

ВЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ (ВСЕГЕИ)

**ГЕОЛОГО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ
ОЧЕРК
ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
УКРАИНСКОГО ЩИТА**

ЛЕНИНГРАД

А. П. НИКОЛЬСКИЙ и А. Н. ЕФИМОВ

ГЕОЛОГО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ
ОЧЕРК ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
УКРАИНСКОГО ЩИТА

ЛЕНИНГРАД

1960

В книге изложены сведения о геологии докембрия восточной части Украинского щита. Показано, что в верхнем архее здесь накоплены многокилометровой мощности эффузивно-осадочные толщи, подвергшиеся верхнеархейской складчатости и превращенные в кристаллические сланцы при формировании пород многофазного интрузивного цикла верхнеархейского возраста. Показано, что в нижнем протерозое, уже в платформенных условиях, возникли породы Мариупольского интрузивного цикла.

Приводятся материалы по эндогенной металлогении, дано металлогеническое районирование региона, характеристика особенностей рудоносности отдельных структурно-металлогенических зон, генезис различных эндогенных месторождений и рудопроявлений.

Авторами развивается ряд положений по геологии и металлогении Украинского щита, значительно отличающихся от общепринятых взглядов.

ОГЛАВЛЕНИЕ

От редактора	5
От авторов	6
<i>Введение</i>	9
Общие сведения о геологической изученности докембрия восточной части Украинского щита	9
Глава I. Стратиграфия	14
Сланцево-амфиболитовая серия	14
Криворожская серия	18
Общие сведения	18
Нижняя свита	19
Средняя свита	21
Саксаганский горизонт	25
Тальковые сланцы	26
Распространение тальковых сланцев и их химический состав	28
Генезис тальковых сланцев	31
Другие породы саксаганского горизонта	33
Рудоносный горизонт	37
Фрунзенский горизонт	38
Карнаватский песчаниково-сланцевый горизонт	38
Карнаватский сланцево-железисто-роговиковый горизонт	38
Верхняя свита	39
Ингулецкий горизонт	39
Дальнезападный горизонт железистых кварцитов	42
Описание разрезов криворожской серии	48
Разрезы Лихмановской, Саксаганской и Аниовской полос	48
Разрезы Желтореченской полосы	53
Гнейсовая серия	56
Железистые кварциты	56
Глава II. Краткие сведения об интрузивных комплексах восточной части УКЩ	73
Криворожский интрузивный цикл, соотношения его пород с эффузивно-осадочно-метаморфическими толщами	73
Данные по определению абсолютного возраста	86
Некоторые генетические особенности горных пород Криворожского интрузивного цикла	86
Мариупольский интрузивный цикл	97
Глава III. Тектоника восточной части Украинского щита	101
Положение Криворожского рудного пояса в структуре восточной части Украинского щита	104
Глава IV. Выводы по истории геологического развития докембрия восточной части Украинского щита	109

Глава V. Сравнительная характеристика геологического развития докембрия восточной части Украинского щита с докембрием Балтийского щита	117
Глава VI. Металлогения восточной части Украинского щита	121
Структурно-металлогеническое районирование	122
Металлогения Криворожского рудного пояса	128
Некоторые метасоматические процессы, проявленные среди железистых пород Криворожского рудного пояса	129
Соотношение между отдельными фазами метасоматоза, проявленными в железистых кварцитах	148
О генезисе богатых железных руд в железистых кварцитах	152
О генезисе натрового метасоматоза, проявленного в железистых кварцитах	152
Особенности распределения рудной минерализации в пределах Криворожского рудного пояса и ее характеристика	154
Арсенопиритовая и сульфидная минерализация Криворожского рудного пояса	157
Особенности зоны окисления Криворожского рудного пояса	158
Заключение	161
Литература	163

ОТ РЕДАКТОРА

Книга А. П. Никольского и А. Н. Ефимова «Геолого-металлогенический очерк восточной части Украинского щита» содержит обширный материал по стратиграфии, магматическим циклам и металлогении восточной части УКЩ.

В отличие от существующих представлений, многие коренные вопросы геологии, стратиграфии, тектоники и металлогении этой части Украинского щита рассматриваются по-новому. Доказывается, что криворожская свита не представляет собой самостоятельный протерозойский структурный ярус, а является лишь частью мощной верхнеархейской складчатой структуры. Приводятся доказательства в пользу того, что толщи железистых кварцитов имеются не только в криворожской серии, но и в других сериях верхнеархейской складчатой структуры, например, в гнейсовой серии. По-новому освещаются возрастные и структурные взаимоотношения между магматическими комплексами верхнеархейского возраста и криворожской серией.

В основу металлогенического районирования положены особенности состава пород и их положение в различных структурно-фациальных зонах. В соответствии с новыми данными, полученными за последние годы, приводятся довольно подробные сведения о метасоматических процессах, которым подвергались железистые кварциты криворожской серии. Особый интерес представляют геолого-металлогенические карты восточной части УКЩ, а также идея А. П. Никольского о существовании днепровского антиклинала, в различных частях которого располагаются Криворожский бассейн и Курская магнитная аномалия.

Авторы затратили много труда на документальное обоснование своих выводов, однако, как они сами справедливо указывают, не все положения, трактуемые по-новому, в настоящее время можно считать доказанными.

Книга представляет интерес не только для специалистов, работающих на Украине и в районе Курской магнитной аномалии, но и для широкого круга геологов, интересующихся вопросами геологии докембрия и металлогении.

ОТ АВТОРОВ

Авторы по заданию ВСЕГЕИ на протяжении ряда лет изучали геологию докембрия восточной части Украинского щита.

Геологи А. К. Прусс, М. Я. Абдулина, Н. П. Гречишников, З. М. Гречишникова, Н. К. Стехин, М. З. Куличенко, Р. Я. Ротштейн постоянно делились результатами своих исследований.

Главный инженер Украинского геологического управления И. И. Мошара и главный геолог В. А. Ершов охотно знакомили с новыми геологическими материалами управления. Особенно большой материал по познанию Желтореченской полосы был получен от геолога управления Я. М. Грицкова.

В Украинском геологоразведочном тресте ознакомлению с геологическими материалами способствовали Д. И. Ищенко и Н. З. Гребень.

Выяснению геологии региона во многом помогло общение с Я. Н. Белевцевым, Ю. Г. Гершойгом, В. С. Домаревым, В. Н. Котляром и Ю. И. Половинкиной. Названным лицам считаем своим долгом выразить большую признательность.

Прежде чем перейти к рассмотрению геологических вопросов, необходимо сделать некоторые пояснения терминов, употребляемых в тексте.

Название «Украинский щит» часто приводится в сокращенном виде — УКЩ. Термином «железистые кварциты» обозначаются полосчатые метаморфизованные породы, состоящие главным образом из кварца, магнетита, гематита или мартита; «амфиболо-магнетитовыми роговиками» называются полосчатые железистые породы, содержащие кроме кварца, магнетита и гематита, амфибол, хлорит и карбонат; «джеспилитами» именуются железистые кварциты с весьма тонким переслаиванием кварцевых и железистых прослоек и преобладанием железистых минералов над кварцем.

Под термином «толщи железистых пород» подразумеваются пачки пластов, где переслаиваются железистые кварциты, железистые роговики и разнообразные сланцы.

Терминами «аплитовидные мигматиты», «микроклиновые мигматиты», «плагноклазовые мигматиты» обозначаются мигматиты, гранитная составная часть которых по минералогическому составу, а иногда

и по структуре, близка соответственно к аплитовидным, микроклиновым и плагноклазовым гранитам.

Узкая полоса распространения пород криворожской серии часто называется «Криворожским рудным поясом». Значение этого термина поясняется в разделе металлогении. Иногда она называется «Криворожской полосой».

Приложенные карты названы схематическими, так как для составления кондиционных карт мало материала из-за недостаточной обнаженности кристаллических пород докембрия. Карты названы геолого-металлогеническими, так как наряду с некоторыми элементами металлогении они имеют геологические нагрузки, присущие обычным геологическим картам.

А. Н. Ефимов в работе описал часть участков железистых кварцитов гнейсовой серии и часть разрезов Желтореченской полосы. Весь остальной текст написан А. П. Никольским.

ВВЕДЕНИЕ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ ДОКЕМБРИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ШИТА

Территория, именуемая восточной частью Украинского щита, на западе ограничена меридианом 33°, на северо-востоке — Днепровско-Донецкой впадиной и палеозоем Донецкого бассейна, а на юго-западе — Причерноморской впадиной (рис. 1, приложение).

Докембрийские породы восточной части УКЩ на огромных площадях закрыты осадочным покровом третичного и четвертичного возраста. Мощность покровных отложений меняется от нуля до 200—250 м; в среднем она колеблется от 40 до 60 м.

Кристаллические породы докембрия изредка обнажаются по руслам рек и балкам. Наибольшее количество обнажений встречается по рр. Днепру, Ингульцу, Саксагани, Базавлуку, Волчией, Берде, Кальмиусу и Кальчику. В целом обнаженность Приазовской части УКЩ лучше, чем в районе Среднего Приднепровья. Но все же она весьма незначительна. Встречаются площади, где обнажения отсутствуют на расстоянии десятков километров.

В последние годы огромный материал по познанию докембрия дали буровые скважины, количество которых все время возрастает.

Геологическая изученность территории восточной части УКЩ весьма неравномерна. Наиболее детально исследован район Криворожского рудного пояса (рис. 2, приложение). Хорошо обследован ряд районов в Западном Приазовье и отдельные участки магнитных аномалий.

Для Украинского щита составлены геологические карты в крупном масштабе, но все они носят схематический характер. Слабая обнаженность кристаллических пород хотя и дополняется данными буровых скважин, однако для создания полноценных кондиционных карт имеющихся материалов явно недостаточно. Особенно слабо охарактеризованы соотношения различных кристаллических пород между собой.

Представления об истории геологического развития восточной части УКЩ весьма разноречивы. По мнению большинства геологов здесь в составе докембрия принимают участие 3—5 разновозрастных складчато-магматических комплексов [Свитальский, 1932; Лучицкий, 1939; Гершойг, 1937; Белевцев, 1957; Половинкина, 1953; Родионов, 1954; Семенов, 1953].

Наиболее известные стратиграфические схемы восточной части УКЩ приведены в табл. 1. Противоречия, которые возникают при рассмотрении последней, показывают, что основные вопросы стратиграфии, тектоники и магматизма УКЩ пока еще окончательно не решены. Разнообразие взглядов на геологию щита объясняется недостаточной обоснованностью фактическим материалом приведенных стратиграфических схем и произвольностью выводов многих исследователей.

Главнейшие стратиграфические схемы

докембрия восточной части Украинского щита

Н. И. Свитальский (1932)	П. П. Пятницкий (1936)	С. П. Роднонов (1954)	Ю. Г. Гершойг (1937)	В. И. Лучицкий (1939)	Я. Н. Белевцев (1957)	Ю. И. Половинкина (1953)	Н. П. Семенов (1953)	И. С. Усенко (1955)	А. Н. Козловская (1958)
Протерозой. Диабазы. Криворожская свита.		Протерозой. Жильные диабазы и базальты. Розовые и черно-кварцевые граниты.	Альгонк. Диабазы. Криворожская свита.	Палеозой. Мариупольский щелочной комплекс. Протерозой Криворожская свита. Покровы диабазов.		Верхний палеозой. Приазовский щелочной комплекс. Верхнеархейские платформенные образования. Днепровско-Токковский комплекс (граниты, чарнокиты, диабазовые дайки). Криворожская серия. Амфиболиты.	Палеозой. Приазовский щелочной комплекс. Протерозой. Дайки диабазы. Днепровско-Токковские граниты.	Верхний палеозой (?). Породы сиенитового комплекса Приазовья, граниты екатерининские, Каменных Могил (габбро-диориты, рапакиви северо-западной части щита).	Палеозой Граниты Каменных Могил в Приазовье. Мариуполиты, нефелиновые сиениты, сиениты, граниты, перидотиты, габбро Приазовья; ультрабазиты Девладова.
Архей.	Верхний архей. Тетерево-Бугская свита.	Перерыв. Криворожская свита.	Большое несогласие.	Орогенез. Тетерево-Бугская свита. Пегматиты, аплиты, серые житомирские граниты, чарнокиты, парагнейсы, преимущественно биотитовые.	Геосинклинальные образования. Ингуло-Ингулецкие и саксаганские граниты и мигматиты.	Нижний протерозой или верхний архей. Субширотные дайки диабазов. Днепровско-Токковские граниты. Серпентиниты. Седиментация криворожской толщи.	Большой перерыв Верхний архей. Ингулецкий интрузивный комплекс (кировоградские и житомирские граниты). Саксаганская (криворожская) серия.	Нижний палеозой. Дайки оливковых диабазов в Криворожской серии, ультрабазиты и метабазиты Девладова.	Коростеньский комплекс (граниты рапакиви, лабрадориты и др.). Обвручские песчаники.
Граниты. Железистые роговики месторождения Корсак-Могила. Несогласие. Древнекриворожская свита. Несогласие. Зеленокаменные породы. Гнейсо-граниты.	Большое несогласие. Жилы диабазов. Криворожская свита.	Архей. Зеленокаменные породы.	Архей. Зеленокаменные породы.	Перерыв. Амфиболиты Приднепровья, железистые кварциты Кошки, Чертомлыка, Верховцева и Малой Белозерки.	Амфиболиты Приднепровья, железистые кварциты Кошки, Чертомлыка, Верховцева и Малой Белозерки.	Субширотные дайки диабазов. Днепровско-Токковские граниты. Серпентиниты. Седиментация криворожской толщи.	Перерыв. Серия метадиабазов. Перерыв. Ингуло-Ингулецкая гнейсовая серия.	Протерозой. Граниты Осницко-Токковского комплекса (субгеосинклинальные образования). Криворожская серия. Метабазиты рр. Саксагани и Ингульца.	Протерозой. Днепровско-Токковский интрузивный комплекс. Криворожская серия.
		Перерыв. Ингулецкие мигматиты, гнейсы. Криворожский гранодиорит.	Большое несогласие. Граниты. Инъекционные гнейсы.	Перерыв. Орогенез.	Нижний архей. Гнейсы, кварциты, амфиболиты, железистые кварциты Корсак-Могила и Орехово-Павлоградских аномалий.	Большой перерыв. Нижний архей. Субмеридиональные дайки диабазов. Плагнограниты и мигматиты. Ультраосновные и основные интрузии. Осадочные породы гнейсовой толщи и основные эффузивы (амфиболиты).	Большой перерыв. Нижний архей. Кременчугские плагнограниты (Побугский комплекс). Бугско-Днепровская гнейсовая серия.	Архей. (Геосинклинальные образования). Кировоград-Житомирский комплекс гранитов (кировоградские, житомирские, салтычинские, саксаганские граниты). Кварциты, гнейсы, метабазиты, железистые, кварциты Корсак-Могила и другие аномалии Приазовья.	Верхний архей. Кировоградско-Житомирский интрузивный комплекс, габбро-амфиболиты, серпентиниты. Коньско-верховцевская серия.
	Нижний архей. Катархейские гнейсы.			Днепровская группа. Гранито-гнейсы. Скарновые породы. Темно-серые парагнейсы.				Нижний архей. Подольский чарнокитовый комплекс. Габбро-амфиболиты, перидотиты. Серия архейских гнейсов, железистые кварциты Приазовья и Орехово-Павлоградской полосы.	

По мнению многих геологов, восточная часть УКЩ сложена породами архея, в состав которых входят один, два и более структурных ярусов. Интенсивно складчатые и метаморфизованные архейские толщ гнейсов и амфиболитов, прорванные саксаганскими и житомирскими гранитами, впоследствии подверглись длительному размыву и перекрыты излияниями диабазов, превращенных в амфиболиты. На глубоко размываемых архейских породах в протерозое была отложена криворожская толща, подвергшаяся интенсивной складчатости и внедрению токовских гранитов. В Приазовье докембрийские образования были прорваны Мариупольским интрузивным комплексом палеозойского возраста.

В результате интенсивного размыва докембрия криворожский структурный ярус на значительных пространствах был уничтожен, он сохранился лишь в виде корневых частей синклиналиных складок, зажатых архейскими глыбами.

В настоящее время останцы верхнего структурного яруса представлены Криворожской синклиналью, Верховцевскими, Орехово-Павлоградскими, Приазовскими и другими магнитными аномалиями.

Наши геологические исследования, позднее подтвержденные определением абсолютного возраста, позволили прийти к существенно иным выводам [Никольский, 1952, 1953]. Согласно наблюдениям авторов, метаморфические породы восточной части УКЩ, возникшие за счет эффузивно-осадочных толщ, можно разделить на три серии: сланцево-амфиболитовую, криворожскую и гнейсовую. Эти серии были образованы в верхнеархейской подвижной зоне. Залегают они без заметного несогласия между собой. Отложение железистых кварцитов происходило в четырех разновозрастных толщах: в сланцево-амфиболитовой серии, в средней и верхней свитах криворожской серии и в гнейсовой серии. Железистые кварциты криворожской и гнейсовой серий возникли в краевых зонах, граничащих с верхнеархейским интрагеоантиклинальным поднятием, сложенным сланцево-амфиболитовой серией.

Сланцево-амфиболитовая, криворожская и гнейсовая серии подверглись интенсивному смятию верхнеархейской складчатостью, последней был образован огромный Днепровско-Курский антиклинорий. Криворожская серия и железистые кварциты гнейсовой серии, распространенные западнее сланцево-амфиболитовой серии, относятся к западному крылу антиклинория. Железистые кварциты Приазовья и Орехово-Павлоградской полосы принадлежат восточному крылу антиклинория.

Складчатость сопровождалась формированием многофазного верхнеархейского интрузивного цикла, возникшего в шесть интрузивных фаз.

В Приазовье, в нижнем протерозое, в условиях уже платформенного развития, произошло внедрение пород многофазного Мариупольского интрузивного цикла.

Изложенный взгляд на геологию УКЩ, коренным образом отличающийся от господствующих представлений, вначале вызвал недоверие и критику. Особенно с резкими возражениями в печати выступили Ю. И. Половинкина и Я. Н. Белевцев. Но их критика носила необъективный характер, а в некоторых случаях ими было допущено даже искажение приведенных автором материалов, что и было показано в ответе [Никольский, 1954].

Ряд положений, выдвинутых нами ранее и вызвавших возражения, в настоящее время получил признание*. Но некоторые вопросы по-прежнему оспариваются.

* Ю. И. Половинкина в отличие от прежних взглядов [1953, 1954] в статье «История развития магматизма в Украинском кристаллическом массиве» [Тр. V сессии Комиссии по опр. абс. возраста. М. 1958] вынуждена была признать широкое распространение плагиогранитов более молодых, чем породы криворожской серии. В этой же статье она выделяет апоспилитовую свиту с толщами железистых квар-

В задачу настоящей работы входит детальное изложение фактического материала, обосновывающего геологическое строение докембрия УКЩ, и рассмотрение вопросов по эндогенной металлогении изученной территории.

Новые представления по ряду коренных вопросов геологии докембрия УКЩ имеют исключительно важное значение для понимания геологии докембрия вообще и, в частности, для Курской магнитной аномалии.

цитов; последняя соответствует ранее выделенной нами сланцево-амфиболитовой серии с прослоями железистых кварцитов.

В работе Я. Н. Белевцева [1957, стр. 57] признается наличие нескольких разновозрастных толщ тальковых сланцев в криворожской серии. Это положение в статьях 1954 года он, а также С. П. Родионов категорически отрицали. Подобных примеров можно привести еще несколько.

Глава I. СТРАТИГРАФИЯ

Эффузивно-осадочно-метаморфические толщи восточной части УКЩ, как уже отмечалось ранее [Никольский, 1952, 1953], разделены на три серии: сланцево-амфиболитовую, криворожскую и гнейсовую. Ниже приводится характеристика этих серий, объединенных общим названием «Криворожский метаморфический комплекс».

СЛАНЦЕВО-АМФИБОЛИТОВАЯ СЕРИЯ

На пространстве между Криворожским рудным поясом и Орехово-Павлоградской зоной (рис. 1) широко распространены амфиболиты, гнейсы и разнообразные сланцы. Среди последних установлены реликты

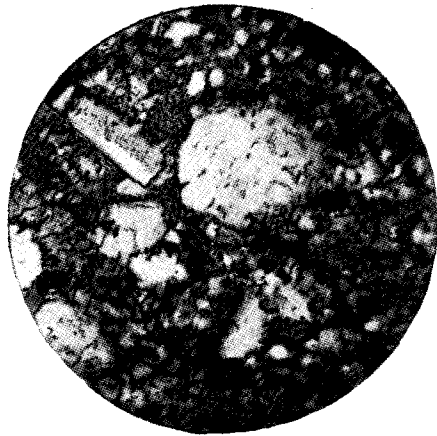


Рис. 3. Кварцевый плагиопорфир сланцево-амфиболитовой серии из района Верховцевских магнитных аномалий. С анализатором, $\times 40$.

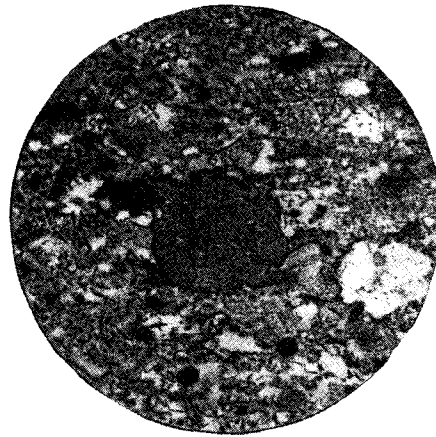


Рис. 4. Кварцевый плагиопорфир сланцево-амфиболитовой серии из района Конкских магнитных аномалий. С анализатором, $\times 40$.

структур кварцевых плагиопорфиров, кварцевых кератофиров, песчаников и туфов (рис. 3 и 4). Известен также ряд толщ магнетитовых кварцитов и карбонатно-амфиболо-магнетитовых сланцев, переслаивающихся с разнообразными породами.

Наиболее значительные обнажения амфиболитов и перемежающихся с ними сланцев распространены по рр. Саксагани, Ингульцу, Базавлуку, Соленой и Мокрой Суре. Магнетитовые кварциты и сланцы, переслаивающиеся с амфиболитами, известны под названием Верховцевских, Конкских, Сурских, Мало-Белозерской и Чертомлыкской аномалий.

