при переходе карбонатных руд к окисно-карбонатным и далее к окисным, прослеживаемом к востоку по стенке карьера, происходят обратные изменения абсолютных масс химических компонентов и минералов.

Рассматривая изменение абсолютных масс марганца в единице объема марганцеворудных выделений при переходе от окисных руд к карбонатным, отмечаем, что полной компенсации абсолютных масс редуцирующегося четырехвалентного марганца двухвалентным марганцем в единице объема не наблюдается. Предположительно, происходило увеличение объема марганцеворудных выделений по сравнению с окисными в 1,5—2 раза.

Приведенный фактический материал по разрезу Богдановского карьера позволяет сделать определенные генетические заключения. Во-первых, наличие среди окисных руд Западного участка «островка» карбонатных руд не может быть объяснено экранирующим влиянием надрудных глин при процессах окислительного воздействия на рудный пласт. Произведенные измерения показали, что над окисными и карбонатными рудами мощности надрудных глин одинаковы, а незначительные местные отклонения мощности не могут служить причиной консервации карбонатных руд при окислении (рис. 1).

Во-вторых, отмеченная минеральная зональность марганцевых руд обязана своим происхождением различию физико-химических условий на стадии диагенетического преобразования рудоносного осадка. Различие физико-химических условий объясняется, прежде всего, палеогеографической обстановкой марганцеворудного накопления, и в частности, наличием локальной впадины на склоне дна олигоценового морского залива, к которой приурочены карбонатные руды. Другим не менее важным фактором является количественное соотношение окислителей и восстановителей, участвующих в окислительно-восстановительных реакциях, происходивших в стадии диагенеза. С одной стороны, это двуокись марганца, являющаяся сильным окислителем, с другой стороны, это органический углерод и двухвалентное железо, являющиеся восстановителями по отношению к марганцу.

Механизм образования минеральной зональности марганцевых руд можно представить следующим образом. Первичным марганцеворудным осадком в этом районе, учитывая близость его к береговой полосе, мелководность морского бассейна, значительную насыщенность морской воды кислородом и высокие значения окислительного потенциала, являлись тонкодисперсный рассеянный гидрат двуокиси марганца, полиперманганиты и манганитовые и пиролюзитоманганитовые конкреции. Одновременно происходило накопление восстановителей — органического вещества. Распределение органического вещества вследствие неровности морского дна было неравномерным.

В зависимости от количества восстановителей, в первую очередь органического вещества, в стадию диагенетического преобразования осадка формировались различные минералогические типы руд, определившие современную зональность нижней пачки рудного пласта. На окружающих впадину возвышенных участках морского дна количество органического вещества в осадке было минимальным. Поэтому в диагенетическую стадию процессы редукции окисного марганца проявились незначительно, главным образом в восстановлении определенного количества двуокиси марганца с образованием манганита. В таких местах сохрани-

лись первичные седименто-диагенетические марганцевые руды, сложенные пиролюзитом-манганитовыми конкрециями и манганито-псиломелановыми рудными кусками.

Во впадине морского дна накапливалось максимальное количество органического вещества (аналогичный процесс наблюдается в современных водоемах). Это предопределило максимальную интенсивность окислительно-восстановительных процессов, и в первую очередь редукцию окисного марганца органическим углеродом. В результате этого диагенетического процесса весь четырехвалентный марганец был переведен в двухвалентную форму, и связывался в карбонат марганца и кальция — манганокальцит или кальциевый родохрозит. Образование карбонатного аниона происходило как за счет уголекислоты, возникающей при окислении органического углерода, так и в результате поступления ее из поровых вод. В конечном итоге возникали карбонатные руды, состоящие из манганокальцитовых кусков, ячейки которых представляют собой полости, в которых ранее находились окисные конкреции.

Между этими формами рельефа морского дна накапливалось промежуточное количество органического вещества, недостаточное для полного восстановления окисного марганца. Происходившие редукционные процессы приводили к восстановлению преимущественно двуокиси марганца в рассеянном полиперманганите. Восстановленный до двухвалентной формы марганец связывался в манганокальцит, который цементировал окисные манганитовые конкреции. Результатом этого окислительно-восстановительного диагенетического процесса явилось образование окисно-карбонатных выделений марганца.

Минералогические отличия верхней пачки рудного пласта в Богдановском карьере связаны главным образом с возникновением окислительных процессов в перерыве между рудной седиментацией и отложением надрудных глин. На этой стадии произошло частичное окисление окисных, окисно-карбонатных и карбонатных руд верхней пачки рудного пласта.

ЛИТЕРАТУРА

Грязнов В. И. Генезис марганцевых руд Никопольского бассейна и методика прогноза морских осадочных месторождений марганца. В кн. «Марганцевые месторождения СССР». «Наука», М., 1967.

Данилов И. С. Железосодержащие манганитовые конкреции Никопольского месторождения. В сб., «Геология и рудоносность юга Украины», вып. 2, Днепропетровск, 1969.

Страхов Н. М., Штеренберг Л. Е., Калинин В. В., Тихомирова Е. С. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. «Наука», М., 1968.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ГЕОХИМИЯ ПИРОЛЮЗИТО-ПСИЛОМЕЛАНОВЫХ ОКИСЛЕННЫХ РУД НИКОПОЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

И. С. ДАНИЛОВ

Одним из кардинальных вопросов происхождения минеральной зональности Никопольского месторождения является вопрос о пространственном положении и объеме пиролюзито-псиломелановых окисленных марганцевых руд в рудном пласте зоны окисных руд. По этому вопросу в литературе нет единого мнения. Одни исследователи считают, что современные окисные руды, за исключением конкреционных манганитовых руд, возникли в процессе окисления, происходившего в нижнемiocеновую эпоху. Согласно другому мнению, в окисных рудах, наряду с окисленными рудами, залегают первичноокисные марганцевые руды.

Таким образом, наличие в марганцеворудном пласте окисленных руд признается в настоящее время всеми исследователями. Однако, в практике геологического изучения марганцеворудного пласта окисленные руды в зоне окисных руд не выделяются. Основной причиной этого является трудность их морфологической диагностики.

Действительно, если в карбонатных и окисно-карбонатных рудах окисленные марганцевые руды выделяются, прежде всего, своим черным цветом, то в зоне окисных руд признаки, позволяющие определить окисленные руды в разрезах марганцеворудного пласта, в настоящее время не установлены.

Целью настоящей работы является выделение морфологических, минералогических и химических признаков окисленных руд, позволяющих выделить в разрезах марганцеворудного пласта зону окисления и установить объем и пространственное положение окисленных руд в рудном пласте зоны окисных руд.

В основу решения этого вопроса положен сравнительно-морфологический метод, сущность которого, применительно к нашей работе, заключалась в следующем: а) выделение в разрезах карбонатных и окисно-карбонатных руд заведомо окисленных руд и установление их структурно-текстурных особенностей; б) сопоставление структур и текстур окисленных руд зоны окисно-карбонатных и карбонатных руд с окисленными рудами зоны окисных руд и установление их морфологического отличия от первичноокисных руд; в) детальное морфологическое, минералогическое и химическое изучение окисленных руд зоны окисных руд Никопольского месторождения.

1. Текстуры особенности окисленных первичноокисных руд. В текстурном отношении окисленные руды зоны окисных руд представляют собой землисто-кусковой текстурный тип.

Основная масса рудного материала — алеврито-глинистая порода, неравномерно пигментированная коллоидальными гидроокислами марганца псиломеланового типа в различные оттенки черного цвета (мар-

ганцовистая глина). Пигментация материала не сплошная, поэтому среди пигментированного землистого рудного материала встречаются линзочки и мелкие, но многочисленные участки рудовмещающей глины, сохранившей первичную зеленовато-серую окраску, либо окрашенной в результате окисления в ржаво-бурый цвет.

Марганцеворудные окисленные куски отличаются разнообразием структурно-текстурных форм. Среди них выделяются дезинтегрированные куски, куски каркасной текстуры, куски массивной текстуры, корковые новообразования. Кроме рудных кусков в зоне окисленных руд встречаются дезинтегрированные, выщелоченные и массивные конкреции.

Дезинтегрированные куски, возникшие в результате окисления и физического выветривания (дезинтеграция), слагаются некрепким марганцеворудным материалом, который легко рассыпается в землистую массу при легком надавливании пальцами. Такие куски по агрегатному состоянию и цвету не отличаются от рудовмещающегося глинистого материала, пигментированного гидроокислами марганца. В отдельных случаях визуально выделяются лишь контуры первичных кусков, по которым можно представить первоначальную их форму. Среди дезинтегрированной массы кусков местами сохраняются участки менее выветрелого марганцеворудного материала.

Дезинтегрированные куски имеют сложное строение. Обычно в них выделяются участки и зоны: а) землистого дезинтегрированного материала, в котором первичные текстурно-структурные свойства кусков не сохранились; б) рыхлого пелитоморфного марганцеворудного материала, в котором сохраняются первичные текстурные особенности кусков, а структурные видоизменены; в) плотного пелитоморфного марганцеворудного материала, отличающегося от предыдущего большей плотностью и механической крепостью рудного материала; г) скрытокристаллического марганцеворудного материала, в котором сохраняются первичные структурно-текстурные черты. Взаимоотношение выделенных участков и зон в различных дезинтегрированных кусках весьма сложное.

Куски каркасной текстуры представляют собой крупно- и густокавернозные марганцеворудные выделения, в которых марганцеворудный материал сосредоточен в перегородках, разделяющих каверны неправильной формы, возникшие в результате выщелачивания дезинтегрированного вещества.

Куски и конкреции массивной текстуры и корковые выделения представляют собой рудные новообразования, возникновение которых связано с процессами окисления, перераспределения и раскристаллизации марганцеворудного материала. От первичнодиагенетических кусков они отличаются массивной текстурой, отсутствием или слабым развитием пористости, отсутствием ячеистой текстуры, наличием единичных щелевидных каверн, по стенкам которых обычно развиты щетки мелкокристаллических агрегатов вторичного марганита.

Конкреционные марганцеворудные выделения приурочиваются к нижней части зоны окисленных руд. В зависимости от степени выветрелости встречаются два типа конкреций: дезинтегрированные и выщелоченные.

Дезинтегрированные конкреции слагаются рыхлой марганцовистой землистой массой, сильно пористой и легкой. В них участками могут сохраняться концентрически слоистая и скорлуповатая текстура и реликтовые участки скорлуп первичных конкреций. Выщелоченные конкреции представляют собой пористые и пещеристые образования, в которых материал отдельных скорлуп выщелочен. В таких конкрециях видны лишь отдельные скорлупки, разделяющиеся щелевидными полостями.

Сказанное о текстурных типах окисленных руд позволяет сделать

вывод, что в зоне окисления марганцевых руд, помимо унаследованных седименто-диагенетических текстур, в результате процессов окисления, перераспределения марганцевородного вещества, его физической дезинтеграции и раскристаллизации появляются новые текстурные формы, свойственные только зоне окисления и не встречающиеся в зоне первичных руд. Такими текстурными формами являются:

1. Неравномерная пигментация рудовмещающего алевроито-глинистого материала гидроокислами марганца, обуславливающая неоднородную черную окраску марганцовистых глин и наличие среди них участков и линзочек зеленовато-серых глин и глин, окрашенных в ржаво-бурый цвет.

2. Присутствие в окисленной зоне дезинтегрированных марганцевородных кусков, в которых марганцевородный материал кусков превращен в мелкопористый землистый материал. При этом исчезают первичные структурные и текстурные признаки марганцевородных выделений, а сами куски теряют четкость очертаний. Происходит и уменьшение объемного веса.

3. Наличие в окисленной зоне марганцевородных кусков каркасной и шлаковидной текстуры.

4. Наличие рудных новообразований — марганцевородных кусков и конкреций массивной текстуры, в которых отсутствует типичная для первичных выделений ячеистая или концентрически-слоистая и скорлуповатая текстура и мелкие включения рудовмещающего глинистого материала.

5. Присутствие в марганцовистой глине корковых новообразований, массивных, вытянутых по напластованию.

6. Наличие по стенкам полостей в окисленных марганцевородных выделениях натечных пленок и тонких корочек пиролюзито-псиломеланового состава.

7. Наличие дезинтегрированных и выщелоченных конкреций, отдельных скорлуп и участков скорлуп.

II. Минералогический состав окисленных первичноокисных руд. Минералогический состав окисленных марганцевородных выделений изучался нами методами минераграфического, термического, рентгенометрического и химического анализов. Проведенные исследования показали, что окисленные и первичноокисные марганцевородные выделения зоны окисных руд часто имеют одинаковый набор марганцевых минералов: пиролюзит, минералы группы псиломелан-вада, манганит, присутствующие в различных количественных соотношениях.

Микроскопическим исследованием установлено, что окисленные марганцевые руды имеют сложный в генетическом отношении минералогический состав. В них присутствуют окисные минералы марганца различных генераций: а) седименто-диагенетические (в виде реликтовых форм) — псиломелан, манганит, пиролюзит; б) минералы, возникшие в результате окисления, — пиролюзит, группа псиломелан-вада; в) минералы, возникшие в результате последовавшего восстановления, — манганит.

Марганцевые минералы различных генераций часто обладают различными структурами. Реликтовые седименто-диагенетические минералы наблюдаются чаще всего в виде скрытокристаллических и колломорфных структур и землистых масс (псиломелан) либо образуют мономинеральные участки микрокристаллической структуры (пиролюзит). Минералы III генерации (манганит) присутствуют в виде мелкокристаллических щетковидных агрегатов по стенкам пустот выщелачивания.

Порядок выделения марганцевых минералов и их структурные взаимоотношения, наблюдаемые в шлифах, позволяют считать, что ко-

нечными структурно-минералогическими формами окисленных руд являются скрытокристаллический псиломелан и микрокристаллический пиролюзит, являющиеся продуктами дегидратации и раскristаллизации землистого псиломелан-вадового материала. Последний возникает на начальных стадиях окислительного выветривания и представляет собой, как показали исследования В. И. Грязнова (1964), тонкодисперсную смесь рентгеноаморфного гидратированного α -курнакитового твердого раствора, гидропиролюзита и криптомелана. В этой смеси минеральных форм первичными окисленными формами, по нашим представлениям, являются лишь коллоидальные массы гидратированного α -курнакитового твердого раствора, тогда как минеральные формы гидропиролюзита и криптомелана представляют собой продукты, в которые переходит α -курнакит. Подтверждением этому может служить тот факт, что на кривых нагревания землистого псиломелан-вадового марганцеворудного материала термические эффекты, отвечающие гидропиролюзиту и криптомелану, отмечаются не в каждом образце. С другой стороны, переход α -курнакитового твердого раствора в форму двуокиси марганца подтверждается исследованиями Е. Я. Роде (1952).

Таким образом, для разграничения окисленных и первичноокисных марганцевых руд в зоне окисных руд минералогический состав марганцеворудных выделений не является показательным. Для этой цели могут быть использованы минералогические исследования в тех шлифах, в которых устанавливаются генетические взаимоотношения марганцевых минералов. Методы дифференциального термического и рентгенометрического исследования, позволяют определить лишь набор марганцевых минералов, но не их генетические взаимоотношения.

III. Химический состав окисленных первичноокисных руд. Химический состав пиролюзито-псиломелановых окисленных марганцеворудных выделений приведен в таблице 1.

Сравнение химического состава окисных (Грязнов, 1964) и окисленных руд показывает, что окисленные марганцеворудные выделения отличаются значительно меньшим количеством закисного марганца и большим содержанием двуокиси марганца вследствие окисления первого и перехода его в форму двуокиси марганца. В окисленных марганцеворудных выделениях отмечается повышенное содержание окисной формы железа, содержание которой по отдельным пробам достигает 5%, величины, редко встречающейся на месторождении. В распределении окиси железа по текстурным типам окисленных марганцеворудных выделений имеет место определенная закономерность: максимальное содержание окиси железа отмечается в марганцевистых глинах и дезинтегрированных кусках, тогда как в кусках каркасной и массивной текстуры и в дезинтегрированных конкрециях содержание окиси железа примерно такое же, как и в первичноокисных рудах.

Аналогично окисному железу, окисленные марганцеворудные выделения отличаются от первичноокисных большим содержанием пятиокиси фосфора, однако, в отличие от окиси железа, определенной закономерности в распределении фосфора по текстурным типам окисленных руд не имеется.

По содержанию нерастворимого остатка окисленные руды также отличаются от первичноокисных: если в первичноокисных марганцеворудных выделениях содержания нерастворимого остатка выше 20% редки, то в окисленных марганцеворудных выделениях такие содержания нерастворимого остатка составляют обычное явление. Окисленные руды содержат большее количество воды, выделяемой до температуры 110° С.

Вопрос о перераспределении химических компонентов при окислении первичноокисных пиролюзито-псиломелано-манганитовых руд в литера-

туре не рассматривался. Для решения этого вопроса нами произведен расчет баланса вещества текстурных типов окисленных марганцеворудных выделений по методике, примененной Б. М. Михайловым (1958) для кор выветривания. Баланс вещества включал: а) расчет абсолютных масс химических компонентов в единице объема для текстурных типов окисленных марганцеворудных выделений (таблица 1); б) вычисление средних значений абсолютных масс химических компонентов в единице объема для каждого текстурного типа марганцеворудных выделений окисленных и первичноокисных руд (таблица 2); в) определение миграции (накопление и вынос) химических компонентов, выраженной в %, путем сравнения средних значений абсолютных масс в единице объема для текстурных типов окисленных и первичноокисных марганцеворудных выделений (таблица 3).

Следует сразу оговориться, что сделанные на основании баланса вещества выводы являются ориентировочными, так как, во-первых, не учтены объемы и соотношения текстурных типов марганцеворудных выделений в окисленных и первичноокисных рудах; во-вторых, марганцеворудные выделения отличаются по содержанию химических компонентов, и вычисление средних содержаний некоторых химических компонентов произведено при значительном разбросе их содержаний.

Рассмотрение фактического материала таблиц 1—3 позволяет сделать следующие выводы:

1. Двоокись марганца при окислении пиролюзито-псиломелано-манганитовых марганцеворудных выделений выносится из наиболее выветрелых дезинтегрированных кусков и конкреций, и накапливается в конкрециях и кусках массивной текстуры. В выщелоченных конкрециях и кусках каркасной текстуры абсолютные массы двуокиси марганца в единице объема остаются примерно такими же, как и в первичноокисных кусках и конкрециях.

2. В текстурных типах окисленных кусков и конкреций в единице объема содержится значительно меньше закиси марганца, чем в первичноокисных кусках и конкрециях. Можно было бы предположить, что при окислительном выветривании дефицит закиси марганца в окисленных марганцеворудных выделениях обусловлен окислением ее до двуокиси. Однако, расчеты показывают, что в дезинтегрированных кусках и конкрециях двоокись марганца не накапливалась, а вместе с закисью марганца выносилась. В кусках каркасной текстуры и в выщелоченных конкрециях дефицит закиси марганца не компенсируется накоплением двуокиси марганца. Из этих текстурных типов марганцеворудное вещество при процессах окислительного выветривания выносится.

В кусках и конкрециях массивной текстуры, наоборот, абсолютные массы накапливающейся двуокиси марганца не компенсируются окисляющейся закисью марганца, и в этом случае мы имеем абсолютное накопление марганцеворудного вещества (таблица 4).

3. Учитывая, что в количественном и объемном отношении дезинтегрированные куски и конкреции значительно преобладают над кусками и конкрециями массивной текстуры, приходится считать, что в ходе окислительного выветривания преобладает вынос марганца из окисляющихся марганцеворудных выделений в рудовмещающие зеленовато-серые глины с превращением последних в землистые марганцевые руды (марганцовистые глины).

Выносу марганцеворудного материала во вмещающие зеленовато-серые глины способствовало снижение значений рН, сопровождающее, как показали исследования, процесс окислительного выветривания, до значений 6,68—7,54, при которых становится подвижным не только двухвалентная форма марганца, но и двоокись его.

4. Судя по полученным результатам, можно говорить о накоплении окисного железа в окислившихся марганцеворудных кусках (дезинтеррированных и каркасной текстуры). В окислившихся конкрециях, наоборот, наблюдается дефицит окисного железа по сравнению с седименто-диагенетическими конкрециями.

Следует отметить, что накопление окисного железа в окисленных кусковых марганцеворудных выделениях не связано с процессами окисления марганцевых руд по той причине, что в первичноокисных марганцеворудных выделениях двухвалентное железо отсутствует, и, следовательно, окисляться не могло. Возможно, имел место небольшой приток двухвалентного железа из рудовмещающих глин. Железо окислялось, но этот процесс играл сугубо подчиненную роль. Накопление окиси железа в кусковых марганцеворудных выделениях зоны окисления происходило в более позднюю стадию, стадию эпигенетического изменения марганцевых руд, когда двухвалентное железо, находящееся в растворимой форме в поровых водах, мигрировало к окисным выделениям марганца и окислялось, концентрируясь на поверхности марганцеворудных кусков. Окислителем в этом случае являлся четырехвалентный марганец. В результате эпигенетических окислительно-восстановительных процессов в зоне окисления, максимально обогащенной окислителями — двуокисью марганца, в марганцеворудных выделениях накапливалось окисное железо в количестве десятков миллиграмм в 1 см^3 .

5. При окислении марганцеворудных кусков и конкреций происходит вынос CaO и MgO в карбонатной форме (вынос CO_2).

6. Пятиокись фосфора накапливается только лишь в окисляющихся марганцеворудных кусках, тогда как в окисляющихся конкрециях отмечается вынос этой формы фосфора.

7. Окисление марганцеворудных кусков и конкреций сопровождается небольшим увеличением абсолютного содержания гигроскопической воды и уменьшением содержания более прочно связанной воды (H_2O^+).

8. Абсолютное содержание нерастворимого остатка практически не изменяется в марганцеворудных выделениях при их окислении.

9. Рассмотренные случаи перераспределения химических компонентов при окислении пиролюзит-псиломелано-манганитовых руд позволяют сделать вывод, что характер и интенсивность перераспределения компонентов определяются, при одном и том же окислителе, минеральным составом и текстурными формами марганцеворудных выделений. Так, при окислении преимущественно псиломелановых кусков перераспределение компонентов происходит в меньшей мере, чем при окислении преимущественно манганитовых кусков.

В марганцеворудном пласте Никопольского месторождения, помимо площадной минеральной зональности, существует вертикальная марганцеворудная зональность. Сущность вертикальной зональности заключается в том, что верхние пачки рудного пласта подверглись окислению и слагаются окисленными рудами, тогда как нижние пачки пласта слагаются неокисленными первичными седименто-диагенетическими рудами. Переход от окисленных руд к неокисленным происходит чаще всего через зону полуокисленных руд.

Окисленные руды не имеют повсеместного распространения; на отдельных площадях рудных участков они не встречены. Наибольшее распространение окисленные руды имеют в зоне окисных руд. Здесь они залегают почти сплошным покровом в верхней части рудного пласта и отсутствуют лишь на небольших площадях преимущественно в южной части зоны окисных руд (Алексеевский карьер, траншея «Юг-II»). В зоне окисно-карбонатных и в зоне карбонатных руд окисленные руды встре-

Химический состав пиролюзито-псиломелановых марганцеворудных выделений

№№ анали- зов*	СОДЕРЖАНИЕ											
	H ₂ O		MnO ₂		MnO		Fe ₂ O ₃ HCl		CaO		MgO	
	%	мг/см ³	%	мг/см ³	%	мг/см ³	%	мг/см ³	%	мг/см ³	%	мг/см ³
1.	25,02	338	37,51	506	9,71	131	5,18	70	1,40	19	2,37	32
2.	31,37	451	35,98	518	6,63	95	3,97	57	2,56	36	1,14	16
3.	24,71	351	49,00	696	5,85	83	3,15	45	1,92	27	0,68	10
4.	23,12	405	46,98	822	11,95	199	3,59	63	1,70	30	0,75	13
5.	30,91	464	38,73	581	9,04	136	6,70	65	1,70	26	0,67	10
6.	38,22	608	33,68	536	7,69	122	3,83	61	1,70	26	0,67	11
7.	14,95	314	57,71	1212	7,99	168	0,99	21	1,54	32	1,22	26
8.	28,99	574	51,51	1020	3,91	77	1,86	47	1,38	27	0,48	10
9.	23,30	503	60,36	1310	2,37	51	3,75	81	0,91	20	0,22	5
10.	23,89	502	59,26	1244	3,58	75	2,73	57	1,43	30	0,61	13
11.	18,40	481	67,91	1772	3,53	92	2,01	52	1,26	33	0,93	24
12.	17,80	473	67,63	1800	4,25	113	3,17	84	1,39	37	0,82	22
13.	13,49	224	53,67	891	11,07	184	1,59	26	1,05	17	1,40	23
14.	12,68	218	68,95	1188	3,21	55	2,79	48	2,03	36	1,80	31
15.	10,56	200	70,15	1325	5,23	99	1,59	30	0,42	8	1,27	24
16.	9,38	189	66,31	1302	6,75	136	1,56	31	2,99	80	1,86	37
17.	6,45	218	81,73	2666	1,21	39	1,13	37	1,71	56	1,05	34
18.	7,59	226	79,51	2368	1,99	59	1,59	47	2,08	62	1,23	37
19.	8,61	270	82,23	2542	1,41	43	0,69	21	1,49	46	0,72	22

* Расшифровка анализов: 1—3 — марганцовистые глины; 4—6 — дезинтегрированные куски; 7—10 — куски каркасной текстуры; 11—12 — куски массивной текстуры;

Таблица 1

зоны окисных руд Никопольского месторождения

ХИМИЧЕСКИХ КОМПОНЕНТОВ														Объемный вес
P ₂ O ₅		H ₂ O ⁻		ппп		Σ		CO ₂		H ₂ O ^{**}				
%	мг/см ³	%	мг/см ³	%	мг/см ³	%	мг/см ³	%	мг/см ³	%	мг/см ³	%	мг/см ³	
0,54	7	4,28	58	14,38	194	100,39	1355	1,40	19	12,98	175	1,35		
0,45	6	6,34	92	10,36	150	98,80	1420	0,93	13	9,43	137	1,42		
0,28	4	5,65	80	9,26	131	100,59	1427	0,50	7	8,76	124	1,42		
0,24	4	2,86	50	9,86	173	101,05	1759	0,46	8	9,40	165	1,75		
0,23	4	3,23	48	10,40	156	101,61	1490	1,66	25	8,74	131	1,50		
0,33	5	3,77	60	11,62	185	101,51	1615	1,36	22	10,26	163	1,59		
0,57	12	4,04	85	11,14	234	100,15	2104	0,96	20	10,18	214	2,10		
0,27	5	2,41	48	8,12	161	98,93	1967	0,72	14	7,40	147	1,38		
0,28	6	2,13	46	5,80	136	99,12	2158	0,48	10	5,32	126	2,17		
0,45	9	2,19	46	6,46	136	100,60	2110	0,23	5	6,23	131	2,10		
0,35	9	1,98	52	4,07	106	100,44	2621	0,79	21	3,28	85	2,61		
0,38	10	1,51	40	3,38	90	100,33	2669	1,54	41	1,84	49	2,66		
0,12	2	3,02	50	15,00	249	100,41	1666	2,78	46	12,22	203	1,66		
0,30	5	2,63	45	5,00	86	100,39	1712	1,16	20	3,84	66	1,72		
0,15	3	3,80	72	6,66	126	98,84	1887	0,66	12	6,00	114	1,89		
0,07	2	2,57	52	9,33	188	100,84	2017	3,68	74	5,67	114	2,01		
0,55	18	1,73	56	3,27	106	98,83	3230	0,84	27	2,43	79	3,23		
0,13	4	0,59	18	5,10	152	99,81	2973	0,70	21	4,40	131	2,98		
0,39	12	0,98	30	2,65	84	99,17	3070	1,22	37	1,43	44	3,07		

13 — дезинтегрированная конкреция; 14—16 — выщелоченные конкреции; 17—19 — конкреции массивной текстуры.