На пространстве между Криворожским рудным поясом и Орехово-Павлоградской полосой значительные площади сложены биотитовыми и биотито-амфиболовыми гнейсами, часто превращенными процессами гранитизации в гранито-гнейсы, в мигматиты плагиоклазового и микроклинового состава. Среди толщ, сложенных гнейсами, иногда встречаются в виде незначительных прослоев амфиболиты. Но имеются и значительные площади, где резко преобладающими породами являются амфиболиты, а в них в виде маломощных прослоев залегают гнейсы. Амфиболиты также иногда превращены в мигматиты плагиоклазового или микроклинового состава, но мигматизации они поддаются несравненно труднее, чем гнейсы.

В течение ряда лет толщи амфиболитов восточной части УКЩ изучались И. С. Усенко [1948, 1953]. В его работах приводятся много химических анализов и минералогических характеристик различных типов амфиболитов.

Общий количественно-минералогический состав амфиболитов может характеризоваться следующими данными: амфибола — 38—50, иногда до 80%, плагиоклаза — 6—50%, биотита — 0—13%, кварца — 4—40%, минералов эпидотовой группы — 0—35%, карбонатов — 0—20%, хлорита — 0—15%, магнетита и ильменита — 0—6%, сфена — 0—4%, разных минералов — 0,7—3%.

Амфиболы в амфиболитах представлены зеленой обыкновенной роговой обманкой или актинолитом, имеющим в большинстве случаев уралитовые формы.

Плагиоклаз присутствует в виде альбита (особенно среди амфиболитов района р. Саксагани), очень часто — в виде андезина и в более редких случаях — в виде лабрадора.

Текстура амфиболитов сланцеватая, структура гетерогранобластическая, широко распространены пойкилобластические структуры, обусловленные наличием большого количества включений плагиоклаза в амфиболе или цоизита в плагиоклазе.

Очень часто в амфиболитах наблюдаются реликты диабазовой структуры, что позволяет их считать ортоамфиболитами. Тесное переслаивание амфиболитов с осадочными породами, различная крупность зерен отдельных тел, наличие миндалин, наконец, наличие пород, близких по составу к спилитам (альбитовые диабазы, почти лишенные амфибола) и к туфогенным образованиям, позволяет считать преобладающую массу диабазов эффузивными образованиями.

Превращение диабазов в амфиболиты, по-видимому, связано с общим региональным метаморфизмом, обусловившим образование гнейсов (в связи с формированием мигматитов плагиоклазового состава).

Позднее амфиболиты подвергались воздействию гранитов. Например, в контакте с саксаганскими гранитами, в районе месторождения им. Фрунзе, амфиболиты приобрели роговиковую структуру. Более ранняя фибробластическая структура при этом уничтожается. Вероятно, в связи с тектоникой и развитием гранитных магм (?) на амфиболиты накладываются явления диафореза, выражающиеся в образовании эпидота, цоизита, хлорита, карбоната и кварца. Перечисленные минералы совершенно отчетливо замещают амфиболы и плагиоклаз. В некоторых случаях замещение бывает настолько интенсивным, что породы превращаются в эпидото-кварцево-карбонатно-хлоритовые сланцы. Если в последних сохраняется альбит и реликты диабазовой структуры, то они выделяются под названием спилитов. В группе амфиболитов, возникших за счет измененных диабазов, при детальном микроскопическом изучении можно выделить следующие типы:

1) собственно амфиболиты, состоящие из большого количества амфибола и подчиненного количества плагиоклаза; этот тип пород имеет

весьма широкое распространение; при наличии сохранившихся диабазовых структур амфиболиты образуют переходы в метадиабазы;

2) альбитизированные, эпидотизированные, карбонатизированные, окварцованные амфиболиты; при наличии сохранившейся спилитовой структуры подобные породы относятся к спилитам;

3) эпидозиты;

4) окварцованные и биотитизированные амфиболиты.

Породы сланцево-амфиболитовой серии на участках распространения железистых кварцитов детально вскрыты буровыми скважинами (рис. 5). Здесь эпидотизированные, хлоритизированные, карбонатизированные и окварцованные амфиболиты, содержащие реликты диабазовой структуры, переслаиваются с карбонатно-амфиболо-магнетитовыми кварцитами, амфиболо-карбонатно-магнетитовыми сланцами, хлорито-биотито-кварцевыми, хлорито-карбонатно-кварцевыми сланцами, тальковыми сланцами, кварцевыми плагиопорфирами, кварцевыми альбитофирами и их туфами (рис. 5).

В северной части Саксаганской полосы породы сланцево-амфиболитовой серии были пересечены на протяжении более 2 км штреком. Среди амфиболитов здесь вскрыты пласты биотито-амфиболо-кварцево-плагиоклазовых сланцев, возникших, возможно, за счет туфогенных пород, а также биотито-кварцево-плагиоклазовые и актинолитовые сланцы.

Толщи железистых кварцитов сланцево-амфиболитовой серии в различных участках имеют разный состав. Известны они под названием Верховцевских, Чертомлыкских, Конкских и Сурских магнитных аномалий (рис. 1). По-видимому, эти толщи образовались в различных частях сланцево-амфиболитовой серии. По простиранию они быстро выклиниваются и не могут рассматриваться в виде единого горизонта или свиты.

Мощность сланцево-амфиболитовой серии пока не выяснена.

Однако разрезы по рр. Базавлуку и Суре, району северной части Саксаганской полосы и по участкам развития железистых пород позволяют считать, что мощность ее более 3—5 км.

П. П. Пятницкий [1936] и И. И. Танатар [1927] полагали, что амфиболиты района Кривого Рога возникли за счет интрузивных пород.

Не отрицая возможности наличия отдельных интрузивных тел среди пород, давших амфиболиты, учитывая их текстурно-структурные особенности и геологию, можно полагать, что в амфиболиты в большей части, по-видимому, были превращены излившиеся диабазы. Н. П. Семенов [1949] основные породы, давшие амфиболиты Приднепровья, относит к трапповой формации. Но с этим трудно согласиться, так как они развивались не в пределах платформы, а в подвижной зоне, претерпели интенсивную складчатость и являются составной частью мощной толщи, в составе которой присутствуют спилиты, кератофиры, кварцевые плагиопорфиры и мощные толщи метаморфизованных осадочных пород. Все это позволяет сопоставлять сланцево-амфиболитовую серию со спилито-кератофировой формацией, претерпевшей интенсивный региональный метаморфизм.

Химический состав некоторых пород сланцево-амфиболитовой серии приведен в табл. 7 и отражен на рис. 63.

Геологи Украины делят амфиболиты Приднепровья на две разновозрастные толщи — древнюю и более молодую. К древней обычно относят те амфиболиты, которые прорываются плагиогранитами, а к более молодой относят амфиболиты криворожского типа, которые якобы изливались на размытую поверхность плагиогранитов. Но доказательства, подтверждающие изливание амфиболитов Кривого Рога на размытую поверхность плагиогранитов, отсутствуют.

И. С. Усенко [1948], затративший много усилий на изучение амфиболитов Приднепровья, показал, что амфиболиты района р. Базавлука

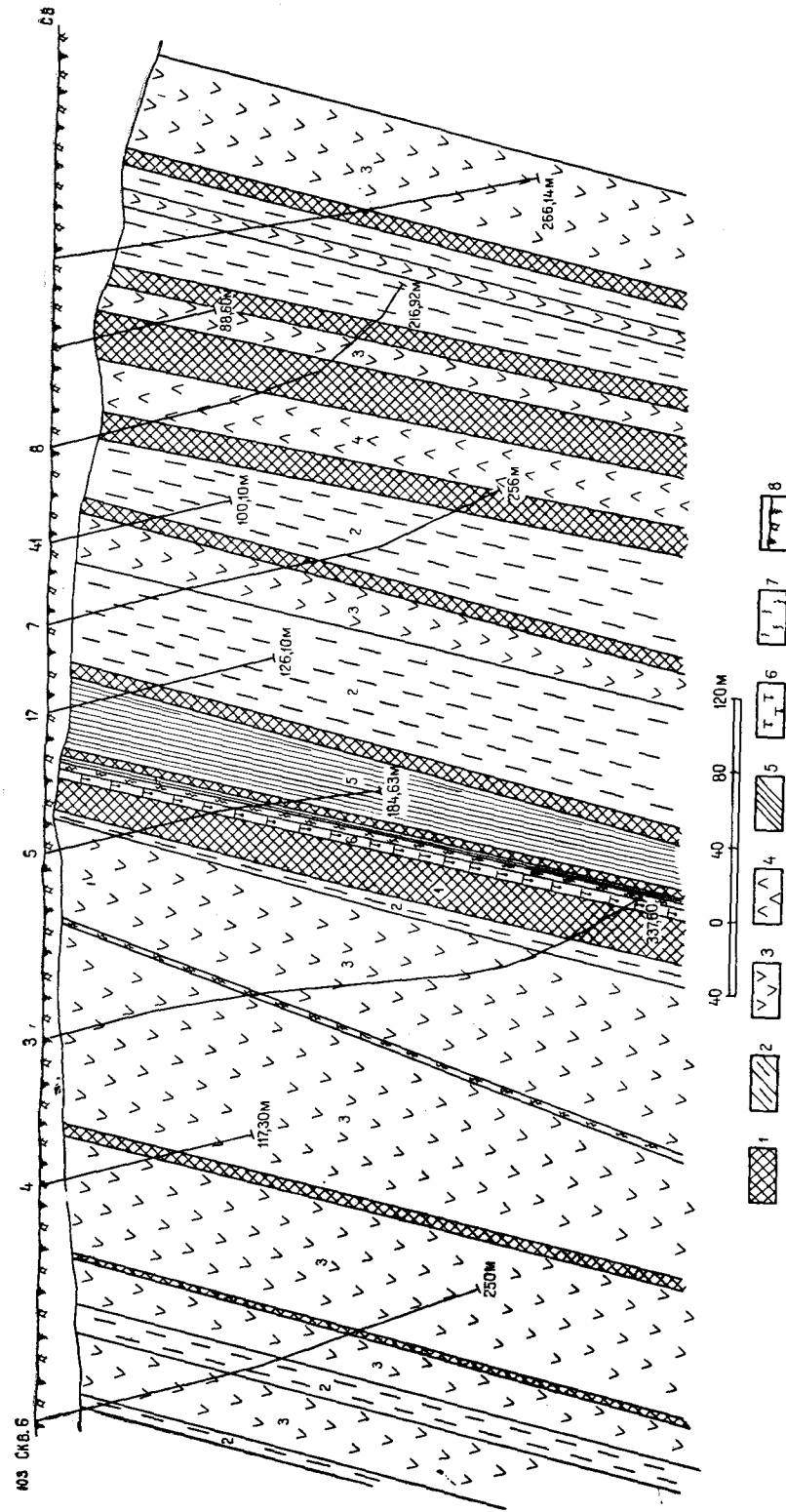


Рис. 5. Самогский разрез магнетитовых кварцитов сланцево-амфиболитовой серии: 1 — магнетитовые кварциты; 2 — кристаллические сланцы; 3 — амфиболиты; 4 — серпентиниты; 5 — тальковые сланцы; 6 — кварцевые плагиопорфиры и альбитофиры; 7 — туфогенные сланцы; 8 — туфовые сланцы.

богаты кальцием, а амфиболиты Криворожья — натрием. Но в более поздней работе [1953] он отметил, что амфиболиты района р. Ингульца, подстилающие криворожскую серию, так же богаты кальцием, как и амфиболиты района р. Базавлука.

И. С. Усенко [1948, 1953] иногда утвердительно говорит о возможности деления амфиболитов на две толщи. В выводах же он из-за недостатка материала подчеркивает нерешенность этого вопроса.

При изучении пород сланцево-амфиболитовой толщи, развитой в Приднепровье между Криворожским рудным поясом и Орехово-Павлоградской полосой, данных, которые позволили бы выделять амфиболиты двух структурных ярусов не встречено. Поэтому все амфиболиты и перемежающиеся с ними толщи разнообразных сланцев и гнейсов еще в 1951 г. были выделены нами под названием «сланцево-амфиболитовой серии» [Никольский, 1952]. Это название считаем целесообразным сохранить и в настоящее время.

Дальнейшее изучение сланцево-амфиболитовой серии несомненно позволит расчленить ее на свиты и горизонты. Но пока для этого еще нет достаточных данных.

КРИВОРОЖСКАЯ СЕРИЯ

Общие сведения

Породы криворожской серии в литературе известны также под названиями криворожской и саксаганской свит. Они прослеживаются почти непрерывным поясом на 225 км. Ширина этого пояса только в районе Кривого Рога достигает 6 км, в подавляющем же большинстве случаев она близка к 1 км или даже измеряется сотнями и десятками метров (рис. 2).

Пояс пород криворожской серии в зависимости от геологических особенностей делится на полосы (отрезки), которые с юга на север имеют следующие наименования (рис. 2): 1) Лихмановская, длиной 23 км, шириной на юге и на севере 1,5—2 км, в центральной части 200—500 м; 2) Саксаганская, длиной 40 км, шириной 6—4 км; 3) Анновская, длиной 17 км, шириной от 2 км на юге, до нуля на севере; 4) Желтореченская, длиной 75 км, шириной в районе Желтореченского месторождения до 1,5 км, севернее ее ширина измеряется сотнями и десятками метров, иногда же доходит до нуля; 5) Кременчугская, длиной около 45 км, шириной в районе ст. Галещино до 3 км.

Южное окончание Криворожской полосы расположено в районе с. Николо-Козельска, где породы криворожской серии образуют флексуорообразный синклинальный замок и, по-видимому, выклиниваются. Лихмановская полоса прослеживается от с. Николо-Козельска до рудника Руднева, где она через Тарапако-Лихмановский антиклинал сочленяется с Саксаганской полосой.

На севере Саксаганская полоса заканчивается флексуорообразным изгибом и в районе ст. Терны соединяется с Анновской полосой. Северо-восточная часть последней фашиально выклинивается, сменяясь мигматизированными гнейсами.

Желтореченская полоса начинается у с. Нетесовки, восточнее северного конца Анновской полосы, и в северо-восточном направлении прослеживается до р. Днепра. По-видимому, на левом берегу Днепра она продолжается в виде прерывистых линзообразных тел железистых кварцитов и соединяется с Кременчугской полосой (рис. 2). Последняя в южной части образует флексуорообразный замок и выклинивается. В северо-восточной части Кременчугская полоса в районе с. Броварки теряется под толщей горизонтально-залегающих пород палеозоя, мезозоя и кайнозоя, мощность которых здесь превышает 800 м.

Криворожская серия делится на три свиты: * нижнюю, среднюю и верхнюю (рис. 6). Средняя свита сложена толщами железистых кварцитов, переслаивающихся со сланцами, и вмещает в себе большое количество залежей богатых железных руд. Поэтому она изучена значительно детальнее нижней и верхней свит. Нижняя свита сложена кварцевыми, аркозовыми песчаниками и конгломератами, филлитами и биотито-кварцевыми сланцами. Господствующими породами верхней свиты являются графито-биотито-кварцевые сланцы, в подчиненном количестве встречаются кварциты, песчаники, конгломераты и мраморы. Ниже о составе свит приводятся более подробные сведения.

Нижняя свита

Нижняя свита делится на два горизонта: аркозовый и филлитовый.

Аркозовый горизонт сложен главным образом песчаниками, под влиянием метаморфизма иногда превращенными в кварциты, нередко переслаивающимися с филлитами и биотито-кварцевыми сланцами. Последние в участках интенсивного метаморфизма изредка превращены в гнейсы. Песчаники и кварциты иногда переходят в конгломераты.

К филлитовому горизонту условимся относить здесь верхнюю часть нижней свиты, сложенную только филлитами, биотито-кварцевыми сланцами, иногда переходящими в гнейсы и не содержащими прослоев кварцитов и песчаников.

Породы свиты, представленные аркозовым и филлитовым горизонтами, распространены почти повсеместно в Лихмановской, Саксаганской и Анновской полосах.

Нижняя свита широко распространена в южной части Желтореченской полосы. Но в восточном крыле Желтореченской синклинали породы аркозового горизонта в значительной степени замещены мигматитами (рис. 7, разр. XIII), а сланцы филлитового горизонта превращены в биотитовые гнейсы. В западном борту синклинали встречены оба горизонта нижней свиты. Севернее карьера им. Буденного породы нижней свиты встречаются спорадически. Они представлены кварцитами и биотитовыми гнейсами, иногда интенсивно мигматизированными (рис. 7).

В пределах Кременчугской полосы породы нижней свиты распространены широко.

Макроскопически песчаники и кварциты аркозового горизонта имеют светло-серую и светло-коричневую окраску. В слабо метаморфизованных разностях пород нередко хорошо различимы отдельные песчинки, размеры которых колеблются от долей миллиметра до 1—2 мм в поперечнике. Сильно метаморфизованные разности представлены слюдными кварцитами, содержащими реликты слоистости, в которых реликты песчинок устанавливаются уже с трудом. Иногда кварциты постепенно переходят в гранато-ставролит-биотито-кварцевые сланцы. В южной части Желтореченской полосы, в районе балки Раздеры, породы нижней свиты превращены в ставролит-биотито-кварцевые сланцы, в которых ставролит образует призматические кристаллы, длиной в 3—6 см и толщиной до 0,5—1,0 см.

Микроскопическое исследование песчаников и кварцитов показало наличие в них кварца — 80—95%, различное количество слюд (биотит, мусковит, фуксит), граната, ставролита, полевых шпатов — 0—6%, циркона, магнетита, редко хромита, сфена, монацита и сульфидов (как новообразований).

В шлифах пород аркозового горизонта, взятых из полей с проявлениями слабого метаморфизма, выявляются кварцевые песчаники, в которых полевой шпат часто отсутствует или встречается в количестве

* Свиты ранее назывались отделами, местоположение разрезов показано на рис. 2.

2—3%, в редких случаях его содержание достигает 20—25%. Песчинки в песчаниках часто хорошо окатаны, но широко распространены и угловатые зерна. Цемент песчаников тонкозернистый, кварцево-серицитовый. Полевой шпат представлен окатанными зернами плагиоклаза, но чаще это микроклин с прекрасно выраженной двойниковой решеткой.

В слабо метаморфизованных песчаниках бывает перекристаллизован только цемент, при этом очертания песчинок отчетливо сохраняются. При интенсивно проявленном метаморфизме песчаники превращаются в кварциты с отчетливой гранобластической структурой, без реликтов псаммитовой структуры.

Содержание слюд в песчаниках и кварцитах колеблется от нуля до 10—20%. Преобладает биотит, в меньшем количестве встречается мусковит. Фуксит распространен лишь в отдельных участках. В обнажениях по рр. Ингульцу и Саксагани среди песчаников и кварцитов макроскопически нередко выявляется фуксит, представленный мелкими чешуйками зеленого цвета. В отдельных участках фуксит образует скопления в виде пятен и жилков, где его содержание достигает 10—20%. Св. 5123, пробуренной в районе месторождения «Красная Гвардия», в песчаниках и кварцитах нижней свиты встречены зоны, обогащенные фукситом и пиритом. Мощность зон составляет несколько десятков метров. Содержание фуксита достигает 15—20%. Преломление фуксита: по N_g — 1,596; N_m — 1,591; N_p — 1,560; $N_g - N_p = 0,036$; $2V = 38-40^\circ$. Плеохроизм по N_g — голубовато-зеленый, по N_p — желтовато-зеленый или бесцветный.

По данным Л. Я. Ходюш, в фуксите аркозового горизонта содержание Cr_2O_3 колеблется от 0,6 до 2,4, в среднем составляя 1,3%. Фуксит нередко развивается вокруг песчинок хромита, замещая его.

Из аксессуарных минералов в кварцитах и песчаниках аркозового горизонта наиболее широко распространен циркон, хромит и ильменит. В отдельных небольших участках песчаников циркон составляет до 2—5%, а иногда и более. В шлифах он представлен зернами, размером в 0,01—0,3 и редко 0,5 мм. Зерна с хорошей огранкой, в виде столбчато- или короткопризматических бипирамидальных кристаллов, встречаются редко, чаще они имеют округлую или угловатую форму. Зерна циркона окрашены в бурый или коричневатобурый цвет, имеют грубо выраженную спайность и трещиноватость. Иногда встречаются зерна с зональным строением. В отдельных хорошо окатанных зернах встречаются микрокаемочки загрязнения циркона, вероятно, обусловленные процессами его выветривания.

Хромит встречается редко, в виде окатанных или угловатых зерен до 0,1—0,2 мм в поперечнике.

Песчаники нередко содержат прослои и участки конгломератов. Последние известны в районе г. Кривого Рога, сс. Нового Кривого Рога и Латовки. Небольшие участки конгломератов известны также в северной части Саксаганской полосы (балка Северная Червоная, Ленинское месторождение).

Среди галек конгломератов нижней свиты встречены кварциты, филлитовидные и фуксито-хромитовые сланцы. Сравнительно редко встречаются гальки амфиболитов.

Галькам кварцитов, серицитовых кварцитов и жильного кварца принадлежит не менее 70—90% от всех галек конгломератов. В гальках филлитовидно-кварцево-серицитовых сланцев иногда содержатся турмалин и фуксит.

В районе сс. Ивановки и Нового Кривого Рога Л. Я. Ходюш встречены редкие гальки фуксито-хромитовых сланцев. Макроскопически эти породы темно-зеленого цвета с землистым изломом. При исследовании в шлифах устанавливается, что гальки имеют полосчатую текстуру. Одни из полос галек содержат до 70% хромита, 5—10% кварца и

20—25% фуксита, цементирующего зерна хромита и кварца. В других полосах количество хромита уменьшается до 15—20%, но резко возрастает количество кварца и фуксита. Размеры зерен в гальках колеблются от 0,25 до 0,005 мм.

В районе балки Галахова, к югу от г. Кривого Рога, в конгломератах аркозового горизонта Д. И. Ищенко встречены единичные гальки интенсивно серицитизированных карбонатизированных микроклин-плагиоклазовых гранитов. Минералогический состав гранитов следующий: плагиоклаза — 60, кварца — 25, микроклина — 10, биотита — 2—3, карбоната — 2%, единичные зерна магнетита. Размер зерен — 1—2 мм. Структура гранитов гипидиоморфнозернистая.