** Рассчитано по разности между пп и CO₂.

Химический состав пиролюзито-псиломелановых окисленных и пиролюзито-псиломелано-манганитовых первичноокисных марганцеворудных выделений зоны окисных руд Никопольского месторождения (средние значения)

		1	2	3	4	5	6	7	8
н/о	а*	30,33	22,86	18,05	13,43	10,87	7,64	20,82	7,06
	б	488	478	475	224	204	234	474	188
MnO ₂	а	39,23	57,37	67,47	53,43	68,47	81,76	48,22	50,42
	б	632	1196	1774	887	1278	2513	1103	1345
MnO	а	9,42	4,46	3,88	11,01	5,06	1,54	14,60	27,03
	б	152	93	102	183	96	45	335	723
Fe ₂ O ₃ ·nHCl	а	4,64	2,33	2,58	1,59	1,98	1,14	1,79	1,57
	б	75	49	68	26	37	35	42	42
CaO	а	1,70	1,32	1,33	1,05	1,81	1,76	1,79	2,32
	б	27	28	35	17	34	54	42	62
MgO	а	0,70	0,63	0,87	1,40	1,64	1,00	1,15	1,38
	б	11	13	23	23	31	31	26	37
P ₂ O ₅	а	0,27	0,39	0,36	0,12	0,18	0,36	0,13	0,22
	б	4	8	9	2	3	11	3	6
H ₂ O—	а	3,23	2,69	1,75	3,02	3,00	1,10	1,97	0,93
	б	52	56	46	50	56	34	45	25
ппп	а	10,48	7,96	3,71	14,92	7,00	3,70	9,53	9,07
	б	169	169	98	248	131	113	219	242
Σ	а	100	100	100	100	100	100	100	100
	б	1610	2090	2630	1660	1870	3070	2290	2670
CO ₂	а	1,16	0,60	0,57	1,21	1,83	0,92	1,09	1,38
	б	19	13	15	20	34	28	25	37
H ₂ O+	а	9,32	7,36	3,14	13,71	5,17	2,78	8,43	7,69
	б	150	156	83	228	37	85	194	205

* В строке «а» приведены содержания компонентов в весовых процентах; в строке «б» — абсолютные содержания компонентов в мг/см³.

Окисленные марганцеворудные выделения: 1 — дезинтегрированные куски; 2 — куски каркасной текстуры; 3 — куски массивной текстуры; 4 — дезинтегрированные конкреции; 5 — выщелоченные конкреции; 6 — конкреции массивной текстуры. Первичноокисные марганцеворудные выделения: 7 — куски; 8 — конкреции.

H₂O+ определено по разности между ппп и CO₂.

Таблица 3

Миграция (накопление «+» и вынос «-») химических компонентов при окислении и формировании различных текстурных типов окисленных марганцеворудных выделений зоны окисных руд в % по отношению к компонентам первичноокисных марганцеворудных выделений (средние значения)

	1	2	3	4	5	6
n/o	+ 3	+ 1	0	+19	+ 9	+24
MnO ₂	-47	+ 9	+ 61	-34	- 5	+87
MnO	-55	-72	-70	-74	-85	-92
Fe ₂ O ₃ HCl	+79	+17	+62	-38	-12	-17
CaO	-36	-33	-17	-73	-45	-13
MgO	-58	-50	-12	-38	-16	-16
P ₂ O ₅	+25	+167	+200	-67	-50	+84
H ₂ O ⁺	-23	-20	-57	+11	-53	-59
H ₂ O ⁻	+13	+22	0	+100	+124	+36
CO ₂	-24	-48	-40	-46	- 8	-24

1 — дезинтегрированные куски; 2 — куски каркасной текстуры; 3 — куски массивной текстуры; 4 — дезинтегрированные конкреции; 5 — выщелоченные конкреции; 6 — конкреции массивной текстуры.

H₂O⁺ — определено по разности между ппп и CO₂.

Таблица 4

Миграция (накопление «+» и вынос «-») форм марганца при окислении марганцеворудных выделений (средние значения, мг/см³)

Текстурные типы марганцеворудных выделений	MnO	MnO ₂	Количество MnO ₂ , которое должно возникнуть при окислении MnO
1. Дезинтегрированные куски	-183	-471	
2. Куски каркасной текстуры	-242	+93	+296
3. Куски массивной текстуры	-233	+671	+285
4. Выщелоченные конкреции	-627	+ 67	+767
5. Дезинтегрированные конкреции	-540	-458	
6. Массивные конкреции	-678	+1168	+832

чаются сравнительно редко (Грушевский, Марьевский, Богдановский восточный карьеры).

Отсутствие окисленных руд в разрезах марганцеворудного пласта на отдельных площадях зоны окисных и окисно-карбонатных руд объясняется либо площадной локализацией процессов окисления, либо последующим размывом окисленных руд.

Для окисленных руд отмечается значительное колебание их мощностей на площади месторождения. Максимальные мощности отмечены в северных частях зоны окисных руд. Здесь, в Шевченковском карьере, мощность окисленных руд составляла 0,70 м (проходка 1968 г.), 1,10 м (проходка 1969 г.) и 0,75 м (проходка 1970 г.). В Богдановском западном карьере мощности окисленных руд составляли: 0,60 м (проходка 1968 г.), 0,70 м (проходка 1969 г.) и 0,25 м (проходка 1970 г.). Таким образом, в Никопольском месторождении имеет место, во-первых, значительное колебание мощностей окисленных руд даже на небольших (десяти-, сотни метров) расстояниях, и, во-вторых, происходит общее уменьшение мощности окисленных руд в южном направлении, особенно резко выраженное в районе перехода окисных руд в окисно-карбонатные.

Окисленные руды не имеют определенного гипсометрического положения: они слагают верхние части марганцеворудного пласта, полого погружающегося в южном направлении. Доказательством этому может служить залегание окисленных руд в стенке Богдановского восточного карьера. Здесь в зоне окисно-карбонатных и карбонатных руд окисленные и полуокисленные руды выклиниваются к средней части стенки траншеи, и в центральной части зоны карбонатных руд на том же гипсометрическом уровне залегают неокисленные карбонатные руды.

ЛИТЕРАТУРА

Грязнов В. И. Типы и разновидности марганцевых руд. В кн. «Никопольский марганцеворудный бассейн», «Недра», М., 1964.

Грязнов В. И. Описание минералов рудного пласта. В кн. «Никопольский марганцеворудный бассейн», «Недра», М., 1964.

Михайлов Б. М. Некоторые вопросы геохимии древней коры выветривания. В сб. «Исследование и использование глин». Изд. Львовского университета, 1958.

Роде Е. Я. Кислородные соединения марганца. Изд. АН СССР, М., 1952.

ВОПРОСЫ ПЕТРОХИМИИ ЖЕЛЕЗИСТЫХ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ СРЕДНЕГО ПРИДНЕПРОВЬЯ И МАРИУПОЛЬСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО РАЙОНА

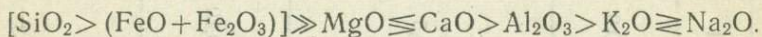
Л. Я. ХОДЮШ

Железистые породы докембрия представляют собой в различной степени метаморфизованные осадочные образования. Локально, при соответствующей тектонической подготовке, железистые породы подвергались гипогенным метасоматическим процессам и окислению в условиях гипергенеза.

Несмотря на глубокие изменения, железистые породы в большей части случаев сохраняют первоначальные признаки исходных осадочных образований, при этом наиболее устойчивыми из них, при изохимически протекающем метаморфизме, являются химический состав пород и их слоистая (полосчатая) текстура.

В статье приводится сравнительная петрохимическая характеристика железистых пород месторождений Среднего Приднепровья и Мариупольского железорудного района с использованием метода пересчета химических анализов по Н. П. Семененко (1956).

Химизм железистых пород докембрия отличается высокой степенью дифференциации вещества, выразившейся в существенно железисто-кремнистом составе пород и подчиненном количестве других породообразующих компонентов — Al_2O_3 , CaO , MgO , щелочей и CO_2 . При этом для большей части железистых пород типично преобладание кремнезема над суммой окислов железа (в молекулярных процентах), MgO и CaO над Al_2O_3 , Al_2O_3 над K_2O и Na_2O . В целом для железисто-кремнистых пород может быть дана следующая химическая формула:



Генетически и по химическому составу все железисто-кремнистые породы делятся на неокисленные и окисленные. В неокисленных породах разнообразие минерального состава определяется соотношением окисного и закисного железа, выражаемым, согласно Н. П. Семененко, коэффициентом окисления $O = \frac{Fe_2O_3}{FeO}$, а также содержанием второстепенных

компонентов. Коэффициент окисления характеризует здесь режим кислорода в процессе литогенного и метаморфогенного минералообразования. В окисленных железисто-кремнистых породах все железо переходит в окисную форму, так что коэффициент окисления не определяет здесь разнообразия состава пород и первичных условий их образования.

В таблице 1 приводится химическая классификация железисто-кремнистых пород с соответствующими химическим подгруппам минералогическими разновидностями пород.

Химическая классификация железисто-кремнистых пород

Таблица 1

Группы пород	Подгруппы железисто-кремнистых пород	SiO ₂	Химические коэффициенты					FeO · 100% FeO + Fe ₂ O ₃	Минералогические разновидности железисто-кремнистых пород	Классификация по Н. П. Семенову
			O	F	A	M	C			
Неокисленные	Закисно-окисные	37—47	2,0—4	97—99	0,3—1	0—1,5	0,0—0,5	10—50	Гематит-магнетитовые Магнетит-гематитовые	Рудные закисно-окисно-железисто-кремнистые
	Карбонатно-окисно-закисные и силикатно-окисно-закисные	33—51	0,5—0,9	77—95	0,0—4	1,3—12,0	1,0—14	50—65	Сидероплезит-магнетитовые Хлорит-магнетитовые Грюнерит-магнетитовые Роговообманко-магнетитовые Пироксен-магнетитовые	Не выделяются Рудные окисно-закисно-железисто-силикатно-кремнистые
	Окисно-закисно-карбонатные и окисно-закисно-силикатные	33—58	0,2—0,5	75—85	2,0—9	3,0—16,0	1—17	65—90	Магнетит-сидероплезитовые Магнетит-хлоритовые Магнетит-грюнеритовые Магнетит-роговообманковые Магнетит-пироксеновые Магнетит-хлорит-сидероплезитовые Магнетит-карбонат-грюнеритовые	Малорудные окисно-закисно-железисто-карбонатно-кремнистые Малорудные окисно-закисно-железисто-силикатно-кремнистые
	Закисные карбонатные и силикатные	33—60	0,05—0,20	95—98	0,2—1,4	0,3—1,9	0,1—2,0	90—100	Сидероплезитовые Анкерит-сидероплезитовые Грюнеритовые Роговообманко-грюнеритовые	Нерудные закисно-железисто-карбонатно-кремнистые Нерудные закисно-железисто-силикатно-кремнистые
	Окисные, алюмо-силикатно-окисные, гидроокисные	12—33	95—98	0,2—1,4	0,3—1,9	0,1—2,0	0	0	Железнослюдо-мартитовые Мартитовые Дисперсногематит-мартитовые Мартит-дисперсногематитовые Глинисто-мартит-дисперсногематитовые Глинисто-дисперсногематитовые Гетитовые Глинисто-гетитовые	Рудные окисно-железисто-кремнистые Не выделяются » » » »

Железистые породы в зависимости от отношения окисного и закисного железа разбиты на две подгруппы (табл. 2 и 3). В первой подгруппе окисно-закисно-силикатных и окисно-закисно-карбонатных пород объединены минералогические разновидности с преобладающими над магнетитом силикатами или карбонатами. Сюда же отнесены безмагнетитовые силикатные и карбонатные железистые породы, обычно тесно связанные с предыдущими. Во второй подгруппе силикатно-окисно-закисных и карбонатно-окисно-закисных пород магнетит преобладает над силикатами и карбонатами.

Из приведенных в классификации подгрупп в Среднем Приднепровье и на Мариупольском железорудном месторождении наиболее широко развиты карбонатно- и силикатно-окисно-закисные, окисно-закисно-карбонатные и окисно-закисно-силикатные железистые породы. Закисно-карбонатные породы (сидеритовые и анкерит-сидеритовые кварциты) имеют весьма подчиненное распространение и не характеризуют вещественный состав железистых пород в целом. Что же касается закисно-силикатных пород, то они относятся, как правило, к железистым сланцам и кварцито-сланцам, являясь переходными к вмещающим породам железисто-магнезиально-алюмосиликатного ряда, и также, за исключением пород Сурского района, имеют подчиненное распространение.

Закисно-окисные породы, имеющие магнетит-гематитовый* и гематит-магнетитовый состав и широко распространенные в Криворожском бассейне, а также в Курской магнитной аномалии, — в исследуемых районах практически отсутствуют. Подгруппа окисных пород, именуемая Н. П. Семеновым рудными окисно-железисто-кремнистыми породами, среди неокисленных железистых пород нами не выделяется в связи с отсутствием в железисто-кремнистых формациях чистых сингенетически-гематитовых разновидностей. Окисные железистые кварциты выделяются только в группе окисленных пород.

В табл. 3 приведены средние и предельные значения химических коэффициентов и в таблице 2 — химический состав пород; при этом по Верховцевскому району использованы химические анализы А. А. Макухиной (1959), по Конкскому — Ладиевой (1959), по Западному участку Белозерского района — частично анализы Н. Г. Коваленко (1970). По Белозерскому и Мариупольскому районам данные химических анализов опубликованы в статьях (Ходюш, 1965, 1969), по Чертомлыкскому и Сурскому районам приведены в отчете «Минералого-петрографическая характеристика и закономерности размещения железистых пород на месторождениях Среднего Приднепровья и Восточного Приазовья» (Л. Я. Ходюш, 1970, фонды ДГУ).

Окисно-закисно-карбонатные и окисно-закисно-силикатные железисто-кремнистые породы

Коэффициент окисления для этой подгруппы в среднем составляет 0,28 и колеблется в пределах от 0,05 до 0,50, в карбонатных железистых породах он опускается до 0,0—0,4. Последние наиболее широко развиты в Чертомлыкском районе и в небольшом количестве присутствуют в Северно-Белозерском, Южно-Белозерском, Сурском и Верховцевском районах.

Содержание SiO_2 в подгруппе окисно-закисно-карбонатных и окисно-закисно-силикатных железисто-кремнистых пород колеблется от 26,20 до 60,40, при этом минимальные значения кремнезема наблюдаются в кар-

*) В неокисленных железистых породах гематит представлен сингенетической железной слюдкой и так называемым «эмульсионным» гематитом, включенным в зерна кварца в кварцитовых слойках.

Химический состав железистых пород Среднего Приднепровья и Мариупольского

№№ п.п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
1.	<u>33,30—51,98</u> 41,74	<u>сл.—0,35</u> 0,11	<u>0,42—3,88</u> 1,50	<u>4,22—23,87</u> 13,47	<u>21,10—31,59</u> 25,21	<u>0,11—0,48</u> 0,32
2.	<u>34,00—56,54</u> 42,66	<u>0,13—0,37</u> 0,22	<u>0,82—6,04</u> 2,47	<u>9,02—28,68</u> 16,42	<u>17,88—38,48</u> 27,35	<u>0,18—0,50</u> 0,33
3.	<u>42,44—60,34</u> 48,23	<u>0,16—0,28</u> 0,22	<u>1,64—7,18</u> 4,40	<u>6,26—21,57</u> 15,64	<u>16,80—27,71</u> 22,15	<u>0,14—0,28</u> 0,20
4.	35,95	0,02	1,04	25,92	26,15	0,48
5.	<u>26,20—35,50</u> 32,00	<u>сл.—0,18</u> 0,08	<u>0,55—2,86</u> 1,27	<u>7,5—27,28</u> 14,00	<u>26,56—36,18</u> 30,30	<u>сл.—0,70</u> 0,42
6.	<u>38,99—44,54</u> 41,28	<u>0,16—0,23</u> 0,20	<u>3,49—5,93</u> 4,77	<u>15,22—20,31</u> 18,20	<u>22,25—25,70</u> 24,11	<u>0,23—0,42</u> 0,34
7.	<u>33,80—45,10</u> 38,75	<u>0,10—0,18</u> 0,14	<u>1,76—4,40</u> 2,78	<u>4,68—17,41</u> 10,59	<u>20,83—30,03</u> 26,23	<u>0,24—0,57</u> 0,37
8.	<u>29,63—41,40</u> 36,09	<u>0,12—0,41</u> 0,30	<u>2,33—9,04</u> 6,02	<u>0,49—25,70</u> 14,31	<u>22,66—31,59</u> 25,55	<u>0,13—0,45</u> 0,26
9.	<u>36,07—47,50</u> 44,29	<u>0,06—0,32</u> 0,21	<u>0,48—4,81</u> 1,90	<u>12,24—27,21</u> 21,18	<u>19,24—29,08</u> 24,40	<u>0,02—0,25</u> 0,13
10.	41,53	0,19	3,06	15,66	25,56	0,29
11.	<u>35,98—52,15</u> 43,56	<u>0,03—0,19</u> 0,10	<u>0,28—1,97</u> 0,82	<u>19,78—29,12</u> 25,26	<u>18,77—23,40</u> 20,04	<u>0,14—0,45</u> 0,25
12.	<u>41,46—65,39</u> 51,24	<u>сл.—0,25</u> 0,12	<u>0,96—2,94</u> 1,41	<u>7,21—27,60</u> 20,61	<u>11,27—27,51</u> 20,00	<u>0,00—0,39</u> 0,16
13.	<u>36,24—52,18</u> 45,65	<u>0,06—0,13</u> 0,09	<u>0,12—2,57</u> 0,90	<u>22,69—29,59</u> 26,71	<u>16,65—25,41</u> 19,40	<u>0,00—0,42</u> 0,24
14.	24,53	0,10	1,44	27,28	27,07	0,48
15.	<u>38,72—39,58</u> 39,50	<u>0,08—0,13</u> 0,10	<u>1,97—2,55</u> 2,26	<u>21,23—21,50</u> 21,36	<u>20,24—22,62</u> 21,43	<u>0,09—0,33</u> 0,21
16.	<u>41,24—50,92</u> 45,00	<u>сл.—0,22</u> 0,10	<u>сл.—3,30</u> 1,44	<u>22,86—34,84</u> 30,24	<u>14,10—20,35</u> 16,87	<u>сл.—0,32</u> 0,06
17.	<u>40,35—42,66</u> 41,50	<u>0,07—0,41</u> 0,24	<u>3,08—3,27</u> 3,17	<u>20,74—26,90</u> 23,80	<u>20,76—22,25</u> 21,50	<u>0,17—0,25</u> 0,21
18.	<u>37,70—47,96</u> 42,60	<u>0,05—0,23</u> 0,14	<u>0,20—1,69</u> 0,78	<u>27,92—37,92</u> 30,05	<u>6,66—22,53</u> 18,23	<u>сл.—0,13</u> 0,05
19.	43,40	0,13	1,50	25,80	19,90	0,18
20.	<u>40,96—49,52</u> 44,80	<u>0,04—0,15</u> 0,10	<u>0,27—2,56</u> 1,27	<u>43,42—56,51</u> 48,42	<u>0,28—0,57</u> 0,50	<u>0,13—0,63</u> 0,48

железрудного района (от-до)
среднее

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	CO ₂
<u>1,86—3,88</u> 3,01	<u>0,10—0,70</u> 0,32	<u>сл.—1,20</u> 0,20	<u>0,05—0,85</u> 0,19	<u>сл.—0,18</u> 0,07	<u>сл.—0,35</u> 0,14	<u>10,86—19,50</u> 13,51
<u>1,90—4,42</u> 2,90	<u>0,91—5,85</u> 2,89	<u>0,06—1,70</u> 0,40	<u>сл.—1,40</u> 0,36	<u>сл.—0,30</u> 0,24	<u>сл.—1,65</u> 0,44	<u>0,98—4,22</u> 2,14
<u>1,69—2,48</u> 2,10	<u>2,00—3,36</u> 2,90	<u>0,08—0,56</u> 0,30	<u>0,08—0,82</u> 0,40	<u>сл.—0,21</u> 0,08	<u>сл.—0,68</u> 0,38	<u>1,00—1,14</u> 1,04
1,13	0,56	0,04	0,05	сл.	сл.	7,50
<u>2,17—3,16</u> 2,60	<u>0,42—3,78</u> 1,80	<u>0,05—0,22</u> 0,11	<u>0,05—0,37</u> 0,13	<u>сл.—0,25</u> 0,10	<u>0,07—0,62</u> 0,30	<u>12,86—25,42</u> 17,81
<u>2,18—2,83</u> 2,57	<u>0,56—2,69</u> 1,87	<u>0,02—0,63</u> 0,25	<u>0,67—2,14</u> 1,42	<u>0,14—0,21</u> 0,17	<u>0,08—0,54</u> 0,38	<u>1,02—5,70</u> 3,81
<u>1,47—2,64</u> 2,16	<u>0,80—4,10</u> 2,73	<u>сл.—0,33</u> 0,20	<u>0,05—0,23</u> 0,11	<u>0,23—1,65</u> 0,63	<u>3,70—13,52</u> 9,36	
<u>2,00—3,63</u> 2,44	<u>0,79—4,17</u> 2,55	<u>0,09—1,50</u> 0,81	<u>0,03—1,25</u> 0,77	<u>сл.—0,30</u> 0,17	<u>сл.—1,46</u> 0,33	<u>3,36—15,39</u> 8,21
<u>1,91—4,14</u> 2,84	<u>0,65—13,38</u> 3,45	<u>0,13—0,49</u> 0,27	<u>сл.—0,27</u> 0,14	<u>0,09—0,29</u> 0,19	<u>сл.—0,70</u> 0,32	<u>0,00—0,82</u> 0,39
2,55	2,31	0,32	0,38	0,14	0,35	6,68
<u>1,30—3,04</u> 2,12	<u>0,30—0,59</u> 0,38	<u>сл.—0,26</u> 0,12	<u>0,03—0,21</u> 0,15	<u>0,09—0,45</u> 0,17	<u>5,00—9,56</u> 6,60	
<u>0,19—3,26</u> 1,13	<u>1,37—5,18</u> 3,06	<u>0,05—0,28</u> 0,14	<u>сл.—0,09</u> 0,05	<u>0,08—0,27</u> 0,16	<u>0,02—1,40</u> 0,49	<u>0,56—3,70</u> 1,53
<u>0,97—2,49</u> 1,81	<u>1,68—3,08</u> 2,41	<u>0,01—0,44</u> 0,16	<u>сл.—0,39</u> 0,10	—	<u>0,20—0,85</u> 0,47	<u>0,09—3,06</u> 1,57
2,21	3,78	0,22	0,11	0,12	0,52	12,86
<u>1,97—2,12</u> 2,04	<u>3,70—5,32</u> 4,00	<u>0,09—0,30</u> 0,20	<u>0,10—0,76</u> 0,43	<u>0,14—0,21</u> 0,17	<u>0,11—0,15</u> 0,13	<u>6,06—6,20</u> 6,13
<u>1,62—2,96</u> 1,94	<u>0,95—3,70</u> 2,42	<u>сл.—0,85</u> 0,37	<u>0,11—0,31</u> 0,23	<u>0,10—0,80</u> 0,39	<u>сл.—1,50</u> 0,41	
<u>2,76—4,72</u> 3,74	<u>1,19—5,74</u> 3,47	<u>0,09—0,20</u> 0,14	<u>0,03—0,09</u> 0,06	<u>0,27—0,29</u> 0,28	<u>0,03—1,33</u> 0,68	<u>0,46—1,44</u> 0,95
<u>0,42—3,54</u> 1,56	<u>0,52—3,46</u> 1,90	<u>0,02—0,38</u> 0,22	<u>сл.—0,46</u> 0,10	<u>0,06—0,29</u> 0,15	<u>0,00—1,47</u> 0,10	<u>сл.—0,38</u> 0,26
2,05	2,55	0,16	0,15	0,16	0,36	2,81
<u>0,03—0,22</u> 0,13	<u>0,25—0,96</u> 0,48	<u>сл.—0,35</u> 0,16	<u>0,00—0,15</u> 0,07	<u>сл.—0,62</u> 0,22	<u>0,21—0,50</u> 0,37	

Петрохимическая характеристика железистых пород Среднего

№ п. п.	Группы пород	Подгруппы пород	Минералогические разновидности железистых пород	Районы, месторождения, участки
1	ОКСИДНО-ЖЕЛЕЗНЫЕ	Окисно-закисно-карбонатные железисто-кремнистые породы	Магнетит-сидероплезитовые, магнетит-хлорит-сидероплезитовые кварциты	Южно-Белозерское месторождение
2			Магнетит-грюнеритовые, биотит-магнетит-грюнеритовые кварциты и сланце-кварциты	Белозерский район, Западный участок
3			Магнетит-амфиболовые кварциты и сланце-кварциты	Конкский район. Промежуточный, Веселянский участки, 1-й пласт
4			Магнетит-сидеритовые кварциты	Веселянский уч., II пласт
5			Сидеритовые и магнетит-сидеритовые кварциты	Чертомлыкский район
6			Магнетит-карбонат-биотит-грюнеритовые сланце-кварциты	Там же
7			Хлорит-магнетит-сидеритовые, хлорит-грюнерит-магнетит-сидеритовые кварциты	Верховцевский район, Тепловский участок
8			Магнетит-хлорит-биотит-сидеритовые кварцито-сланцы и железистые сланцы	Сурский район
9			Магнетит-двупироксеновые кварциты	Мариупольский железорудный район
10			Среднее по подгруппе окисно-закисно-силикатных и окисно-закисно-карбонатных железисто-кремнистых пород	
11	ОКСИДНО-ЖЕЛЕЗНЫЕ	Карбонатные окисно-закисные и силикатно-окисно-закисные железисто-кремнистые породы	Хлорит-сидероплезит-магнетитовые, сидероплезит-магнетитовые кварциты	Южно-Белозерское месторождение
12			Грюнерит-магнетитовые кварциты	Белозерский район, Западный участок
13			Роговообманко-магнетитовые и грюнерит-магнетитовые кварциты	Конкский район, Юльевский, Кирпотинский участки
14			Сидерит-магнетитовые кварциты	Чертомлыкский район
15			Карбонат-грюнерит-магнетитовые кварциты	Там же
16			Амфибол-магнетитовые кварциты	Верховцевский район
17			Амфибол-магнетитовые кварциты	Сурский район
18			Двупироксен-магнетитовые кварциты	Мариупольский район
19			Среднее по подгруппе карбонатно-окисно-закисных и силикатно-окисно-закисных железисто-кремнистых пород	
20	Окисленные	Окисные железисто-кремнистые	Дисперсномагнетит-мартитовые и мартит-дисперсномагнетитовые кварциты	Южно-Белозерское железорудное месторождение

Приднепровья и Мариупольского железорудного района $\left(\frac{\text{от-до}}{\text{среднее}}\right)$ Таблица 3