Плагиоклаз по составу отвечает альбит-олигоклазу, представлен идиоморфными кристаллами с полисинтетическими двойниками, в единичных зернах со слабо выраженным зональным строением. Зерна плагиоклаза интенсивно серицитизированы (количество серицита достигает 15—30%) и замещены мельчайшими включениями адиагностического вещества.

Микроклин с отчетливо выраженной микроклиновой решеткой, зерна не затронуты вторичными изменениями, ксеноморфны по отношению к плагиоклазу.

Кварц в виде зерен неправильной формы, со слабо выраженным волнистым угасанием.

Биотит в виде неправильной формы пластинок или кучных агрегатов мелких чешуек.

Карбонат в виде жилков сечет гранит или образует кучные скопления зерен.

С песчаниками и кварцитами аркозового горизонта нередко переслаиваются филлиты, филлитовидные и биотито-кварцевые сланцы, иногда переходящие в биотитовые гнейсы. Все эти породы возникли за счет глинистых сланцев и претерпели различной интенсивности метаморфизм. Это породы темно-серого и черного цвета, мелкозернистого и реже среднезернистого сложения, с отчетливо выраженной сланцеватостью. Темная окраска в них обусловлена графитом и биотитом. Минералогический состав филлитов и сланцев представлен биотитом, хлоритом, серицитом, кварцем, графитом, нередко присутствуют также турмалин, магнетит и гранат. В участках интенсивного метаморфизма в филлитовидных сланцах появляется плагиоклаз в количестве 20—30% и порода переходит в типичные гнейсы.

Структура сланцев и гнейсов лепидогранобластовая.

Средняя свита

В состав средней свиты входят мощные толщи железистых кварцитов, вмещающих крупные залежи богатых железных руд.

В настоящее время существует несколько схем деления средней свиты.

Наиболее раннее расчленение свиты было сделано практиками горного дела. Ими для района Саксаганской полосы выделена под названием «пластов» группа толщ, характеризующаяся определенными чертами рудоносности.

Согласно этой схеме в средней свите снизу вверх выделены следующие пласты: 1) первый саксаганский, в котором выделены две полосы железистых роговиков; 2) нулевой, состоящий из железистых роговиков; 3) второй саксаганский, в котором выделены три полосы железистых роговиков — восточная, основная и западная; 4) червонокампанейский, состоящий из западной и восточной полос железистых роговиков; 5) глиеватский, с подразделением на две полосы железистых роговиков; 6) червоновый, сложенный железистыми роговиками.

Указанная схема удачно отражает особенности рудоносности железистых толщ средней свиты. Но она не соответствует общепринятой геологической терминологии и под названием «пласт» объединяет группу пластов, заслуживающих выделения под термином «горизонт».

Н. И. Свитальский [1932] предполагал, что в строении средней свиты участвует только один пласт железистых роговиков и один пласт сланцев. Наблюдающиеся многократные выходы железистых пластов и сланцев им объяснялись проявлением сложной складчатости и надвигами.

Ю. Г. Гершойг [1937] отметил явную несостоятельность воззрений Н. И. Свитальского на тектоническую структуру площадей, сложенных средней свитой криворожской серии. Ю. Г. Гершойгом в средней свите были выделены четыре самостоятельных горизонта, два из которых сложены преимущественно железистыми роговиками, в двух других над железистыми роговиками преобладают сланцы.

Группой криворожских геологов (Я. Н. Белевцевым, Н. П. Семеновым, П. Н. Каниболоцким и др.) в 1940 г. было предложено в средней свите выделять семь горизонтов, каждый из которых, по их представлению, слагается пластом сланцев и пластом железистых роговиков, при этом горизонт рассматривается ими в виде отдельного цикла осадконакопления. Всего в средней свите было выделено семь циклов осадконакопления. Указанная схема деления средней свиты получила название «многопластовой» и в настоящее время является общепринятой геологами Криворожья.

Геологи, выдвинувшие многопластовую схему, подтвердили наличие большого количества пластов железистых роговиков в средней свите, выделенных практиками. Старое название «железистые полосы» получило новое, номерное, наименование пласта. Так, обе полосы первого саксаганского пласта стали именоваться первым и вторым железистыми пластами; нулевой пласт — третьим; три полосы второго саксаганского пласта получили наименование четвертого, пятого и шестого железистых пластов. Дополнительно был выделен седьмой, а в настоящее время выделяется восьмой и девятый железистые пласты. Та же нумерация придана и сланцевым пластам, переслаивающимся с железистыми кварцитами.

В районе Кременчугской полосы М. Н. Доброхотов среднюю свиту делит на семь толщ, каждая из которых характеризуется своеобразным составом.

Согласно этой схеме, в основании средней свиты выделяется нижняя сланцевая толща K_2^1 , в составе которой объединены тальковые сланцы, песчаники, магнетитовые роговики. Преобладающими породами толщи являются гранато-хлорито-биотито-кварцевые сланцы.

Выше лежит толща K_2^2 , это основная толща железистых пород. Здесь преобладают железослюдковые магнетито-мартитовые джеспилиты, тонко- и среднеполосчатые магнетитовые роговики.

Толща K_2^3 характеризуется преобладающим развитием грубополосчатых магнетитовых роговиков.

K_2^4 , или средняя сланцевая толща, сложена преимущественно графито-кварцево-биотито-хлоритовыми сланцами.

В толще K_2^5 , или средней толще железистых пород, перемежаются слюдяно-кварцевые сланцы с магнетитовыми роговиками.

K_2^6 , или верхняя сланцевая толща, характеризуется преобладанием слюдяно-кварцевых сланцев и незначительным количеством магнетитовых роговиков.

K_2^7 , или верхняя толща железистых пород, сложена хлорито-биотито-кварцевыми сланцами и магнетитовыми роговиками.

При рассмотрении стратиграфии Криворожского рудного пояса в целом, в основу расчленения средней свиты нами была положена схема деления, выработанная горняками Криворожского бассейна [Никольский, 1953]. Некоторые неудачные термины этой схемы были заменены новыми.

В нижней части средней свиты криворожской серии выделен саксаганский горизонт. Он включает в свой состав железистые кварциты первого саксаганского пласта по схеме горняков. Но нами в саксаганский горизонт объединены тальковые и хлорито-биотито-кварцевые сланцы, переслаивающиеся с железистыми роговиками, а также нулевой, или третий, пласт железистых кварцитов, не имеющий в Криворожье какого-либо самостоятельного значения. В этот горизонт включены также четвертый сланцевый пласт многопластовой стратиграфической схемы в районе рудника им. Артема и пятый сланцевый пласт в районе месторождений им. XXI съезда и Ленинского. Верхней границей саксаганского горизонта является лежащий бок второго саксаганского пласта.

Под названием второго саксаганского пласта объединяется не один, а группа пластов, поэтому правильнее объединить их под названием горизонта. Во втором саксаганском пласте резко преобладающая масса пород представлена джеспилитами и мартитовыми кварцитами, которые содержат более 90% запасов богатых мартитовых руд Криворожья. В связи с этим название «второй саксаганский пласт» нами заменено названием «рудноносный горизонт». Такое название не исключает наличия богатых руд в других горизонтах среднего отдела, указанным названием лишь подчеркивается исключительная насыщенность рудоносного горизонта залежами богатых мартитовых руд.

Залегающая выше рудоносного горизонта толща сланцев и железистых роговиков по многопластовой схеме была выделена под названием «седьмого горизонта». Считается, что этот горизонт состоит из пласта сланцев и пласта железистых роговиков. Фактически седьмой железистый пласт объединяет сложную толщу железистых роговиков, переслаивающихся со сланцами. По мощности и сложности состава седьмой железистый и сланцевый пласты вполне заслуживают выделения их в самостоятельный горизонт.

Наиболее полно этот горизонт представлен на месторождении им. Фрунзе, в связи с чем ему и было дано название «фрунзенского горизонта». В лежащем боку этот горизонт контактирует с рудноносным горизонтом; его висячий бок в северной части Саксаганской полосы контактирует с породами верхней свиты, в южной и центральной частях — с тальковыми сланцами, филлитами и аркозовыми песчаниками.

Выше фрунзенского горизонта выделены еще карнаватский песчаниково-сланцевый и карнаватский сланцево-железисто-роговиковый горизонты. Породы, слагающие оба эти горизонта, Н. И. Свитальским [1932] и геологами Криворожья рассматриваются в виде надвига нижней и средней свит на среднюю свиту криворожской серии. Указанный надвиг, по мнению криворожских геологов, развился из Саксаганского антиклинала. Ниже нами показано, что существование надвига и Саксаганского антиклинала вызывает сомнение. Возможно, что оба карнаватских горизонта имеют самостоятельное стратиграфическое значение, но для доказательства необходимы специальные исследования. Поэтому они выделены пока условно.

Таким образом, среднюю свиту криворожской серии предлагается делить на горизонты: саксаганский, рудноносный, фрунзенский, карнаватский песчаниково-сланцевый и карнаватский сланцево-железисто-роговиковый.

Остановимся кратко на составе выделенных горизонтов.

Главной особенностью саксаганского горизонта является нахождение его в основании средней свиты. Среди пород, слагающих этот

горизонт, преобладают хлорито-амфиболо-биотитовые сланцы, железистые роговики в большинстве районов имеют подчиненное значение и представлены преимущественно амфиболо-магнетитовыми разностями. Джеспилиты в составе горизонта имеют весьма ограниченное распространение. Количество пластов железистых роговиков здесь колеблется от 1 до 6. Встречаются пласты и прослои песчаников, до четырех пластов тальковых сланцев, в незначительном количестве присутствуют мраморы доломитового состава и спилиты.

Рудоносный горизонт характеризуется резким преобладанием мартитовых кварцитов над сланцами. Джеспилиты здесь распространены очень широко; они часто являются вмещающими породами многочисленных крупных залежей мартитовых руд.

Фрунзенский горизонт характеризуется сложным переслаиванием амфиболо-магнетитовых и мартитовых роговиков с гранато-амфиболо-биотитовыми сланцами.

Карнаватский песчаниково-сланцевый горизонт сложен кварцевыми и аркозовыми песчаниками, иногда с гальками гидрогематита. Песчаники здесь переслаиваются с филлитовидными сланцами и филлитами, нередко встречаются пласты тальковых сланцев.

Карнаватский сланцево-железисто-роговиковый горизонт содержит до пяти пластов сланцев и до пяти пластов железистых роговиков.

В предложенной схеме расчленения средней свиты выделенные горизонты характеризуются своеобразием литологического состава и значительной мощностью. Это позволяет с достаточной надежностью сопоставлять отдельные горизонты средней свиты, даже на участках, отдаленных друг от друга значительными расстояниями, и говорить о распространении тех или иных горизонтов в пределах всего Криворожского рудного пояса.

Нами в то же время подчеркивалось [Никольский, 1953], что предложенное деление средней свиты не исключает, а обязательно предусматривает более детальное расчленение отдельных горизонтов на пласты и прослои на участках, где разведочно-поисковые работы сопровождаются составлением пластовых карт.

Предложенная схема деления средней свиты не противопоставляется схемам более детального ее деления, но составленным лишь для отдельных участков. Задачей этой схемы является рассмотрение состава средней свиты в пределах всего Криворожского рудного пояса, тогда как многопластовая схема для всего Криворожского рудного пояса не может быть применена.

Например, в пределах северного конца Саксаганской полосы в саксаганском горизонте вместо обычных двух пластов железистых роговиков встречается четыре. Сопоставить эти пласты с отдельными пластами, выделенными в центральной части полосы, не удастся. Точно также невозможно обосновать утверждение, что третий пласт железистых кварцитов Анновской полосы соответствует третьему (нулевому) пласту южной части Саксаганской полосы. Еще труднее, и даже невозможно, проводить сопоставление отдельных пластов для Желтореченской и Кременчугской полос.

Это признает и сам автор многопластовой схемы Я. Н. Белевцев. Рассматривая даже такой, сравнительно хорошо изученный, район развития пород средней свиты как Первомайский, он указывает на невозможность детального расчленения здесь средней свиты. Я. Н. Белевцевым в указанном районе достаточно произвольно выделены три толщи, включающие по нескольку сланцевых и железистых пластов. Подобным же образом он поступает при рассмотрении Анновского и Желтореченского районов.

В то же время в статье, рассматривающей предложенный нами способ деления средней свиты Я. Н. Белевцев пишет: «Исследователи уже

давно отказались от выделения крупных стратиграфических единиц в Криворожье, так как оно не способствует глубокому изучению рудного месторождения и правильному направлению разведочных и поисковых работ, что очень важно не только для геологов рудников, но и для геологов, занимающихся более широкими вопросами геологии Криворожского района. Стратиграфическое деление криворожской свиты, данное А. П. Никольским, нисколько не продвигает вперед наших знаний геологии Криворожья, а возвращает нас к П. П. Пятницкому и В. А. Домгеру» [Белевцев, 1954, стр. 158—159].

Нелогичность суждения Я. Н. Белевцева особенно ярко выражена в книге, изданной в 1957 г. Повторяя приведенную цитату (стр. 23), он одновременно выделяет подсвиты, по значению подобные нашим горизонтам, против выделения которых он возражает.

Необходимо также отметить, что рассматривать осадконакопление средней свиты криворожской серии в виде семи или девяти циклов, которые, якобы, проявлялись на всей территории Криворожья одинаково (Я. Н. Белевцев), принципиально неправильно. Накопление осадков этой серии происходило в условиях подвижной зоны — геосинклинали, где даже ритмично повторяющиеся процессы всегда носят отчетливо направленный характер. Кроме того, часто обобщая под названием «пласта» толщи сложного фациального строения, многопластовая схема препятствует более детальному расчленению сложных толщ на пласты. Применение этой схемы носит часто формальный характер. Так, например, в районе месторождений им. XXI съезда и «Красная Гвардия» толща между нижней свитой и пятым железистым пластом рассматривается в виде пятого сланцевого пласта. Тогда как толща пород, именуемая пятым сланцевым пластом, фактически соответствует толще пород от первого сланцевого пласта до пятого сланцевого включительно.

С этой точки зрения схема деления средней свиты, принятая для Кременчугской полосы, принципиально является более правильной. Здесь нет объединения многопластовых образований в отдельные пласты.

В последнее время Я. Н. Белевцев признал и сам трудности применения предложенной им схемы деления средней свиты (1957, стр. 49). В связи с этим он предпринял попытки к ее улучшению. Но и в модернизированном варианте стратиграфического деления средней свиты по-прежнему много непоследовательности. Например, основная толща тальковых сланцев неизвестно по каким причинам им выделена вне свиты и подсвит (стр. 47, таб. 7). Согласно принятого стратиграфического деления Я. Н. Белевцева, горизонт является частью подсвиты. Но этот принцип сразу же нарушается: нижняя часть четвертого горизонта им отнесена к средней подсвите, а верхняя часть — к верхней подсвите.

Предложенное Я. Н. Белевцевым расчленение средней свиты даже в пределах Саксаганской полосы встречает затруднения, а за ее пределами оно совершенно не применимо. Кроме того, объединение в верхнюю подсвиту второго саксаганского пласта, отличающегося ярко выраженными литологическими особенностями, с седьмым горизонтом явно нецелесообразно. Мало смысла и в выделении средней подсвиты, имеющей совсем незначительное распространение.

Ниже приводится более подробная характеристика выделенных нами горизонтов средней свиты.

Саксаганский горизонт

Главными особенностями саксаганского горизонта являются:

1) нахождение его в основании средней свиты криворожской серии;

2) непосредственное залегание на породах нижней свиты, где последняя присутствует;

3) в большинстве случаев преобладание сланцев над железистыми кварцитами; среди последних распространены амфиболо-магнетитовые разности, количество джеспилитов ограничено.

Породы саксаганского горизонта развиты повсеместно на площадях, сложенных породами криворожской серии.

В пределах Лихмановской, Саксаганской, Анновской, южной части Желтореченской и Кременчугской полос в основании саксаганского горизонта почти повсеместно лежит толща тальковых сланцев. В средней и северной частях Желтореченской полосы эти сланцы встречаются лишь спорадически (рис. 7).

В составе саксаганского горизонта широко распространены хлорито-амфиболо-биотито-кварцевые сланцы, нередко с гранатом и магнетитом.

Вообще характерной чертой сланцев средней свиты является почти постоянное присутствие прослоек кварцитов мощностью от миллиметров до нескольких сантиметров. Со сланцами переслаиваются разнообразного состава железистые кварциты. В незначительном количестве встречаются песчаники, мраморы, кварциты, спилиты и актинолитотальковые сланцы.

Здесь не ставится задача с одинаковой подробностью характеризовать все разнообразие пород саксаганского горизонта. Но отдельные типы пород и их особенности, которые еще слабо освещены, рассматриваются несколько детальнее.

Тальковые сланцы

Под этим термином в Криворожье условно объединяют группу пород, в которой в зависимости от минералогического состава выделяются следующие типы сланцев: 1) карбонатно-серпентино-тальковые и карбонатно-серпентиновые; 2) хлорито-тальковые; 3) тальковые с небольшой примесью других минералов; 4) талько-хлорито-амфиболовые; 5) амфиболовые и амфиболо-пироксеновые.

В зависимости от количественных соотношений минералов в группе тальковых сланцев можно выделить значительно больше разновидностей, чем это сделано. Но большого практического значения это иметь не будет, так как макроскопически породы мало отличаются друг от друга и образуют взаимные переходы.

Для преобладающей массы тальковых сланцев характерна сланцеватая текстура. Тальковые сланцы, обнажающиеся на поверхности и подвергшиеся выветриванию, характеризуются зелено-серыми и зелено-желтыми цветами. Эти же сланцы, не затронутые выветриванием, имеют зеленый и темно-зеленый цвета. Амфиболовые разности сланцев характеризуются обычно крупнокристаллическим, нередко спутанно-лучисто-волокнистым сложением. Для талько-хлоритовых и серпентиновых сланцев характерно микрозернистое сложение. В тальковых сланцах часто хорошо различимы макроскопически выделения карбоната, образующие линзы, прожилки, порфиробласты светло-серого, серого и редко бордового цвета.

Главные породообразующие минералы тальковых сланцев: тальк, карбонат, хлорит, серпентин, амфиболы, магнетит. Второстепенные минералы, встречающиеся лишь спорадически: оливин, пироксен, плагиоклаз, флогопит, альбит, фуксит, мусковит, турмалин, бастит, дистен и пирротин. При изучении шлихов, выделенных из дробленных масс тальковых сланцев, встречены: апатит, циркон, сфен, ильменит, рутил, анатаз, ставролит, корунд, барит, гематит, никельсодержащий пирит, галенит, арсенопирит, сфалерит, монацит и хромит.

Карбонаты в тальках по составу разнообразны. Наиболее распространен доломит, встречаются — анкерит, кальцит, брейнерит, магнетит (данные термических, оптических и химических исследований).

Амфиболы в тальковых сланцах представлены актинолитом и тремолитом. Сравнительно редко встречается антофиллит (месторождение «Камчатка»). Он развивается в участках, где тальковые сланцы подвергаются мигматизации и инъецируются пегматитами. Антофиллит образует удлиненно-призматические кристаллы (длиной 2—5 до 15 мм), ориентированные параллельно сланцеватости. Макроскопически антофиллит буроватый, светло-коричневый, в шлифах прозрачный; удлинение положительное, погасание прямое, $2V = +56^\circ$, $Ng - Np = 0,022$, спайность под углом 56° .

Среди тальковых сланцев в виде отдельных чешуек и скоплений прожилков нередко встречаются мусковит и фуксит. Последний отличается от мусковита бледно-зеленоватой окраской, более заметной по Ng ; $2V \sim -30^\circ$; $Ng - 1,594$; $Np - 1,560$; $Ng - Np = 0,034$.

Химический анализ фуксита приводится ниже (табл. 2). Фуксит для анализа был выделен из прожилка, мощностью 7—10 см, проходящего в тальковых сланцах согласно сланцеватости. Этот прожилок обнаружен в обнажении на левом берегу р. Саксагани, у устья Саксаганского тоннеля. Мономинеральная фракция состояла из тонкочешуйчатого ярко-зеленого минерала.

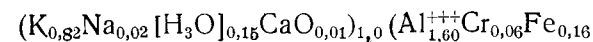
Таблица 2

Результаты химического анализа фуксита из тальковых сланцев саксаганского горизонта

(Аналитик М. М. Стукалова)

№ п/п	Окислы	Вес, %	Молекулярные количества	Атомные количества кислорода	Число атомов кислорода, рассчитанное на 12	Атомные количества катионов	Число атомов катионов
1	SiO ₂	48,09	801	1602	6,39	801	3,20
2	TiO ₂	0,60	8	16	0,07	8	0,03
3	Al ₂ O ₃	30,80	302	906	3,61	604	2,40
4	Fe ₂ O ₃	1,70	11	33	0,13	22	0,08
5	Cr ₂ O ₃	1,08	7	21	0,09	14	0,06
6	FeO	1,40	19	19	0,08	19	0,08
7	CaO	0,23	3	3	0,02	3	0,01
8	MgO	1,80	44	44	0,19	44	0,19
9	NiO	0,02	—	—	—	—	—
10	K ₂ O	9,62	102	102	0,41	204	0,82
11	Na ₂ O	0,08	2	2	0,01	4	0,02
12	H ₂ O +	4,90	272	272	1,00		2,00
13	H ₂ O -	0,06	3	3			
	Сумма	100,38	—	3023	12,00		

Кристаллохимическая формула фуксита:



Магнетит в тальковых сланцах присутствует постоянно в количестве 0,5—3, редко до 5%, образуя равномерную вкрапленность, в виде идиоморфных октаэдрических кристаллов размером 0,2—1—2 мм в поперечнике. Для мономинеральной фракции магнетита, выделенной из

тальковых сланцев, М. М. Стукаловой был выполнен химический анализ. В магнетите установлено:

Fe ₂ O ₃	68,25 %
Cr ₂ O ₃	0,42
Al ₂ O ₃	0,22
FeO	30,10
NiO	0,09
TiO ₂	0,20
V ₂ O ₅	0,10
Сумма	99,38 %

Удельный вес магнетита — 5, 14.