Химические коэффициенты по Н. Н. Семенко					$\frac{\text{FeO} \cdot 100\%}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}$	Fe общее
О	F	A	M	C		
$\frac{0,05-0,47}{0,25}$	$\frac{75,2-89,4}{84,7}$	$\frac{0,7-7,2}{2,5}$	$\frac{8,7-13,5}{12,3}$	$\frac{0,3-1,8}{1,0}$	$\frac{73,5-94,5}{80,8}$	$\frac{22,18-34,43}{28,51}$
$\frac{0,17-0,48}{0,31}$	$\frac{63,9-86,8}{78,3}$	$\frac{1,1-8,1}{3,8}$	$\frac{7,5-13,8}{10,3}$	$\frac{1,9-14,1}{7,7}$	$\frac{67,7-85,3}{76,9}$	$\frac{25,54-41,11}{32,82}$
$\frac{0,17-0,44}{0,32}$	$\frac{61,5-84,5}{76,0}$	$\frac{2,0-14,4}{7,4}$	$\frac{6,2-12,0}{8,2}$	$\frac{5,2-12,1}{8,4}$		
0,44	94,0	1,2	3,6	1,2		
$\frac{0,00-0,40}{0,18}$	$\frac{76,6-90,7}{83,6}$	$\frac{1,0-4,4}{2,5}$	$\frac{6,9-14,0}{9,8}$	$\frac{1,1-8,9}{4,03}$	$\frac{73,7-98,8}{87,3}$	$\frac{24,7-32,10}{27,90}$
$\frac{0,27-0,40}{0,35}$	$\frac{76,8-81,2}{79,7}$	$\frac{4,7-8,2}{6,6}$	$\frac{7,6-10,4}{9,0}$	$\frac{1,5-6,6}{4,7}$	$\frac{71,7-79,0}{74,6}$	$\frac{24,10-26,00}{25,13}$
$\frac{0,11-0,37}{0,20}$	$\frac{75,4-84,9}{79,3}$	$\frac{2,8-7,5}{4,3}$	$\frac{7,2-10,3}{8,8}$	$\frac{1,9-11,7}{7,5}$		
$\frac{0,01-0,39}{0,25}$	$\frac{64,5-85,9}{76,0}$	$\frac{3,0-13,9}{8,7}$	$\frac{6,7-11,7}{8,8}$	$\frac{1,9-15,4}{6,5}$	$\frac{66,7-99,2}{80,2}$	
$\frac{0,25-0,50}{0,39}$	$\frac{58,9-88,7}{80,0}$	$\frac{0,7-6,3}{2,5}$	$\frac{6,3-14,5}{9,3}$	$\frac{1,6-33,3}{8,2}$	$\frac{59,9-79,7}{71,9}$	$\frac{31,58-39,29}{33,83}$
0,28	80,0	4,5	9,4	6,0	78,1	30,36
$\frac{0,50-0,67}{0,58}$	$\frac{86,1-93,8}{89,9}$	$\frac{0,4-2,8}{1,3}$	$\frac{4,7-10,3}{7,7}$	$\frac{0,7-1,9}{1,0}$	$\frac{59,6-68,7}{63,9}$	$\frac{27,35-35,44}{32,27}$
$\frac{0,50-0,78}{0,66}$	$\frac{70,9-90,7}{84,4}$	$\frac{1,4-4,8}{2,2}$	$\frac{1,4-12,7}{4,9}$	$\frac{4,9-14,5}{8,4}$	$\frac{56,3-67,0}{61,7}$	$\frac{22,41-33,64}{29,30}$
$\frac{0,52-0,78}{0,66}$	$\frac{84,2-88,0}{86,2}$	$\frac{0,2-3,4}{1,2}$	$\frac{3,8-7,5}{6,2}$	$\frac{4,1-8,8}{6,4}$		
0,50	84,0	1,6	6,4	7,9	68,7	30,6
$\frac{0,50-0,52}{0,51}$	$\frac{71,3-80,6}{75,7}$	$\frac{3,4-3,5}{3,4}$	$\frac{6,9-8,9}{7,9}$	$\frac{0,1-16,7}{12,7}$	$\frac{67,8-68,9}{68,3}$	$\frac{23,1-25,1}{24,10}$
$\frac{0,53-0,95}{0,78}$	$\frac{80,0-88,8}{84,8}$	$\frac{0,0-4,3}{2,0}$	$\frac{5,8-11,0}{6,7}$	$\frac{2,2-9,1}{6,4}$		$\frac{31,9-37,7}{34,72}$
$\frac{0,50-0,55}{0,52}$	$\frac{68,7-84,5}{76,6}$	$\frac{3,9-4,0}{4,0}$	$\frac{8,9-14,2}{11,5}$	$\frac{2,7-12,7}{7,7}$	$\frac{64,7-69,9}{66,8}$	$\frac{23,4-26,72}{25,63}$
$\frac{0,60-0,94}{0,80}$	$\frac{83,4-93,8}{89,4}$	$\frac{0,4-2,3}{1,1}$	$\frac{1,5-11,4}{5,1}$	$\frac{1,3-7,6}{4,6}$	$\frac{51,6-61,1}{55,9}$	$\frac{35,65-41,5}{38,41}$
0,64	84,5	2,1	7,1	6,5	64,1	31,75
$\frac{5,0-13,0}{8,0}$	$\frac{93,8-99,4}{97,1}$	$\frac{0,0-4,0}{1,7}$	$\frac{0,0-2,2}{0,7}$	$\frac{0,0-1,9}{0,9}$	$\frac{7,0-18,0}{9,0}$	$\frac{32,11-41,85}{37,74}$

бонатных породах Чертомлыкского района, составляя в среднем здесь 32,0%. В отдельных пачках, при количестве 15—30% кварца и небольшом содержании магнетита и силикатов, содержится до 40—50%, а иногда до 60—65% сидерита. При таком составе породы являются по существу полосчатыми кварцевыми сидеритолитами и не могут именоваться ни железистыми кварцитами, ни роговиками, ни сланцами, ни таконитами. Низкое содержание кремнезема наблюдается также в магнетит-сидеритовых кварцитах Веселянского района.

Содержание кремнезема, как правило, увеличивается с увеличением коэффициента окисления, то есть с содержанием магнетита.

Коэффициент железистости в среднем составляет 80% при колебаниях от 61,5 до 90,7. Наиболее высокой железистостью характеризуются магнетит-сидероплезитовые кварциты с максимальным для сидероплезита отношением $\text{FeO} : \text{MgO}$. Такие породы составляют основную часть руд Чертомлыкского района и широко представлены на Южно-Белозерском месторождении. При повышенном содержании анкерита и алюмосиликатов коэффициент железистости значительно снижается.

Коэффициент глиноземистости для железистых пород в целом имеет низкие значения. При переходе к вмещающим сланцам коэффициент глиноземистости увеличивается, при этом резко, скачкообразно. Максимальные значения коэффициента глиноземистости известны в сланце-кварцитах и кварцито-сланцах с повышенным содержанием биотита, хлорита и роговой обманки. Характерно, что такие породы в большем или меньшем количестве присутствуют на всех месторождениях, при этом при максимальной мощности железорудных горизонтов они занимают сравнительно небольшой объем и располагаются по периферии горизонта, а в маломощных и не выдержанных по простиранию пачках слагают их полностью (Сурский район, Промежуточный участок Конкского района и другие). Таким образом, по коэффициенту глиноземистости можно косвенно судить не только о качестве руд, но и о перспективности месторождения в целом.

Коэффициент магнезиальности характеризуется близкими значениями для всех месторождений и сравнительной стабильностью, изменяясь в пределах от 7 до 14% при среднем значении 9,4%. Магний входит в железисто-магнезиальные карбонаты и силикаты (хлорит, амфиболы, пироксены), замещая изоморфно Fe^{++} .

Коэффициент известково-щелочности, в отличие от других коэффициентов, является характерным для определенных месторождений или группы месторождений, независимо от разновидности слагающих пород. Так, железистые породы Южно-Белозерского района, Криворожского бассейна и группы месторождений Правобережного района характеризуются низкими значениями коэффициента S . На Белозерском месторождении он колеблется от 0,3 до 1,8%, на Веселянском участке Конкского района в магнетит-сидеритовых кварцитах он составляет 1,2%, а на всех остальных месторождениях в среднем 4,3—8,4%, повышаясь в отдельных штучках до 15% (Сурский район) и 33% (Мариупольский район). CaO входит в состав анкерита и в виде изоморфной примеси в сидероплезит (Ходюш, 1962), в роговые обманки и в моноклинный пироксен, а также встречается в виде кальцита в железистых породах амфиболитовой ступени метаморфизма. (Эпигенетический кальцит при этом не учитывается).

Таким образом, коэффициент известково-щелочности в некоторой степени является классификационным: железисто-кремнистые формации протерозойского возраста, ассоциирующие с терригенно-осадочными формациями, характеризуются низким коэффициентом известково-щелочности железистых пород (Криворожско-Кременчугская зона, Северно-

и Южно-Белозерское месторождение); железисто-кремнистые формации архейского возраста, ассоциирующие с вулканогенными породами, характеризуются повышенным содержанием кальция (все железорудные месторождения Приднепровья, за исключением Южно- и Северно-Белозерского месторождения, Мариупольский железорудный район, Володарские магнитные аномалии и другие).

Силикатно-окисно-закисные и карбонатно-окисно-закисные железисто-кремнистые породы

Отличаются от предыдущей подгруппы коэффициентом окисления, изменяющимся от 0,50 до 0,95, более высоким значением коэффициента железистости и меньшим — глиноземистости. Магнетит в этих породах преобладает над силикатами и карбонатами, нередко значительно, в связи с чем породы имеют более высокое содержание растворимого железа. С повышением содержания магнетита обычно возрастает в небольшой степени количества кремнезема и в более значительной — кварца, т. к. основная часть кремнезема связана в кварце и лишь небольшая — в силикатах.

Максимальным значением коэффициента окисления характеризуются железистые породы Мариупольского месторождения.

Щелочи в обеих подгруппах содержатся в незначительном количестве — при общем среднем содержании суммы щелочей 0,51% (0,80% для первой подгруппы и 0,31% для второй) для большинства пород характерно колебание их в пределах 0,2—0,4%. Только в силикатно-железистых породах магнетит-хлорит-кварц-биотит-сидеритового состава содержание щелочей возрастает до 2% (Сурский район, северная часть Чертомлыкской чешуи и другие районы). При минимальном количестве щелочей — от сотых долей процента до 0,1—0,15% — Na_2O чаще преобладает над K_2O , при значительном же содержании щелочей преобладающим обычно является K_2O . Натрий связан в альбите и роговых обманках, в ничтожном количестве он присутствует в хлоритах, амфиболах и пироксенах. K_2O связан в биотите, в роговой обманке, в незначительном количестве обнаружен в других силикатах. K_2O является частью привнесенным компонентом, т. к. наблюдается при прогрессивном метаморфизме замещение биотитом хлорита, а при ретроградном метаморфизме — биотитом амфиболов.

Содержание P_2O_5 также низкое и колеблется от следов до 0,31% при среднем содержании для обеих подгрупп 0,15%. Наблюдается некоторое увеличение содержания P_2O_5 с одной стороны в более метаморфизованных породах, особенно при наличии вблизи поздних интрузий гранитоидов, и с другой стороны (в несколько меньшей степени) — в железистых породах, переходных к сланцам. Это свидетельствует об эндогенном источнике главной части фосфора и терригенном источнике — меньшей его части.носителем фосфора в обоих случаях является апатит. Минимальным содержанием фосфора характеризуются сидеритовые железистые кварциты.

Количество серы изменяется в широких пределах, как в целом по району, так и в пределах отдельных пачек пород и в штуфах. Сера связана в сульфидах, главным образом в пирите (в приведенных анализах сульфидная сера пересчитана на SO_3). Содержание SO_3 колеблется от следов до 1,65% при среднем содержании для всех исследуемых пород 0,35—0,36 весов. %; в отдельных штуфах количество SO_3 достигает 4—6%. Наблюдается тенденция к увеличению серы с одной стороны в переходных к вмещающим сланцам железистых породах и минимальное ее содержание в наиболее метаморфизованных железистых породах

Мариупольского района. Основная часть серы является, по-видимому, сингенетической.

TiO₂, из всех известных в железисто-кремнистых формациях пород, в железистых кварцитах находится в минимальном количестве и колеблется от следов до 0,41 весов. % при среднем содержании в первой подгруппе 0,19 и во второй — 0,13%. Максимальное количество TiO₂ зафиксировано в железистых сланцах и кварцито-сланцах Сурского района, т. е. в породах, переходных к вмещающим сланцам хемогенно-терригенного происхождения. Титан связан в ильмените, сфене и рутиле, являющимися аксессуарными кластогенными минералами, и в незначительном количестве входит в магнетит и силикаты. Характерно, что содержание TiO₂ в железисто-кремнистых формациях, связанных с вулканогенными и терригенными формациями, почти тождественное и увеличивается только по направлению к вмещающим породам. Этот факт подтверждает терригенное, а не вулканогенное происхождение титана в железисто-кремнистых породах.

Содержание MnO колеблется в более широких пределах от следов до 0,70% при среднем содержании в первой и второй подгруппе соответственно 0,29 и 0,18 весов. %. Марганец в основном связан с карбонатами и в меньшей степени — с силикатами, максимальное количество MnO зафиксировано в магнетит-сидероплезитовых и сидероплезитовых кварцитах Чертомлыкского, Южно-Белозерского, Веселянского и Тепловского районов, где MnO изоморфно замещает в сидероплезите Fe⁺⁺.

Геохимически все железистые породы характеризуются стабильным качественным составом малых элементов, отличаясь на различных месторождениях количественным составом. В большей части месторождений постоянно присутствуют V, Co, Ag, Pb, Sn, Be.

Как и для месторождений КМА (Плаксенко, Коваль, 1965), разнообразие малых элементов и их содержание увеличивается по направлению к почве и кровле железорудных пластов, достигая максимума во вмещающих сланцах.

Группа окисленных железистых пород

Окисленные железистые кварциты составляют основную массу железистых пород продуктивной толщи Криворожского железорудного бассейна и Белозерского железорудного района.

При окислении изменение химического и минерального состава происходит в сторону образования окисных соединений за счет закисных и выноса растворимых компонентов. Магнезиально-железистые карбонаты переходят при этом в тонкодисперсный гематит, железистые силикаты — в смесь глинистых минералов, тонкодисперсного гематита и гетита, магнетит — в мартит. В окисленных кварцитах резко повышается коэффициент окисления, в связи с переходом двухвалентного железа в трехвалентное, уменьшается значение коэффициента M в связи с выносом магния, возрастает коэффициент F в связи с выносом CO₂, щелочей и щелочных земель. Количественный состав малых элементов почти не изменяется, значительно уменьшается содержание серы и фосфора.

Заключение.

Анализ полученных в результате петрохимического изучения данных позволяет сделать следующие выводы.

1. Железисто-кремнистые породы всех железорудных месторождений характеризуются близким химическим составом и закономерностями

соотношения породообразующих компонентов в связи с общностью их происхождения. Это позволило выделить в докембрии единую железисто-кремнистую формацию, которая пространственно, но не генетически бывает связана либо с вулканогенной, метабазитовой, либо с терригенно-песчано-сланцевой формациями.

2. На фоне общего близкого состава железистых пород наблюдаются некоторые закономерные изменения их химизма в разрезе железорудных горизонтов, обусловленные аутигенно-минералогической зональностью. Независимо от степени метаморфизма, от периферии к средней части железорудных горизонтов в железистых породах происходит увеличение содержания общего и растворимого железа, коэффициента железистости, коэффициента окисления и уменьшение коэффициента магниальности и глиноземистости. При этом в слабо метаморфизованных толщах с максимальной мощностью железорудных горизонтов, достигающих нескольких сотен метров, коэффициент окисления в средней части повышается до 12—33% в связи с магнетит-гематитовым составом железистых кварцитов. В толщах, метаморфизованных в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций, коэффициент окисления, в связи с переходом гематита в магнетит, не поднимается выше единицы. Поведение остальных компонентов не изменяется. В маломощных и невыдержанных по простиранию пластах железистые породы характеризуются максимальным содержанием в них Al_2O_3 , MgO , CO_2 и щелочей и соответственно коэффициентов А и М. Качество руд при этом понижается.

3. При увеличении степени метаморфизма железистых пород происходит относительное увеличение всех компонентов за счет разложения магниально-железистых карбонатов и выноса CO_2 . Особенно заметно увеличивается количество преобладающих компонентов — SiO_2 и $Fe_2O_3 + FeO$, что иногда неправильно истолковывается как дополнительный привнос при метаморфизме SiO_2 и железа.

4. Химический состав железистых пород при изохимически протекавшем метаморфизме всех ступеней обуславливается составом исходных пород.

ЛИТЕРАТУРА

- Белевцев Я. Н. и др. Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. Госгеолтехиздат, М., 1957.
- Бордунов И. Н. Геология Кременчугского железорудного района. Тр. ИГН АН УССР, вып. 14, Киев, «Наукова думка», 1964.
- Горлицкий Б. А. Малые элементы как показатель геохимической стабильности железистых кварцитов (на примере пород Большого Кривого Рога). В сб. «Проблемы образования железистых пород докембрия». «Наукова думка», Киев, 1969.
- Илларионов А. А. О химическом составе железистых кварцитов и гипогенных руд Михайловского месторождения КМА. Работы горно-геологической станции на Курской магнитной аномалии. Изд. АН СССР, Москва, 1960 г.
- Коваленко Н. Г. К петрохимии железистых кварцитов и вмещающих пород нижней метабазитовой свиты Белозерского железорудного района. В сборнике «Геология и рудоносность юга Украины». № 3, Днепропетровск, 1970.
- Ладнева В. Д. Геология железисто-кремнистых формаций Коньковского района. В кн. Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Изд. АН УССР, Киев, 1959.
- Макухина А. А. Геология железисто-кремнистых формаций Верховцевского района. В кн. Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Изд. АН УССР, Киев, 1959.
- Пап А. М., Борковская В. М. Петрохимические особенности изверженных и метаморфических пород докембрия БССР, Минск, 1968.
- Пирогов В. И. Вещественный состав, строение и обогатимость железистых роговиков Криворожского бассейна. Советская геология, № 8, 1962.
- Плаксенко Н. А., Коваль И. К. Закономерности распределения элементов-примесей в породах кремнисто-железистой формации Курской магнитной аномалии. Докл. АН СССР, т. 161, № 1, 1965.

Плаксенко Н. А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Воронеж, 1966.

Семененко Н. П., Половко Н. И., Жуков Г. В., Ладиева В. Д., Макухина А. А. Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР. Киев, 1956.

Семененко Н. П., Бойко В. Л., Бордунов И. Н., Ладиева В. Д., Макухина А. А. Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита. «Наукова думка», Киев, 1967.

Ходюш Л. Я. О сидероплезите из железистых кварцитов Белозерского железорудного месторождения. ДАН СССР, т. 146, № 5, 1962.

Ходюш Л. Я. Петрогенезис железистых кварцитов Белозерского железорудного месторождения. Изв. Днепропетр. горного ин-та, т. XVI, М., 1965.

Ходюш Л. Я., Коваленко Н. Г. Вещественный состав легкообогатимых железных руд Мариупольского железорудного месторождения. (На примере Северного участка). В сборнике «Геология и рудоносность юга Украины», № 2, Днепропетровск, 1969.

Ходюш Л. Я. О некоторых закономерностях минералого-петрографического состава железистых кварцитов. В сборнике «Геология и рудоносность юга Украины», № 2, Днепропетровск, 1969.

ДАЙКИ МЕЗОТИПНЫХ ПОРОД МАРИУПОЛЬСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО РАЙОНА

Л. Я. ХОДЮШ, Е. И. ДЖЕЛГЕН, Н. Г. КОВАЛЕНКО

Дайки мезотипных пород широко развиты в докембрии Украинского щита, в том числе и в железорудных формациях Кривого Рога, Белозерского железорудного района и других структурно-фациальных зонах и знаменуют собою определенный этап их геологической истории. Они изучались И. С. Усенко (1953, 1958), К. Н. Савич-Заболоцким (1935), С. Г. Шавло (1941), В. А. Слипченко (1955, 1956, 1959), А. Г. Агеевым и А. А. Бельгардом (1960), А. С. Иванушко (1967) и другими исследователями.

На Мариупольском железорудном месторождении дайковые породы получили вначале наименование микродиабазов и позднее — лампрофиров. По данным проведенных минералого-петрографических исследований указанные породы являются асхистовыми и наиболее близко стоят к мезотипным породам — известково-щелочным сиенитам. От последних они отличаются альбитовым составом плагиоклаза, микрокристаллической структурой, в связи с чем именуются нами альбитовыми сиенитами или микросиенитами. Микросиениты встречаются только на Северном участке, где они образуют серию кулисообразно залегающих, выклинивающихся и расщепляющихся дайковых тел, секущих толщу метаморфизованных пород в северо-западном направлении. Падение даек юго-западное с углами от 15 до 45°, мощность тел колеблется от нескольких сантиметров до 15—20 м. Максимальное количество даек встречено в центральной части участка, при этом общее простираание зоны развития даек совпадает с направлением разрывных нарушений, ранее установленных геологосъемочными и геофизическими работами.

Микросиениты залегают в самых различных породах — железистых кварцитах, кристаллических сланцах, гнейсах и гранитоидах. Контакты с вмещающими породами обычно отчетливые, местами резкие, активные, эндоконтактные и экзоконтактные изменения прослеживаются на расстояния, исчисляемые миллиметрами, реже сантиметрами. Эндоконтактные изменения выражаются в биотитизации роговой обманки, появлении карбоната, иногда кварца. Экзоконтактные изменения в кристаллических сланцах выражаются в амфиболитизации пироксенов и биотитизации бурой роговой обманки, в появлении центральных структур, обусловленных кучным и радиально-лучистым расположением чешуек биотита. В железистых кварцитах вблизи контакта происходит собирательная перекристаллизация магнетита, иногда с оторочкой из жилок магнетита.

Дайки микросиенитов всегда сопровождаются жилами аплита и вместе с ними являются наиболее поздними образованиями, при этом аплиты секут микросиениты. Такое взаимоотношение аплита и сиенита подтверждает принадлежность последнего к мезократовой, а не лампро-

фировой породе (Заварицкий, 1957). Тонкие жилки аплита пересекают микросиениты в различных направлениях, более мощные — включают ксенолиты микросиенита. Последние имеют неправильную, извилистую и остроугольную форму с резкими границами, напоминающая тектоническую брекцию (рис. 1). Случаи ассимиляции и переработки ксенолитов мик-

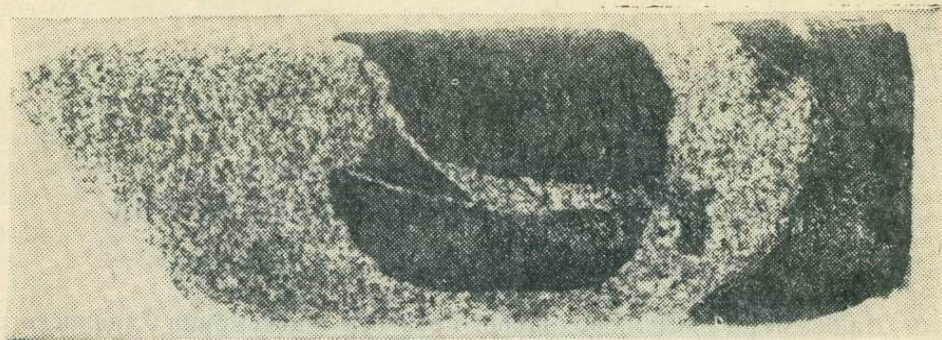


Рис. 1. Жила аплита (серое) с ксенолитами микросиенита (черное). Керн, х 0,7; скв. 461, обр. 527, глуб. 287.

росиенита наблюдались в юго-восточной части участка, где фиксируются дизъюнктивные нарушения, сопровождающиеся интрузиями аплитопегматоидных гранитов, местами количественно преобладающих в теле дайки микросиенита. Ксенолиты последних имеют здесь наряду с угловатой — округло-линзовидную форму, нечеткие границы с постепенными переходами вплоть до образования теневой текстуры.

Макроскопически микросиениты представляют собою полнокристаллическую мелкозернистую породу с серой окраской и массивной текстурой. Структура микросиенита гипидиоморфнозернистая с идиоморфизмом: магнетит > роговая обманка > альбит (или микроклин). Размеры зерен колеблются в широких пределах — от 0,04 до 0,3 мм, наиболее часто — от 0,1 до 0,2 мм. Иногда встречаются редко расположенные порфиновые включения плагиоклаза таблитчатой формы размером в несколько миллиметров. Значительно реже порфиновые вкрапления представлены кристаллами или диаблами роговой обманки (рис. 2).

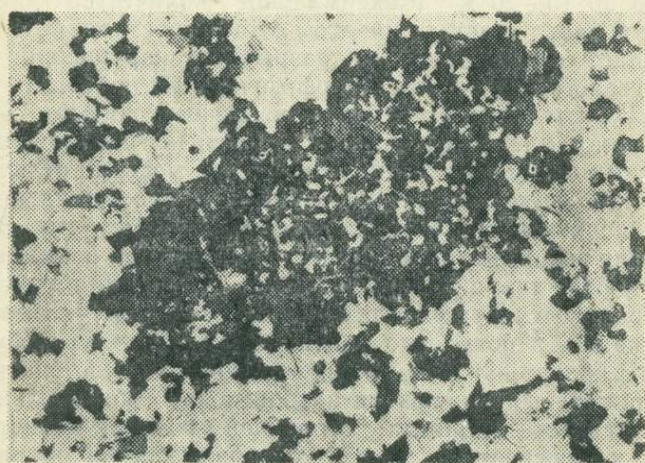


Рис. 2. Выделения роговой обманки с симплектитовой структурой зерен в микросиените, х 18; скв. 471, обр. 1178, глуб. 242,6.

Породообразующими минералами являются роговая обманка, альбит, биотит и микроклин, при этом роговая обманка и альбит относятся к первичным минералам, а микроклин и биотит — к вторичным, образующимся соответственно по альбиту и роговой обманке. Акцессорные минералы представлены магнетитом, сфеном, ильменитом, апатитом, редко цирконом. Количественное соотношение минералов приведено в таблице 1.

Таблица 1

Минеральный состав микросиенитов

Разновидности	Минеральный состав, %						
	роговая обманка	биотит	плагиоклаз	микроклин	магнетит	сумма полевых шпатов	сумма темно-цветных
Роговообманко-плагиоклазовая	24—30 25	0—2 1	69—70 70	—	0—4 2	69—70 70	26—30 28
Роговообманко - биотит-плагиоклазовая	10—30 23	5—30 16	55—65 60	—	0—4 0,7	55—65 60	30—45 39
Роговообманко - биотит-микроклин-плагиоклазовая	10—25 17	2—10 6	41—40 46	24—29 26	3—5 4	66—76 72	20—27 23
Роговообманко - биотит-плагиоклаз-микроклиновая	14—25 20	12—20 16	9—25 17	30—60 45	0—4,5 2	55—69 63	26—45 35
Среднее по микросиениту	10—40 21	0—30 11	9—70 40	0—60 10,5	0—5 1,7	55—76 68	20—45 30

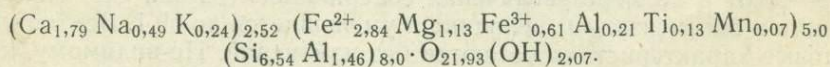
Альбит образует зерна изометричной и таблитчатой формы с ровными ограничениями с полисинтетическими двойниками или без таковых. Размер зерен колеблется от 0,07 до 0,6 мм, фенокристаллы имеют размер 1—2 мм и более. Альбит характеризуется постоянством состава и содержит 8—10, реже 12% анортита.

Роговая обманка представлена гастингситом-баркевикитом. Она резко отличается от всех других роговых обманок малой величиной угла 2V, равной 42—44°. Ng=1,709, Np=1,687, cNg=19°. Плеохроизм резкий: Ng — темно-зеленый, почти черный, Np — буровато-зеленый, Np — грязно-желтый. Форма зерен короткостолбчатая, идиоморфная, распределение зерен по породе более или менее равномерное. Отдельные зерна содержат включения магнетита и альбита.

Химический состав роговой обманки (скв. 462, обр. 348, глуб. 53,7 м) следующий: SiO₂—41,39%; TiO₂—1,12%; Al₂O₃—8,97%; Fe₂O₃—5,08%; FeO—21,50%; Mn—0,56%; MgO—4,77%; CaO—10,54%; Na₂O—1,60%; K₂O—1,17%; H₂O⁺—3,19%; сумма — 99,89%.

Параметры элементарной ячейки: a=9,84 кХ; b=18,27 кХ; c=5,26 кХ; β=103°10′.

Кристаллохимическая формула:



Биотит по оптическим константам относится к лепидомелану с показателями преломления Ng=Np=1,666—1,672. Плеохроизм: Ng — коричневый с бурым или красноватым оттенком, Np — светло-желтый. Форма

зерен тонкотаблитчатая, взаимоотношения с роговой обманкой следующие: в одних случаях отчетливо видно замещение биотитом роговой обманки, в других — идиоморфные лейсты биотита пересекают зерна роговой обманки.

Микроклин образует зерна неправильной формы, обычно ксеноморфные с нерезкими границами и расплывчатой решетчатой структурой. Наблюдается обратная зависимость между количеством биотита и микроклина при почти постоянном суммарном их содержании.

Магнетит образует обособленные идиоморфные зерна округло-октаэдрической формы, более или менее равномерно распределенные в породе. Содержание его колеблется от 0 до 4—5%, при этом максимальное количество магнетита обнаружено в микросиенитах, залегающих в пироксен-магнетитовых кварцитах. Магнетит содержит пластинчатые вроски ильменита и относится, таким образом, к титаномагнетиту.