Характерной чертой магнетитов тальковых сланцев Криворожья является значительная примесь хрома.

Пирит в них широко распространен в виде редкой вкрапленности идиоморфных кристаллов. Спектральный анализ выделенных концентратов пирита показал присутствие никеля в количестве 1%, кобальта в количестве сотых долей процента.

Хромит в тальковых сланцах встречается в виде единичных зерен, образующих вкрапленность размером в сотые доли миллиметра в поперечнике. Форма зерен идиоморфная и округлая. Вокруг хромита часто развиваются хромсодержащий хлорит и фуксит.

Оливин и пироксен в тальковых сланцах встречаются очень редко, в виде остаточных недозамещенных минералов.

Образование различных минералов в тальковых сланцах происходило неодновременно. Часто устанавливается, что амфиболы замещаются хлоритом, серпентином и карбонатом, которые в свою очередь часто замещаются тальком. Пирит нередко также развивается путем замещения актинолита.

В большинстве случаев структура тальковых сланцев фибробластическая. Карбонат в них иногда образует порфиобласты или порфировые выделения, возникшие за счет замещения вкрапленников оливина.

Альбит и флогопит в этих сланцах возникли метасоматически.

Распространение тальковых сланцев и их химический состав

До последнего времени считалось, что тальковые сланцы в Криворожье распространены только на границе нижней и средней свит криворожской серии, где они образуют ярко выраженный маркирующий горизонт. Случаи нахождения их в ином положении безоговорочно рассматривались как образования, обусловленные тектоническими перемещениями.

Для отдельных районов Криворожья, где были встречены тальковые сланцы за пределами контакта нижней и верхней свит, многими геологами предложены сложные тектонические схемы, объясняющие необычное их нахождение.

В 1950 г. нами было показано, что распространение тальковых сланцев в нормальном залегании не ограничивается только пределами контакта нижней и средней свит криворожской серии [Никольский, 1952]. Было установлено переслаивание тальковых сланцев с породами нижней, средней и верхней свит криворожской серии, а также с породами сланцево-амфиболитовой серии.

Выдвинутое нами положение поддержано В. Н. Котляром [1953], но со стороны многих криворожских геологов оно вызвало резкие возражения. Так, например, Я. Н. Белевцев [1954] говорил, что: «Нигде и никогда не было установлено нескольких слоев тальковых сланцев, не

исключая северного участка бассейна, на котором А. П. Никольский увидел четыре слоя».

По мнению С. П. Родионова [1954] «За длительный период исследований геологами Кривого Рога бесспорно установлено определенное место тальковых сланцев в стратиграфической схеме и их геологическая роль в построении криворожской структуры. Высказывания А. П. Никольского о шести тальковых горизонтах в криворожском разрезе и присутствие их в верхнем отделе лишены всякого основания».

Приведенные мнения высказывались не только указанными исследователями, они разделялись широким кругом лиц.

Однако в настоящее время с несомненностью установлено широкое распространение тальковых сланцев в сланцево-амфиболитовой серии (рис. 5), во всех свитах криворожской серии и даже в гнейсовой серии.

Тальковые сланцы наиболее широко распространены на границе нижней и средней свит криворожской серии.* Здесь они устанавливаются повсеместно в районе Лихмановской, Саксаганской и Анновской полос. Но в пределах Желтореченской полосы на границе нижней и верхней свит рассматриваемые сланцы устанавливаются далеко не всегда. В пределах Кременчугской полосы на границе нижней и средней свит они установлены также в ряде участков.

Тальковые сланцы, залегающие в породах нижней свиты криворожской серии, были установлены в северной части Саксаганской полосы,

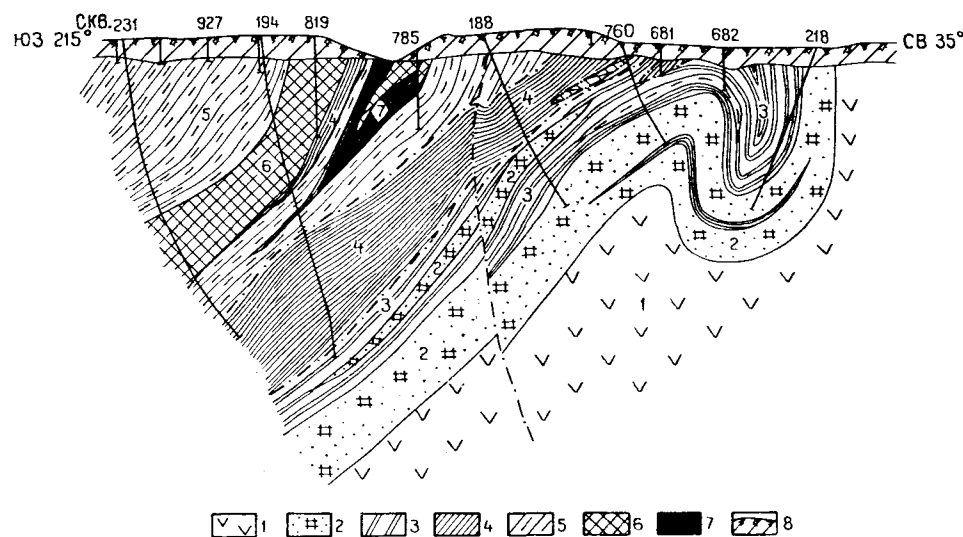


Рис. 8. Распространение тальковых сланцев в нижней и средней свитах криворожской серии, в северной части Саксаганской полосы:

1 — амфиболиты; 2 — песчаники и кварциты аркозового горизонта; 3 — биотитовые сланцы филлитового горизонта; 4 — тальковые сланцы; 5 — хлорито-амфиболо-биотитовые сланцы с гранатом; 6 — амфиболо-магнетитовые роговики; 7 — амфиболо-магнетитовые руды; 8 — покровно-осадочные отложения.

в горных выработках шахты «Новой» месторождения «Красная Гвардия» и шахты «Центральной» месторождения им. XXI съезда.

Переслаивание тальковых сланцев с породами филлитового горизонта известно также в обнажениях по р. Ингульцу, южнее г. Кривого Рога.

Попытки объяснить находки тальковых сланцев в толщах нижней свиты тектоникой являются несостоятельными, так как контакты рассматриваемых сланцев с вмещающими породами, отчетливо наблюдаю-

* Этот пласт тальковых сланцев можно назвать «основным».

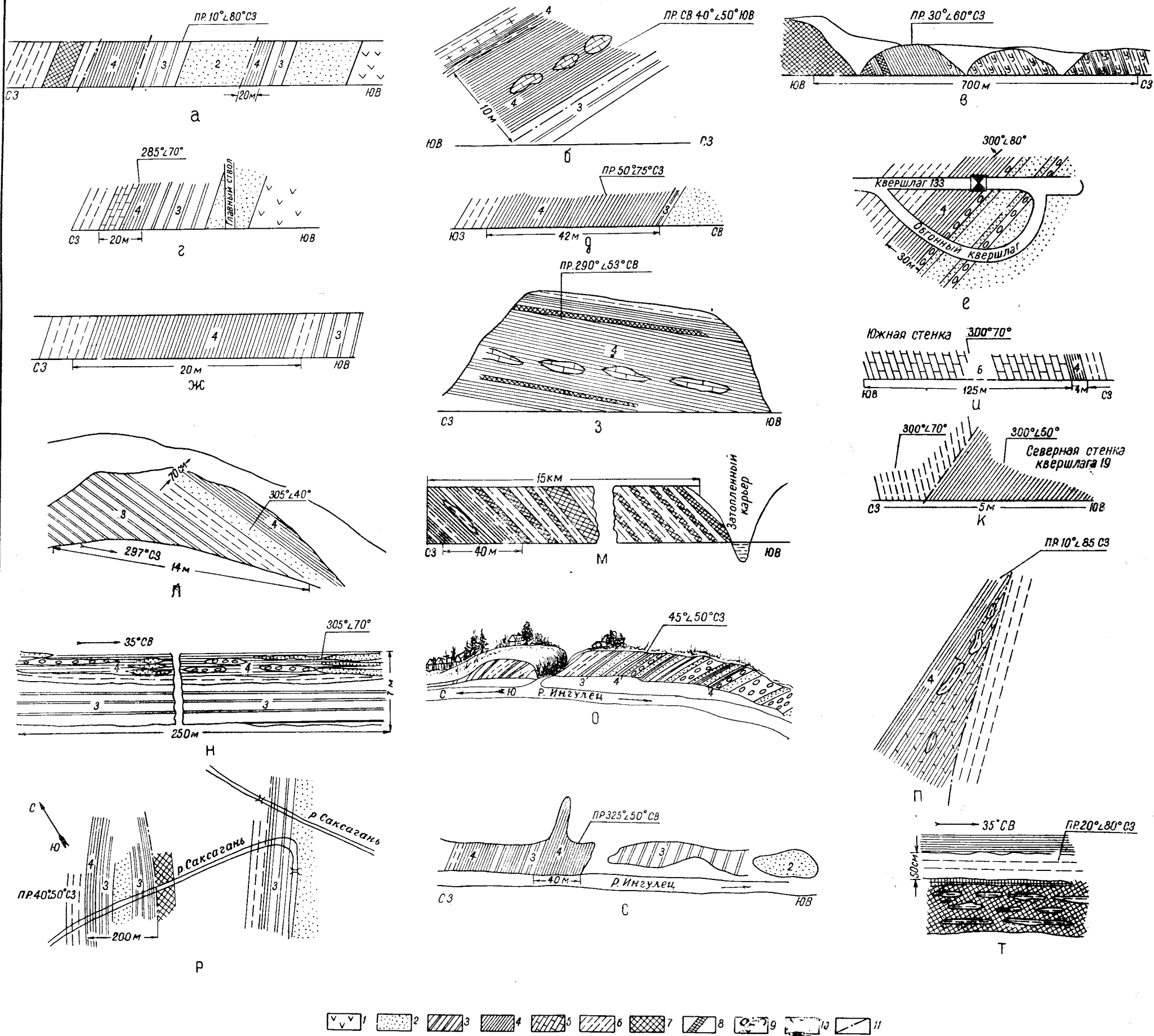


Рис. 9. Зарисовки обнажений в горных выработках и на поверхности, характеризующие соотношения тальковых сланцев с другими породами криворожской серии.

а — разрез по балке Грядковатой; б — разрез по правому берегу р. Саксагани, выше Карнаватского ж.-д. моста; в — разрез по правому берегу балки Северной Червоной, у с. Алексеевки; г — разрез по основному квершлагу горизонта 463 м месторождения „Большевик“; д — разрез по главному квершлагу горизонта 147 м шахты им. ГПУ; е — план горизонта 387 м шахты „Северной“ месторождения им. Орджоникидзе; ж — разрез по основному квершлагу горизонта 463 м месторождения „Большевик“; з — разрез по балке Кандыбиной; и — разрез по квершлагу 19 горизонта 136 м шахты № 8 месторождения им. Фрунзе; к — разрез по квершлагу 19 горизонта 136 м шахты № 8 месторождения им. Фрунзе; л — разрез по берегу р. Саксагани, у моста, район „Мудреной петли“; м — разрез по балке Кандыбиной; н — разрез по левому берегу р. Саксагани в районе „Мудреной петли“; о — разрез на левом берегу р. Ингульца у с. Новый Кривой

Рог; п — зарисовка в забое орта горизонта 175 м шахты № 3 месторождения им. Фрунзе; р — план геологического строения в районе „Мудреной петли“ р. Саксагани; с — схематическая зарисовка в плане обнажения у с. Скелеватки; т — контакт тальковых сланцев в северном штреке горизонта 175 м шахты № 3 месторождения им. Фрунзе (разрез по простиранию).

1 — амфиболиты; 2 — песчаники аркозового горизонта; 3 — филлиты; 4 — актинолитово-тальковые сланцы; 5 — тальковые сланцы существенно карбонатного состава; 6 — хлорито-биотитовые сланцы с прослойками кварцитов; 7 — амфиболо-магнетитовые роговики; 8 — бурные железняки; 9 — конгломераты; 10 — дробленные породы; 11 — разломы.

щиеся по кернам и в горных выработках, имеют стратиграфический, а не тектонический характер.

До четырех пластов этих сланцев встречено в саксаганском горизонте, в северной части Саксаганской полосы (рис. 8). Здесь они отчетливо перемежаются с биотито-кварцевыми сланцами и железистыми кварцитами (рис. 9). Три пласта встречены в породах карнаватского песчаниково-сланцевого горизонта. Скв. 222, пробуренной Кировской экспедицией в районе шахты им. ГПУ, на глубине 301 м в аркозовых

ваемых сланцев прослеживаются и в северной части Тарапако-Лихмановского антиклинала, вскрытого рядом скважин (рис. 11н).

Четко выраженный пласт тальковых сланцев карнаватского сланцево-железисто-роговикового горизонта прослежен скважинами Н. З. Гребнем в районе рудника им. Кирова (рис. 10).

Тальковые сланцы верхней свиты криворожской серии известны в обнажениях с. Алексеевки Ленинского месторождения (рис. 9в), а также в районе месторождения им. XXI съезда.

Значительной мощности толщи тальковых сланцев вскрыты скважинами в западном крыле Тарапако-Лихмановского антиклинала и в западном борту Лихмановской полосы (рис. 11) на границе средней и верхней свит.

Ряд пластов этих сланцев установлен в толщах железистых пород гнейсовой серии, на месторождении Дригожилка (рис. 33, 7), а также на месторождении «Камчатка» (рис. 41, 42).

Мощность основного пласта тальковых сланцев колеблется от 0 до 150 м, в среднем она равна 10—20 м. Мощности отдельных пластов тальковых сланцев других участков также колеблются от сантиметров до нескольких десятков, а иногда даже сотен метров. В западном крыле Тарапако-Лихмановского антиклинала их мощность достигает 200 м (рис. 11).

Химические составы тальковых сланцев иллюстрируются анализами, приведенными в табл. 7 (стр. 89). Характерным для их химического состава является сравнительно низкое содержание кремнекислоты (38—48%), глинозема (6—9%), ничтожное содержание щелочей, постоянное высокое содержание магния (22—30%) и железа (8—10%). Весьма характерным для них является постоянное присутствие никеля от десятых долей процента до 1% и хрома, содержание которого измеряется сотыми и первыми десятыми долями процента.

Встречаются тальковые сланцы, которые показывают необычно высокое содержание кремнекислоты или глинозема и пониженное количество магния. Эти породы являются смешанными, в которых тальковые сланцы тонко перемежаются или даже перемешаны с глинисто-песчанистыми породами.

Генезис тальковых сланцев

Многие геологи до последнего времени считали тальковые сланцы Криворожского бассейна метаморфизованными морскими осадками [Семенов, 1949; Белевцев, 1950; Свитальский, 1932].

В тридцатых годах В. И. Лучицкий, а затем Ю. Г. Гершойг высказали сомнения в чисто осадочном происхождении тальковых сланцев. Ю. Г. Гершойг указывал на возможность образования их за счет перетложения каких-то основных и ультраосновных пород, подвергшихся гальмиролизу.

Позднее Ю. И. Половинкина отмечала, что «при тщательном изучении, тальковые и хлорито-биотитовые сланцы криворожской свиты могут оказаться эффузивами».

В 1949 г. в тальковых сланцах Кривого Рога нами были установлены реликты структур магматических пород, постоянное присутствие никеля, хрома и хромита. При изучении химического состава было выявлено сходство этих сланцев с пироксенитами, перидотитами и пикритами [Никольский, 1952]. О магматической природе тальковых сланцев писал также В. Н. Котляр [1952], а позже Н. П. Семенов [1955] и Ю. И. Половинкина [1955].

В 1953 г. В. М. Попова в Ленинградском горном институте им. Плеханова защитила кандидатскую диссертацию на тему «Минералогия и генезис тальковых сланцев криворожской свиты». Проведя анализ имеющегося материала, В. М. Попова отвергла магматическое

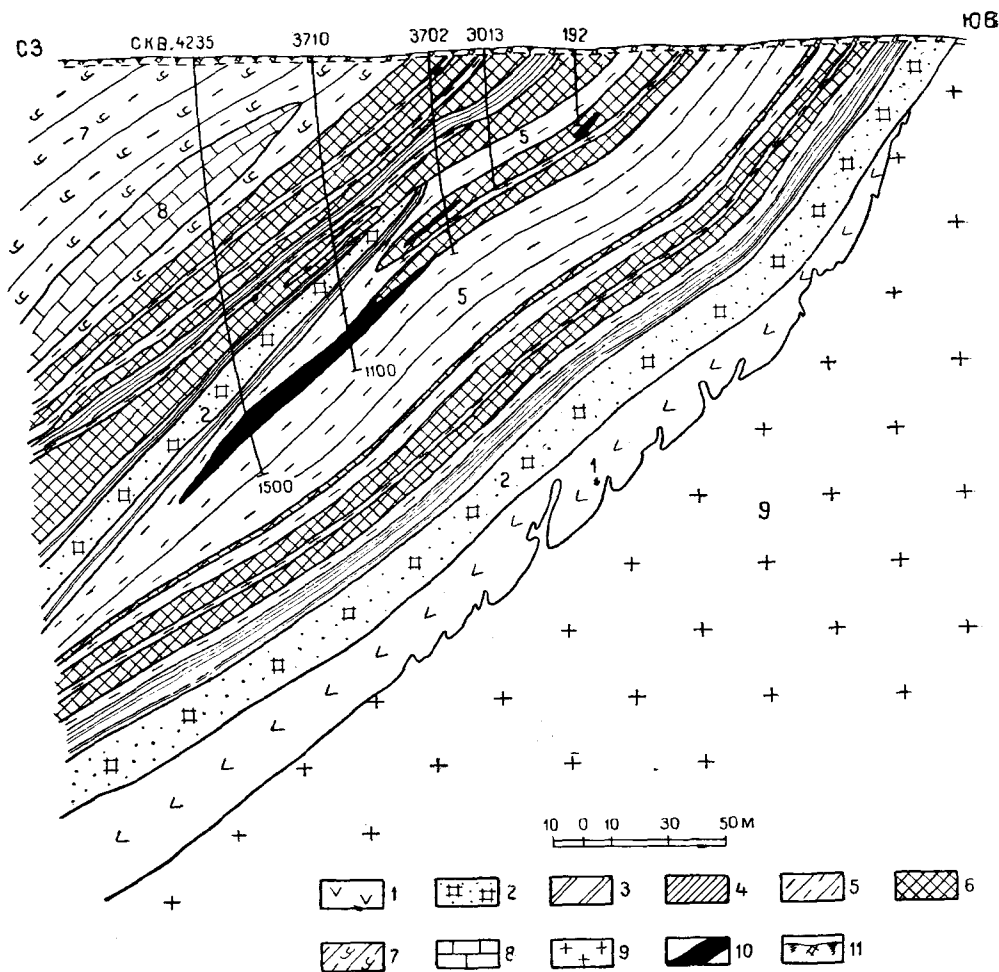


Рис. 10. Тальковые сланцы в карнаватских и саксаганском горизонтах (месторождение им. Кирова):

1—амфиболиты; 2—песчаники; 3—филлиты; 4—тальковые сланцы; 5—биотито-хлоритовые сланцы; 6—магнетито-мартитовые кварциты; 7—графито-биотитовые сланцы; 8—мраморы; 9—саксаганские граниты; 10—мартито-красковые руды; 11—покровно-осадочные отложения.

песчаниках был встречен 5-сантиметровый прослой талько-хлоритовых сланцев с фукситом и редкими зернами хромита. Контакты этих сланцев с песчаниками резкие, без каких-либо следов тектонических передвижек.

Ряд пластов тальковых сланцев установлен в карнаватском сланцево-железисто-роговиковом горизонте. Здесь они обнажаются по балке Кандыбиной и имеют видимую мощность около 30 м (рис. 9 з, м). Тальковые сланцы среди железистых кварцитов карнаватского горизонта обнажены в трех точках по левому берегу р. Ингульда, выше устья р. Саксагани. По-видимому, описанные выше горизонты рассматри-

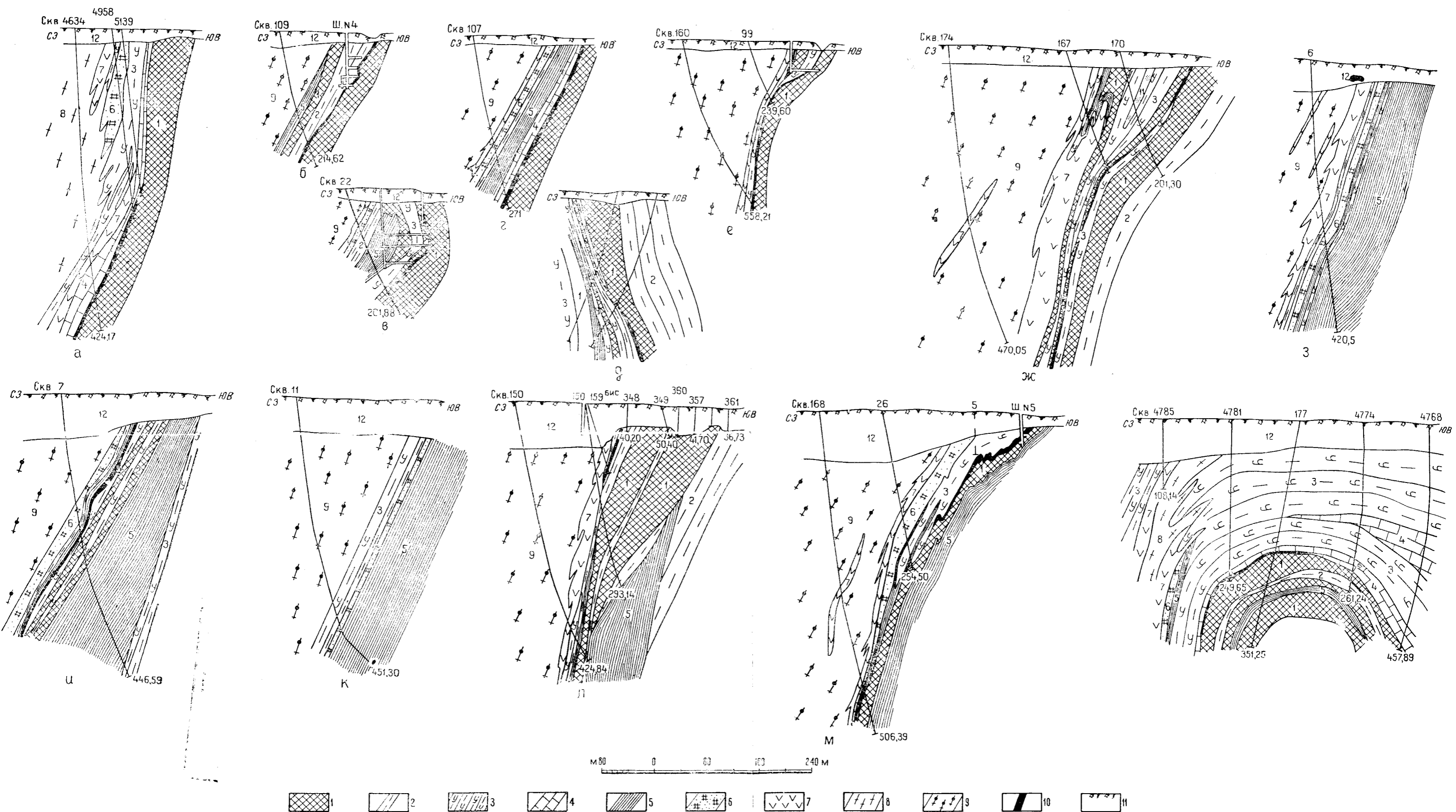


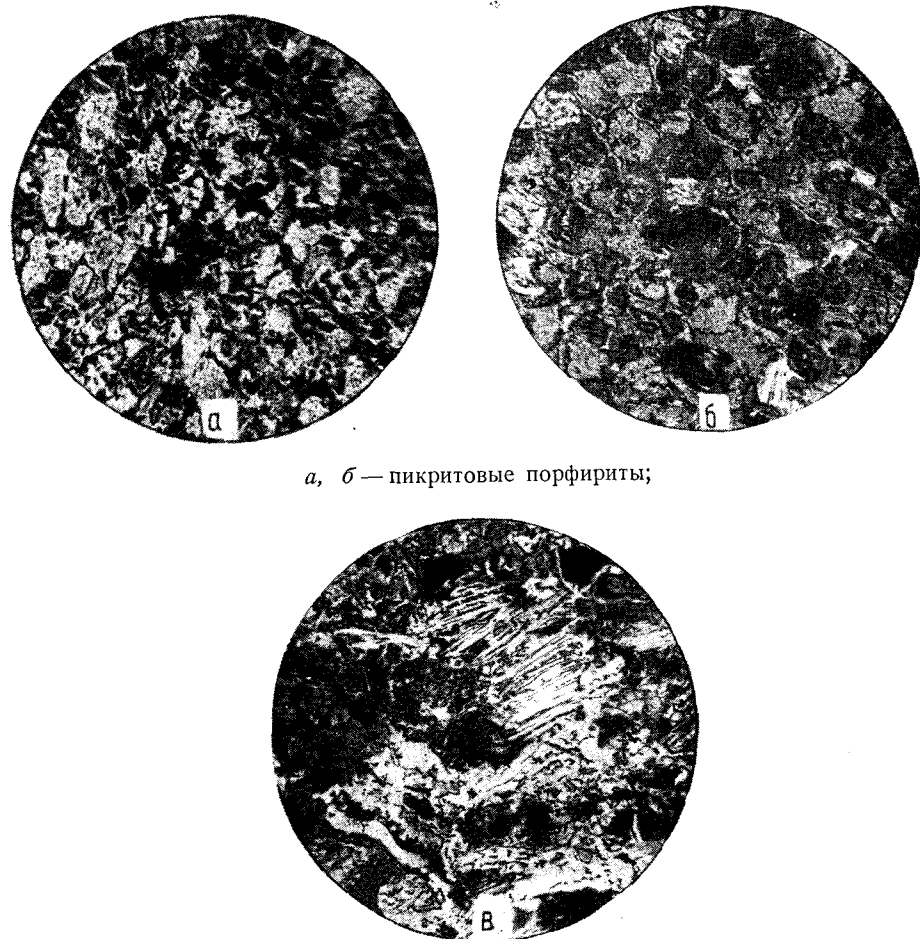
Рис. 11. Разрезы западного борта Лихмановской полосы и Тарапако-Лихмановского антиклиналя:

1 — амфиболо-магнетитовые роговики; 2 — хлорито-амфиболо-биотитовые сланцы с прослойками кварцитов; 3 — графито-биотито-кварцевые сланцы; 4 — мраморы; 5 — актинолого-карбонатно-талковые сланцы; 6 — аркозовые алевролиты и песчаники; 7 — амфиболиты; 8 — олигоклазовые гранито-гнейсы и мигматиты; 9 — полимigmatиты; 10 — магнетитовые руды; 11 — покровно-осадочные отложения.

происхождение этих сланцев и отнесла их к метаморфизованным осадкам морского происхождения.

В полемических статьях А. П. Каршенбаум и А. П. Кулишов [1953], а также М. А. Линник [1953], рассмотрев статью А. П. Никольского [1952], отрицали магматический генезис тальковых сланцев и пытались обосновать их осадочное происхождение.

Но о магматической природе тальковых сланцев говорят сохранившиеся реликты скрутур магматических пород. Так, в районе месторо-



а, б — пикритовые порфириты;

в — тальковый сланец с баститом.

Рис. 12. Пикритовые порфириты оталькованные, серпентинизированные, из толщи тальковых сланцев основного горизонта. Шахта „Вентиляционная“ месторождения им. Фрунзе. С анализатором, $\times 40$.

ждения им. Фрунзе, в основной толще тальковых сланцев широко распространены серпентиниты, оталькованные серпентиниты, серпентинокarbonатно-тальковые сланцы. В шлифах из перечисленных пород наблюдаются отчетливые псевдоморфозы серпентина по порфириновым выделениям пироксена и оливина; иногда встречаются псевдоморфозы бастита по ромбическому пироксену. Основная масса этих пород подверглась оталькованию. В некоторых же породах наблюдаются обратные соотношения — тальк замещает порфириновые выделения пироксена, а основная масса полностью замещена серпентином (рис. 12 а, б, в).

Химические анализы тальковых сланцев показывают их значительное сходство с пироксенитами, перидотитами и пикритами (табл. 7, стр. 89). Это же подтверждается и постоянным присутствием в них никеля и хрома.

Тальковые сланцы по простирацию иногда постепенно сменяются песчаниками и конгломератами. Особенно отчетливо такие переходы наблюдаются по левому берегу р. Саксагани, в районе месторождения им. Кирова. Здесь они переслаиваются с песчаниками и конгломератами. В последних встречаются гальки черного кварца, содержащего тальк, зерна хромита и сульфиды никеля. Эти гальки кварца напоминают бирбириты и, по-видимому, образовались за счет разрушения ультраосновных пород, претерпевших в архее окварцевание в связи с процессами выветривания. В тех же обнажениях встречаются участки пород туфогенного облика, но представляющие окремненные породы, содержащие тальк, серпентин, десятые доли процента никеля и хрома.

Иногда переслаивание тальковых сланцев с песчаниками бывает настолько тонким (рис. 13), что об инъекции ультраосновной магмы в осадочные породы говорить бывает невозможно. Подобная перемежаемость может быть объяснена только тем, что эта магма изливалась или выбрасывалась на поверхность, где происходило и отложение песчаников.

Все изложенное позволяет сделать вывод о том, что тальковые сланцы возникли за счет эффузивных ультраосновных пород. Но наличие последних предопределяет существование подводных каналов. Следовательно, в отдельных участках породы, превращенные в тальковые сланцы, могут иметь и интрузивное залегание.



Рис. 13. Керн тальковых сланцев — 1, с прослоями песчаников — 2; $\frac{3}{4}$ натур. вел.

Другие породы саксаганского горизонта

Сланцы характеризуются большим разнообразием; весьма широко распространены серицитовые, хлорито-биотито-кварцевые и хлоритовые разности, иногда со следами пелитовой структуры. Более интенсивно метаморфизованные породы — биотито-кварцевые, гранато-биотито-кварцевые и амфиболо-биотитовые. Менее распространены амфиболовые и гранато-амфиболовые сланцы, иногда содержащие магнетит. Для сланцев средней свиты весьма характерно наличие прослоек кварцитов, мощность которых колеблется от долей сантиметра до 1—3, редко до 5 см. Количество прослоек кварцитов колеблется от 5 до 10—15% и редко достигает 60%.

Количество граната (альмандина) в некоторых разновидностях сланцев, подвергшихся интенсивной перекристаллизации, иногда достигает 30—50%.

Гранато-амфиболо-магнетитовые и амфиболо-магнетитовые сланцы являются переходными породами от амфиболо-биотитовых сланцев к железистым кварцитам.

Амфибол в сланцах саксаганского горизонта грюнерито-куммингтонитового ряда.

Железистые кварциты представлены отчетливо полосчатыми породами. Рудный минерал в них — магнетит или мартит, в подчиненном количестве присутствует гематит и железная слюдка. Часто в железистых роговиках в значительном количестве присутствуют карбонаты, хлорит и амфибол грюнерит-куммингтонитового ряда. В участках со слабо проявленным метаморфизмом широко распространены красно-полосчатые роговики, так как в прослойках кварцитов этих пород содержится тонкая вкрапленность гематита. Железистые кварциты, почти лишенные силикатов и характеризующиеся весьма тонкополосчатой текстурой, называются джеспилитами. Последние в пределах саксаганского горизонта имеют ограниченное распространение.

В последние годы в пределах саксаганского горизонта встречены песчаники, которые ранее не отмечались. Они наиболее широко распространены в пределах Желтореченской полосы и в районе ст. Галещино Кременчугской полосы. Эти породы иногда прослеживаются на сотни метров по простиранию. Мощность отдельных пластов измеряется единицами метров. По составу — это кварцевые песчаники, размеры песчинок в которых измеряются десятками долями миллиметра, иногда достигая 1 мм в поперечнике. Форма песчинок округлая или угловатая. Некоторые типы песчаников подверглись интенсивному рассланцеванию и резко вытянуты в направлении сланцеватости.

Цемент в песчаниках обычно кварцевый с небольшой примесью серицита, хлорита и рудного минерала.

В южной части Галещинского участка, в самых низах саксаганского горизонта, скважинами вскрыты песчаники черного цвета с однообразным хлоритовым цементом криптокристаллического строения и равномерно распределенными перекристаллизованными песчинками кварца. Для образца такого песчаника М. М. Стукаловой был выполнен химический анализ, показавший следующие результаты (%): SiO_2 — 58,88; TiO_2 — 0,18; Al_2O_3 — 16,66; Cr_2O_3 — следы; Fe_2O_3 — 3,26; FeO — 5,76; MnO — 0,03; NiO — нет; CaO — 0,13; MgO — 6,67; K_2O — 1,12; Na_2O — 0,48; H_2O — 1,84, потери при прокаливании 7,44; сумма окислов 100,45.

Мраморы встречены только в южной части Анновского месторождения, где они в значительной степени замещены кварцитами. В мраморах часто встречаются гнезда и скопления диопсида.

Спилиты и кварцевые альбитофиры были встречены на юге Саксаганской полосы, в районе с. Новый Кригой Рог. Они залегают в нижней части саксаганского горизонта и в нижней свите в виде линзовидных участков, перемежающихся с железистыми кварцитами и хлорито-биотито-кварцевыми сланцами (рис. 14). В районе месторождения им. Дзержинского спилиты переслаиваются с породами нижней свиты.

Макроскопически спилиты темно-зеленые или серые, отчетливо рассланцованные породы, мало отличающиеся от сланцев средней свиты. В шлифах под микроскопом выявляются сильно карбонатизированные, хлоритизированные, окварцованные, иногда биотитизированные спилиты и кварцевые кератофиры. В некоторых случаях их первичная природа почти полностью утрачивается, сохраняются лишь незначительные реликты магматических структур (рис. 15, 16). В зависимости от

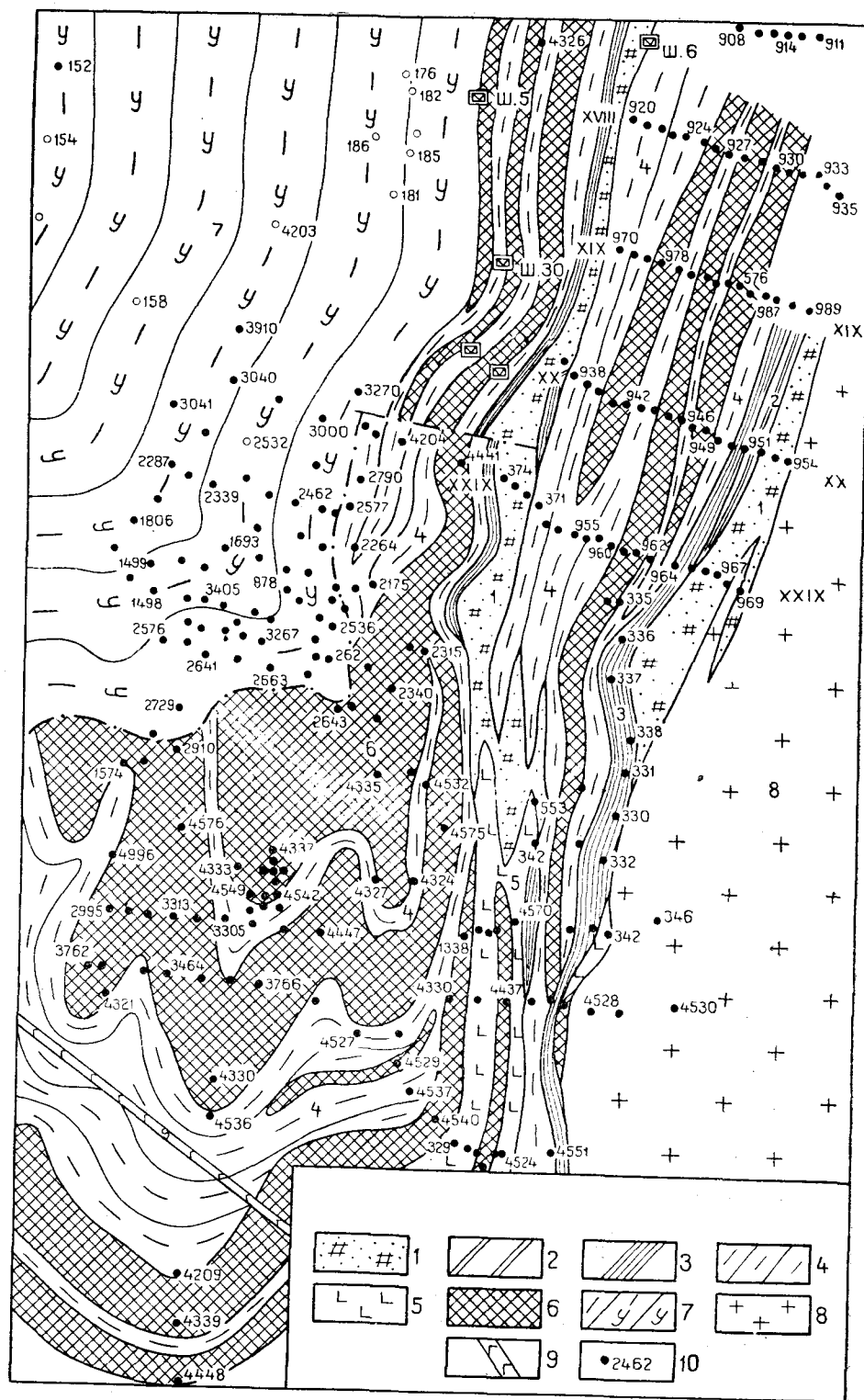


Рис. 14. Геологическая карта района с. Новый Кривой Рог:
1 — песчаники; 2 — филлиты; 3 — тальковые сланцы; 4 — хлорито-биотитовые сланцы с прослойками кварцитов; 5 — спилиты; 6 — железистые кварциты; 7 — графито-биотитовые сланцы; 8 — плагиоклазовые граниты; 9 — диабазы; 10 — скважины.

характера изменения пород под микроскопом выделяются следующие разновидности:

1) сильно карбонатизированные амфиболовые спилиты, содержащие (%): альбита — 45—55, амфибола — 20, карбоната — 15, рудного минерала — 5, хлорита и биотита — 5;

2) интенсивно рассланцованные, биотитизированные окварцованные спилиты, содержащие (%): альбита — 30, биотита — 30, кварца — 20, карбонат, рудный минерал;

3) интенсивно окварцованные биотито-хлоритовые спилиты, где плагиоклаз встречается в виде реликтов, сохранившихся от замещения кварцем, количество которого достигает 60, хлорита 30, биотита 8 и магнетита 2—3%.

4) кварцевые кератофиры, окварцованные, хлоритизированные.

Альбит присутствует в виде порфировых выделений среди кварцево-плагиоклазовой массы.



Рис. 15. Диабазовые порфириты (спилиты) из средней свиты криворожской серии, с. Новый Кривой Рог. Микрофото. С анализатором, $\times 40$.



Рис. 16. Кварцевые альбит-порфириты из средней свиты криворожской серии, с. Новый Кривой Рог. Микрофото. С анализатором, $\times 40$.

Для спилитов характерна спилитовая, иногда порфировая, структура, для кварцевых альбитофиринов характерна порфировая структура с гранобластической основной массой. Текстура сланцеватая, иногда миндалевидная. Интенсивное изменение пород, выраженное в окварцевании, карбонатизации и хлоритизации частично, по-видимому, обусловлено воздействием плагиогранитов, прорывающих спилиты (рис. 14).

Из скв. 328 были взяты для химического анализа образцы 22а и 22в.

Образец 22а взят с глубины 72,55 м и представлен темно-серым диабазовым порфиритом, карбонатизированным, амфиболитизированным, биотитизированным и альбитизированным. В образце содержится 60% альбита, 25% уралитовой роговой обманки, частично замещенной биотитом и редкими чешуйками мусковита. Остальная часть представлена кварцем, хлоритом, карбонатом и рудным минералом. Структура породы порфировая, основная масса спилитовая.

Образец 22в взят из той же скважины с глубины 94 м, он отличается от образца 22а тем, что здесь амфибол полностью замещен биотитом. Порода содержит 60% плагиоклаза, 30% биотита, хлорит и рудный минерал. Плагиоклаз представлен удлиненно-призматическими и изометрическими идиоморфными кристаллами. Биотит в виде скоплений

чешуек и пластин, ксеноморфен по отношению к плагиоклазу. Химические анализы приведены в табл. 3.

Для саксаганского горизонта в северной части Саксаганской полосы и в районе ст. Галещино были взяты три валовые точечные пробы. Химические анализы проб приведены в табл. 7.

Таблица 3

Числовые характеристики анализов по А. Н. Заварицкому

Обр. 22а	Обр. 22в
$a = 13,0$	$a = 13,14$
$c = 4,5$	$c = -7$
$s = 20,0$	$s = 23,7$
$S = 61,0$	$S = 62,1$
$Q = -7$	$Q = -3,2$

Рудоносный горизонт

Этот горизонт распространен только в пределах Саксаганской полосы. Южная его часть выклинивается на территории месторождения им. Ильича, северная часть тектонически обрывается в районе ст. Терны. В пределах Анновской полосы и в других частях Криворожского пояса рудоносный горизонт отсутствует (рис. 2).

В состав рассматриваемого горизонта входят три пачки пластов железистых кварцитов, разделенных двумя пластами сланцев.

Нижняя пачка железистых кварцитов распространена только в южной половине Саксаганской полосы. Она сложена грубополосчатыми железистыми кварцитами, в которых магнетит превращен в мартит. Среди железистых кварцитов имеются прослойки хлорито-биотито-кварцевых сланцев, содержащих вкрапленность сидерита и мартита.

В районе месторождения им. Дзержинского мощность нижней пачки достигает 80 м, но уже севернее месторождения им. Кирова мощность ее резко уменьшается, а в районе Октябрьского месторождения железистые кварциты фациально переходят в биотито-хлоритовые сланцы.

Выше нижней пачки железистых кварцитов лежит толща серицито-биотито-хлоритовых сланцев с прослойками кварцитов. Мощность прослоек кварцитов колеблется от 0,5 до 5—7 см. Мощность прослоек сланцев 5—15 см. Количество кварцитовых прослоек колеблется от 40 до 70%. Мощность толщи сланцев с прослойками кварцитов 10—35 м. Сланцы во многих участках, особенно на юге, в значительной степени замещены гидрогематитом.

Средняя пачка железистых кварцитов рудоносного горизонта называлась основной полосой второго Саксаганского пласта. Эта пачка сложена железнослудково-мартитовыми джеспилитами с редкими прослойками мартитовых кварцитов. Мощность ее порядка 60 м. Амфибол здесь почти не встречается или замещен гидрогематитом. Рудный минерал значительно преобладает над кварцем. В лежащем и всячем боках пачки железистых кварцитов имеются переходные зоны, где прослойки железистых кварцитов перемежаются со сланцами. Средняя пачка железистых кварцитов содержит 70—80% всех запасов богатых руд Криворожского бассейна.