Сфен встречается в виде отдельных зерен или образует своеобразные оторочки вокруг зерен магнетита, что подтверждает присутствие в последнем титана (рис. 3). Количество его достигает 0,3—0,5%.

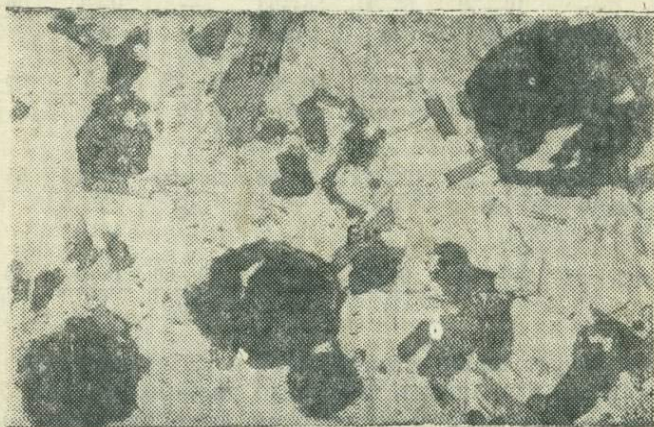


Рис. 3. Микросиенит. Белое — альбит и микроклин, черное — магнетит, оторочки вокруг магнетита — сфен; би — биотит; ро — роговая обманка. Скв. 459, обр. 315, глуб. 139,0.

Апатит содержится в большем количестве, чем в других породах района. Форма зерен тонкостолбчатая, более крупные зерна размером до 0,1 мм имеют округлую короткопризматическую форму. Циркон встречен в виде включений в биотите, окруженных, обычно, плеохроичными двориками. Пирит развит не повсеместно в виде дендритовидных и скелетных образований.

Химический состав микросиенитов и пересчеты на числовые характеристики по А. Н. Заварицкому приведены в таблице 2.

Первые три анализа относятся к неизменным микросиенитам, почти полностью состоящим из роговой обманки и альбита. Они отличаются от микроклинизированных и биотитизированных разновидностей только коэффициентом n . В неизменных микросиенитах n приближается к 100 (84,8—93,0) и по мере увеличения содержания K_2O (за счет микроклинизации и биотитизации) величина n уменьшается до 59,1. Все остальные числовые характеристики остаются без изменений. По-видимому, калиевый метасоматоз протекал только с выносом Na_2O без процессов миграции других компонентов.

В целях сопоставления в таблице 3 приведены средние анализы спессартитов (Дэли, 1936), малхита (Трегер, 1935), сиенитов из Кируны

Химический состав микросиенитов и числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

Компо- ненты	460 616	461 487	466 877	461 477	461 488	464 433	463 716	462 348	478 1060	460 649	От	До	Сред- нее	Слес- сартит	Мал- хит	Сиенит известково- щелочный	Сиенит из Кируны
	150,8	176,0	239,3	128,3	179,4	50,7	230,0	53,7	358,2	269,4							
SiO ₂	53,82	54,68	54,13	54,71	59,96	55,32	59,75	53,42	55,96	59,86	53,42	59,96	56,16	53,52	56,22	58,65	56,44
TiO ₂	1,07	1,14	1,44	1,14	0,74	1,60	0,76	1,67	1,35	0,89	0,76	1,67	1,18	1,24	1,19	0,86	1,81
Al ₂ O ₃	16,73	15,85	15,91	16,32	15,42	16,45	15,71	15,83	15,81	16,24	15,42	16,73	16,03	14,57	17,59	16,38	14,67
Fe ₂ O ₃	4,80	1,88	2,79	1,82	1,13	5,40	1,88	4,72	2,06	1,69	1,13	5,40	2,82	3,52	2,78	3,65	8,21
FeO	6,89	10,63	9,69	9,41	8,40	6,25	7,53	7,68	9,19	7,53	6,25	10,63	8,32	5,29	5,05	3,09	2,95
MnO	0,20	0,17	0,19	0,16	0,16	0,15	0,26	0,15	0,18	0,15	0,15	0,26	0,18	0,38	—	0,15	0,21
MgO	0,90	1,18	1,21	1,35	0,65	0,88	0,74	1,36	1,43	0,58	0,58	1,43	1,03	6,60	3,96	3,06	2,21
CaO	4,76	4,17	3,97	3,71	2,42	3,46	2,90	3,57	4,65	3,18	2,42	4,76	3,68	7,03	6,47	4,45	3,90
Na ₂ O	8,25	7,15	6,58	7,56	6,88	6,42	7,00	5,85	3,65	5,37	3,65	8,25	6,47	3,48	3,68	3,48	6,20
K ₂ O	0,99	1,08	1,85	1,42	1,86	2,26	2,56	3,67	3,75	3,25	0,99	3,75	2,27	2,28	1,33	4,79	2,73
P ₂ O ₅	0,23	0,54	0,73	0,57	0,54	0,61	0,34	0,55	0,50	0,17	0,17	0,73	0,48	0,34	0,11	0,31	0,19
SO ₃	0,18	0,19	0,15	0,18	0,10	0,15	0,07	0,17	0,23	0,08	0,07	0,23	0,15	—	—	—	0,04
п.п.п.	0,57	1,09	1,16	1,24	1,28	0,73	не опр.	0,84	0,87	0,73	0,57	1,28	0,85	1,75	0,95	1,13	0,55
Сумма	100,02	99,75	99,80	99,59	99,09	99,67	99,61	99,49	99,71	99,72	99,09	100,02	99,62				100,14
a	19,4	17,4	17,4	18,8	17,7	17,8	18,8	18,0	13,8	16,8	13,8	19,4	17,6	10,8	10,4	14,8	17,3
c	1,3	1,9	2,2	1,6	1,5	2,7	0,8	1,8	4,0	2,6	0,8	4,0	2,0	4,2	7,0	3,7	1,0
b	16,5	17,1	16,6	16,0	11,6	14,1	14,0	16,6	15,1	10,8	10,8	17,1	14,8	23,8	15,6	13,3	17,3
s	61,4	63,5	63,9	63,6	69,2	65,4	66,4	63,6	67,1	69,8	61,4	69,8	65,6	61,2	67,0	68,2	64,4
f'	64,9	69,2	71,1	66,5	78,8	76,2	64,9	69,6	71,6	79,5	64,9	79,5	71,2	35,2	48,0	47,1	57,2
m'	9,0	12,0	12,6	15,0	8,8	9,9	26,9	14,8	12,2	9,6	8,8	26,9	13,1	46,9	44,8	39,4	21,4
c'	26,1	18,8	16,3	18,5	12,4	13,8	8,2	15,6	16,2	10,9	8,2	26,1	15,7	17,9	7,2	13,5	21,4
n	93,0	91,3	84,8	89,0	85,3	81,8	80,1	73,6	59,1	71,9	59,1	93,0	80,9	20,0	81,1	52,3	77,5
t	1,5	1,6	2,1	1,5	0,9	2,0	0,9	2,2	1,7	1,0	0,9	2,2	1,5	—	—	—	2,5
φ	24,5	8,8	14,2	9,4	8,2	31,6	4,9	24,5	5,5	12,8	4,9	31,6	14,4	—	—	—	39,7
Q	-15,9	-9,6	-9,3	-12,0	+1,5	-7,5	-5,6	-10,6	-3,1	+3,4	-15,9	+3,4	-8,1	-3,4	-4,6	-3,1	-6,8

Примечание: Химические анализы выполнены в НИИ геологии М. А. Тудоровской и А. Е. Захаровой.

(по Дзэли) и известково-щелочных сиенитов по А. Н. Заварицкому (1956). От спессартитов и других роговообманковых лампрофиров исследуемые породы отличаются значительно меньшей величиной b , что не позволяет относить их к диасхистовым меланократовым породам вообще и к лампрофирам в частности. От малхитов, т. е. мезотипных пород диоритового ряда, они отличаются более высокими значениями a , более низкими — c и большей величиной p , что связано с щелочным, а не щелочноземельным составом плагиоклазов. От известково-щелочных сиенитов наши породы отличаются лишь величиной p , что связано с альбитовым, а не ортоклазовым составом щелочных полевых шпатов. Кроме того, исследуемые микросиениты характеризуются большими значениями коэффициента f и отношения $\frac{f'}{m'}$, что связано с высокой железистостью роговой обманки

и биотита и, кроме того, в отдельных жилах с повышенным содержанием магнетита. Наиболее близкий, почти тождественный состав, имеют исследуемые породы с сиенитами Кируны. Они, фактически, отличаются только коэффициентом φ , намного большим в сиенитах Кируны, что объясняется высоким содержанием в них магнетита. Для нас важным является тот факт, что полевые шпаты в сиенитах Кируны представлены альбитом, а не ортоклазом и коэффициенты p этих пород близкие. Последнее позволяет относить наши жильные породы в ряд сиенитов и именовать их, в связи с микрозернистой структурой, микросиенитами. Биотитизированные разновидности микросиенитов, как возникшие в процессе калиевого метасоматоза, не следует сопоставлять с первичными магматическими биотитсодержащими породами, т. е. с керсантитами.

Данные химических анализов 18 проб микросиенитов и среднее из них, нанесенные на векторную диаграмму А. Н. Заварицкого, попадают в поле мезократовых пород, наиболее близко стоящих к щелочноземельным сиенитам (рис. 4).

Спектральным анализом (аналитик Б. М. Гейдман) установлены следующие элементы-примеси: а) постоянно присутствующие — Zr (0,06—0,1), Zp (0,01), Cu (0,001—0,006), Cr (0,003—0,006), Ni (0,001—0,003), Co (0,001—0,003), V (0,0003—0,003), Sn, Mo (0,0003), Pb (0,0003—0,003); б) установленные в единичных пробах — Nb (0,01), Yb (0,0006—0,01), Y (0,002—0,01).

В небольшом количестве, кроме титана (см. химические анализы), в микросиенитах встречается цирконий, чем эти породы существенно отличаются от вмещающих их кристаллических сланцев и железистых кварцитов. Даже в лейкократовых породах — гранитоидах, аплитовых жилах и др. содержание циркония более низкое.

Микросиениты Мариупольского железорудного района принадлежат, по-видимому, к свите жил, сопровождающих магматические породы известково-щелочного ряда. Генетическая связь этих пород, а также их тесная пространственная связь с микрозернистыми аплитами требуют дальнейшего изучения. Микроклинизация полевых шпатов и биотитизация роговых обманок в микросиенитах, как наиболее поздних магматических породах, свидетельствуют о том, что процессы калиевого метасоматоза, широко развитые в других породах, проявлялись позднее внедрения микросиенитов и являлись одним из наиболее поздних эндогенных процессов. Это не исключает возможности проявления калиевого метасоматоза в несколько этапов.

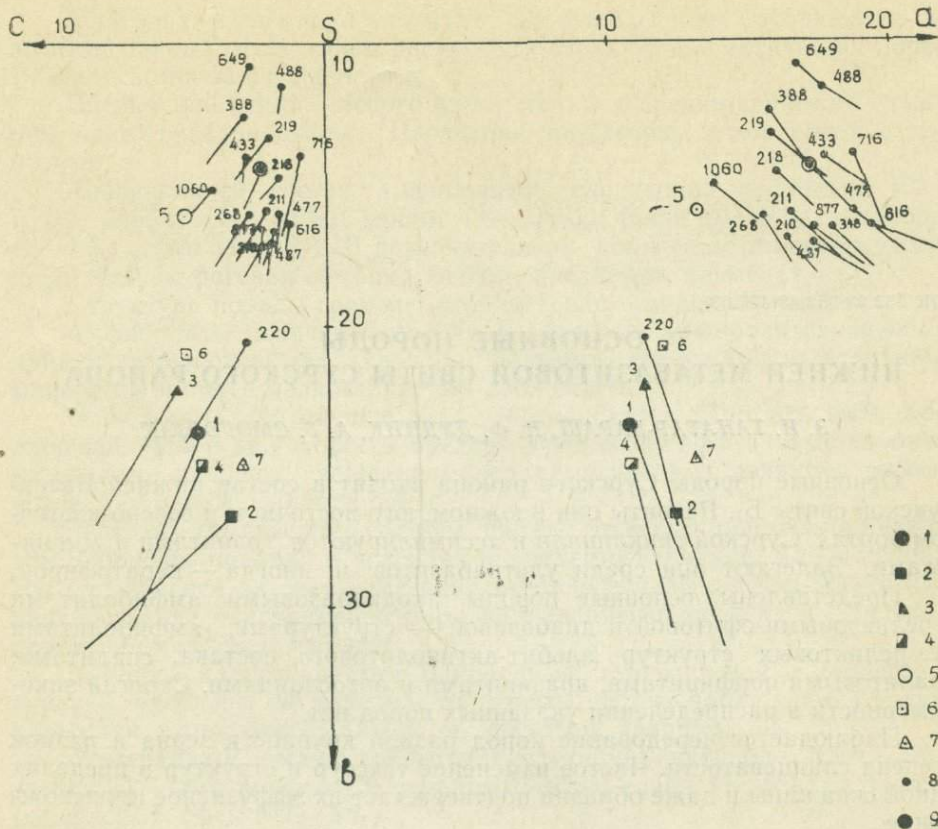


Рис. 4. Векторная диаграмма химического состава микросиенитов Мариупольского железорудного месторождения и других магматических пород (по А. Н. Заварицкому).

1 — спессартит, 2 — минетта, 3 — керсантит, 4 — вогезит; 5 — группа малхита, 6 — группа диоритовых лампрофиров; 7 — группа сиенитовых лампрофиров (по А. Н. Заварицкому); 8 — микросиениты Мариупольского месторождения; 9 — среднее из 18 анализов микросиенитов, выполненных в химической лаборатории НИИ геологии ДГУ и Приазовской КГРЭ.

ЛИТЕРАТУРА

- Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины земли, 1936.
 Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд. АН СССР, М., 1956.
 Иванушко О. С. Жильні породи басейну р. Обіточної. Вісн. Київського університету, № 8, сер. геології та географії, 1967.
 Усенко И. С. Основные и ультраосновные породы Западного Приазовья. Изд. АН УССР, Киев, 1960.
 Джелген Е. И., Кривонос В. П. Лампрофиры Северного участка Мариупольского железорудного месторождения. Четвертая геолог. конфер. «Степановские чтения». Тезисы докладов, Артемовск, 1970.

ОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ НИЖНЕЙ МЕТАБАЗИТОВОЙ СВИТЫ СУРСКОГО РАЙОНА

З. И. ТАНАТАР-БАРАШ, Н. Ф. ДУДНИК, А. Г. СМОГОЛЮК

Основные породы Сурского района входят в состав нижней Базавлукской свиты Б₁. Развиты они в южном, юго-восточном и северо-восточном бортах Сурской синклинали и ассимилируются гранитами и мигматитами. Залегают они среди ультрабазитов и иногда — кератофиров.

Представлены основные породы аподиабазовыми амфиболитами с реликтовыми-офитовой и диабазовой — структурами, амфиболитами без реликтовых структур альбит-актинолитового состава, спилитами, уралитовыми порфиритами, празинитами и ортосланцами. Строгой закономерности в распределении указанных пород нет.

Наблюдается чередование пород разной крупности зерна и разной степени сланцеватости. Частое изменение текстур и структур в пределах одной скважины и даже образца подтверждает их эффузивное происхождение.

Порфиroidные разности амфиболитов, обычно, приурочены к внутренним частям покровов.

Петрохимические пересчеты, выполненные по методам П. Ниггли (1933), А. Н. Заварицкого (1950), Н. А. Доморацкого (1965) и расчеты проведенные по формуле, предложенной Шоу и Кудо (Schow и Kudo, 1965) показали, что большинство химических анализов основных пород относится к ортопородам ($Q < 1$), и только незначительная часть их попадает в поле парапород ($Q > 1$).

По числовым характеристикам А. Н. Заварицкого химические анализы пород сопоставимы с эффузивными породами базальтовой группы: оливиновым базальтом ($a=4,5$; $c=6,4$; $b=42,7$; $S=46,4$; $f'=56,3$; $n=96,8$), базальтом ($a=4,3$; $c=2,8$; $b=29,6$; $S=57,4$; $f'=41,3$; $n=93$), спилитом ($a=7,6$; $c=8,3$; $b=28,2$; $S=55,9$; $f'=37,9$; $c'=36,6$; $n=95,6$) и др.

Аподиабазовые амфиболиты прослежены скв. 10405 и 10408. Внешне это массивные, плотные породы зеленовато-серой и темносерой окраски. Сложение их средне- и крупнозернистое, местами порфиroidное. Порфиroidные выделения представлены кристаллами роговой обманки, размерами до 5—7 мм, реже — измененным плагиоклазом.

Главными составными частями аподиабазовых амфиболитов являются сине-зеленая роговая обманка (28—80%), актинолит (35—65%) и андезин (14—32%). В незначительном количестве присутствуют ильменит и сфен. Вторичные минералы представлены альбитом, эпидотом, цоизитом, кварцем, карбонатом и хлоритом. Развиты они в незначительном количестве.

Для этих пород характерно наличие реликтовых структур — офитовой, диабазовой, бластопорфиroidной — и преобладание роговой обманки и андезина.

Альбит-актинолитовые амфиболиты отличаются от вышеописанных отсутствием реликтовых структур магматических пород. Развились они за счет спилитов.

Внешне они темно-зеленого цвета, мелко- и среднезернистого сложения, часто рассланцованы. Последние приурочены к контактам с гранитами.

Минеральный состав амфиболитов следующий: актинолит (38—73%), альбит (14—32%), эпидот (4—10%), кварц (0—6%), карбонат (0—1%), сфен (1—4%). В незначительном количестве и повсеместно присутствуют роговая обманка, биотит, прохлорит, ильменит.

Структура породы гранонематобластовая, миндалевидная.

Амфиболиты отличаются от аподиабазовых амфиболитов преобладанием актинолита над альбитом, большим содержанием вторичных минералов и более мелкозернистым сложением.

Спилиты. По мнению ряда исследователей (Елисеев, 1959; Коржинский, 1962 и др.) спилиты представляют собой эффузивные альбитизированные диабазы, главными минералами которых являются альбит, роговая обманка, хлорит и эпидот.

По своему химическому составу спилиты отвечают диабазам и базальтам. Образовались они в условиях подводного излияния. Альбит спилитов образовался за счет изменения основного плагиоклаза. Альбитизация протекала одновременно с амфиболитизацией пироксена и сопровождается обычно эпидотизацией.

Спилиты мелкозернистые, однородные, темнозеленой и темносерой окраски, массивные, но изредка сланцеваты. В них наблюдаются тонкие прожилки, выполненные хлоритом, эпидотом, кварцем.

Минеральный состав спилитов следующий: актинолит (59—73%), альбит (17—35%), эпидот и цоизит (0—6%), кварц (1—6%), ильменит (ед. з.—2%), сфен (0,5—5%).

Из второстепенных минералов встречаются биотит, хлорит и кальцит.

Структура гетеробластовая, бластоофитовая, гранонематобластовая.

Празиниты образовались за счет аподиабазовых амфиболитов и реже — спилитов. Они являются наиболее распространенными породами Сурского района, слагая преимущественно ядро Сурской антиклинали. Развита празиниты среди отложений ультрабазито-диабазо-порфировой свиты. Мощность их по скважинам колеблется от 5 до 70 м.

Внешне это плотные породы зеленовато-серого цвета, мелко- или среднезернистого сложения, с многочисленными прожилками карбоната и вкрапленностью сульфидов.

Главными породообразующими минералами являются: актинолит (28—30%), цоизит (43—45%), альбит (10—12%), хлорит (6—10%), лейкоксен (0—5%), сульфиды (2—4%).

Структура празинитов нематогранобластовая. Характерной особенностью состава этих пород является широкое развитие актинолита или тремолита, высокое содержание цоизита, эпидота и хлорита и постоянное присутствие сульфидов.

По данным Н. П. Семененко (1963) празиниты представляют собой среднетемпературные пропилиты.

Ортосланцы основного состава возникают в результате метаморфических преобразований амфиболитов, спилитов, празинитов. Прослежены они по скв. 10413, 10417 и 10409.

Это тонкосланцеватые породы зеленой и темнозеленой окраски. Цвет их обусловлен присутствием хлорита, актинолита и эпидота. Характерно чередование в них светлых и темных полос.

По степени метаморфизма выделяются две разновидности сланцев:

1) хлорит-эпидот-альбит-актинолитовые и 2) эпидот-карбонат-кварц-хлоритовые.

Количественные соотношения минералов первой группы: актинолит (30—60%), эпидот и цоизит (7—20%), хлорит (3—35%), альбит (8—20%). В малом количестве в них прослежены кварц, карбонат, биотит, сфен, ильменит, магнетит.

Минеральный состав эпидот-карбонат-биотит-хлоритовых сланцев колеблется в значительных пределах: хлорит (25—76%), альбит (22—30%), кварц (2—7%), эпидот и цоизит (2—15%), биотит (8—25%), кальцит (5—8%). В малых количествах наблюдаются сфен, ильменит, пирит, гидрослюда.

Структуры сланцев гранолепидобластовая, гетеробластовая, пойкилитовая, текстура сланцеватая. Преобладают сланцы второй группы.

Из приведенного описания основных пород видно, что по минеральному составу они близки между собой. Главные различия заключаются в структурах и в количественном соотношении главных породообразующих минералов.

Для расчленения основных пород изученного района, выяснения последовательности их образования и степени метаморфизма, нами применен метод определения дистанционного коэффициента (взаимных расстояний), предложенный Д. М. Шоу (1968).

В табл. 1 приведены средние значения отдельных химических компонентов всех описанных разновидностей пород.

Матрица средних значений

Таблица 1

Породы	Окислы							
	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Спилиты	0,66	15,07	2,93	9,26	5,85	9,80	2,65	0,98
Амфиболиты	0,93	14,45	4,10	8,96	6,49	9,89	2,41	0,50
Аподиабаз. амфиб.	1,23	13,98	4,28	9,43	6,95	9,14	1,97	0,46
Празиниты	0,91	13,59	4,40	8,81	7,10	10,19	1,41	0,30
Ортосланцы	0,68	12,86	3,18	8,81	9,02	8,56	2,01	0,42
Актинолититы	0,27	5,39	5,44	7,69	17,64	10,45	—	—

Из приведенных данных трудно установить имеющиеся различия (сходство) между указанными породами поскольку трудно оценить изменения всех компонентов во взаимосвязях. Очевидно, что объективные выводы об этом могут быть получены из количественной оценки имеющихся различий.

Для получения такой оценки используем широко известный прием изображения данных в плоскости двух координат (рис. 1), представляя результаты химических анализов пород в виде точек на плоскости. (Точка 1 — характеризует состав породы первой группы, точка 2 — состав породы второй группы и т. д.).

В определенном смысле, породы 2 группы (точка 2) являются ближе к породам 3 группы, чем породы 1 группы (точка 1), поскольку между группами 3 и 2 существуют меньшие различия в содержании SiO₂ (x₁) и MgO (x₂), чем между породами 3 и 1.

Количественной оценкой их различий может служить Эвклидово расстояние между точками 1, 2, 3, определенное по формуле:

$$r_{1,2} = \sqrt{(x_1^2 - x_1^1)^2 + (x_2^2 - x_2^1)^2} = \sqrt{\Delta x_1^2 + \Delta x_2^2 \dots}, \quad (1)$$

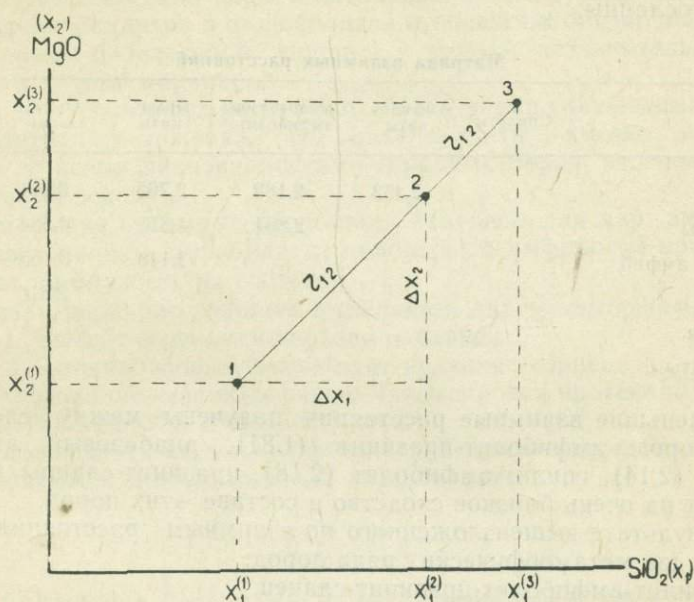
где: r_{1,2} — расстояние между точками 1, 2.

Аналогично определяются расстояния $r_{1,3}$ и $r_{2,3}$.

$$\left\{ \begin{array}{l} r_{1,3} = \sqrt{(x_1^1 - x_1^3)^2 + (x_2^1 - x_2^3)^2} \\ r_{2,3} = \sqrt{(x_1^2 - x_1^3)^2 + (x_2^2 - x_2^3)^2} \end{array} \right.$$

Если окажется, что $r_{3,2}$ меньше, чем $r_{3,1}$ (как это имеет место на рис. 1), то можно говорить, что различия между породами групп 3 и 2 менее значительные, чем между породами групп 3 и 1.

Так как химический состав пород характеризуется многими (n) компонентами (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O



и т. д.), то имеет смысл распространить указанный прием оценки различий с учетом всех компонентов.

Считая каждый компонент в качестве отдельной координаты n -мерного пространства, результаты химических анализов можно рассматривать в виде отдельных точек (векторов) этого пространства.

Расстояние между ними по аналогии определяется по следующей формуле:

$$r_{j,k} = \sqrt{\sum_{i=1}^n (x_{ij} - x_{ik})^2 \dots} \quad (2)$$

где: j и k — номера точек.

Таким образом, имея химические анализы нескольких разновидностей пород и сравнивая между собой подсчитанные, на основании химических анализов взаимные расстояния между существующими группами пород, можно получить определенные представления об их различии и сходстве, а также установить метаморфические ряды.

В общую выборку при расчетах были включены основные породы (спилиты, аподиабазовые амфиболиты, амфиболиты, празиниты, сланцы), а также для сравнения анализы мономинеральных амфиболовых пород (актинолититы, тремолититы), являющихся производными ультрабазитов.

Всего использовано 140 химических анализов пород, в том числе спилитов — 15, амфиболитов — 38, аподиабазовых амфиболитов — 20, празинитов — 15, сланцев — 27 и актинолититов — 25 анализов.

На основании приведенных в табл. 1 данных подсчитаны взаимные расстояния между указанными разновидностями по формуле (2), которые приведены в нижеследующей матрице табл. 2.

Из полученной матрицы видно, что по взаимным расстояниям актинолититы отстоят от всех основных пород наиболее далеко, не менее, чем на 14,09 единиц, что в несколько раз превышает другие значения. Это является закономерным, если учесть, что актинолититы являются метаморфизованными разновидностями ультрабазитов.

После актинолититов дальше всех по взаимным расстояниям находятся ортосланцы.

Таблица 2

Матрица взаимных расстояний

	Спилиты	Амфиболиты	Аподиабазов. амфиболит.	Празиниты	Ортосланцы	Актинолититы
Спилиты		2,453	2,182	2,705	3,421	17,040
Амфиболиты			2,834	1,813	4,564	17,940
Аподиабаз. амфиб.				2,148	3,155	16,650
Празиниты					2,816	18,760
Ортосланцы						14,090
Актинолититы						

Наименьшие взаимные расстояния получены между следующими парами пород: амфиболит-празинит (1,81), диабазовый амфиболит-празинит (2,14), спилит-амфиболит (2,18), празинит-сланцы (2,81), что указывает на очень близкое сходство в составе этих пород.

В результате вышеизложенного по взаимным расстояниям можно выделить два метаморфических ряда пород:

1. Спилит-амфиболит-празинит-сланец.
2. Аподиабазовый амфиболит-празинит-сланец.

Таким образом, можно предположить, что образование основных пород произошло как за счет диабазов, так и за счет спилитов. Эти процессы могли протекать одновременно.