Вторая толща сланцев с прослойками кварцитов в южной части достигает мощности 90 м, севернее мощность ее уменьшается до 20 м,

Химические анализы спилитов из саксаганского горизонта у с. Новый Кривой Рог

Окислы	Обр. 22а	Обр. 22в
SiO ₂	53,69	57,31
TiO ₂	0,39	0,16
Al ₂ O ₃	16,42	16,07
Fe ₂ O ₃	1,23	3,57
FeO	5,76	7,05
MnO	—	0,01
MgO	6,79	6,01
CaO	5,88	0,61
Na ₂ O	5,37	4,61
K ₂ O	0,80	2,78
P ₂ O ₅	0,05	0,05
SO ₃	0,72	0,58
H ₂ O	—	—
п. п. п.	2,36	1,80
Сумма	99,46	100,61

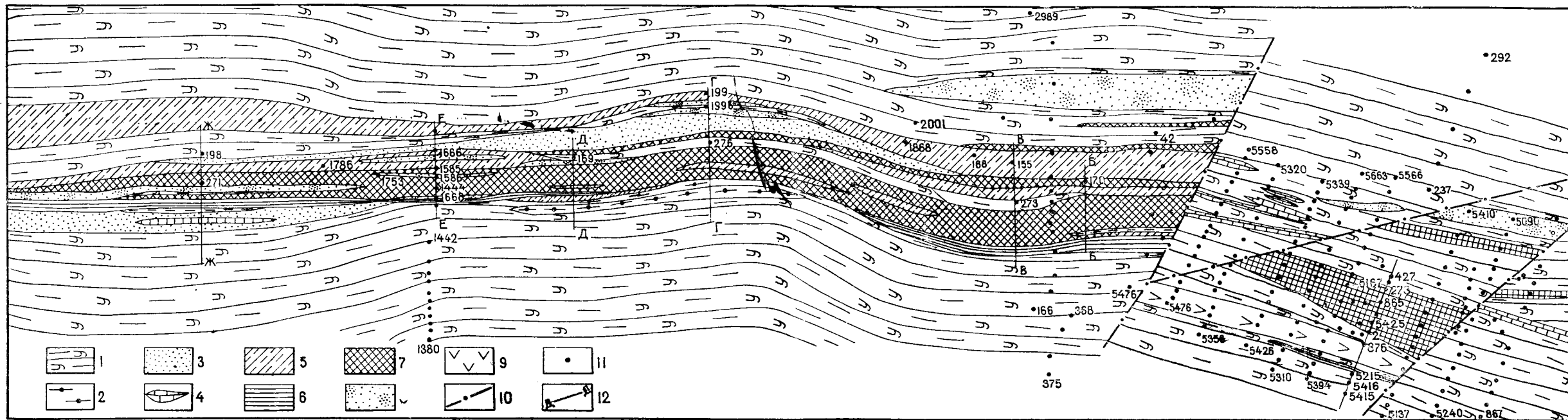


Рис. 17. Схематическая геологическая карта железистых кварцитов дальнезападного горизонта верхней серии криворожской серии.

1—графито-биотитовые сланцы; 2—биотитовые гнейсы; 3—сланцеватые кварциты (песчаники); 4—мраморы; 5—амфиболо-биотитовые сланцы с прослойками кварцитов; 6—актинолитовые сланцы; 7—амфиболо-магнетитовые роговики; 8—метасоматические кварциты; 9—амфиболиты; 10—разломы; 11—скважины; 12—разрезы.

а иногда до нуля. Сланцы содержат постоянную вкрапленность магнетита, большей частью превращенного в мартит. На значительных пространствах они замещены гидрогематитом и лишь на глубинах 400—800 м встречаются участки, где в сланцах сохранился их первоначальный состав.

Верхняя пачка железистых кварцитов соответствует шестому железистому горизонту. Сложена она мартитовыми красно- и белополосчатыми кварцитами и джеспилитами и содержит от 3 до 8 пластов сланцев, большая часть которых на глубину нескольких сотен метров замещена гидрогематитом.

Мощность третьей пачки колеблется от нуля до 156 м.

Фрунзенский горизонт

Фрунзенский горизонт распространен только в пределах Саксаганской полосы. На юге он выклинивается в южной части месторождения «Большевик», на севере срезается тектонически в районе ст. Терны. Но в пределах Анновской полосы этот горизонт не прослеживается (рис. 2).

В нижней части горизонта лежит пласт хлорито-биотито-амфиболовых сланцев с прослойками кварцитов. Мощность его 30—35 м. Выше залегает толща мартито-магнетитовых кварцитов, содержащих значительные количества карбонатов и амфибола, которые переслаиваются с биотито-амфиболовыми сланцами. А. П. Коршенбаум в толще железистых кварцитов фрунзенского горизонта выделяет четыре пласта сланцев с прослойками кварцитов и вкрапленностью мартита. Сланцы большей частью замещены гидрогематитом.

Средняя мощность горизонта 80—120 м.

Карнаватский песчаниково-сланцевый горизонт

Этот горизонт в южной части выклинивается на территории месторождения им. Ильича, в северной части выклинивается на территории месторождения им. XXI съезда. Он сложен кварцевыми и аркозовыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, иногда с гальками железистых пород, гальками кварцитов, плагиогранита, песчаников, филлитами, биотито-кварцевыми и тальковыми сланцами. В песчаниках хорошо сохранилась псаммитовая, а в сланцах пелитовая структуры. В аркозовых песчаниках количество полевого шпата нередко достигает 30—40%. По составу полевой шпат представлен преимущественно микроклином.

Песчаники в отдельных участках подверглись гранитизации, вызвавшей образование аплитовидных метасоматических гранитов. В таких гранитах при изучении шлифов можно наблюдать нарастание микроклина на песчинки микроклина, кварца и плагиоклаза. В отдельных песчинках видны следы разъедания микроклином.

В участках гранитизации псаммитовая структура превращается в аплитовидную структуру. При просмотре шлифов граница между выросшими минералами и песчинками выявляется достаточно отчетливо. В. Н. Котляр [1952] гранитизированные песчаники, известные в Криворожье под названием карнаватской породы, отнес к гранитам. Химический анализ метасоматического аплита из карнаватского горизонта приведен в табл. 7 под № 41 (стр. 91).

В районе с. Новый Кривой Рог в керне скв. 4553 в гравелитах встречена галька интенсивно биотитизированного и серицитизированного плагиогранита. Структура гранитов гранобластическая.

Карнаватский сланцево-железисто-роговиковый горизонт

Этот горизонт широко распространен в южной части Саксаганской полосы, где им сложены значительные площади замка Криворожской синклинали и Тарапако-Лихмановская антиклиналь. Здесь он частично

залегает непосредственно на саксаганском горизонте. В северной части месторождения им. Ильича, а в пределах месторождений им. Дзержинского, им. Кирова, им. Карла Либкнехта и «Большевик» рассматриваемый горизонт залегает на карнаватском песчаниково-сланцевом горизонте.

В районе месторождения им. Фрунзе оба карнаватских горизонта выклиниваются.

Карнаватский сланцево-железисто-роговиковый горизонт объединяет пять пластов сланцев и пять пластов железистых кварцитов.

Предложенная нами схема деления средней свиты криворожской серии приведена в табл. 5.

Химические анализы валовых проб средней свиты криворожской серии приведены в табл. 7 (стр. 92).

Верхняя свита

Верхняя свита Криворожской серии вскрыта и изучена несравненно хуже, чем средняя свита. Наиболее значительная площадь, сложенная верхней свитой, находится в пределах Саксаганской полосы, а также в районе ст. Галещино.

Широко распространенными породами свиты являются графито-биотито-кварцевые сланцы, в различной степени метаморфизованные. Среди них встречаются сланцы с пелитовой структурой, но нередко они бывают превращены в силлиманито-ставролитово-кварцевые разности и даже гнейсы. Среди сланцев встречаются толщи доломитовых мраморов, кварцитов, песчаников, конгломератов, железистых кварцитов, тальковых сланцев и амфиболитов.

В основании верхней свиты широко распространены кварциты, песчаники и конгломераты. В последних иногда встречаются гальки железистых кварцитов средней свиты.

В районе Лихмановской полосы в основании верхней свиты лежит толща, выделенная нами под названием «ингулецкого горизонта», представленная тальковыми сланцами, выше которых залегают аркозовые песчаники, алевролиты, а в верхней части — амфиболиты.

Ингулецкий горизонт

Ингулецкий горизонт прослеживается от месторождения «Ингулец» до северного замка Тарапако-Лихмановского антиклинала (рис. 2, 11). Тальковые сланцы, алевролиты, песчаники и амфиболиты этого горизонта залегают согласно на средней свите западного крыла Тарапако-Лихмановского антиклинала, что не позволяет рассматривать ингулецкий горизонт в виде второго крыла синклинали Лихмановской полосы (рис. 2, 11, 6).

В районе с. Анновки в основании верхней свиты встречены также амфиболиты.

В центральной части Саксаганской полосы в верхней свите встречена внутриформационная толща конгломератов, содержащая прослойки песчаников и графито-биотито-кварцевых сланцев. Мощность наиболее крупных толщ конгломератов достигает 700 м. В составе галек конгломератов преобладают кварциты, нередко встречаются гальки гранитоидов, железистых кварцитов, гальки и глыбы доломитовых мраморов, очень похожих на мраморы верхней свиты, залегающих несколько ниже конгломератов.

Железистые кварциты в верхней свите были установлены в пределах Саксаганской и Анновской полос. Железистые кварциты верхней свиты установлены также М. Н. Доброхотовым в Кременчугской полосе и Я. М. Грицковым — в Желтореченской полосе.

Химический состав некогорных горных пород восточной части УКШ

Название породы и место ее взятия	Содержание окислов, %												
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п. л. п.	сумма
Галька микроклино-плагноклазового гранита из конгломератов верхней свиты	69,96	0,93	14,73	1,08	2,29	0,50	Следы	0,98	4,62	3,62	0,06	1,38	100,15
Галька плагноклазового гранита из конгломератов верхней свиты	72,74	0,11	14,87	0,11	1,72	1,41	Следы	0,70	5,83	1,47	0,02	0,97	99,95
Кварцевые плагнопорфиры сланцево-амфиболитовой серии Восточно-Грановской аномалии (Анализ А. Г. Шендеровой)	66,10	0,10	16,50	0,42	2,62	4,42	0,02	1,46	4,44	0,60	0,05	2,15	98,88
Плагногранит из дайки, секущей среднюю свиту криво-рожской серии в районе ст. Галещино (обр. 1 в из скв. 197)	71,70	0,12	15,21	0,46	2,54	1,30	0,01	1,10	5,00	1,66	0,29	1,08	100,47
Плагноклазовый порфировидный гранит из дайки, се-кущей амфиболиты балки Приворотной (скв. 215-Бис)	70,19	0,27	16,16	0,76	3,09	1,09	0,10	2,00	4,50	1,05	0,58	—	99,79
Кварцевый порфир из гальки конгломератов верхней свиты криво-рожской серии западнее месторождения им. Фрунзе	70,91	0,25	12,76	3,16	2,13	0,77	0,03	1,31	2,56	5,50	0,06	0,71	100,15
Кварцевый порфир Приазовья из дайки, которая се-чется микроклиновыми гранитами массива Заповед-ные Могилы	72,25	0,1	14,10	3,10	0,55	0,28	0,01	1,06	3,77	5,01	—	0,80	99,94

Схема деления средней свиты криво-рожской серии по А. П. Никольскому

№ п/п	Выделяемые горизонты средней свиты (снизу вверх) и их литологический состав	Средняя мощность горизонтов, м	Наименование железистых пластов по схеме горняков, соответствующих выделенным нами горизонтам		Наименование сланцевых и железистых пластов согласно многопластовой схеме, входящих в состав выделенных нами горизонтов	
			Первый	Второй	1.	2.
1	Саксаганский горизонт, состоящий из сланцев (хлоритовых, биотито-хлорито-кварцевых и биотито-амфиболовых с прослойками кварцитов, иногда с гранатом, магнетитом и гид-ромагнетитом), переслаивающихся с маргитовыми и амфибо-ло-магнетитовыми роговиками, в которых иногда присут-ствуют пачки амфиболо-магнетитовых сланцев. Число железистых пластов в горизонте колеблется от 1 до 6. Наи-более часто присутствуют 2—3 пласта. Характерной чертой железистых пород горизонта является частое замещение их по простиранию сланцами. В горизонте содержится до четырех пластов тальково-актинолитовых сланцев	200—250	1. Первый саксаганский пласт, делившийся обы-чно на 2 полосы. Нулевой пласт.	2. Второй саксаганский пласт, делившийся на три полосы: восточную, основ-ную и западную.	1. Пласты: первый, второй, третий сланцевые и железистые, частично четвертый сланцевый (месторо-ждение им. Артема), а севернее и пятый сланцевый.	
2	Рудосносный горизонт, сложенный маргитовыми и маргито-гидрогематитовыми роговиками, джеспилитами, частично гидрогематитовыми роговиками и хлорито-биотито-амфибо-ловыми сланцами. Этот горизонт характерен тем, что вме-щает в себе почти все маргитовые и гидрогематитовые же-лезорудные залежи Саксаганской полосы, составляющие главную массу богатых руд бассейна	300			2. Четвертый железистый, частично пятый сланцевый, пятый железистый, шестой сланцевый (правильно-ее — роговико-гидрогематитовый), шестой железистый пласты.	
3	Фрунзенский горизонт, сложенный фидилитовидными хлорито-биотито-кварцевыми и амфиболовыми сланцами с прослой-ками кварцитов, переслаивающихся с карбонатсодержащими разнообразными железистыми роговиками	300	3. Особого названия не имел, иногда объединялся со вторым саксаганским пла-стом.		3. Седьмой сланцевый и седьмой же-лезистый пласты и более высокие сланцевые и роговико-желези-стые горизонты.	
4	Карнаватский песчаниково-сланцевый горизонт, содержащий несколько пластов актинолито-тальковых сланцев, филлиты, песчаные сланцы, сланцы с прослойками роговиков, квар-цевые и аркозовые песчаники и песчаники, подвергшиеся гранитизации	100			4. Рассматривается как ядро анги-клинали, сложенное породами ниж-ней свиты, надвинутыми на сред-нюю свиту.	
5	Карнаватский железистый горизонт, представляющий чередо-вание биотито-хлорито-кварцевых сланцев и железистых роговиков	300	5. а) Червоно-Кампаней-ский пласт железистых роговиков, деля-щийся на две полосы: западную и восточную. б) Глееватский пласт, со-стоящий из двух по-лос. в) Червоновый пласт.		5. Выделяется пять сланцевых и пять железистых горизонтов, кото-рые рассматриваются как надви-нутая глубинная часть средней свиты.	

На наличие железистых кварцитов в верхней свите впервые было указано нами в 1950 г. [Никольский, 1952], однако вопрос этот требует более детального освещения, так как железистые кварциты верхней свиты еще очень слабо изучены. Ниже приводится их более подробное описание.

Дальнезападный горизонт железистых кварцитов

Железистые породы, протягивающиеся параллельно породам средней свиты Саксаганской полосы и залегающие среди графито-биотито-кварцевых сланцев верхней свиты криворожской серии, известны под названием «Дальнезападных полос».

Многие геологи эти железистые кварциты относят к средней свите криворожской серии. А. П. Коршенбаум и другие геологи рассматривают Дальнезападные полосы как продолжение Тарапако-Лихмановского антиклинала, осложненного разрывами. Д. И. Ищенко их считает западным крылом Криворожской синклинали, осложненной надвигом. Я. Н. Белевцев железистые кварциты Дальнезападной полосы рассматривает как продолжение Саксаганского антиклинала, структура которого была нарушена тектоническими движениями. Наконец, существует точка зрения, согласно которой железистые кварциты Дальнезападной полосы относятся к верхней свите, в которой они нормально залегают [Никольский, 1952]. Поэтому в настоящей работе они и выделены под названием «дальнезападного горизонта» верхней свиты.

Железистые породы дальнезападного горизонта и средняя свита разделены мощной, почти 1,5-километровой толщей сланцев верхней свиты (рис. 2). В участке сочленения Анновской и Саксаганской полос мощность сланцев, разделяющих железистые породы, сильно уменьшается. Железистые кварциты, залегающие в верхней свите Анновской полосы и являющиеся продолжением дальнезападного горизонта, к северо-востоку постепенно выклиниваются (рис. 17, 18).

В юго-западном конце железистые кварциты дальнезападного горизонта, судя по данным бурения и материалам магнитометрии, образуют ряд прерывистых линзообразных тел и полностью выклиниваются в районе месторождения им. Фрунзе.

В районе распространения дальнезападного горизонта пройдено более 150 скважин различной глубины (от 50 до 1000 м), пробуренных Украинским геологоразведочным трестом. Из их числа нами просмотрены 24 наиболее интересные скважины.

По материалам просмотренных скважин была составлена схематическая карта (рис. 17) и восемь разрезов (рис. 18). При составлении карты и разрезов использован также материал геологов треста «Кривбассразведка».

В дальнезападном горизонте можно выделить главную пачку железистых кварцитов мощностью до 180 м и четыре пласта железистых кварцитов мощностью от 1 до 15—20 м каждый. В главной пачке отмечены прослои графито-гранато-хлорито-слюдяных, амфиболовых сланцев и кварцитов.

Породы дальнезападного горизонта заключены в толще графито-биотито-кварцевых сланцев верхней свиты. Железистые кварциты здесь переслаиваются с графито-биотито-кварцевыми, гранато-амфиболо-слюдяно-кварцевыми, актинолито-талковыми сланцами, амфиболитами, песчаниками, метасоматическими кварцитами и мраморами (рис. 17, 18).

Железистые кварциты представлены амфиболо-магнетитовыми и магнетито-железнослюдковыми разностями. Это тонко- и среднепосчатые темно-серые породы, сложенные в одном случае чередующимися прослойками амфиболов, магнетита и кварца, в другом — прослойками магнетита с железной слюдкой и кварца.

Мощности прослоев обычно колеблются от 1—3 до 5—8 мм,

редко достигается 20—25 мм. Мономинеральные прослойки в кварцитах встречаются редко, обычно же прослойки кварца сопровождаются рассеянным магнетитом и амфиболом, прослойки магнетита — кварцем и амфиболом. Средний состав магнетито-железнослюдковых разностей кварцитов следующий: кварц — 70, магнетит — 30%; состав амфиболо-магнетитовых кварцитов: кварц — 60, магнетит — 25, амфибол — 15, пироксен спорадически — до 10%.

Микроскопическое изучение шлифов показало, что амфибол в кварцитах представлен актинолитом и значительно реже — тремолитом.

Актинолит образует удлиненно-призматической формы кристаллы, длиной до 0,1 мм, зеленоватого цвета, с большим углом оптических осей. Удлинение положительное, $Ng - Np = 0,022 - 0,023$, угол угасания около 12° , спайность амфиболовая, схема абсорбции прямая.

Тремолит бесцветный, в форме призмочек с отрицательным углом оптических осей, равным 75° , $Ng - Np = 0,021$, удлинение положительное.

Очень редко встречаются короткопризматические кристаллики обыкновенной роговой обманки зеленого цвета. Угол оптических осей отрицательный, очень большой, удлинение положительное, $Ng - Np$ — в синих цветах второго порядка, часто маскируемое собственной окраской минерала.

Кварц отмечается в виде изометрических зерен около 0,05—0,1 мм в поперечнике, реже до 0,3 мм. Магнетит и железная слюдка представлены изометричными и удлиненными зернами, от 0,03 до 0,5 мм в поперечнике.

Среди железистых кварцитов встречаются разности, где цветной минерал представлен пироксеном.

Пироксен встречен в виде удлиненных перпендикулярно спайности пластинчатых кристаллов, длиной от 1 до 10 мм. Кристаллы пироксена располагаются в виде цепочек, параллельных полосчатости породы. В одних случаях он имеет положительный угол оптических осей, в других — отрицательный, $2V$ достигает 85° ; пироксен бесцветен, удлинение положительное, $Ng - Np = 0,018$, угасание прямое, характерная пересекающаяся спайность под углом 87° . Отмечается четкий плеохроизм: Ng — зеленоватый, Nm — желтоватый и Np — розовый. Видимо, это разности ромбического пироксена, близкие к гиперстену (рис. 19а).

Среди железистых кварцитов изредка встречаются зонки незначительной мощности, сопровождающиеся исключительно пироксеном опсанного характера, с развивающимся по гиперстену актинолитом, а также магнетитом. Соотношение этих минералов показано на рис. 19б.

Пироксеновые разности железистых кварцитов пересечены скв. 169, 276 и 170.

В железистых кварцитах скв. 169 встречены участки со значительным (до 65%) содержанием кордиерита, который присутствует в виде изометрических с извилистыми очертаниями зерен, имеющих 1—2 мм в поперечнике. В зернах наблюдаются полисинтетические двойники и плеохроичные желтоватые ореолы вокруг включения радиоактивных минералов. В значительном количестве в качестве включений отмечаются также зернышки магнетита и чешуйки вторичной слюды. Угол оптических осей кордиерита очень большой, отрицательный. В одном случае определен, как положительный. Двупреломление около 0,010, спайность отсутствует (рис. 19в).

Скв. 170 среди амфиболо-магнетитовых кварцитов подсечена зона альбитизации. Альбиты располагаются послойно, в виде параллельных полос мощностью около 3 см каждая, на интервале около 2 м.

Под микроскопом в альбититах устанавливается лепидогранобластовая текстура, обусловленная наличием среди изометрического альбита чешуек и призматических пластинок биотита коричневого цвета. Величина зерен альбита около 0,2 мм. Он почти не изменен, обладает

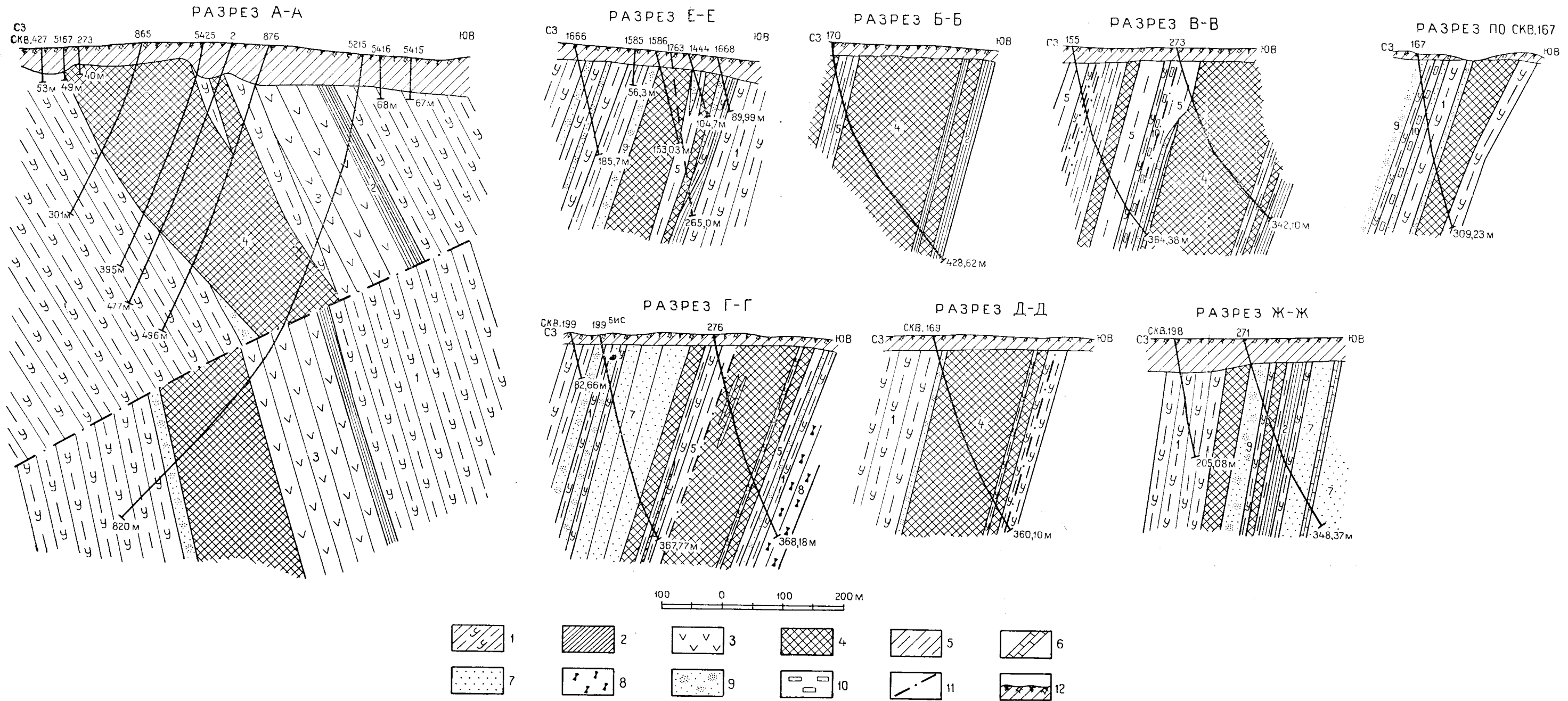


Рис. 18. Геологические разрезы дальнезападного горизонта верхней свиты криворожской серии (западная часть Саксаганской полосы);

1 — графито-биотитовые сланцы; 2 — карбонатно-актинолитовые сланцы; 3 — амфиболиты; 4 — амфиболо-магнетитовые роговики; 5 — биотито-амфиболовые сланцы; 6 — мраморы; 7 — слоистые кварциты (песчаники); 8 — альбититы; 9 — метасоматические кварциты; 10 — жильный кварц; 11 — разломы; 12 — покровно-осадочные образования.

плохо выраженной двойниковой структурой и изредка пересечен тонкими жилками хлорито-карбонатного состава (рис. 19г).

Железистые кварциты нередко интенсивно карбонатизированы и амфиболлизированы. Указанные минералы развиваются в виде секущих и согласных со сланцеватостью прожилков изометричной и неправильной формы, часто полностью замещающих первичную породу. Величина слагающих зерен от 0,1—0,2 до 2—3 мм. Широко развита амфиболо-карбонатная минерализация в ослабленных зонах и зонах дробления

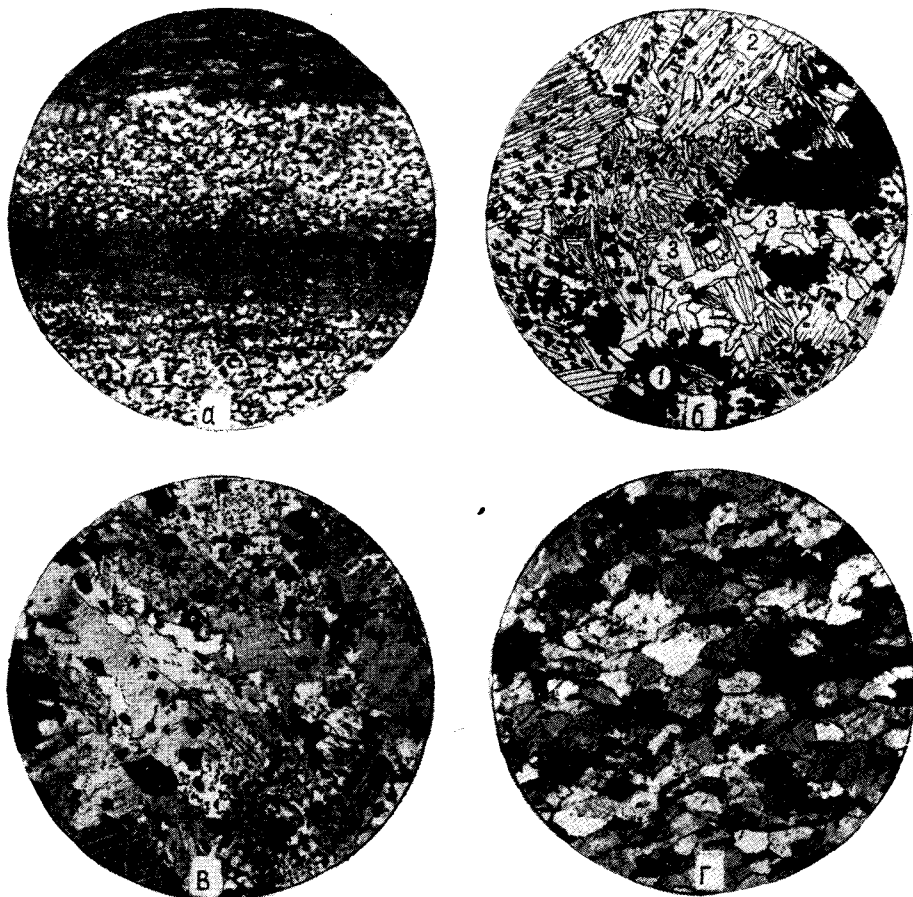


Рис. 19. Породы железистых кварцитов дальнезападного горизонта. $\times 15$.

а — пироксено-магнетитовые роговики: черное — магнетит, серое — пироксен, светлое — кварц; б — метасоматическая пироксено-магнетито-амфиболовая порода из толщи магнетитовых кварцитов: 1 — магнетит; 2 — пироксен; 3 — актинолит; в — магнетито-кордиеритовые роговики, кордиерит в виде зерен с полисинтетическими двойниками; г — альбитит.

пород, где она присутствует в качестве цемента. Сопровождаются эти минералы магнетитом, кварцем и биотитом.

Карбонат обычно изометрический, реже неправильной формы. Амфибол представлен призматическим актинолитом и его бесцветными разновидностями (возможно, тремолитом). Биотит здесь в форме чешуйчатых, изометрической формы листочков коричневого цвета, часто с извилистыми очертаниями. Магнетит изометрический, около 0,2 мм в поперечнике, и сравнительно редок. В зонах брекчий его количество увеличивается до 10—12%; здесь же появляется обыкновенная роговая обманка в форме призматических кристаллов длиной 0,5—1 мм. Угол оптических осей роговой обманки до 65°, отрицательный, удлинение положительное,

двупреломление около 0,025, плеохроизм от травяно-зеленого (Ng, Nm) до желтого (Np).

В толще карбонатсодержащих магнетитовых кварцитов отмечаются зонки, обогащенные биотитом, гранатом и актинолитом. Наиболее ранним является гранат. Он рассекается жилками карбоната, актинолитом, магнетитом и чешуйчатым агрегатом биотита. Магнетит, биотит и актинолит выделялись, по-видимому, одновременно, так как соотношения между ними носят различный характер. Карбонат отлагался позже указанных минералов, но ранее кварца, присутствующего в породе в виде тонких секущих прожилков.

Указанные соотношения четко наблюдаются на рис. 20 и 21.

Среди железистых кварцитов отмечаются пропластки кварцево-биотитовых, биотито-графитовых, амфиболовых сланцев и кварцитов.

Кварц-биотитовые сланцы содержат до 50% биотита, 30—40% кварца, 8—15 иногда до 35% графита, хлорит, пирит, циркон, магнетит,

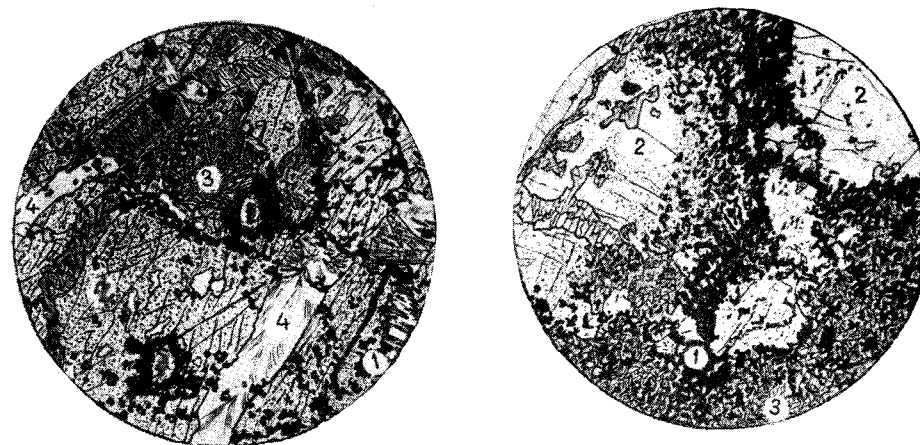


Рис. 20. Карбонатно-амфиболо — магнетито-гранатовая порода из прожилка в железистых кварцитах верхней свиты:

1 — магнетит; 2 — гранат; 3 — актинолит; 4 — карбонат. Без анализатора, $\times 30$.

Рис. 21. Магнетито-сланцево-гранатовая порода из прожилка в железистых кварцитах:

1 — магнетит; 2 — гранат; 3 — слюда. Без анализатора, $\times 30$.

гематит, редко сфен, рутил, турмалин. Встречаются разности, обогащенные гранатом и амфиболом. Количество амфибола иногда достигает 60%, а количество биотита при этом уменьшается. Амфибол представлен актинолитом и обыкновенной роговой обманкой.

В кварц-биотитовых сланцах скв. 169 и 276 обнаружен плагиоклаз, количество которого достигает 35%. Плагиоклаз по составу отвечает битовниту, он плохо сдвойникован, слегка эпидотизирован и карбонатизирован. Показатель преломления плагиоклаза больше показателя преломления кварца.

Размеры зерен, слагающих сланцы, колеблются в пределах 0,03—0,1 мм. Текстура в сланцах сланцеватая, структура лепидогранобластическая, иногда фибробластическая.

Слюдистые кварциты — темно-серые, они содержат в среднем кварца — 70, биотита — 25, сульфидов — до 5%. Иногда встречаются гранат, ставролит, хлорит, турмалин, микроклин, амфибол, серицит, карбонат, магнетит и апатит. Зерна кварца изометрические или удлиненные по сланцеватости.

Судя по реликтам и структуре, кварциты имеют два происхождения — осадочное и метасоматическое.

Часть осадочных кварцитов возникла, по-видимому, за счет песчаников; в таких породах среди общей массы с гранобластической структурой иногда встречаются реликты псаммитовой структуры. Часть кварцитов возникла из кремнисто-илистых осадков. Такие кварциты содержат ничтожное количество прослоек магнетита, биотит, амфибол, гранат (рис. 22а, б, в). Структура таких кварцитов гранобластическая, текстура полосчатая, часто плейчатая. В подобных кварцитах встречается ставролит.

Метасоматические кварциты характеризуются светло-серым цветом, массивной текстурой и высоким содержанием кварца (90—95%). В квар-

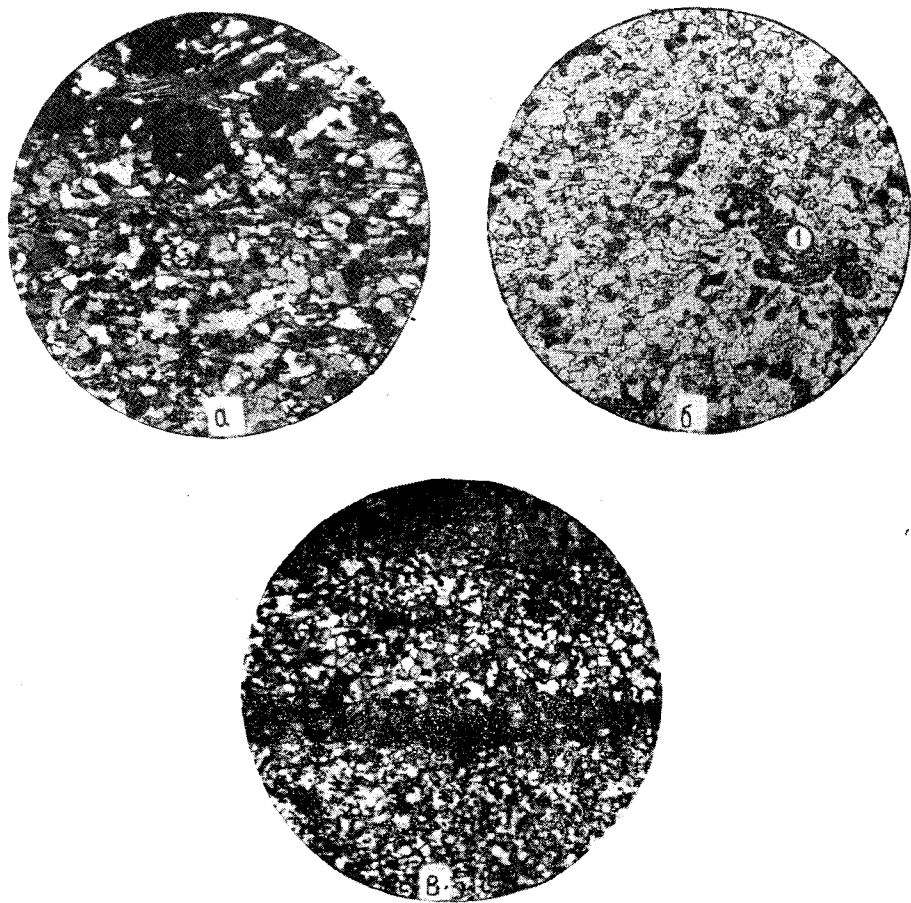


Рис. 22. Слюдяные кварциты дальнезападного горизонта, $\times 15$.

а — кварцит с гранатом (с анализатором); б — кварцит со ставролитом — 1 (без анализатора); в — кварциты с прослойками пироксено-амфиболовых сланцев (с анализатором).

цитах метасоматического происхождения были встречены реликты недозамещенных сланцев, песчаников, мраморов, актинолит, тремолит и турмалин. Структура метасоматических кварцитов гранобластическая (рис. 23).

Тальково-актинолитовые сланцы дальнезападного горизонта распространены в нижней части разреза; иногда переслаиваются с графито-биотито-амфиболовыми сланцами. Окрашены они в зеленовато-серый цвет, с отчетливо выраженной сланцеватой текстурой. Главным породообразующим минералом является актинолит. В меньших и переменных количествах присутствуют карбонат, слюды, тальк, пирротин, пирит. Скв.

271 в верхней части тальковых сланцев встречен прослойк, состоящий на 90% из антофиллита и 10% хлорита. Карбонат обычно замещает актинолит, тальк замещает карбонат и актинолит.

В районе месторождений им. Ленина и им. XXI съезда в тальковых сланцах верхней свиты встречены линзы пирротина. На месторождении им. Ленина скважиной пересечена линза пирротина 2-метровой мощ-

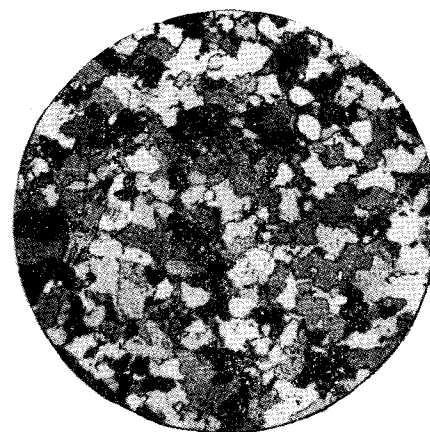


Рис. 23. Метасоматический кварцит дальнезападного горизонта. С анализатором, $\times 15$.



Рис. 24. Актинолитовые сланцы с хлоритом. С анализатором, $\times 15$.

ности. Пирротин имеет массивное сложение, количество его достигает 95%, присутствуют актинолит, хлорит и пирит. Химическим анализом в пирротине установлены никель — 0,15% и кобальт — 0,03%.

В пределах месторождения им. XXI съезда, у с. Глиеватки, скв. 1847 пересечена зона пирротинового сруденения, содержащая до 30%



Рис. 25. Актинолитовые сланцы с карбонатом. С анализатором, $\times 15$.



Рис. 26. Антофиллитовые сланцы. С анализатором, $\times 15$.

дравита, никель (десятые доли процента) и кобальт (сотые доли процента). Структура тальковых сланцев нематобластовая, гранонематобластовая и лепидобластовая (рис. 24, 25, 26).

Амфиболиты дальнезападного горизонта пересечены скв. 5215 (рис. 18, разрез А — А), кроме того, они встречены рядом скважин

к западу от Ленинского месторождения. Это плотные со сланцеватой текстурой породы зеленовато-серого цвета. Сложены они обыкновенной роговой обманкой (35—60%) и плагиоклазом (до 40%), в небольшом количестве присутствуют биотит, кварц и магнетит.

Структура амфиболитов гранобластическая с реликтами диабазовой структуры. По внешнему виду, минералогическому и химическому составу они не отличаются от амфиболитов, подстилающих криворожскую серию.

Дальнезападный горизонт прослежен с небольшими перерывами по простиранию на 12 км. Железистые кварциты этого горизонта залегают согласно и переслаиваются с графито-биотито-кварцевыми сланцами верхней свиты. При изучении контактов железистых кварцитов с породами, типичными для верхней свиты, в лежачем и висячем боках тектонических контактов не наблюдалось. Железистые кварциты прослежены скважинами на глубину до 300—500 м. При этом отдельные их пласты небольшой мощности прослеживаются также на сотни метров, залегая среди типичных пород верхней свиты (рис. 17).

Изложенные факты дают основание относить железистые кварциты дальнезападного горизонта к породам верхней свиты. По внешнему виду они очень похожи на железистые кварциты средней свиты, но беднее их по содержанию железа.

Отличительной особенностью железистых кварцитов дальнезападного горизонта является также широкое распространение в них актинолита, значительное содержание куммингтонита, наличие гиперстена и кордиерита.

Для более полной характеристики особенностей стратиграфии криворожской серии ниже приводится описание разрезов Криворожского рудного пояса.

Описание разрезов криворожской серии

Разрезы Лихмановской, Саксаганской и Анновской полос

Характеристика разрезов для краткости приводится по группам. Вначале рассматриваются разрезы Лихмановской и Саксаганской полос (рис. 6).

Общим для указанных разрезов является наличие в их восточной части амфиболитов и нижней свиты криворожской серии. Нижняя свита представлена: кварцитами, кварцевыми, реже аркозовыми песчаниками, филлитами, графито-биотито-кварцевыми сланцами.

Среди пород нижней свиты в разрезах месторождений им. XXI съезда и «Красная Гвардия» установлены пласты тальковых сланцев. Вдоль восточного борта Криворожского пояса очень широко распространены серые саксаганские плагиограниты. В некоторых участках установлено, что плагиограниты интродуцируют или мигматизируют амфиболиты и породы нижней свиты.

Соотношения метаморфических пород с плагиогранитами впоследствии будут рассмотрены более детально.

На нижней свите криворожской серии залегают средняя свита. Особенностью средней свиты является богатство ее железом и почти постоянное наличие в породах прослоек кварцитов. Эти отличия средней свиты в большинстве случаев позволяют легко определять границы ее распространения.

Мощность прослоек кварцитов в магнетито-амфиболовых и мармитовых роговиках измеряется единицами и долями миллиметра. В сланцах мощность прослоек кварцита измеряется единицами и долями сантиметра, а иногда достигает 8—15 см. Количество прослоек более постоянно в железистых роговиках и менее — в сланцах. Количество кварцитов, слагающего прослойки в породах средней свиты, колеблется от 10 до 40%, но иногда падает до нуля или поднимается до 50—70%.

В средней свите количество пластов железистых роговиков и перемежающихся с ними сланцев сильно колеблется.

Ниже рассматриваются отдельные разрезы, местоположение которых показано на карте (рис. 2).

Разрез I. Один из наиболее южных разрезов Криворожского рудного пояса, приведенный на рис. 6, проходит через шахту месторождения «Ингулец». Он типичен для средней свиты Лихмановской полосы в целом. В разрезе наблюдается известная симметрия.

В центральной части разреза проходит полоса лимонитизированных серицито-кварцевых сланцев, нередко на контакте содержащих залежи гематито-магнетитовых руд. Эти сланцы многие геологи Кривого Рога относят к верхней свите. К востоку и западу от указанных сланцев симметрично расположены джеспилиты, сменяющиеся затем амфиболо-магнетитовыми роговиками. К западу и к востоку амфиболо-магнетитовые роговики сменяются хлорито-биотито-кварцевыми сланцами с прослойками кварцитов. Затем проходят пласты тальковых сланцев, песчаники и, наконец, амфиболиты.

Западная часть разреза вскрыта кварцитами, пройденными из шахт: «Центральной», № 10 и им. МЮД. Во всех трех кварцитах характер разреза совершенно одинаков. Здесь мощность тальковых сланцев значительно меньше, чем в восточной части, а толщи песчаников представлены алевролитами, содержащими в обломках значительное количество зерен плагиоклаза. Мощность алевролитов значительно меньше, чем пород аркозового горизонта на востоке разреза.

Амфиболиты в западной части разреза мигматизированы серыми плагиоклазовыми и красными аплитовидными гранитами.

Разрез II (рис. 6) проходит через шахту им. ГПУ в южной части Саксаганской полосы. Разрез составлен по данным горных выработок и буровых скважин, которые на рисунке не показаны. Он охватывает только восточную половину Криворожского пояса.

В правой части разреза установлена нижняя свита. Средняя свита криворожской серии в основании представлена саксаганским горизонтом. Здесь, среди хлорито-биотитово-кварцевых сланцев с прослойками кварцитов, имеются три пласта мармитовых кварцитов. Рудоносный горизонт представлен двумя пластами железистых кварцитов незначительной мощности, указывающих на его выклинивание.