Составы их очень близки. В дальнейшем процессы метаморфизма тех и других типов пород привели к образованию ортосланцев основного состава.

Проведенные определения физических свойств основных горных пород показали, что они значительно разнятся по плотности (σ), магнитной восприимчивости (χ) и остаточной намагниченности (I_p).

Наиболее постоянными свойствами обладают спилиты, имеющие значительную плотность, составляющую в среднем 3,04 и низкие значения магнитной восприимчивости ($\chi=45-51$) и остаточной намагниченности ($I_p=1,1-5,9$).

Для амфиболитов характерны значительные колебания физических свойств. Среди них по физическим свойствам выделяются две группы: 1) с высокими значениями ($\sigma=0,03$; $\chi=140-330$; $I_p=140-1500$) и низкими значениями ($\sigma=2,70-3,15$, в среднем составляет 2,96; $\chi=9,1-111,0$; $I_p=0,3-510$). Высокая остаточная намагниченность и магнитная восприимчивость связаны с наличием магнетита и роговой обманки.

Ортосланцы имеют минимальную плотность (среднее значение $\sigma=2,78$), более низкие и колеблющиеся значения магнитной восприимчивости.

При процессах метаморфизма при переходе от спилитов к ортосланцам наблюдается постоянное уменьшение плотности пород от 3,04 до 2,78 и значительные колебания величин χ и I_p , связанные с вторичными процессами карбонатизации, эпидотизации и хлоритизации.

Выводы

1. Основные породы представлены спилитами, амфиболитами, уралитовыми порфиритами, празинитами и сланцами.

2. Среди амфиболитов выделяются разности с сохранившимися диабазовой и офитовой структурами и без них с гранометамобластовой структурой. Четких различий между амфиболитами нет.

3. Петрохимические пересчеты показали, что большинство химических анализов спилитов и амфиболитов относятся к ортопородам (эффузивные породы базальтовой группы) и только незначительная часть попадает в группу парапород.

4. Подсчет взаимных расстояний между всеми указанными породами и актинолититами показал, что актинолититы имеют наибольшие значения со всеми разновидностями основных пород, что подтверждает их различный генезис.

Наименьшие взаимные расстояния получены для пар: амфиболиты-празиниты, спилиты-амфиболиты, диабазовый амфиболит-празинит, что указывает на близость их составов.

По взаимным расстояниям выделяется два метаморфических ряда:

1. Спилит-амфиболит-празинит-сланец;

2. Аподиабазовый амфиболит-празинит-сланец.

5. Образование основных пород Приднепровья протекало как за счет спилитов, так и за счет диабазов.

6. Наблюдается изменение физических свойств пород при процессах метаморфизма, в первую очередь, их плотности.

ЛИТЕРАТУРА

Грубенман У. и Ниггли П. *Метаморфизм горных пород* (1924). Перевод с немецкого. Геолразведиздат, 1933.

Доморацкий Н. А. К вопросу определения первичной природы метаморфических пород по содержанию в них инертных компонентов. *Известия ДГУ*, т.—X, 1965.

Елисеев М. А. *Метаморфизм*. Изд. ЛГУ, 1959.

Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. АН СССР, М.—Л., 1950.

Коржинский Д. С. Проблема спилитов и гипотеза трансвапоризации в свете новых океанологических данных. *Известия АН СССР, сер. геолог.*, № 9, 1962.

Методическое руководство по определению физических свойств горных пород и полезных ископаемых. Под редакцией Н. Б. Дортман и М. Л. Озерской. Госгеолтехиздат, М., 1962.

Семененко Н. П. *Метаморфизм подвижных зон*. Изд. АН УССР, Киев, 1963.

Шоу Д. М. О делении данных в аналитической геохимии на две группы с помощью дистанционного коэффициента. Сб. *Вопросы математической геологии*. Изд. «Наука», Л., 1968.

Schow D. M., Kudo A. M. A test of the discriminant function in the amphibolite problem. *Mineralog. Mag.* v. 34, 1965.

О ПОВЕДЕНИИ ЖЕЛЕЗА ПРИ ПРОЦЕССАХ МЕТАМОРФИЗМА УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД ПРИДНЕПРОВЬЯ И ИЗМЕНЕНИИ ИХ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ

З. И. ТАНАТАР-БАРАШ, Н. Ф. ДУДНИК

Среди докембрийских отложений Приднепровья широкое развитие получают ультраосновные породы. Представлены они двумя генетически типами: геосинклинальным и платформенным. Геосинклинальные ультрабазиты сильно изменены процессами метаморфизма и представлены серпентинитами, тальк-карбонатными, хлоритовыми и амфиболовыми породами. Залегают они большей частью в виде согласных межпластовых интрузий. Ультраосновные породы платформенного типа более молодые и изменены процессами метаморфизма слабо. Представлены они перидотитами и габбро-перидотитами.

При изучении ультрабазитов были выполнены петрографические исследования, химические и спектральные анализы, а также определения физических свойств (плотность σ , магнитная восприимчивость χ и остаточная намагниченность J_p). Результаты исследований изложены в настоящей статье.

Ультраосновные породы платформенного типа

Неизмененные ультрабазиты получают развитие в районе Северного Криворожья (Девладовский дайковый комплекс). Сложены они оливином ($Fa = 16,0—16,5\%$), бронзитом, гиперстеном, диопсидом и плагиоклазом (№ 52—70). Постоянно в количестве 0,5—3% присутствует магнетит, иногда достигающий — 6%.

Процессы метаморфизма проявились в образовании хризотила, хлорита, амфибола и флогопита. Хризотил характеризуется повышенным содержанием двухвалентного железа по сравнению с хризотилом геосинклинального типа; количество его колеблется от 4,8 до 5,1%, что составляет 0,40—0,42 формульных единиц, при содержании трехвалентного железа 0,24—0,26 формульных единиц.

Анализ корреляционных связей между окисным и закисным железом, выполненный М. М. Ильвицким (1968) показал, что автотоморфически серпентинизированные ультрабазиты платформенного типа Украинского щита характеризуются сильной отрицательной корреляционной связью окисного и закисного железа ($r_{Fe_2O_3, FeO} = -0,457$), что приводит к увеличению Fe^{3+} и уменьшению Fe^{2+} . Аналогичного характера существует зависимость между MgO и Fe_2O_3 . На графике (рис. 1) ультрабазиты Девладовского типа обособляются в отдельное поле. Содержание Fe_2O_3 в них колеблется в пределах 2—6%, чем, по-видимому, и объясняется низкое значение магнитной восприимчивости в этих породах.

Изучение физических свойств горных пород показало, что ультра-базиты Девладовского комплекса характеризуются высокой плотностью и низкими значениями магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности (рис. 2). Значения плотности (σ) у серпентинизированных

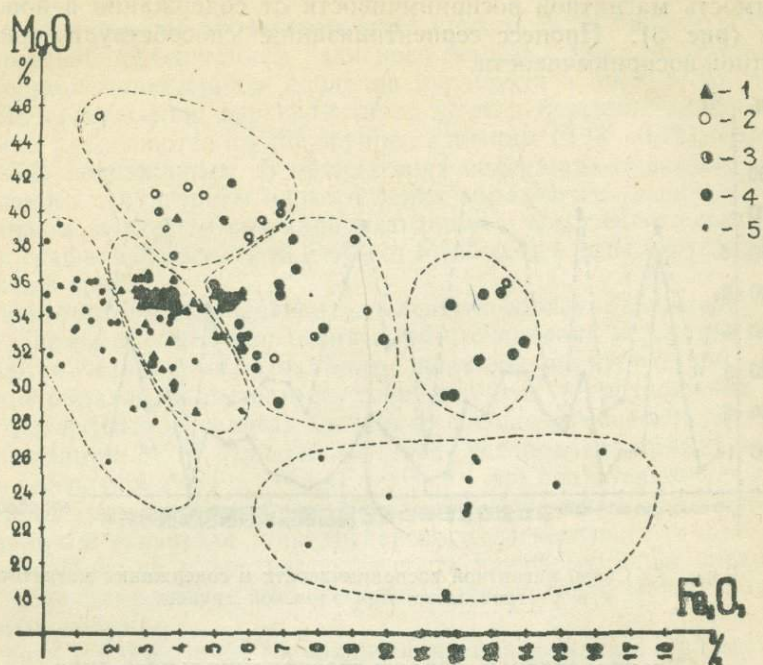


Рис. 1. График зависимости содержания Fe₂O₃ и MgO.
1 — перidotиты и габбро-перidotиты; 2 — хризотилитовые серпентиниты, 3 — смешанные серпентиниты; 4 — антигоритовые серпентиниты; 5 — тальк-карбонатные и хлорит-тальковые породы.

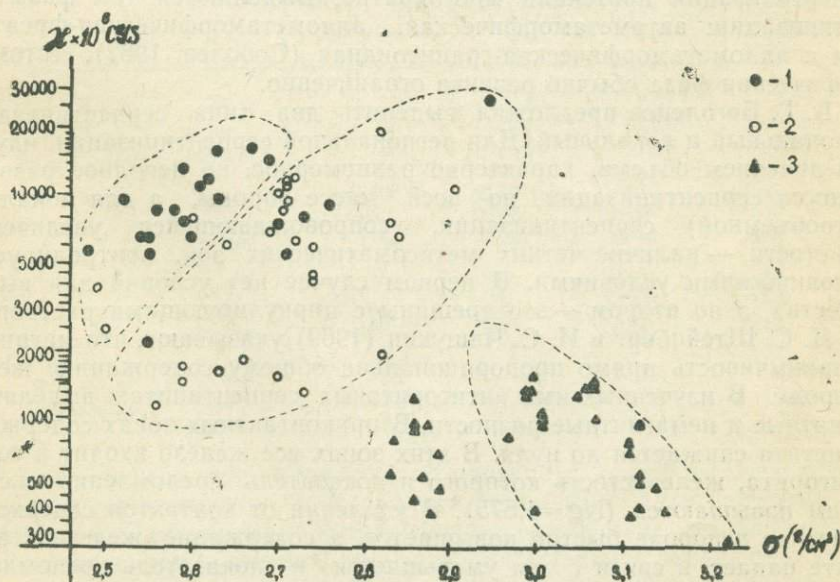


Рис. 2. График зависимости магнитной восприимчивости (χ) от плотности пород (σ).
1 — серпентиниты Сурского района; 2 — серпентиниты Белозерского района; 3 — перidotиты и габбро-перidotиты Девладовского района.

перидотитов изменяются от 2,82 до 2,95, в среднем составляют 2,88, а для габбро-перидотитов от 2,94 до 3,20, среднее значение — 3,10. Магнитная восприимчивость (χ) у первых изменяется в пределах 440—1510, а у вторых — 212—1420. Хорошо выражена прямая корреляционная зависимость магнитной восприимчивости от содержания в породе магнетита (рис. 3). Процесс серпентинизации способствует повышению магнитной восприимчивости.

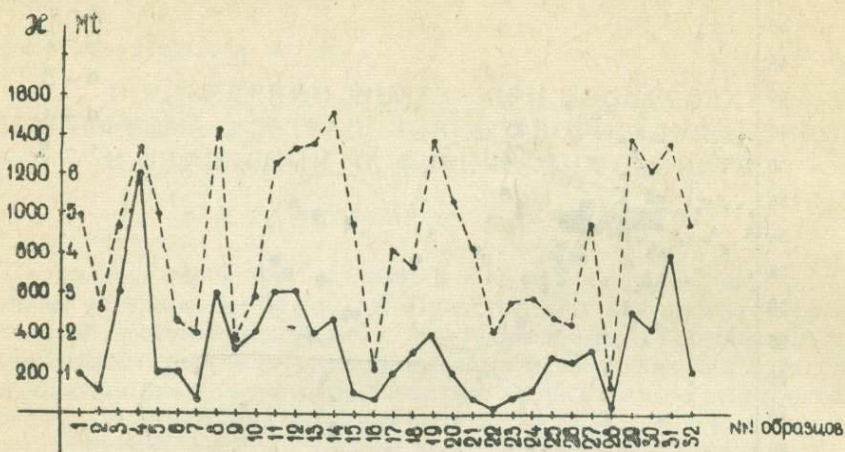


Рис. 3. Связь магнитной восприимчивости и содержания магнетита в ультрабазитах Девладовской группы.

Ультраосновные породы геосинклинального типа

Ультраосновные породы геосинклинального типа сильно изменены процессами серпентинизации, карбонатизации, оталькования. Процессы серпентинизации протекали многократно. Выделяются три фазы серпентинизации: аутометаморфическая, аллометаморфическая-фреатическая и аллометаморфическая-гранитоидная (Соболев, 1962). Аутометаморфическая фаза обычно развита ограниченно.

В. Г. Боголепов предложил выделить два типа серпентинизации: региональный и локальный. Для региональной серпентинизации, идущей с увеличением объема, характерно равномерное, но неполное развитие процесса серпентинизации во всей массе породы, а для локальной (автообъемной) серпентинизации, сопровождающейся увеличением пористости, — наличие четких метасоматических зон, контролируемых тектоническими условиями. В первом случае нет условий для выноса вещества, а во втором — это трещины с циркулирующими растворами.

Д. С. Штейнберг и И. С. Чашухин (1969) указывают, что магнитная восприимчивость прямо пропорциональна общему содержанию железа в породе. В изученных ими антигоритовых серпентинитах выделяются магнитные и немагнитные разности. В приконтактных зонах содержание магнетита снижается до нуля. В этих зонах все железо входит в состав антигорита, железистость которого и показатель преломления в связи с этим повышаются ($N_g = 1,575$). В удалении от контактов содержание магнетита в породе быстро повышается, а содержание железа в антигорите падает, в связи с чем уменьшается и показатель преломления антигорита до 1,562—1,564. Аналогичная картина наблюдается в антигоритовых серпентинитах Приднепровья. Установлено, что содержание закисного железа уменьшается от хризотилowych к антигоритовым серпентинитам. При серпентинизации железо-магнезиальных силикатов наря-

ду с магнетитом наблюдается образование магнезиоферрита, треворита и маггемита.

Магнетит в хризотилowych серпентинитах образует тонкие шнуры, просечки, прерывистые жилки, ориентированные различно, либо по правильной сетке.

Микроантигориты характеризуются низким содержанием закисного и повышенным содержанием окисного железа, что свидетельствует о повышенном парциальном давлении кислорода в период их образования. По содержанию двухвалентного железа перекристаллизованные антигориты разделяются на две группы: с низким (0,11—0,13) и высоким (0,49—0,52) содержанием. В обоих типах содержание окисного железа очень низкое. Антигориты первого типа образуются в окислительной обстановке, а второго — при карбонатизации в восстановительных условиях. На графике зависимости Fe_2O_3 от MgO также выделяются два поля антигоритов (рис. 1).

В антигоритовых серпентинитах магнетит образует выделения неправильной формы с зубчатыми очертаниями, скопления перистого облака. Встречаются единичные кристаллы правильной кубической формы.

Таким образом, железистость серпентинитов и соотношение в них двух- и трехвалентного железа зависят от физико-химической обстановки серпентинизации. М. М. Ильвицким (1968) установлена прямая корреляционная связь между $(Fe^{VI})^{VI}$ и $(Fe^{IV-VI})^{IV-VI}$, что свидетельствует о наличии в период хризотилизации окислительной обстановки, способствующей образованию в хризотиле тонкодисперсного магнетита.

Таким образом, в противоположность платформенным ультрабази-там, в геосинклинальных наблюдается прямая связь между закисным и окисным железом.

В связи с изменением содержания магния и железа при процессах серпентинизации наблюдается определенная зависимость в изменении физических свойств пород (табл. 1).

Таблица 1

		Хризотил- овые	Смешан- ные	Антигорито- вые	Карбона- тиз. антиго- ритовые
σ	от	2,49	2,55	2,57	2,59
	до	2,74	2,72	2,82	2,82
	средн.	2,59	2,60	2,69	2,69
χ	от	1590	2170	1820	1520
	до	9950	14700	19400	15478
	средн.	5314	9125	9394	6873
Jп	от	239	300	300	406
	до	2340	9200	5760	7130
	средн.	1195	3285	3654	3245
% магнетита	от	0,5	4,0	0,5	0,5
	до	10,0	7,0	7,0	12,0
	средн.	4,2	5,3	4,4	3,6

Заметно постепенное увеличение плотности пород от хризотилowych разностей серпентинитов к карбонатизированным антигоритовым серпентинитам. Одновременно возрастает и остаточное намагничение пород. Магнитная восприимчивость получает максимальное значение в антигоритовых разностях серпентинитов, что, по-видимому, связано с высоким содержанием окисного железа. Пористость пород возрастает от серпентинизированного перидотита (1,4%) к хризотилowому серпентиниту (2,3%), смешанному хризотило-антигоритowому серпентиниту (3—4%).

В антигоритовых серпентинитах достигает 15%. По мере карбонатизации пористость падает, достигая в тальк-карбонатных породах 3,3—5,1% и в актинолититах 1,3—3%.

На графике зависимости магнитной восприимчивости от плотности пород выделяются два поля серпентинитов, различающихся по плотности: Сурско-Верховцевские, производные перидотитовой магмы и Белозерские, производные габбровой магмы.

Хризотилловые серпентиниты отличаются высоким содержанием Mg (36—42%) и сравнительно низким содержанием трех (3—7%) и двухвалентного (1,5—3,5%) железа.

Низкие значения плотности и магнитной восприимчивости у хризотилловых серпентинитов геосинклинального типа обусловлены низкой железистостью главных породообразующих минералов (оливин $Fa = 8—14\%$) и низким содержанием магнетита.

Антигоритовые серпентиниты содержат MgO от 30 до 38%, FeO — 2—10%, Fe₂O₃ — 5—14%.

Наблюдаемый на рис. 3 большой разнос содержания железа и магния в антигоритовых серпентинитах обусловлен, по-видимому, наличием двух генетических групп. Особенно четко они разделяются по содержанию трехвалентного железа: первая группа — 5—8,5, вторая — 12—14%.

В связи с этим у них сильно изменяются значения магнитной восприимчивости.

В геосинклинальных ультрабазитах по сравнению с платформенными резко возрастает магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность.

Тальк-карбонатные породы и хлорит-карбонат-тальковые сланцы

В районе Приднепровья выделяются тальк-карбонатные породы, связанные с серпентинитами постепенными переходами и хлорит-карбонат-тальковые сланцы, приуроченные большей частью к основным породам.

В тальк-карбонатных породах главными породообразующими минералами являются тальк, магнезит или брейнерит, доломит и антигорит. Иногда в этих породах наблюдается повышенная концентрация хрома.

С этими породами связаны месторождения талько-магнезитов (Правдинское, Веселянское).

Хлорит-карбонат-тальковые сланцы отличаются от тальк-карбонатных пород отсутствием антигорита, незначительным содержанием карбоната, преимущественно доломита. Из рудных минералов в них развит титаномагнетит или ильменит.

Состав главных породообразующих минералов изменяется в значительных пределах. Результаты измерений показателей преломления карбоната магнезит-брейнеритового состава показали содержание железистой составляющей 9—15%. По результатам химических определений содержание FeCO₃ в них колеблется от 6,75 до 18,2%. Минимальное содержание FeCO₃ характерно для карбонатизированных разностей.

Химические анализы тальков Правдинского месторождения показали большое постоянство в их составе MgO (31,3—31,8%), в то время как содержание FeO колеблется от 0,08 до 0,53%. Количество магнетита в тальк-карбонатных породах колеблется от 1—2 до 7—10%. Содержание карбоната обратно пропорционально железистости карбоната.

Хлорит из хлорит-карбонат-тальковых сланцев отличается малой железистостью и высокой глиноземистостью. Показатель преломления

Nm изменяется от 1,606 до 1,612, что отвечает прохлориту. Тальк этих пород также маложелезистый.

Определения физических свойств талькосодержащих пород приведены в табл. 2.

Таблица 2

		Хлорит-тальковые сланцы	Тальк-карбонатные породы
σ	от	2,82	2,91
	до	2,96	2,95
	средн.	2,88	2,93
χ	от	41,2	10500
	до	160	25900
	средн.	82,7	18200
Jп	от	1,7	3040
	до	136,5	5730
	средн.	55,0	4385

По физическим свойствам обе группы резко разнятся друг от друга по всем параметрам. Тальк-карбонатные породы по своим показателям близки к антигоритовым серпентинитам, за счет которых они образовались, хлорит-тальковые ближе отвечают основным породам, с которыми они связаны пространственно.

По соотношению MgO и Fe₂O₃ (рис. 1) резко выделяются две группы тальковых пород: 1) с высоким содержанием MgO (26—38%) и низким содержанием Fe₂O₃ (1—4%) и 2) с низким содержанием MgO (20—26%) и высоким содержанием Fe₂O₃ (6—17%). Первая группа связана с серпентинитами, вторая — с хлоритовыми и амфиболовыми породами.

Следовательно, по физическим свойствам (χ и Jп) можно судить о генетических особенностях талькосодержащих пород.

Амфиболовые породы

Процессы амфиболизации ультрабазитов протекают различно. В серпентинитах появляются лучистые кристаллы антофиллита. Развивается он по оливину или хризотилу, в свою очередь замещается антигоритом.

В тальк-карбонатных породах получают развитие тремолит и актинолит, прослеженные в зонах гидротермальной переработки ультраосновных пород. Тремолит развит в виде шестоватых и игольчатых кристаллов без ясных конечных граней. Судя по показателям преломления железистость его составляет 20%.

Собственно амфиболовые породы, возникшие за счет ультрабазитов, представлены тремя разновидностями:

- а) антофиллитовыми породами;
- б) актинолититами-тремолититами;
- в) прохлорит-тремолитовыми породами, генезис которых пока не выяснен.

Актинолит-тремолитовые породы представлены актинолитом с железистостью 30—32%, тремолитом, хлоритом, ильменитом. Обычно в этих породах преобладает актинолит, тремолит же развивается позже, за счет актинолита. Прослежены эти породы на контакте тальк-карбонатных пород с основными породами, либо в толще первых в виде небольших тел.

Содержание основных петрогенных элементов колеблется в значительных пределах: MgO — 11,40—24,59%; FeO — 1,43—11,90%; Fe_2O_3 — 0,03—10,71%. Наблюдается обратная связь между содержанием FeO и Fe_2O_3 .

Тремолит-прохлоритовые породы широко развиты вблизи контактов с тальк-карбонатными породами. Состоят они из тремолита и прохлорита с незначительной примесью талька, карбоната, флогопита.

Соотношения главных минералов колеблются в широких пределах. Прохлорит образует мелкочешуйчатую массу с $Ng=1,603$ —1,612. Тремолит, обычно, растет в массе прохлорита, являясь более поздним образованием. Тремолит — магнезиальный с $Ng=1,640$ —1,652, изредка наряду с тремолитом встречается актинолит с $Ng=1,672$. Карбонат в тремолит-прохлоритовых породах представлен доломитом, либо кальцитом.

Вопросы образования этих пород еще окончательно не решены, но результаты химических анализов показывают высокое содержание в них MgO , низкое CaO и Al_2O_3 , постоянное присутствие Cr_2O_3 , NiO и CoO , что указывает на близость их состава к ультраосновным породам.

Возможно они представляют собой, как предполагает Ю. Ир. Половинкина (1962), пикритовые порфириды.

Содержание FeO в них колеблется от 4,17 до 8,43%, а Fe_2O_3 — 1,99—5,55%.

Выводы

1. При процессах метаморфизма ультраосновных пород наблюдается изменение содержания магния и железа, что сказывается на физических свойствах пород.

2. В ультрабазитах геосинклинального типа наблюдается прямая зависимость магнитной восприимчивости от плотности пород, а в ультрабазитах Девладовского дайкового комплекса — обратная зависимость, обусловленная повышенным содержанием закисного железа, входящего в состав главных породообразующих минералов (оливин и хризотил) по сравнению с геосинклинальными.

3. Выделяются серпентиниты с различной магнитной восприимчивостью. Наибольшую магнитную восприимчивость имеют антигоритовые и хризотил-антигоритовые серпентиниты. В антигоритовых серпентинитах Сурского района несколько большая магнитная восприимчивость, чем у антигоритовых серпентинитов Белозерского района.

4. По содержанию двухвалентного железа антигориты разделяются на две группы: с низким (0,11—0,13) и высоким (0,49—0,52) содержанием. Антигориты первой группы образуются в окислительной обстановке, а второй — при карбонатизации в восстановительных условиях. Деление на две группы проводится также и по физическим свойствам пород.

5. Тальксодержащие породы также разделяются на две группы: тальк-карбонатные и хлорит-тальковые породы, различающиеся по всем физическим параметрам и по химсоставу. Первые по физическим свойствам близки к антигоритовым серпентинитам, за счет которых они образовались, вторые — ближе отвечают основным породам, связанным с ними пространственно.

ЛИТЕРАТУРА

Булыкин Л. Д. Некоторые данные о поведении окислов железа при серпентинизации. Тез. докл. II Уральского петрографич. совещания, ч. II. Ультрабазиты. Свердловск, 1966.

Боголепов В. Г. К проблеме серпентинизации ультраосновных пород. Известия АН СССР, сер. геологич., № 4, 1969.

Ильвицкий М. М. Генетические типы ультраосновных массивов Среднего Приднепровья и их полезные ископаемые. Автореферат кандид. диссерт., Москва, 1968.

Методическое руководство по определению физических свойств горных пород и полезных ископаемых. Под редакц. Н. Б. Дортман и М. Л. Озерской. Госгеолтехиздат. М., 1962.

Танатар-Бараш З. И., Ильвицкий М. М. Петролого-геохимические особенности ультрабазитов Приднепровья. «Сб. Петрография докембрия Русской платформы». Киев, Наукова Думка, 1970.

Соболев Н. Д. Генетические типы ультраосновных интрузий и закономерности размещения на территории СССР, связанных с ними полезных ископаемых. Сб. Законов, размещ. полезн. ископ., вып. VI, 1962.

Штейнберг Д. С., Чашухин И. С. О распределении железа между существующими минералами в серпентинитах Полевского района на Среднем Урале. Запис. Всес. Минер. об-ва, вторая серия, ч. 98, вып. 4, 1969.

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ФОРМ НАХОЖДЕНИЯ РУДООБРАЗУЮЩИХ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ С ПОМОЩЬЮ ВЕРОЯТНОСТНО-СТАТИСТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ И ЭВМ

М. М. ИЛЬВИЦКИЙ

Магматические, метаморфические и гипергенные процессы характеризуются выделением определенных минеральных ассоциаций, дифференциацией вещества, мобилизацией компонентов с характерными особенностями распределения и форм нахождения рудообразующих химических элементов.

Первостепенное значение приобретает установление достоверных связей между рудообразующими химическими элементами в ореолах рассеяния с выделением ассоциирующих и антагонистических линейных парагенезисов. Линейный парагенетический анализ введен в геологические исследования А. Б. Вистелиусом (1948, 1956).

В статье приводятся примеры решения с помощью линейного парагенетического анализа и ЭВМ ряда задач определения форм нахождения рудообразующих химических элементов на основе выделения ассоциирующих линейных парагенезисов никеля, кобальта, меди и др. с серой, мышьяком и др. в ультрабазитах Сурского, Верховцевского и др. районов Среднего Приднепровья и Хабаровинского ультраосновного массива Южного Урала.

Задачей исследований, начатых автором в НИИ геологии в 1963 году, являлось установление ассоциирующих и антагонистических линейных парагенезисов никеля и основных химических компонентов ультрабазитов Украинского кристаллического массива для прогнозирования форм нахождения никеля (Ильвицкий, 1964, 1965). Было установлено, что никель в ультрабазитах УКМ связан с силикатной частью, связь никеля с серой оказалась статистически недостоверной. Высказывалось предположение, что дальнейшие статистические исследования геохимии никеля ультраосновных и основных горных пород различных генетических типов, возраста и состава позволят наметить наиболее перспективные районы и генетические типы пород для поисков сульфидных и силикатных никелевых руд.

Минералого-геохимические исследования (Ильвицкий, Романенко, 1964; Рябоконь, Гаева, 1968; Ильвицкий, Шрубович, 1969, 1970) показывают, что с ультраосновными массивами в Приднепровье связаны следующие типы сульфидных и арсенидных медно-никелевых ассоциаций: 1) халькопирит-пирротиновая; 2) пентландитовая, пентландит-полидимитовая, пентландит-маухеритовая, пентландит-никельпиритовая с халькопиритом и миллеритовая, которые характеризуются следующим набором

ром сульфидов, арсенидов, антимонидов, сульфоантимонидов и сульфоарсенидов никеля, кобальта, меди и железа:

пирротин — $Fe_{1-x}S$	никелин — $NiAs$
пирит — FeS_2	маухерит — $Ni_{11}As_8$
халькопирит — $CuFeS_2$	брейтгауптит — $NiSb$
пентландит — $(Ni, Fe)_9S_8$	кобальтин — $CoAsS$
хизлевудит — NiS_2	герсдорфит — $(Ni, Co)AsS$
миллерит — NiS	виллиамит — $(Co, Ni)SbS$
полидимит — Ni_3S_4	ульманит — $NiSb$
линнеит — Co_3S_4	коринит — $Ni(As, Sb)S$

Учитывая наличие в серпентинитах никелистого магнетита (Ильвицкий, Романенко, 1964₂), установленные ассоциации можно описать следующим набором рудообразующих химических элементов: Ni, Co, Cu, Fe^{2+} , Fe^{3+} , S, As, Sb.

Очевидно, что с увеличением или уменьшением в ультраосновных породах содержания сульфидов или арсенидов, содержание свойственных им рудообразующих химических элементов должно соответственно, увеличиваться или уменьшаться. Таким образом, между определенными рудообразующими химическими элементами должны устанавливаться статистически достоверные прямые корреляционные связи, образующие ассоциирующие линейные парагенезисы характерных для данного минерального вида химических элементов.

Логично предположить, например, что вариации в содержании пентландита — $(Ni, Fe)_9S_8$ должны дать ассоциирующий линейный парагенезис следующих химических элементов: Ni с Co, Fe^{2+} , S; Co с Fe^{2+} , S; Fe^{2+} с S. В случае, если с пентландитом ассоциирует халькопирит, то следует предположить положительные статистически достоверные корреляционные связи Cu с Fe^{2+} и S. Арсениды должны давать связи Ni и Co с As. Никелистый магнетит проявляется в ассоциирующем линейном парагенезисе связей: Ni с Fe^{2+} , Fe^{3+} ; Fe^{2+} с Fe^{3+} . Однако, если учесть наличие в ультрабазах силикатных, карбонатных, шпинелидных и других минеральных форм, то наиболее достоверными должны считаться связи Ni, Co, Cu с S и As, так как Fe^{2+} и Fe^{3+} образуют сложные связи с силикатами, карбонатами и шпинелидами.

Приведенные выше предположения необходимы еще и потому, что результаты корреляционного и регрессионного анализа нельзя интерпретировать в понятиях причинно-следственной терминологии без каких-либо предварительных предположений. После того, как такие предположения выдвинуты, множественный корреляционный и регрессионный анализ может подтвердить или опровергнуть их и дать количественные оценки влияния различных факторов.

Для геохимического прогнозирования с помощью математических методов и ЭВМ проведена обработка химических анализов по двум зонам с бедной прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией по Правдинскому гипербазитовому массиву Среднего Приднестровья и Хабарнинскому гипербазитовому массиву Южного Урала.

Пентландитовая вкрапленно-прожилковая минерализация по скв. 25263-к Правдинского ультраосновного массива локализована в сильно карбонатизированных антигортитовых серпентинитах и серпентино-карбонатных породах. Химическими и рентгеновскими анализами подтверждается отнесение сульфида этой зоны к типу пентландита — $(Fe_{4,77}Ni_{3,82}Co_{0,13})_{8,72}S_8$.

Исходя из минерального состава зоны, можно высказать следующие априорные предположения. Ni и Co должны быть связаны статистически достоверно с S. Связь Fe^{2+} с S может не выявиться из-за постоянного

присутствия карбоната, в котором Ni с Fe²⁺ связан отрицательно, а в сульфидах — положительно. Поэтому результирующая этой связи в породе может быть погашена.

На основании 30 химических анализов, выполненных в лаборатории НИИ геологии ДГУ, получены оценки коэффициентов корреляции основных рудообразующих химических элементов (табл. 1), анализ которых подтверждает высказанные выше априорные предположения относительно корреляционных связей в этой зоне. Действительно, Ni связан положительно с Co, S и As; Co с S и As; S с As, что подтверждает наличие ассоциирующего линейного парагенезиса Ni, Co, S и As, указывающего на присутствие пентландита, в слабой степени замещенного маухеритом.

Таблица 1

Матрица оценок коэффициентов парной корреляции рудообразующих химических элементов по скв. 25263-к Правдинского гипербазитового массива

	Co	Cr	Fe _{общ.}	Fe ²⁺	Fe ³⁺	S	As
Ni	0,68	-0,74	-0,56	-0,44	-0,72	0,97	0,64
Co		-0,32	-0,19	-0,10	-0,57	0,72	0,82
Cr			0,45	0,36	0,80	-0,68	-0,29
Fe _{общ.}				0,97	0,47	-0,62	-0,05
Fe ²⁺					0,32	+0,50	0,05
Fe ³⁺						-0,72	-0,57
S							0,64

95%-ная зона значимости при $r \geq 0,36$; 99%-ная зона значимости при $r \geq 0,48$.

Таким образом, наличие рудообразующих компонентов, установленных с помощью минералого-геохимических методов, устанавливается также математико-статистическими исследованиями.

Этот вывод подтверждается результатами корреляционных исследований по 18 скважинам Хабаровинского ультраосновного массива Южного Урала, любезно предоставленными в наше распоряжение для сравнения руководителем лаборатории математических методов НИИ геологии Саратовского государственного университета В. Я. Воробьевым. Эти материалы относятся к участку дунит-перидотитового поля Хабаровинского массива с бедной вкрапленностью сульфидов Ni, Cu и Fe.

В табл. 2 приведена матрица оценок коэффициентов парной корреляции рудообразующих химических элементов ультрабазитов Хабаровинского массива по скв. №№ 312, 295-а. Линейный парагенетический анализ позволяет выявить пентландитовую минеральную ассоциацию

Таблица 2

Матрица оценок коэффициентов парной корреляции рудообразующих химических элементов ультрабазитов Хабаровинского массива, Южный Урал (по данным В. Я. Воробьева).

	Скв. 312					Скв. 295-а				
	Ni _{общ.}	Co	Cu	Fe	S	Ni _{общ.}	Co	Cu	Fe	S
Ni сульф.	0,94	0,93	0,71	0,88	0,86	0,86	-0,35	-0,14	0,77	0,88
Ni _{общ.}		0,92	0,71	0,89	0,86		-0,23	-0,001	0,74	0,89
Co			0,62	0,91	0,96			0,96	-0,74	-0,30
Cu				0,60	0,55				-0,55	-0,06
Fe					0,90					0,84

95%-ная зона значимости при $r \geq 0,35$

99%-ная зона значимости при $r \geq 0,45$.

95%-ная зона значимости при $r \geq 0,32$;

99%-ная зона значимости при $r \geq 0,42$.

по достоверным корреляционным связям Ni с Co, Fe и S; халькопиритовую ассоциацию — Cu с Fe и S в скв. 312 и пентландитовую в скв. 295-а.

Описанные выше примеры применения линейного парагенетического анализа относятся к зонам с макроскопически заметной бедной вкрапленностью сульфидов никеля. Значительный интерес представляет использование данной методики к анализам рудообразующих химических элементов по скважинам из массивов ультраосновных пород Приднепровья не имеющих макроскопически заметной вкрапленности сульфидов или арсенидов Ni, Co, Cu и Fe.

С этой целью были выполнены химические анализы на NiO, CoO, Cr₂O₃, Cu, FeO, Fe₂O₃, SO₃ и As₂O₃ по скв. 10046 Верховцевского района, пройденной по хризотилловым и антигорито-хризотилловым серпентинитам, местами с реликтами оливина. Химические анализы производились из штучных образцов ультрабазитов, равномерно отобранных из керна скважины. Параллельно изготовлялись прозрачные и полированные шлифы для определения минерального состава породы и обеспечения однородности формируемых массивов информации. Отсутствие автокорреляции проверялось вычислением функции автокорреляции.

В табл. 3 приведена матрица оценок коэффициентов парной корреляции рудообразующих химических элементов ультрабазитов по скв. 10046 Верховцевского района. С достоверностью 0,01 устанавливаются прямые корреляционные связи NiO с Cu, FeO, Fe₂O₃ и FeO с Fe₂O₃; с достоверностью 0,05 — корреляционные связи CoO с FeO, Fe₂O₃ и As₂O₃. Рассмотрение этих связей подтверждает предположение о вхождении никеля в магнетиты, а кобальта в арсениды.

Таблица 3

Матрица оценок коэффициентов парной корреляции рудообразующих химических элементов ультрабазитов по скв. 10046 Верховцевского района, Среднее Приднепровье.

	CoO	Cr ₂ O ₃	Cu	Fe ₂ O ₃	FeO	SO ₃	As ₂ O ₃
NiO	0,09	0,13	0,39	0,52	0,49	0,04	0,02
CoO		0,02	0,14	0,32	0,29	0,01	0,33
Cr ₂ O ₃			0,10	0,23	0,19	0,11	0,31
Cu				0,25	0,26	0,22	-0,06
Fe ₂ O ₃					0,90	-0,08	0,12
FeO						0,03	0,02
SO ₃							-0,19

95%-ная зона значимости при $r \geq 0,28$;

99%-ная зона значимости при $r \geq 0,37$.

При более глубоком анализе была обнаружена неоднородность поля корреляции по содержанию SO₃. Оказалось, что анализы с содержанием SO₃ > 0,29% не принадлежат исследуемой совокупности. Повышенное содержание SO₃ связано с наличием в породе пирита, так как увеличение содержания SO₃ не сопровождается одновременным увеличением содержания никеля, кобальта и др. элементов и поэтому противоречит исходной посылке — обнаружению сульфидных форм нахождения никеля. После исключения аномальных анализов была достигнута однородность выборки и вновь получена матрица оценок коэффициентов корреляции рудообразующих химических элементов ультрабазитов по скв. 10046 (табл. 4). Данным примером подтверждается предположение о вхождении никеля в сульфиды и магнетиты, кобальта в магнетиты и арсениды. Высокая достоверность корреляционной связи никеля с серой (0,50) подтверждается частным (последним) коэффициентом корреляции (0,64).

Матрица оценок коэффициентов парной корреляции рудообразующих химических элементов ультрабазитов по скв. 10046 Верховцевского района (содержание $\text{SO}_3 < 0,29\%$).

	C_0O	Cr_2O_3	Cu	Fe_2O_3	FeO	SO_3	As_2O_3
NiO	0,08	0,19	0,34	0,48	0,43	0,50	0,04
CoO		0,04	0,38	0,32	0,31	0,25	0,35
Cr_2O_3			0,19	0,28	0,23	-0,15	0,36
Cu				0,44	0,42	0,12	0,20
Fe_2O_3					0,90	-0,01	0,15
FeO						-0,07	0,07
SO_3							0,03

95%-ная зона значимости при $r \geq 0,30$;

99%-ная зона значимости при $r \geq 0,40$.

Таким образом, на конкретных примерах показано, что ассоциирующие парагенезисы рудообразующих химических элементов с серой, мышьяком и др. являются необходимым и достаточным признаком для установления форм нахождения этих элементов, определения перспектив рудоносности и постановки поисковых геологоразведочных работ.

Полученные выводы имеют более общий характер и могут быть распространены на другие виды рудных и нерудных полезных ископаемых, генетически связанных с различными комплексами и формациями.

Возникает задача геохимического прогнозирования на основании определения форм нахождения рудообразующих химических элементов с помощью линейного парагенетического анализа. Назрела необходимость создания единого комплекса алгоритмов и программ для ЭВМ по линейному и нелинейному парагенетическому анализу с предварительной оценкой однородности и независимости случайных величин, выводом необходимых данных в виде карт и графиков площадного и временного тренда различных порядков с целью выявления первоочередных участков геологоразведочных работ на ряд ценных полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

- Вистелиус А. Б. Мера связи между членами парагенезиса и методы ее изучения. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, ч. 77, вып. 2, 1948.
- Вистелиус А. Б. Проблема изучения связи в минералогии и петрографии. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, ч. 85, вып. 1, 1956.
- Ильвицкий М. М. Линейные связи никеля в ультраосновных горных породах Украинского кристаллического массива. Сов. геология, № 12, 1964.
- Ильвицкий М. М. К геохимии никеля ультраосновных горных пород Украинского кристаллического массива. Сб. «Природные и трудовые ресурсы Левобережной Украины и их использование», т. VI. Геология и полезные ископаемые. Изд. «Недра», М., 1965.
- Ильвицкий М. М., Романенко Г. Н. Рудная минерализация на контактах гранитов с серпентинитами. ДАН СССР, т. 156, № 2, 1964.
- Ильвицкий М. М., Романенко Г. Н. О никеленосности магнетита из ультраосновных пород и их коры выветривания. ДАН СССР, т. 159, № 6, 1964.
- Ильвицкий М. М., Шрубович Ф. В. Сульфидное никелевое оруденение Правдинского ультраосновного массива (Среднее Приднепровье). Сб. «Геология и рудоносность юга Украины», вып. 2. Днепропетровск, 1969.
- Ильвицкий М. М., Шрубович Ф. В. Медная и никелевая минерализация Правдинского ультраосновного массива (Среднее Приднепровье). ДАН СССР, т. 190, № 3, 1970.
- Рябокоть С. М., Гаева Н. В. К характеристике некоторых сульфидных минералов ультраосновных пород Верховцевской магнитной аномалии. Минералог. сб. Львовского госунив., вып. 1, № 22, 1968.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПРИМЕНЕНИЯ ВЕРОЯТНОСТНО-СТАТИСТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ И ЭВМ В ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

М. М. ИЛЬВИЦКИЙ, А. И. ПЕРЕДЕРИЙ, Я. Н. МЕРКУЛОВ

Внедрение статистических методов и ЭВМ в классические разделы геологии объясняется полезным эффектом при решении ряда геологических задач, увеличением надежности геологических выводов, получаемых при анализе различных количественных и качественных характеристик геологических объектов.

В Научно-исследовательском институте геологии Днепропетровского университета при минералого-петрографических, геохимических и петрохимических исследованиях находит широкое применение вероятностно-статистический анализ с использованием ЭВМ (Ильвицкий, 1964, 1968).

Применение математических методов и ЭВМ осуществляется в следующих направлениях: 1) анализ функций распределения химических элементов в геохимических совокупностях; 2) классификационный одномерный и многомерный статистический анализ; 3) многомерный корреляционный и регрессионный линейный и нелинейный анализ; 4) сглаживание, временной и площадной тренд-анализ; 5) анализ случайных функций и случайных полей.

По каждому из этих направлений в отделе математической геологии составлены программы для ЭВМ «Минск-22» на алгоритмическом языке АКЭИ-400, с выводом результатов на БПМ и АЦПУ в виде специализированных таблиц, графиков и карт.

Изучение кривых распределения необходимо для проверки стохастических моделей при контроле непротиворечивости генетических представлений о механизме геохимических процессов или для общего представления о типе аппроксимирующей случайные и независимые наблюдения кривой распределения (Вистелиус, 1970).

Составлен комплекс программ для проверки непротиворечивости статистических гипотез о нормальном и логнормальном распределении и двум дискретным распределениям: пуассоновскому и биномиальному. Для проверки используются критерии моментов, Шапиро и Уилка, Пирсона.

Программа проверки гипотезы о равенстве средних и дисперсий (для десяти выборок с двенадцатью факторами) с помощью критериев Стьюдента и Фишера с выдачей результатов на широкую печать в виде таблицы позволяет классифицировать геохимические объекты по набору геохимических и петрохимических признаков.

Для сравнения многомерных средних используется критерий Уилкса

$$\lambda = \frac{|W|}{|W + Q|}, \quad (1)$$

где: W — матрица, образованная несмещенными оценками дисперсий и ковариаций; Q — та же матрица в предположении, что нулевая гипотеза верна.

Если устанавливается равенство многомерных средних, то используют статистику (Миллер, Кан, 1965)

$$V = -p \ln p, \quad (2)$$

где: $p = p_1 + p_2 + \dots + p_k - 1 - \frac{m+k}{2}$; m — количество признаков; k — количество выборок.

Данная статистика распределена как χ^2 с $m(k-1)$ степенями свободы.

Нами составлена программа многомерного дисперсионного анализа с использованием статистик (1) и (2) для k выборок и $p_1 + p_2 + \dots + p_k - 1 \leq 1000$.

Весьма важное значение в геологии имеет разграничение геологических объектов — нахождение границ в упорядоченных геологических совокупностях. Комплекс программ, использующих алгоритм Д. А. Родионова (1967), позволяет по имеющимся эмпирическим данным объективно устанавливать возможность разграничения геологических объектов по совокупности изучаемых признаков, находить положение границ разнородности объекта, отбрасывать ложные границы, выделять наиболее информативные, в смысле классификации, признаки.

В основу положен критерий Д. А. Родионова

$$v(k) = \frac{n-1}{n \cdot k(n-k)} \sum_{j=1}^m \frac{[(n-k) \sum_{t=1}^k x_{tj} - k \sum_{t=k+1}^n x_{tj}]^2}{\sum_{t=1}^n x_{tj}^2 - \frac{1}{n} \left(\sum_{t=1}^n x_{tj} \right)^2}, \quad (3)$$

где: k принимает значения 1, 2, ..., $n-1$.

Если гипотеза об однородности объекта верна, то величина $v(k)$, при всех значениях k , будет распределена как χ^2 с m степенями свободы. Гипотеза об однородности объекта принимается, если $v(k) \leq \chi_{q,m}^2$ для всех значений k и отклоняется, если $v(k) > \chi_{q,m}^2$ хотя бы для одного значения k .

Выделение наиболее информативных признаков предполагает предварительную проверку однородности с помощью критерия Шоу

$$V = -h \ln \frac{|\hat{\Sigma}_1|}{|\hat{\Sigma}_0|}, \quad (4)$$

где: $h = p_1 + p_2 - 2 - \frac{m}{2}$, а $\hat{\Sigma}_0$ и $\hat{\Sigma}_1$ — оценки общей ковариационной матрицы при условии принятия и отклонения нулевой гипотезы. Гипотеза принимается, если $V \leq \chi_{q,m}^2$ и отклоняется, если $V > \chi_{q,m}^2$. Процедура отыскания наиболее информативных признаков описана в работах Д. А. Родионова (1967), В. Я. Воробьева, В. С. Жуковой (1968).

Для уменьшения случайной ошибки и для получения более плавного течения функции применяется процесс сглаживания, заключающийся в том, что значения, полученные из наблюдений заменяются некоторыми другими, зависящими от выбранного способа сглаживания. Часто применяются сглаживающие формулы, основанные на методе наименьших

квадратов (Березин, Жидков, 1966). Формула Шеппарда — одна из них — имеет вид:

$$\bar{y}(x_i) = \frac{1}{21} \left\{ 7y(x_i) + 6[y(x_{i+1}) + y(x_{i-1})] + 3[y(x_{i+2}) + y(x_{i-2})] - 2[y(x_{i+3}) + y(x_{i-3})] \right\} \quad (5)$$

($i=4, 5, \dots, N-3$, где N — число наблюдений).

К другому классу сглаживающих формул («формулы суммирования») относится формула Спенсера, имеющая вид:

$$\begin{aligned} \bar{y}(x_i) = \frac{1}{350} \left\{ 60y(x_i) + 57[y(x_{i+1}) + y(x_{i-1})] + 47[y(x_{i+2}) + y(x_{i-2})] + 33[y(x_{i+3}) + y(x_{i-3})] + 18[y(x_{i+4}) + y(x_{i-4})] + \right. \\ \left. + 6[y(x_{i+5}) + y(x_{i-5})] - 2[y(x_{i+6}) + y(x_{i-6})] - 5[y(x_{i+7}) + y(x_{i-7})] - 5[y(x_{i+8}) + y(x_{i-8})] - 3[y(x_{i+9}) + y(x_{i-9})] - \right. \\ \left. - [y(x_{i+10}) + y(x_{i-10})] \right\} \quad (6) \end{aligned}$$

($i=11, 12, 13, \dots, N-10$).

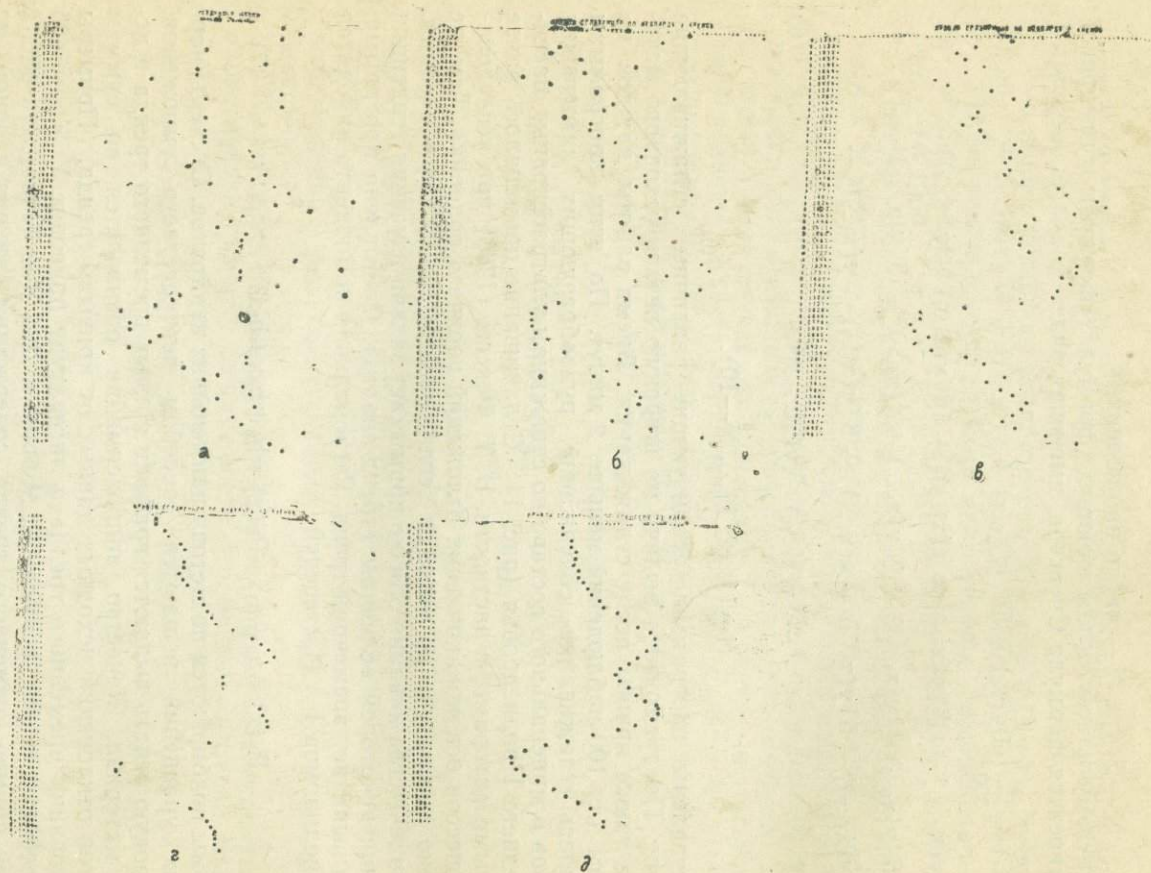
Составлены программы, реализующие различные сглаживающие уравнения. Предусмотрена выдача на широкую печать исходного материала, а также кривых после сглаживания. Время работы каждой из программ для 100 наблюдений меньше 2 минут. По этим программам проводилось сглаживание содержаний рудообразующих химических элементов и минерального состава по скважинам ультраосновных массивов Среднего Приднепровья (рис. 1). Сглаживание применялось ранее различными авторами, в частности, В. Т. Фоксом (1968) при исследовании процессов осадконакопления отложений верхнего ордовика. Там же приведена литература по методам сглаживания и их применениям.

К задаче сглаживания близко примыкает задача изучения тенденции изменения некоторой величины (тренд-анализ). Составлена программа, которая выявляет временной тренд. Региональная компонента находится в виде полиномов I и II степеней

$$P_1(x) = a_0 + a_1x; \quad P_2(x) = b_0 + b_1x + b_2x^2 \quad (7)$$

Полиномы подбираются по методу наименьших квадратов. Системы нормальных уравнений решаются способом перекрестного умножения. На широкую печать выдаются графики кривых временного тренда и исходный материал. Качество аппроксимации оценивается по суммам квадратов отклонений исходных данных от кривых тренда. Примеры использования временного тренда и литературу приводят У. Крамбейн и Ф. Грейбилл (1969), а также Р. Миллер и Дж. Кан (1965). На рис. 2 приведен пример временного тренда содержаний никеля в одной из скважин ультраосновного массива. Видна тенденция возрастания содержания никеля с глубиной. На графике: по горизонтали — содержания никеля, по вертикали — глубины. Столбец чисел слева — расчетные значения содержаний никеля.

Задачу выделения региональной составляющей из поля наблюдаемого распределения переменной часто рассматривают как задачу среднеквадратического приближения эмпирической функции в пространстве алгебраических полиномов (Лохматов и др., 1969). Разработаны про-



Р и с. 1. Сглаживание содержаний хрома (а) по 5 и 7 — членным уравнениям Шепарда (б, в), 13 — членному уравнению Вулхауса (г) и 21 — членному уравнению Спенсера (д). Среднее Приднепровье, Правдинский ультраосновной массив, скв. 10393.

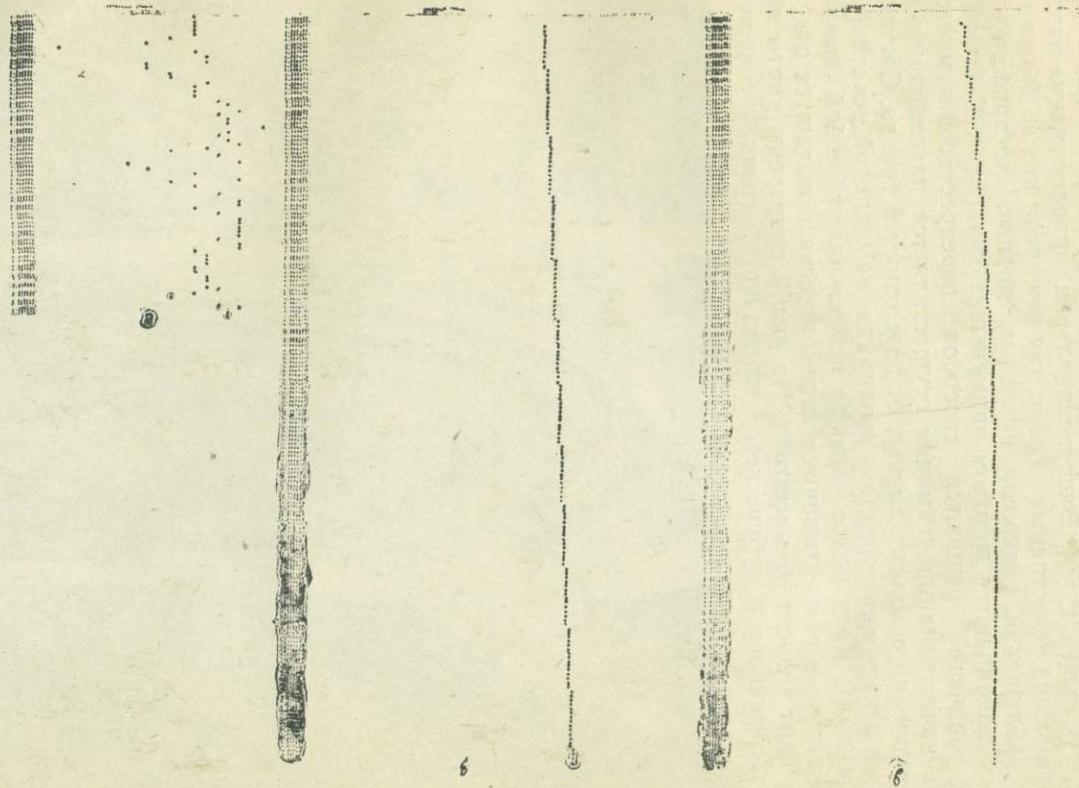


Рис. 2. Линейный (б) и квадратичный (в) временной тренд содержаний никеля (а).
Среднее Приднепровье, Правдинский ультраосновной массив, скв. 10393.

граммы аппроксимации эмпирической функции $z=f(x, y)$, заданной таблично, полиномами I, II, III степеней:

$$P_1(x, y) = a_0 + a_1x + a_2y;$$

$$P_2(x, y) = a_{00} + a_{10}x + a_{01}y + a_{11}xy + a_{20}x^2 + a_{02}y^2;$$

$$P_3(x, y) = b_{00} + b_{10}x + b_{01}y + b_{11}xy + b_{20}x^2 + b_{02}y^2 + b_{21}x^2y + b_{12}xy^2 + b_{30}x^3 + b_{03}y^3. \quad (8)$$

Составлена программа аппроксимации функциями $\exp[P_1(x, y)]$, $\exp[P_2(x, y)]$, $\exp[P_3(x, y)]$. Экспоненциальная аппроксимация накладывает ограничения на исходные данные, так как среди них не должно быть нулевых наблюдений, поскольку исходные данные логарифмируются. Полиномы подбираются методом наименьших квадратов. Системы нормальных уравнений решаются способом перекрестного умножения. Контроль качества аппроксимации осуществляется нахождением квадратов отклонений исходных данных от поверхностей тренда. Составлены программы печати карт тренда в изолиниях на широкой печати (с 13 и 25 изолиниями). Края полос из цифр представляют собой изолинии, значения которых рассчитываются автоматически и выдаются отдельно. Размеры карт зависят от масштаба. На рис. 3 приведены карты линейного, квадратичного и кубического площадного тренда содержаний

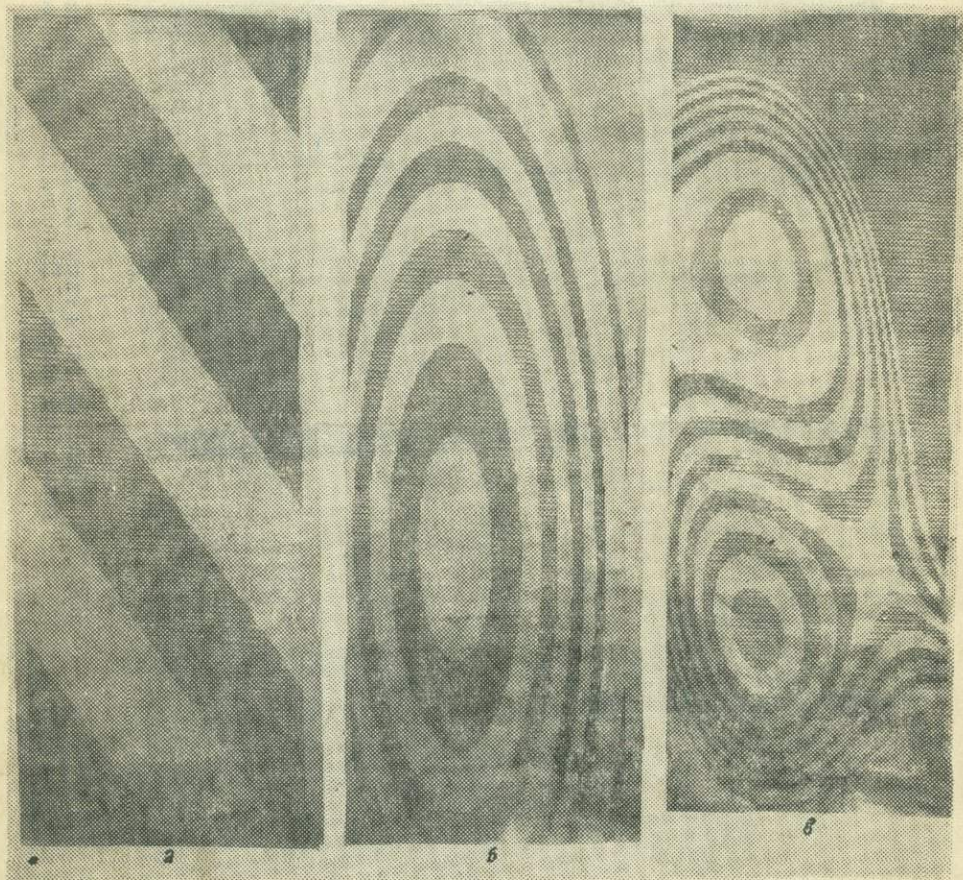


Рис 3. Линейный (а), квадратичный (б) и кубический (в) площадной тренд содержаний никеля. Южный Урал. Темясовский участок Присакмарского ультраосновного массива (первичные данные И. И. Эдельштейна).

никеля по одному из ультраосновных массивов Южного Урала. Кубический тренд выявляет область повышенных содержаний никеля. Надежность тренда оценивается по критерию Фишера. Обширная библиография по вопросам тренда-анализа приводится М. А. Романовой (1968).

Естественным обобщением понятия случайной величины является понятия случайной функции. Случайная функция одного аргумента называется случайным или стохастическим процессом. Случайная функция нескольких действительных аргументов называется случайным полем.

В общем случае для описания случайного процесса необходимы знания его n -мерной плотности вероятности. Однако, во многих практических задачах оказывается возможным ограничиться более простыми характеристиками случайных функций — их математическими ожиданиями и корреляционными функциями (Пугачев, 1962; Вентцель, 1969). Нами составлены программы вычисления нормированных авто- и взаимнокорреляционных функций стационарных эргодических случайных процессов. Одновременно с вычислением производится печать графика этих функций.

Нормированная автокорреляционная функция (Смирнов и др., 1965).

$$K_x(\tau) = \frac{\sum_{i=1}^{n-m} (x_i - \bar{x})(x_{i+m} - \bar{x})}{\sqrt{\left[\sum_{i=1}^{n-m} (x_i - \bar{x})^2 \right] \left[\sum_{i=1}^{n-m} (x_{i+m} - \bar{x})^2 \right]}} \quad (9)$$

Взаимкорреляционная функция (Пугачев, 1968)

$$K_{x,y}(\tau) = \frac{1}{n-m} \sum_{i=1}^{n-m} (x_{i+m} - \bar{x})(y_i - \bar{y}), \quad (10)$$

где \bar{x} и \bar{y} — оценки математического ожидания; n — объем выборки; m — коэффициент при $\tau \left(\tau = \frac{mT}{n} \right)$, принимающий значения 0, 1, 2, ...

На рис. 4 приведен график автокорреляционной функции содержаний никеля (а) и кобальта (б) в ультрабазитах по скв. 10020 Верховцев-



Рис. 4. Функция автокорреляции содержаний никеля (а) и кобальта (б). Среднее Приднепровье, Грановский ультраосновной массив, скв. 10020.

ского района, из которого устанавливается сильная автокорреляция содержаний кобальта по этой скважине.

Объектом применения разрабатываемых и внедряемых алгоритмов и программ являются в первую очередь исследования геохимии никеля ультраосновных горных пород.

ЛИТЕРАТУРА

- Березин Н. С., Жидков Н. П. Методы вычислений, т. I. Изд. «Наука», М., 1966.
- Вентцель Е. С. Теория вероятностей. Изд. «Наука», М., 1969.
- Вистелиус А. Б. О некоторых ошибках в применении математических методов при анализе геохимических данных. Геохимия, № 11, 1970.
- Воробьев В. Я., Жукова В. С. Выбор информативных показателей в геохимических задачах классификации. Геохимия, № 5, 1968.
- Ильвицкий М. М. Линейные связи никеля в ультраосновных горных породах Украинского кристаллического массива. Сов. геология, № 12, 1964.
- Ильвицкий М. М. Статистический анализ в минералого-петрографических, петрохимических и геохимических исследованиях ультрабазитов Приднепровья. Сб. «Геология и рудоносность юга Украины», в. I. Днепропетровск, 1968.
- Крамбейн У., Грейбилл Ф. Статистические модели в геологии. Изд. «Мир», М., 1969.
- Лохматов Г. И., Евдокимова В. Н., Алаев Г. Т., Кирчанова Н. Н., Ривкинд О. П. Математический метод палеотектонического анализа платформенных структур с применением ЭВМ. Тр. ВЦ ИГУ, в. 3. Иркутск, 1969.
- Миллер Р., Кан Дж. Статистический анализ в геологических науках. Изд. «Мир», М., 1965.
- Пугачев В. С. Введение в теорию вероятностей. Изд. «Наука», М., 1968.
- Пугачев В. С. Теория случайных функций. Физматгиз, М., 1962.
- Родионов Д. А. Статистические методы разграничения геологических объектов по комплексу признаков. Изд. «Недра», М., 1967.
- Романова М. А. Тренд-анализ данных геологических наблюдений (основная литература). Сб. «Вопросы математической геологии». Изд. «Наука», Л., 1968.
- Смирнов Н. В., Дунин-Барковский И. В. Курс теории вероятностей и математической статистики. Изд. «Наука», М., 1965.
- Фокс В. Т. Использование вычислительных машин для количественных анализов распределения окаменелостей. Сб. «Вопросы математической геологии». Изд. «Наука», Л., 1968.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПРОДУКТОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ СУЛЬФИДСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННОЙ ФОРМАЦИИ АРХЕЯ СРЕДНЕГО ПРИДНЕПРОВЬЯ

Г. Н. РОМАНЕНКО

При изучении коры выветривания докембрийских метаморфизованных осадочно-вулканогенных пород, вскрытой структурно-картировочными профилями в пределах Верховцевской и Сурской магнитных аномалий, в ней были встречены образования, представляющие собой продукты выветривания кристаллических пород, обогащенных сульфидами. Помимо наиболее широко распространенного пирита, в исходных породах могут присутствовать сульфиды меди, никеля, кобальта и других металлов, в связи с чем сульфидсодержащие породы являются объектом геолого-поисковых работ в Среднем Приднестровье, где за последнее время установлены проявления сульфидных руд меди, никеля и др. Несмотря на ограниченное распространение кор выветривания этих сульфидсодержащих пород и небольшую мощность, изучение их представляет значительный интерес, поскольку такие коры являются наиболее достоверным признаком, указывающим на возможность обнаружения в коренных породах сульфидных руд.

Краткие сведения о коре выветривания кристаллических пород района Среднего Приднестровья

Разнообразные метаморфизованные осадочно-вулканогенные породы, к которым приурочены проявления сульфидных руд, объединяются некоторыми авторами в спилитовую или офиолитовую формацию. По данным Н. П. Семененко и др. (1967) стратиграфически они относятся к верхней и нижней базавлукской сериям архея и слагают разобщенные брахисинклинальные структуры, развитые в пределах Базавлукского синклинория. Эти структуры в виде останцев, площадью 500—800 кв. км заключены среди более молодых гранитов и мигматитов.

На докембрийских кристаллических породах в Среднем Приднестровье сформировалась древняя (мезо-кайнозойская) кора выветривания, перекрытая толщей третичных и четвертичных отложений мощностью 40—80 м. Мощность коры выветривания в большинстве случаев колеблется в пределах от 40 до 70 м, достигая нередко 120 и более метров. В общих чертах она характеризуется площадным распространением. Однако, в пределах брахисинклинальных структур кора выветривания имеет некоторые особенности, заключающиеся в следующем. В соответствии с наклонным залеганием пород субстрата в вертикальном разрезе коры выветривания чередуются продукты выветривания различных

исходных пород. Таковую кору выветривания И. И. Гинзбург с соавторами (1946) предложил называть сложно-площадной.

На контактах различных пород и, вероятно, в зонах тектонических нарушений отмечается образование линейных кор, опускающихся в виде клиновидных тел на глубину до 100 м от подошвы площадной коры выветривания.

В коре выветривания метаморфизованных осадочно-вулканогенных пород выделяется два типа профилей выветривания. Для первого типа характерно наличие следующих зон (снизу вверх): 1) зоны дезинтегрированных и выщелоченных пород, 2) зоны промежуточных продуктов выветривания, представленной монтмориллонитом или гидрохлоритом, 3) зоны конечных продуктов выветривания (гетит-каолининовой). В некоторых случаях гетит-каолининовая зона перекрывается зоной бокситовидных пород.

Указанное строение имеет, главным образом, кора выветривания массивных амфиболитов, содержащих небольшое количество полевого шпата. На сланцеватых амфиболитах, а также на различных сланцах (кварц-хлоритовых, кварц-серицит-хлоритовых, кварц-хлорит-альбитовых и др.), в том числе по химическому составу отвечающих основным породам, развита кора выветривания, профиль которой включает в себя только две зоны: нижнюю, относительно маломощную зону дезинтегрированных и выщелоченных пород и верхнюю, мощную, гетит-каолининовую зону. Иногда нижние горизонты гетит-каолининовой зоны представлены галлуазит-каолининовыми породами.

Первый тип профиля выветривания имеет резко подчиненное распространение по сравнению со вторым типом, в связи с чем основная масса коры выветривания представлена гетит-каолининовыми продуктами.

Коры выветривания сульфидсодержащих пород, являющихся своеобразными зонами окисления, заключены среди этих продуктов и наблюдаются в керне скважин в виде небольших (0,1—0,5 м) прослоек. Образование последних связано с выветриванием пород, содержавших обильную сульфидную вкрапленность. Иногда такие прослои с той или иной частотой группируются в отдельных интервалах, мощность которых достигает 6—7 м.

Положение зон окисления сульфидсодержащих пород среди гетит-каолининовой коры выветривания иллюстрируется рисунком 1.

Судить о залегании сульфидсодержащих пород и, образовавшихся в результате их выветривания, зон окисления в настоящее время затруднительно. Предполагается, что они образуют тела, залегание которых согласуется с общим наклонным залеганием вмещающих пород.

Минеральный и химический состав продуктов выветривания сульфидсодержащих пород

Коры выветривания сульфидсодержащих пород резко отличаются от вмещающих их продуктов выветривания. Они сложены бурыми или кирпично-красными породами глинисто-охристо-кварцевого состава, содержат прожилковидные выделения плотного гетита, часто обнаруживающего натечную структуру.

Коры выветривания сульфидсодержащих пород в Среднем Приднепровье отличаются от классических разрезов зон окисления сульфидных месторождений с ясно выраженной гипергенной зональностью. По составу они ближе всего отвечают верхним горизонтам зон, где развиты преимущественно гетит-гидрогетитовые продукты окисления сульфидов. Местами сульфиды окислены не полностью. Небольшое количество их

может сохраняться в качестве остаточных минералов. Довольно часто зоны окисления сульфидсодержащих пород преобразованы процессами вторичной минерализации.

Главными породообразующими минералами описываемых пород являются кварц, минералы гидроокислов железа и глинистые минералы.

Зерна кварца, размеры которых колеблются от 0,3 до 1,0 мм, заключены среди глинисто-охристого вещества, имеющего вид цементной массы. Иногда в породах кварц резко преобладает над другими минерала-

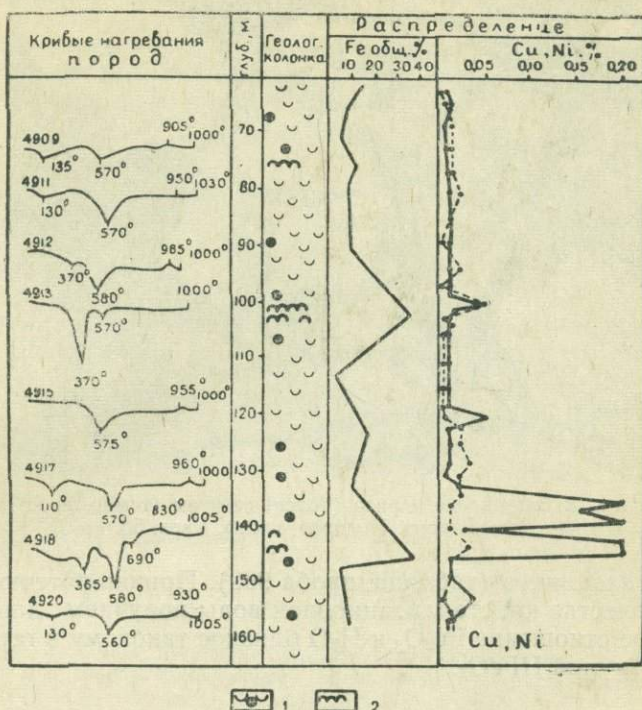


Рис. 1. Положение продуктов выветривания сульфидсодержащих пород в гетит-каолинитовой коре выветривания по скв. 10312. 1 — гетит-каолинитовая кора выветривания; 2 — продукты выветривания сульфидсодержащих пород (зоны окисления).

ми. Его кристаллы срastaются между собой, в связи с чем структура кварцевых участков напоминает роговиковую. Промежутки между кварцевыми участками заполнены обычно гетитом. Кварц является остаточным минералом.

Минералы гидроокислов железа представлены гетитом и, в меньшей мере, вероятно, гидрогетитом. Отмечается две разновидности гетита: плотный гетит, слагающий образования типа, «стеклянной головы», и тонкодисперсный, находящийся в смеси с глинистыми минералами.

Плотный гетит в шлифах просвечивает желто-бурым цветом, обнаруживает хорошо выраженную анизотропию и агрегатную поляризацию. Часто он обладает колломорфной структурой. Плотная разновидность гетита развита резко подчиненно по сравнению с тонкодисперсной и, вероятно, связана с процессами ограниченной миграции коллоидов гидроокислов железа и их выпадением в пустотах.

Тонкодисперсный гетит непосредственно замещает сульфиды. Характер этого замещения иллюстрируется рисунком 2.

При полном замещении сульфидов минералами гидроокислов железа не наблюдается псевдоморфных образований. В случае редковкрапленной сульфидной минерализации в исходных породах их продукты выветривания содержат пятнистые охристые выделения.

Химическим анализом в плотном гетите устанавливается небольшая примесь кремнезема и глинозема, связанных, по-видимому, с присутстви-



Рис. 2. Замещение пирита (белое) гетитом (темно-серое).
х — халькопирит. Полиров. шлиф. Увел. 55.

ем кварца и каолинита (таблица, проба 969). Приняв потерю при прокаливании в качестве кристаллизационной воды получаем для минерала молекулярное отношение Fe_2O_3 к H_2O близкое таковому в гетите с теоретической формулой $HFeO_2$.

Таблица

Химический состав продуктов выветривания сульфидсодержащих пород

	969		517		4149	4918	105
	вес %	мол. к-во	вес %	мол. к-во			
SiO ₂	2,35	0,039	23,30	0,388	33,13	33,24	21,02
TiO ₂	0,10		0,10		0,28	0,35	0,66
Al ₂ O ₃	0,86	0,008	20,23	0,198	7,55	0,66	16,94
Fe ₂ O ₃	83,63	0,525	43,67	0,211	49,18	49,22	8,85
Cr ₂ O ₃	0,34	0,002	не опр.		0,03	сл.	не опр.
FeO	0,86	0,010	0,29		1,29	5,86	26,78
MnO	0,05		не опр.		0,15	сл.	0,06
CaO	0,36		0,38		0,46	0,21	1,38
MgO	0,12		0,18		0,55	0,27	1,04
Na ₂ O	} 0,39		0,09		} 0,59	} 0,32	0,08
K ₂ O			0,05				
H ₂ O	не опр.		0,97		1,11	0,48	0,41
п.п.п.	9,60*	0,532	11,10*	0,616	6,24	9,58	23,11
сумма	98,66		100,36		100,56	100,19	100,33

Примечание. 969 — плотный натечный гетит (скв. 12097, глуб. 76,5 м). 517 — класс менее 0,05 мм (скв. 10417, глуб. 103,5 м). 4149 — кварц-гетитовая порода (скв. 10070, глуб. 155,7 м). 4918 — кварц-гетитовая порода с реликтами сульфидов (скв. 10312, глуб. 145,2 м). 105 — сидеритизированная порода (скв. 10339, глуб. 77,3 м).

*) П.п.п. приняты в качестве H_2O^+ .

Изучение тонкодисперсного гетита представляет большую сложность, поскольку он всегда находится в тонкодисперсной смеси с глинистым минералом, от которого его трудно отделить. Поэтому анализировалась такая смесь, представляющая собою класс менее 0,005 мм, выделенный из пород зоны окисления. В химическом составе пробы (таблица, проба 517) главными компонентами являются окись железа, кремнезем, глинозем и потеря при прокаливании. Учитывая отсутствие в анализируемом веществе карбонатов и пирита, потеря при прокаливании принята в качестве H_2O^+ . Соотношение молекулярных количеств главных окислов в этом случае свидетельствует о том, что в состав пробы входит каолинит и гетит.

Такой состав тонких классов подтверждается их кривыми нагревания (рис. 3, пробы 517, 105-1, 4918), характеризующимися тремя основными термическими эффектами. Эндотермический эффект с максимумом

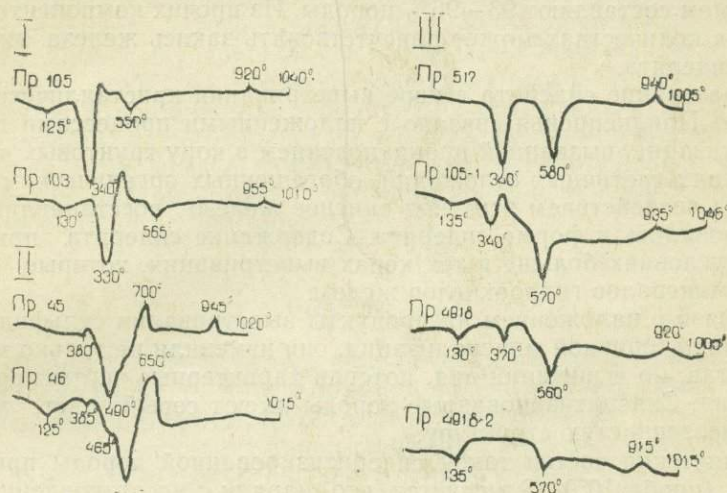


Рис. 3. Кривые нагревания сульфидсодержащих пород. I — гетиты, II — сидеритизированные разности, III — охристо-глинистое вещество.

при 340—370° отвечает разрушению кристаллической решетки гетита. Эндотермический эффект с максимумом при 560—580° и экзотермический эффект с максимумом при 920—940° связан с термическим разложением каолинитового минерала.

Пониженная температура протекания экзотермической реакции (920—940°) и небольшая ее интенсивность, как показали исследования каолинитовых кор выветривания в Среднем Приднепровье, связаны с неполной окристаллизованностью каолинита. Этим обстоятельством объясняется, вероятно, наличие в каолините адсорбированной воды, фиксирующейся на термограммах небольшим, но достаточно отчетливым эндоэффектом с максимумом при 130—135°.

Глинистый минерал в редких случаях обособляется в виде небольших округлых выделений зеленого цвета, концентрирующихся на стенках пустоток. Диаметр выделений не превышает 1 мм. В шлифах глинистый минерал имеет светло-зеленую окраску, двупреломляет в незначительной степени. Средний показатель преломления равен 1,560—1,564.

Небольшие количества зеленого глинистого минерала позволили выполнить только термографический и рентгенометрический анализы.

Термограмма минерала (рис. 3, пр. 4918-2) имеет те же термические эффекты, которые характерны для каолинита, содержащегося в смеси с гетитом.

Рентгенометрическое изучение показало, что наряду с глинистым минералом в пробе присутствует кварц, давший ряд ярких отражений (4,25; 3,69; 3,346, 2,457 Å и др.). Глинистый минерал хорошо диагностируется по серии базальных отражений от 7,16 Å пакета. Отражение второго порядка — 3,57 Å. Базальное отражение глинистого минерала третьего порядка совпадает с интенсивным рефлексом кварца (3,346 Å). Имеется сравнительно яркое ($I=3$) отражение четвертого порядка (1,813Å). Таким образом, каолинитовая природа зеленого глинистого минерала не вызывает сомнения.

Глинисто-кварцево-гетитовый или кварцево-гетитовый состав продуктов выветривания сульфидсодержащих пород обуславливает резкое преобладание в их химическом составе (таблица, пробы 4149 и 4918) кремнезема, окиси железа и потерь при прокаливании, которые вместе с глиноземом составляют 93—96% породы. Из прочих компонентов в существенных количествах может присутствовать закись железа, входящая в состав сидерита.

Образование сидерита в коре выветривания кристаллических пород Среднего Приднепровья связано с наложенными процессами вторичной минерализации, вызванной проникновением в кору грунтовых вод из вышележащих третичных отложений, обогащенных органическим веществом. Под воздействием этих вод окисное железо восстанавливалось и мобилизовалось в форме сидерита. Содержание сидерита при прочих равных условиях больше в тех корах выветривания, которые содержат больше минералов гидроокислов железа.

В связи с наложением на продукты выветривания сульфидсодержащих пород вторичной минерализации, они изменили не только минеральный состав, но и внешний вид, потеряв характерные черты пород зоны окисления. Сидеритизированные породы имеют серый цвет, массивное сложение, зернистую структуру.

Химический состав такой сидеритизированной породы приведен в таблице (проба 105). Отмечается, что, наряду с восстановлением трехвалентного железа, увеличивается содержание окиси кальция и магния.

На кривых нагревания сидеритизированных разностей фиксируются эффекты, связанные с термическим разложением сидерита (рис. 3, пробы 45 и 46): эндотермический эффект с максимумом при 490—530° и эффект с максимумом при 650—700°.

В продуктах выветривания сульфидсодержащих пород спектральным анализом устанавливается зачастую повышенное в 5—10 раз против вмещающих пород содержание меди, никеля и цинка. Содержание этих элементов в последних составляет тысячные, редко первые сотые доли процента. При этом отмечается цинк—медная и никель—медная ассоциации, возможно указывающие на наличие в исходных породах, кроме пирита, сульфидов этих металлов. Однако, достоверно судить о первоначальном составе сульфидной минерализации не представляется возможным, тем более, что в описываемых породах отсутствуют индикаторные текстуры.

Геологоразведочными работами в Среднем Приднепровье установлено, что наиболее распространенным типом сульфидного рудопоявления является медноколчеданный тип. В связи с этим определенным интерес представляет изучение поведения меди при окислении сульфидов. С этой целью из коры выветривания сульфидсодержащих пород, в которой сохранились неполоностью окисленные сульфиды, были проанализированы сульфидная фракция и гетит.

Сульфиды представлены пиритом и небольшим количеством (10—15%) халькопирита. Химический анализ сульфидной фракции дал следующий результат (в%): $Fe_{общ}$ — 37,18; S — 49,32; Cu — 6,39;

CoO—0,04; NiO — сл. В состав гетитовой фракции входят (в %): SiO₂—35,47; TiO₂—0,43; Al₂O₃—6,18; Fe₂O₃—39,50; FeO—6,89; MnO—0,04; CaO—0,66; MgO—1,15; Na₂O + K₂O — сл.; P₂O₅—0,14; Cr₂O₃—0,03; CuO—0,60; H₂O—1,19; п. п. п. — 7,80; CO₂—1,19; S—2,80.

Проанализированный гетит находится в смеси с кварцем и глинистым минералом. Кроме того, в нем содержится около 5% сульфидов. Поэтому рассматривать данный анализ, как химический состав гетита, естественно, нельзя. Однако, до некоторой степени его можно сравнивать с химическим составом сульфидов, в качестве их продуктов выветривания. Такое сравнение показывает, что при окислении сульфидов, медь практически выносятся из зон окисления. Кроме меди, неустойчивыми в зоне окисления по В. И. Смирнову (1969) являются также никель, кобальт и некоторые др. элементы.

Исследование распределения микроэлементов в минералах из продуктов выветривания сульфидсодержащих пород показывает, что глинисто-охристой массой удерживаются небольшие количества меди (0,07—0,1%) и никеля (до 0,1%), что и обуславливает повышенное содержание этих элементов в описываемых породах. При замещении минералов гидроокислов железа сидеритом в результате наложенных процессов вторичной минерализации, медь и никель выносятся окончательно. В связи с этим при металлометрическом опробовании такие измененные зоны окисления могут быть легко пропущены.

Выводы

Проявления сульфидных руд, приуроченных к кристаллическим породам осадочно-вулканогенной формации архея Среднего Приднепровья, в коре выветривания фиксируются в виде своеобразных зон окисления кварц-гетитового и каолинит-кварц-гетитового состава, мощность которых по скважинам колеблется от 0,5 до 7,0 м. Геологическая позиция их хорошо иллюстрирует положение, выдвинутое В. П. Петровым (1967) о вхождении зон окисления в общую площадную кору выветривания района в качестве ее составной части.

Наряду с широко распространенным пиритом в исходных породах могут присутствовать сульфиды меди, никеля и других элементов. При процессах окисления сульфидов халькофильные элементы в основной своей массе выносятся. Небольшая часть их фиксируется глинисто-гетитовыми продуктами выветривания, определяя повышенные в описываемых образованиях содержания меди и никеля (до 0,07—0,1%) по сравнению с вмещающими породами.

Судить о наборе сульфидных минералов в исходных породах по продуктам их выветривания представляется в настоящее время весьма затруднительным. Тем не менее фиксация в коре выветривания кристаллических пород описанных зон окисления имеет большое значение для поисков в Среднем Приднепровье сульфидных руд.

ЛИТЕРАТУРА

Гинзбург И. И., Кац А. А., Корин И. З., Попков В. Ф., Савельев И. И., Трубина К. Н. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала. Тр. ин-та геол. наук АН СССР, вып. 80, 1946.

Петров В. П. Основы учения о древних корах выветривания. Изд. «Недра», 1967.
Семененко Н. П., Бойко В. Л., Бордунов И. Н., Ладиева В. Д., Макухина А. А. Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита. Изд. «Наукова думка», 1967.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. Изд. «Недра», 1969.

ГЕНЕЗИС ВЕРХНЕГО ЯРУСА ЛЕССА УКРАИНЫ

А. И. КРАВЧЕНКО

Несмотря на более чем стотридцатилетнюю давность лессовой проблемы, она до настоящего времени не может считаться окончательно разрешенной, так как до сих пор вопрос о происхождении лесса вызывает разногласия среди геологов, географов и почвоведов.

В течение этого времени было предложено 23 гипотезы.

Обращаясь к истории этого вопроса, можно назвать следующие гипотезы, выдвинутые в разное время для объяснения генезиса лесса: 1) аллювиальная, 2) озерная, 3) ледниковая, 4) делювиальная или пролювиальная, 5) элювиальная, 6) эоловая и др. *).

Рассмотрим основные положения этих гипотез, получивших в свое время признание некоторых ученых.

Аллювиальная гипотеза рассматривает лесс как речной нанос, уподобляя его современным илам Нила, отлагающимся на равнине при разливах этой реки. Эта гипотеза предполагает огромные наводнения в четвертичный период, при которых реки, переполненные мутной водой, выходили из своих берегов и затапливали окружающие их междуречные пространства.

Несостоятельность такого объяснения генезиса верхнего яруса лесса УССР вытекает, прежде всего, из отсутствия слоистости в типичном лессе. Как указывал еще Ч. Ляйель (1886, стр. 305), нильский ил имеет тонкослоистое листоватое сложение.

Другим опровержением этой гипотезы или, иначе, гипотезы речных потоков, является гранулометрический состав украинского лесса, в котором преобладают пылеватые частицы, в то время, как в речных илах всегда преобладают глинистые частицы.

Кварцевая пыль не может долгое время удерживаться в воде во взвешенном состоянии, так как скорость ее осаждения сравнительно велика (по Сабанину, для частиц 0,05 мм она равна 2 мм/сек, а для частиц 0,01 мм—0,2 мм/сек), следовательно, для перенесения пылеватых частиц водой требовалась значительная скорость течения, при которой, как во всех наших реках в паводок, должен был бы вместе с пылью переноситься и кварцевый песок.

Далее, при перенесении пыли и песка водными потоками должна была бы происходить дифференциация частиц по их крупности, что неизбежно сопровождалось бы появлением слоистости в осадке. Между тем, в лессе мы не наблюдаем слоистости в полном смысле этого слова и вся толща его в вертикальном разрезе представляется однородной по гранулометрическому составу (алевроитовой), без прослоек глины и песка. Все это резко противоречит аллювиальной гипотезе.

*) В 1920 г. немецкий ученый Кейгльгак выдвинул даже гипотезу о космическом происхождении лесса.

Кроме того, последняя не может удовлетворительно объяснить плащеобразное залегание верхнего яруса лесса УССР и увеличение его мощности на водоразделах. При аллювиальном генезисе лесс должен был иметь наибольшую мощность в речных долинах, а наименьшую — на водоразделах, в залегании же верхнего лесса УССР мы наблюдаем как раз обратное явление.

Если принять во внимание абсолютные высоты залегания подошвы верхнего яруса лесса УССР на водораздельных плато и соответствующие высоты залегания этой подошвы в долине Днепра, то окажется, что разница этих высот местами достигает 90—95 м. Следовательно, для того, чтобы речные воды во время разливов могли отложить лесс на высоких водоразделах, слой воды в реках должен был иметь толщину до 100 м, что совершенно невероятно, так как ни одна река в мире не имеет такой большой глубины и не могла иметь в недавнем геологическом прошлом. Никаких следов аллювиальной деятельности этой гипотетической реки (или рек) никем не наблюдалось.

Сторонники аллювиальной гипотезы исходят из предположения, что огромные массы воды, приводившие к ареальным наводнениям вплоть до гребневых частей водоразделов, переполняли речные долины вследствие таяния ледниковых покровов в течение плейстоцена. Это наивное предположение опровергается тем, что лесс отлагался не в межледниковые и интерстадиальные эпохи и века, когда происходило отступление ледников к северу, а в течение ледниковых эпох, когда ледники продвигались с севера на юг и не давали большого количества талых вод. Кроме того, согласно наблюдениям над современными гренландскими ледниками покровного, материкового типа, отступление их происходит, главным образом, за счет испарения, а не таяния льда, вследствие чего количество вытекающих из-под края ледника талых вод в общем незначительно.

Аллювиальная гипотеза образования лесса, в свете приведенных ранее фактических данных (Кравченко, 1969) не подтверждается составом органических остатков, содержащихся в верхнем ярусе лесса УССР. Эти остатки представлены, главным образом, ксерофильными легочными степными моллюсками, многие из которых не переносят не только длительного увлажнения, но и простого затенения.

Не менее показательны в этом отношении остатки грызунов, встречающихся, в верхнем ярусе лесса УССР: все это ксерофильные степные грызуны — суслики, полевки, байбаки, пеструшки, слепыши и т. п., обитающие ныне в сухой степи.

Совершенно очевидно, что вся муридная фауна мелких млекопитающих вымерла бы в течение первого часа аллювиального «потопа», достигшего гребней водоразделов, и все среднее Приднепровье лишилось бы этой фауны.

Между тем, остатки слепышей встречаются во всех ярусах украинского лесса до верхнего включительно, что в корне опровергает аллювиальную гипотезу.

Озерная гипотеза. Эта гипотеза предполагает, что лесс отложился на дне обширных озер, в которые большие и малые реки выносили тонкую муль. Несостоятельность озерной гипотезы явствует из рассмотренных нами (Кравченко, 1960, 1968, 1969) фактов, касающихся верхнего яруса украинского лесса в УССР. Против данной гипотезы говорит, прежде всего, огромная и непрерывная площадь, занятая верхним лессом на территории УССР, от берегов Черного и Азовского морей до левобережья Среднего Днепра включительно. Невозможно предположить, чтобы на всей этой площади в течение плейстоцена располагалось озеро, сливавшееся на юге с Черным и Азовским морями.

Вторым возражением против озерной гипотезы является то, что лесс УССР имеет плащеобразное залегание, поднимаясь от долины Днепра на самые высокие водораздельные возвышенности. Если даже допустить, что это воображаемое озеро имело глубину свыше 100 м и покрывало водоразделы, то при отложении осадков на его дне они не имели бы плащеобразного залегания и мощность их увеличивалась бы близ берегов, т. е. близ границ площади, занятой лессом, чего в действительности не наблюдается.

Далее, против озерной гипотезы с очевидностью говорят неслоистость лесса и однородность его состава: как известно, осадки озерной фации всегда обладают отчетливой слоистостью и разнообразным литологическим составом — от песков до тонкоотмученных илов, в то время как в лессовой толще мы наблюдаем исключительно одни алевритовые породы.

Совершенно необъяснимым с точки зрения озерной гипотезы является наличие в лессе ископаемых гумусовых степных почв черноземного и каштанового типа, а равно и лесных почв подзолистого типа, — их образование на дне озера совершенно исключается.

Наконец, осадки озерной фации характеризуются вполне определенным типом пресноводной фауны с большим участием лимнеид, унионид, палюдин и других моллюсков, а также — не менее определенной флорой, состоящей из водоплавающих и прикрепленных к субстрату корнями водяных растений, остатки которых в типичном лессе, как правило, отсутствуют. Из этого следует, что озерная гипотеза образования лесса не имеет ни малейшего обоснования и совершенно неприемима к верхнему ярусу лесса УССР.

Ледниковая (флювиогляциальная) гипотеза. Авторы этой гипотезы — знаменитый русский почвовед В. В. Докучаев и не менее знаменитый геолог и революционер П. А. Кропоткин — рассматривали лесс как тонкую ледниковую мусть, отлагавшуюся на суше, покрытой густым травянистым покровом, препятствовавшим возникновению в лессе слоистости.

Наличием сгнивших стеблей трав авторы гипотезы объясняли присутствие в лессе тонких известковых трубочек — лессового каркаса, служащего одним из важнейших отличительных признаков этой горной породы. Образование лесса происходило не непрерывно, а лишь в летнее время года, когда таяли ледники.

В. В. Докучаев почти без изменений принял точку зрения Кропоткина и приложил ее к южно-русскому лессу в пределах черноземной области. По его мнению, лесс «отложился на суше, одетой степной, а кое-где и болотной растительностью, преимущественно во время ледниковых водополий, которые, подобно нашим весенним степным (на водоразделах) безбрежным потокам, разливались на громадных пространствах и осаждали свой ил, как он и теперь садится по лугам и поймам наших рек». (Докучаев, 1893).

К точке зрения Докучаева впоследствии примкнули Г. И. Танфильев (1922) и К. Д. Глинка (1932).

Ледниковая гипотеза, по существу, представляет видоизменение аллювиальной гипотезы, допуская отложение лесса временными водными потоками, покрывавшими водоразделы.

Следовательно, все сказанное выше относительно неприложимости аллювиальной гипотезы к украинскому лессу относится также и к ледниковой гипотезе, за исключением данных, касающихся ископаемой фауны и флоры в лессе.

Кроме того, для оценки приложимости ледниковой гипотезы к объяснению генезиса верхнего яруса лесса УССР необходимо принять во внимание следующее обстоятельство. Как указано выше, этот лесс

отложился во время предпоследнего (калининского) оледенения, южная граница которого, показанная на схематической карте А. И. Москвитина (1953), проходила во время наибольшего распространения этого ледника на расстоянии 850 км от Среднего Днепра. Если предположить, согласно ледниковой гипотезе, что приднепровский верхний (калининский) лесс представляет вынесенную талыми водами из-под ледника мусть, то нужно допустить, что зандровые поля калининского ледника имели ширину по крайней мере 1000 км, что совершенно недопустимо. Кроме того, на таком большом расстоянии от ледника эти потоки не могли бы иметь глубину до 100 м и достигать водоразделов на правобережье Днепра.

С. С. Соболев для объяснения заноса ледниковой мусть на водоразделы выдвинул мысль о том, что в эпоху лессообразования рельеф УССР был нерасчлененным, равнинным, и лишь впоследствии, в результате эпейрогенических движений, был дифференцирован на возвышенные и пониженные участки.

Легко показать, на основании анализа гипсометрии и мощности подстилающих лессовую толщу УССР краснобурых глин и суглинков, что перед началом лессообразования существовал расчлененный рельеф с высокими водоразделами и глубоко врезанными эрозионными понижениями (речными и балочными долинами).

Приведенные нами ранее факты (Кравченко, 1960) указывают на то, что самый верхний, вполне типичный лесс распространен повсеместно, за исключением русла и нижних террас Днепра, он залегает плащеобразно даже на самых высоких водоразделах (например, в районе г. Днепродзержинска и г. Днепропетровска), причем он не только не уменьшается здесь по мощности, но, наоборот, приобретает еще большую мощность, около 45 м, чем на склонах плато и на верхних террасах Днепра.

Делювиальная или пролювиальная гипотеза. Эта гипотеза, горячо защищавшаяся русскими геологами П. Я. Армашевским и А. П. Павловым, предполагает, что образование лесса происходило путем смыва со склонов тонкими водяными струйками элювиальных продуктов выветривания различных коренных пород, а в предгорных районах — временными горными потоками.

Этой гипотезе явно противоречит неоднократно отмечавшееся нами увеличение мощности всей лессовой толщи и отдельных ярусов лесса по направлению к гребневым линиям главных водоразделов. Если бы лесс образовался за счет смыва продуктов выветривания на склонах, то совершенно понятно, что наибольшую мощность он должен был бы иметь в нижней части склонов возвышенностей.

Смыв лесса струйками дождевых и талых вод на склонах возвышенностей происходит и в настоящее время, но этот смыв приводит к образованию не первичного коренного лесса, а чехла делювиальных лессовидных суглинков, мощность которых действительно увеличивается близ основания склонов. Эти делювиальные суглинки внешне напоминают лесс, но отличаются от него плохо выраженной тонкой слоистостью и неправильными короткими линзами гумусового суглинка без резко ограниченных поверхностей и карбонатных горизонтов (эти линзы являются результатом смыва современного чернозема и частично погребенных гумусовых почв).

Вторым важным возражением против пролювиальной гипотезы является минералогический состав лесса, который с определенностью указывает на то, что исходный материал лесса не заимствован из местных коренных пород, содержащих в тяжелой фракции небольшие количества минералов, в то время как в лессе общее количество их превосходит 60 (Кравченко, 1968).

Гранулометрический состав лесса (всегда алевритовый, почти без примеси песчаных зерен) также стоит в явном противоречии с положениями струевой гипотезы о смыве продуктов выветривания различных коренных пород на склонах: коренные породы здесь часто представлены кварцевыми песками (полтавскими, сарматскими), от смыва которых в лессе должны были бы образоваться песчаные линзы, или хотя бы отдельные песчинки, которых в действительности не наблюдается.

Далее, основной и наиболее распространенной породой, подстилающей лесс, является краснубурая глина, от смыва которой лесс должен был бы иметь красноватый цвет, в то время как он всегда палевый.

Другие возражения против рассматриваемой гипотезы, с очевидностью показывающие ее несостоятельность, были в свое время обстоятельно рассмотрены акад. В. А. Обручевым (1911 и другие работы).

Элювиальная (почвенная) гипотеза. Элювиальная гипотеза была выдвинута Л. С. Бергом в 1916 году и развита им в более поздних работах (1947).

Так как развернутая и обстоятельная критика элювиальной гипотезы Берга была дана В. А. Обручевым (1929, 1932, 1933 и др.), Г. Ф. Мирчинком (1925), А. И. Москвитиным (1933), Н. И. Дмитриевым (1952) и др., мы приведем лишь некоторые соображения относительно приложимости данной гипотезы к украинскому лессу, исходя из тех данных, которые были приведены нами (Кравченко, 1960, 1968, 1969).

Критика первого положения Берга. Минералогический состав украинского лесса, в котором насчитывается свыше 60-ти самых разнообразных минералов, находится в явном противоречии с утверждением Берга о том, что лесс образуется *in situ* из весьма различных пород (в том числе коренных), так как эти коренные породы содержат несравненно более бедную минеральную ассоциацию и, следовательно, не могла дать исходный материал для образования украинского лесса.

Процессы выветривания и почвообразования не могли преобразовать толщу мощностью свыше 47 м приднепровского первичного лесса на водоразделах, так как они проникают на небольшую глубину; равным образом, эти процессы не могли привести к возникновению верхнего яруса лесса в Днепропетровске, имеющего 10—12 м мощности.

Процессы выветривания, образовавшие лесс, не тронули составляющих его легко выветриваемых минералов (полевые шпаты, слюды, роговая обманка и пр.).

Критика второго положения Берга. Лесс никогда не содержит в себе большого количества частиц диаметром менее 0,001 мм, что доказано для громадного количества проб непрерывным и фракционным механическими анализами.

Большая часть карбонатов в лессе имеет вторичное происхождение, за исключением единичных ромбоэдров кальцита и арагонита, а также — единичных зерен доломита.

Критика третьего и четвертого положений Берга. Типичный коренной лесс УССР состоит не из «склеенных» карбонатами глинистых частиц, а из отдельных кластических зерен кварца и других минералов размерами в среднем 0,06—0,08 мм, следовательно — нельзя считать правильным утверждение Берга, что частицы крупностью 0,01—0,05 мм состоят из склеенных частиц диаметром менее 0,01 мм.

Кроме того, в лессе содержатся коллоидно-дисперсные минералы, характерные как для кислой, так и для щелочной среды, что опровергает основное положение гипотезы Берга об образовании лесса из разнообразных местных пород в результате процесса почвообразования.

В книге «Климат и жизнь» Л. С. Берг допускает также участие «полоев» (разливов), т. е. прибегнул к аллювиальной или флювиогля-

циальной гипотезе. Противоречия с современным рельефом Л. С. Берг обходит новой гипотезой о «последлессовом» поднятии местности (Донбасс), высказанной С. С. Соболевым.

Золовая гипотеза. Золовая или ветровая гипотеза, впервые разработанная для лесса Китая Рихтгофеном, а впоследствии дополненная В. А. Обручевым и П. А. Тутковским, в своем первоначальном виде допускала образование лесса в результате выветривания коренных пород на склонах впадин, имеющих эрозионное и тектоническое происхождение. Эпоха лессообразования отличалась сухим климатом в центральных областях Азии, лишенных стока. Ветер сдувал на склонах сухую пыль из продуктов выветривания, кроме того, такую же транспортирующую роль играла дождевая вода, смывавшая продукты выветривания на склонах. Оба эти агента (ветер и дождевая вода) переносили тонкие продукты разрушения коренных горных пород вниз по склонам, в результате чего впадины рельефа постепенно заполнялись этими мелкими пылеватыми и глинистыми частицами, из которых и образовались мощные толщи китайского лесса.

Таким образом, по Рихтгофену, лесс залегает только во впадинах и отсутствует на возвышенных участках рельефа.

Ознакомившись со взглядами Рихтгофена, изложенными в его сочинении «Китай», акад. В. А. Обручев, на основании личных наблюдений в Северном Китае, внес существенные поправки в гипотезу Рихтгофена, в частности — указал на то, что китайский лесс отлагался не только во впадинах рельефа, но и на склонах и вершинах возвышенностей; кроме того, Обручев подчеркнул то обстоятельство, что исходным материалом для образования лесса являются не местные коренные породы, а пыль, перенесенная ветром на большое расстояние из пустыни Ордос и других пустынь Центральной Азии. В таком аспекте золовая пыль осаждается из атмосферы не только во впадинах, как полагал Рихтгофен, а в виде плаща покрывает различные неровности рельефа. Эту существенную поправку к золовой гипотезе Рихтгофена Обручев сделал еще в 1895 г. и с тех пор золовая гипотеза получила всеобщее признание как в нашем отечестве, так и далеко за его пределами.

Однако, золовая гипотеза в том виде, каком она была разработана Рихтгофеном-Обручевым, не могла объяснить происхождения европейского лесса, так как не был выяснен источник лессовой пыли. Заслуга разработки золовой гипотезы применительно к европейскому лессу принадлежит П. А. Тутковскому, который опубликовал свою точку зрения в 1899 г. в большой работе «К вопросу о способе образования лесса», напечатанной в книгах I и II журнала «Землеведение».

Дальнейшее развитие золовой гипотезы было сделано П. А. Тутковским в 1910 году в его монографии «Ископаемые пустыни северного полушария».

Изучая распространение лесса на юге Русской равнины, Тутковский впервые обратил внимание на тот важный факт, что полоса развития лесса здесь окружает площадь древнего плейстоценового оледенения и что северная граница типичного лесса совпадает с южной границей распространения эрратических валунов.

На этом основании Тутковский сделал правильный вывод о связи лесса с материковым оледенением Русской платформы, а происхождение лесса объяснил золовой транспортировкой ледниковой пыли из зандровых полей антициклонами (фенами), которые постоянно существовали в приледниковой области, так как над ледником устанавливался барический максимум в результате охлаждения воздушных масс под действием льда; одновременно с этим во внеледниковой, экстрагляциальной области устанавливался барический минимум, в результате чего массы хо-

лодного сухого воздуха непрерывно перемещались в экстрагляциальную область. При отступании ледникового покрова к северу обширные площади покрывались моренными и зандровыми отложениями, которые быстро осушались и развеивались ледниковыми антициклонами—фенами, уносившими мелкий материал в виде эоловой пыли на юг, где и отлагали ее в виде лесса на различных неровностях рельефа.

П. А. Тутковский различал только одно оледенение, откуда следует, что Тутковский считал лесс послеледниковым образованием. В 1914 году Гагель, на основании изучения ископаемой флоры и других остатков ледникового периода, установил, что климат межледниковых эпох был влажным и сравнительно теплым, в то время как климат ледниковых эпох, напротив, был сухим и холодным. Тогда же выяснилось, что ископаемая фауна млекопитающих, остатки которой встречаются в европейском лессе, характеризуется присутствием арктических форм (копытный лемминг, мускусный бык, песец, северный олень) совместно с типичными степными формами (тушканчики, степные сурки-байбаки, суслики и многие другие).

Таким образом, считать лесс межледниковым и послеледниковым образованием уже не представлялось возможным и большинство исследователей признали, что он образовался в ледниковые эпохи, в то время как в межледниковые эпохи формировались ископаемые (погребенные) почвы.

Дальнейшей поправкой, внесенной в эоловую гипотезу, было признание в качестве исходного материала для образования лесса флювиогляциальных отложений, вместо основных и конечных морен, как предполагал Тутковский.

К такому выводу впервые пришел акад. А. Д. Архангельский (1913), изучавший лесс Черниговщины, а впоследствии Г. Ф. Мирчинк (1925) — оба они указали на то, что исходная пыль, послужившая для образования лесса Европейской части СССР, была заимствована из флювиогляциальных песков и супесей.

Пыль, вынесенная из этих отложений ветром и отложенная им на поверхности земли, еще не была лессом; в лесс, как правильно указывает В. А. Обручев, эта пыль превращалась лишь после того, когда она была перерыта червями, мелкими землероями и корнями растений в сухой степи. Таким образом, согласно современному пониманию В. А. Обручева, лесс Европейской части СССР представляет собой эоловую (атмосферную) пыль, вынесенную ветром из флювиогляциальных песков и супесей и отложенную им на поверхности сухой степи, где она в результате жизнедеятельности населявших степь растений и животных превращалась в особую, бедную гумусом, степную почву желтоземного типа—лесс.

Развернутую и пристрастную критику эоловой гипотезы можно найти у И. П. Герасимова и К. К. Маркова (1939), Л. С. Берга (1947) и других авторов.

Не останавливаясь на критике в адрес эоловой гипотезы, мы приведем здесь те данные в ее защиту, которые получены в результате проведенных нами исследований.

Эоловый генезис верхнего яруса украинского лесса подтверждается:

- 1) условиями его залегания—в виде плаща на различных формах рельефа, причем наиболее типично этот лесс выражен именно на водоразделах;
- 2) увеличением мощности верхнего яруса лесса по направлению к гребневым линиям водоразделов;
- 3) в общем однородным (пылеватым) гранулометрическим составом, отвечающим эоловым осадкам;
- 4) нижней границей окатывания, характерной для эоловых осадков;
- 5) полиминеральностью минералогического состава лесса, обуслов-

ленной развеванием водно-ледниковых материалов на огромной площади, главным образом, в долине Днепра;

6) наличием в лессе воднонеустойчивых минералов (бронзита, базальтической роговой обманки и др.);

7) просадочностью верхнего яруса лесса;

8) незначительным содержанием в лессе «склеенных» мельчайших частиц (агрегатов), обязательных для процесса «облессования», по Л. С. Бергу;

9) наличием в лессе ясно выраженных и изумительно сохранившихся почвенных образований черноземного, каштанового и подзолистого типа.

Эти данные представляются нам достаточным для того, чтобы признать эоловую гипотезу единственно приемлемой для объяснения генезиса верхнего яруса лесса УССР.

ЛИТЕРАТУРА

Л. С. Берг. Климат и жизнь, М., 1947.

Н. И. Дмитриев. К вопросу о происхождении лесса УССР. Уч. зап. Харьковского гос. университета, т. XI. Труды географ. фак-та, 1, 1952.

А. И. Кравченко. О просадочности лесса в связи с его пористостью. Сб. научн. трудов ДИСИ, вып. 9. Изд. Харьковского госуниверситета, 1960.

А. И. Кравченко. О минералогическом составе верхнего яруса лесса УССР и его генезисе. В сб. «Геология и рудоносность юга Украины», вып. 1, Днепропетровский университет, 1968.

А. И. Кравченко. Палеонтологическая характеристика верхнего яруса лесса и лессовидных суглинков УССР. В сб. «Геология и рудоносность юга Украины», вып. 2, Днепропетровский Госуниверситет, 1969.

Н. И. Кригер. Лесс, его свойства и связь с географической средой. Изд. «Наука», 1965.

А. И. Москвитин. Схема палеогеографии плейстоцена Европейской части СССР на основе новых представлений о стратиграфии четвертичных отложений, 1953.

В. А. Обручев. К вопросу о происхождении лесса. Изв. Томск. политехн. институт, т. 23, № 3, 1911.

П. А. Тутковский. К вопросу о способе образования лесса. «Земледелие», кн. I и II, 1899



СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Носовский М. Ф. Биостратиграфия среднемиоценовых отложений северной части Эвксинского бассейна (Южная Украина)	3
Кораллова В. В., Панова Л. А. Пыльца покрытосеменных растений из олигоценых отложений Причерноморской впадины	19
Барг И. М. Стратиграфическая корреляция верхнегельветских отложений Южной Украины с одновозрастными образованиями Европы по фауне моллюсков	32
Грязнов В. И. Закономерности размещения высококачественных марганцевых руд на Никопольском месторождении	42
Грязнов В. И., Данилов И. С. Рудная зональность в Богдановском карьере Никопольского марганцевого месторождения	54
Данилов И. С. Вещественный состав и геохимия пиролюзито-псиломелановых окисленных руд Никопольского месторождения	62
Ходюш Л. Я. Вопросы петрохимии железистых пород докембрия Среднего Приднепровья и Мариупольского железорудного района	73
Ходюш Л. Я., Джелген Е. И., Коваленко Н. Г. Дайки мезотипных пород Мариупольского железорудного района	85
Танатар-Бараш З. И., Дудник Н. Ф., Смоголюк А. Г. Основные породы нижней metabазитовой свиты Сурского района	92
Танатар-Бараш З. И., Дудник Н. Ф. О поведении железа при процессах метаморфизма ультраосновных пород Приднепровья и изменении их физических свойств	98
Ильвицкий М. М. Прогнозирование форм нахождения рудообразующих химических элементов с помощью вероятностно-статических методов и ЭВМ	106
Ильвицкий М. М., Передерий А. И., Меркулов Я. Н. Некоторые вопросы применения вероятностно-статистических методов и ЭВМ в геохимических исследованиях ультраосновных пород	111
Романенко Г. Н. Вещественный состав продуктов выветривания сульфидсодержащих пород осадочно-вулканогенной формации архея Среднего Приднепровья	119
Кравченко А. И. Генезис верхнего яруса лесса Украины	126

**ГЕОЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ
ЮГА УКРАИНЫ**

БТ 09649. Подписано к печати 21.IX.1971 г.
Бумага 70×108¹/₁₆. 8,5. печ. л. (11,9 усл. печ. л.).
Заказ № 3374. Тираж 800. экз. Цена 1 руб. 10 коп.

Типография издательства «Зоря»,
г. Днепропетровск. Ленинградская, 56.

5720

Цена 1 руб. 40 коп.