Западнее рудоносного горизонта расположен карнаватский песчаниково-сланцевый горизонт, сложенный аркозовыми песчаниками, на которых лежат тальковые сланцы. Прослой тальковых сланцев, мощностью 5 см, встречен также в средней части пласта песчаников (этот прослой на рисунке не показан).

В лежачем боку пласт аркозовых песчаников контактирует со сланцами, а иногда с амфиболо-магнетитовыми роговиками. Изучение контакта песчаников с подстилающими породами в горных выработках, а также по скважинам, не вскрывает каких-либо значительных зон дробления на границе карнаватского и рудоносного горизонтов. Последние должны бы существовать, если толща аркозовых песчаников и выше лежащих пород была приподнята в результате надвига с амплитудой более километра, как это полагают геологи Кривого Рога.

Над карнаватским песчаниково-сланцевым горизонтом лежит карнаватский сланцево-железисто-роговиковый горизонт. Разрез его существенно отличается от саксаганского горизонта. Западнее средней свиты распространены породы верхней свиты криворожской серии.

Разрез III (рис. 6) составлен для южной части Саксаганской полосы и проходит через месторождение им. Кирова и северную часть Тарапако-Лихмановского антиклинала (рис. 2).

В восточной части разреза амфиболиты и породы нижней свиты криворожской серии прорваны плагиогранитами. Породы средней свиты здесь хорошо обнажены в скалистых обрывах р. Саксагани. Нижняя часть средней свиты в районе месторождения им. Кирова представлена саксаганским горизонтом. Он объединяет два или три пласта мармитовых кварцитов, соответствующих первому, второму и третьему (нулевому) пластам железистых роговиков многопластовой схемы. Первый и второй пласты мармитовых роговиков отделены друг от друга пластом хлорито-биотито-кварцевых сланцев небольшой мощности и иногда объединяются в один пласт.

Рудоносный горизонт сложен мармитовыми кварцитами и джеспилитами, включающими мощные залежи мармитовых и красково-мармитовых руд*. В верхней части разреза среди железистых роговиков имеется ряд пластов хлорито-биотитовых сланцев с прослойками кварцитов.

Выше рудоносного горизонта лежат два карнаватских горизонта. Эта толща считается надвинутым крылом Саксаганского антиклинала и обычно относится к породам нижней и средней свит криворожской серии. Но, как видно из разрезов (рис. 6), состав пород карнаватских горизонтов имеет значительные отличия от состава пород ниже лежащих толщ. В последнее время в песчаниках карнаватского горизонта найдены гальки железистых кварцитов, возникновение которых можно отнести за счет размыва железистых кварцитов ниже лежащего рудоносного горизонта. На контакте карнаватского песчаниково-сланцевого и рудоносного горизонтов отсутствуют ярко выраженные тектонические зоны, которые должны быть, если бы действительно существовал надвиг с амплитудой перемещения более километра.

Изложенные обстоятельства послужили основанием к предположительному выделению двух карнаватских горизонтов в виде самостоятельной толщи, сформировавшейся после рудоносного и фрунзенского горизонтов.

Западнее средней свиты распространена мощная толща верхней свиты, согласно залегающая на породах средней свиты. В западной части разреза изображены Криво-

* Выклинивание руд на рисунке показано предположительно.

рожский синклинал и Тарапако-Лихмановский антиклинал (рис. 6). В западном борту антиклинала широко распространены амфиболиты, интенсивно мигматизированные плагиоклазовыми, микроклиновыми и аплитовидными мигматитами (рис. 11). Ниже амфиболиты сменяются алевролитами аркозового состава, которые подстилают тальковые сланцы. Ранее уже указывалось, что амфиболиты, алевролиты и тальковые сланцы объединены под названием «ингулецкого горизонта», который прослежен вдоль западного борта Лихмановской полосы и вдоль западного крыла Тарапако-Лихмановского антиклинала. Так как указанная толща пород лежит согласно на средней свите западного крыла антиклинала, то она является более молодой, чем средняя свита. Это указывает, что толща, именуемая ингулецким горизонтом, в пределах Лихмановской полосы, является более молодой, чем средняя свита, и не может быть западным крылом синклинали Лихмановской полосы.

Разрез IV проходит через месторождение им. Фрунзе (рис. 2). Особенностью строения средней свиты здесь является незначительная мощность саксаганского горизонта. Рудоносный горизонт сложен маритовыми кварцитами и джеспилитами.

Фрунзенский горизонт преимущественно представлен маритовыми кварцитами и амфиболо-магнетитовыми роговиками. Железистые роговики в отдельных зонах подверглись воздействию щелочного метасоматоза и карбонатизации. В зонах указанного гидротермального изменения процессы окисления выражены слабо, магнетит здесь сохраняется, мартит редок.

Выше фрунзенского горизонта залегает карнаватский песчаниково-сланцевый горизонт, сложенный тальковыми сланцами мощностью 10—15 м. Здесь также встречаются прослойки песчаных сланцев, похожих на породы филлитового горизонта нижней свиты. В целом толща тальковых сланцев и филлитов имеет мощность не более 20—25 м.

Указанная мощность карнаватского горизонта сохраняется при прослеживании на несколько километров по простиранию и более чем на 700 м по падению. Рассматривать карнаватский песчаниково-сланцевый горизонт в виде ядра Саксаганского антиклинала или в виде нижней свиты, надвинутой на среднюю свиту, оснований очень мало. Здесь это самостоятельный горизонт совсем небольшой мощности.

Выше карнаватского песчаниково-сланцевого горизонта лежит карнаватский сланцево-роговиково-железистый горизонт, состоящий из переслаивающихся железистых роговиков и хлорито-биотито-кварцевых сланцев.

Рис. 27. Порфиroidные плагиограниты из галек конгломератов верхней свиты криворожской серии, месторождение им. Фрунзе. С анализатором, $\times 40$.

Литологический состав карнаватского сланцево-роговиково-железистого горизонта отличается от саксаганского горизонта и его трудно считать взброшенной глубинной частью последнего.

Западнее средней свиты лежит толща пород верхней свиты. Мощность последней здесь около 3 км.

В составе верхней свиты в районе месторождения им. Фрунзе широким распространением пользуются кварцевые и аркозовые песчаники, графито-биотито-кварцевые сланцы, мраморы доломитового состава и мощные толщи конгломератов. Как видно из разреза, мощность одного из пластов конгломератов достигает более 700 м. Мощности двух других пластов измеряются десятками метров.

В составе галек конгломератов присутствуют в большом количестве кварциты, плагиоклазовые граниты (рис. 27, 28, 29), плагиоклазовые гранит-порфиры, кварцевые порфиры, гранофиры, железистые роговики (рис. 30), доломитового состава мраморы (рис. 30), песчаники. Иногда встречаются гальки песчаников, интенсивно пропитанные пирротином (рис. 31). Химические анализы некоторых пород из галек приведены в табл. 4.

Тщательное изучение показало, что пирротин в гальках возник в результате наложения гидротермальных процессов уже на конгломераты, так как им интенсивно замещен цемент в гальках песчаников и цемент самих конгломератов. В некоторых случаях интенсивно замещается только цемент в гальках песчаников, поэтому «гальки пирротина» следует рассматривать, как псевдогальки пирротина.

В западной части мощного пласта конгломератов встречен прослой амфиболо-магнетитовых роговиков и здесь же отмечена зона арсенопиритовой и частично пирротиновой минерализации, сопровождавшейся интенсивным развитием магнезиального гурмалина. Мощность зоны, содержащей арсенопирит, по скважине достигает 60 м.

Прослой амфиболо-магнетитовых роговиков, вероятно, принадлежит дальнезападному горизонту, охарактеризованному выше.

В западной части разреза породы верхней свиты контактируют с полимигматитами, отделяясь от последних зоной дробления в несколько метров мощностью (рис. 2, 6).

Разрез VII (рис. 6) составлен для района балки Северной Червонной, южнее шахты «Красный Партизан». В указанном разрезе заметно возросла мощность саксаганского горизонта.

В породах верхней свиты разреза широко распространены метасоматические кварциты, имеется пачка амфиболо-магнетитовых роговиков и тальковых сланцев, относя-

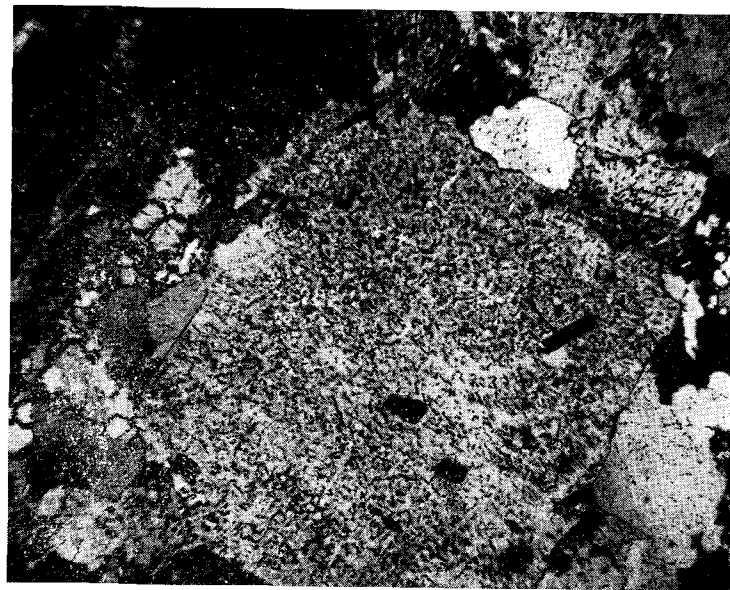


Рис. 28, 29. Порфиroidные плагиограниты из галек конгломератов верхней свиты криворожской серии, месторождение им. Фрунзе. С анализатором, $\times 40$.

щихся к дальнезападному горизонту. На западе породы верхней свиты криворожской серии сменяются породами гнейсовой серии.

Разрез VIII (рис. 7) составлен для средней части Анновской полосы, в районе Анновского месторождения. В его восточной части распространены мигматиты микроклиновых гранитов и амфиболиты. Криворожская серия представлена нижней, средней и верхней свитами. В средней свите установлено три пласта амфиболо-магнетитовых

роговиков. Второй пласт в северной части Анновского месторождения фашиально выклинивается (рис. 2). В целом породы средней свиты в районе Анновской полосы являются непосредственным продолжением саксаганского горизонта, распространенного на юге.

В западной части на породах средней свиты лежит толща рассланцованных амфиболитов, содержащих реликты диабазовой структуры. Мощность амфиболитов

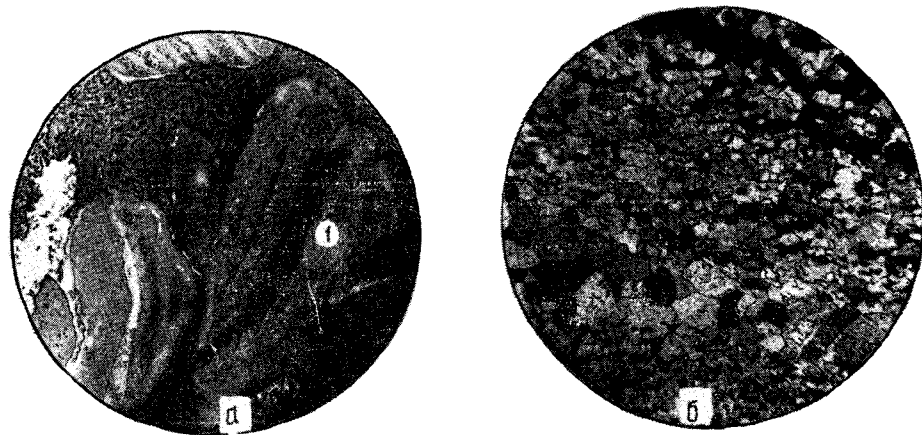


Рис. 30. а — галька магнетитовых кварцитов (1) в конгломератах верхней свиты; б — доломитовые мраморы из гальки в конгломератах верхней свиты криворожской серии. Микрофото. С анализатором, $\times 30$.

колеблется в пределах нескольких метров, в длину они прослежены на несколько километров.

Макроскопически и под микроскопом амфиболиты западной части Анновского месторождения очень похожи на амфиболиты, подстилающие криворожскую свиту. Их появление можно рассматривать как новую порцию излияния основной лавы,

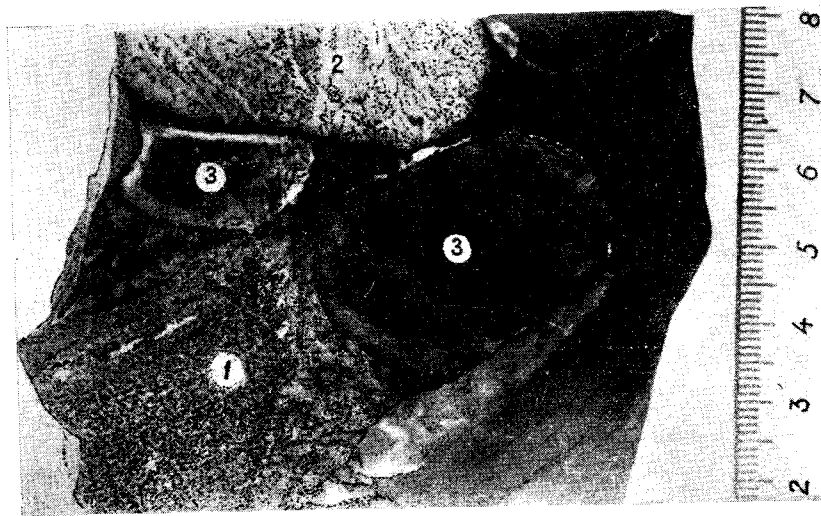


Рис. 31. Конгломераты верхней свиты. Галька песчаника интенсивно импрегнированная пирротиниом — 1, галька мрамора — 2, гальки кварцитов — 3. Одна из галек кварцита претерпела деформацию и осветление в краевой части. Натур. вел.

происшедшего на границе отложения средней и верхней свит. Указанные амфиболиты могут быть сопоставлены с амфиболитами, лежащими над средней свитой Лихмановской полосы.

Породы верхней свиты Анновской полосы распространены, главным образом, южнее Анновского месторождения. В районе последнего толща верхней свиты почти

выклинивается. Она представлена графито-биотито-кварцевыми сланцами и в значительной части замещена мигматитами аплитовидных гранитов, которые имеют форму дайкообразного тела.

Породы верхней свиты в районе Анновского месторождения вскрыты рядом горных выработок шахты № 3 и контактируют с гнейсами по отчетливо выраженной плоскости напластования (согласный стратиграфический контакт, рис. 32).

Западнее пород криворожской серии Анновской полосы распространена мощная толща биотитовых гнейсов. Последние на западе сменяются толщей графито-биотито-кварцевых сланцев, переслаивающихся с кварцитами, железистыми роговиками, тальковыми и графито-биотито-кварцевыми сланцами. В указанной толще пород выявлено четыре пласта тальковых сланцев. Железистые роговики и переслаивающиеся с ними сланцы сравнительно слабо метаморфизованы. Но по простиранию на юг и на север

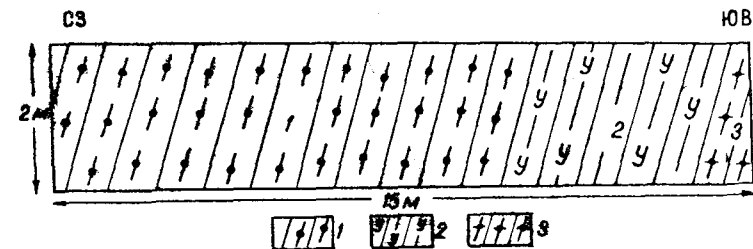


Рис. 32. Стратиграфический контакт биотитовых гнейсов с графито-биотитовыми сланцами верхней свиты криворожской серии. Зарисовка северной части западного квершлага горизонта 120 м шахты Анновского месторождения:

1 — гнейсы; 2 — графито-биотито-кварцевые сланцы верхней свиты криворожской серии; 3 — мигматиты аплитовидных гранитов.

они переходят в маломощные полосы железистых роговиков, интенсивно метаморфизованных и заключенных в гнейсах и мигматитах (рис. 33). Указанная полоса железистых пород известна под названием Дальнезападной Анновской полосы, которая будет рассмотрена при характеристике гнейсовой серии.

Разрезы Желтореченской полосы

Желтореченская полоса железистых пород криворожской серии с юга на север делится на следующие участки: Желтореченский, Боголюбровский, Желтянский, Попельнастовский, Николаевский, Млынковский и Успенковский. Ниже описание разрезов сгруппировано по отдельным участкам.

В южной части рассматриваемая полоса имеет северо-северо-западное простирание, в центральной части оно меняется на северо-северо-восточное и, наконец, северное ее окончание имеет почти строгое меридиональное простирание. Желтореченская полоса носит прерывистый характер, на некоторых участках железистые породы или выклиниваются, или замещены мигматитами.

На всем протяжении полосы кристаллические породы перекрыты толщей рыхлых отложений со средней мощностью 30—40 м, иногда 100 м и более. Почти полное отсутствие естественных обнажений создает серьезные трудности в изучении геологии района. Поэтому изучение кристаллических пород проведено по кернам скважин.

К востоку от Желтореченской полосы распространены породы сланцево-амфиболитовой серии, к западу — гнейсовой серии.

Железистые породы Криворожской серии слагают так называемую восточную полосу магнитных аномалий. Железистые породы гнейсовой серии слагают западную полосу магнитных аномалий. Последние прослеживаются с перерывами до Николаевского участка; севернее они не встречаются.

Породы сланцево-амфиболитовой серии встречены лишь в южной и центральной частях Желтореченской полосы, которую они и подстилают с востока.

В Желтореченской полосе все три свиты криворожской серии установлены лишь на Желтореченском, Желтянском и Попельнастовском участках. В северной же части полосы встречается только средняя свита криворожской серии.

Уменьшение мощностей пород криворожской серии с юга на север, выпадение из разреза целых свит, объясняется, кроме процессов мигматизации, по-видимому, и фашиальным выклиниванием.

Геология Желтореченского участка, которым на юге оканчивается Желтореченская полоса, неоднократно описывалась. Поэтому здесь он не рассматривается. Отметим только, что криворожская серия в пределах рассматриваемого участка образует синклиналиную складку. Восточное крыло этой складки к северу протягивается в виде моноклиналиной полосы до Днепра. Западное крыло на севере

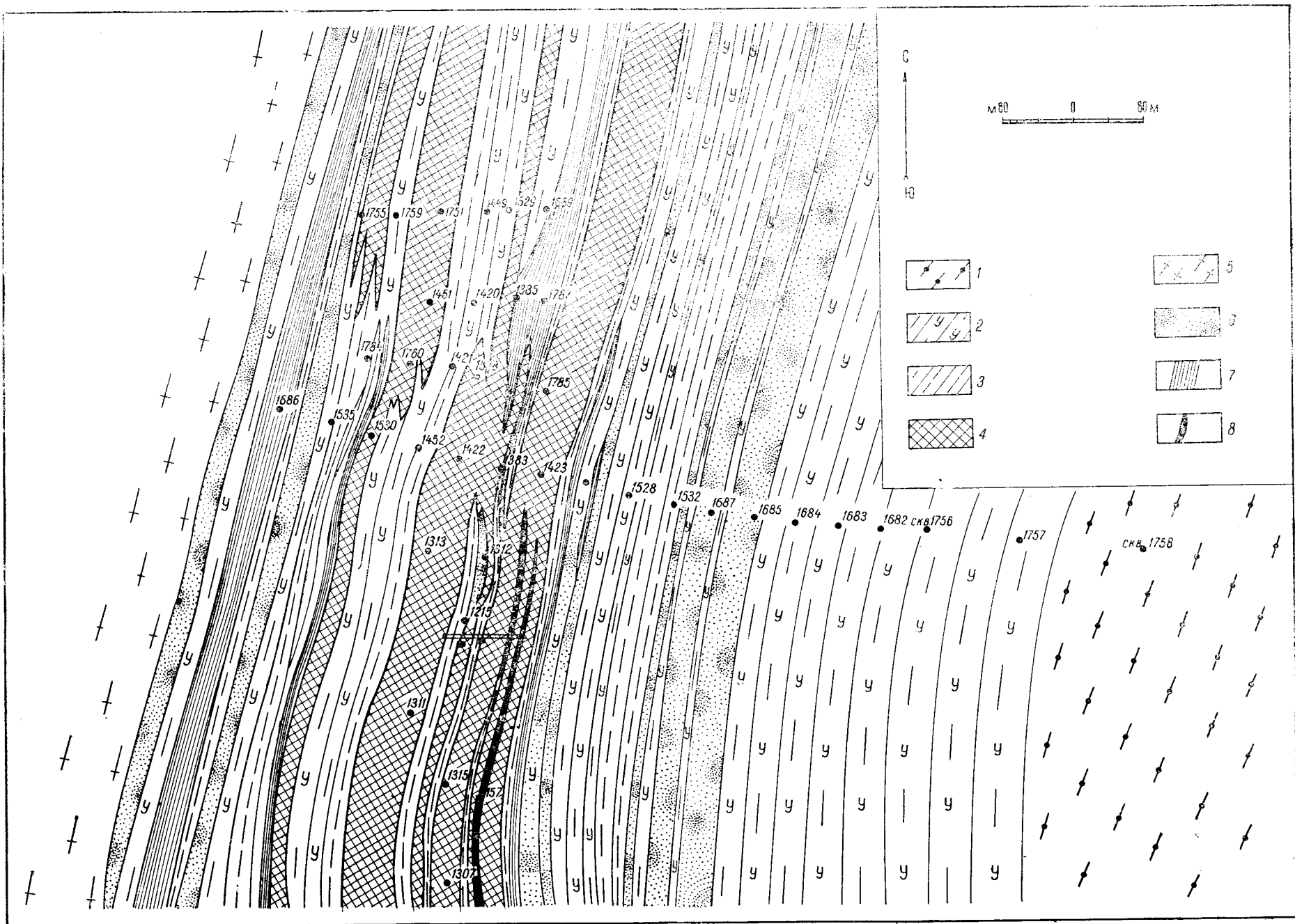


Рис. 33. Схематическая геологическая карта участка, сложенного анновской свитой гнейсовой серии, в районе месторождения „Дригожилка“.

1 — биотитовые гнейсы; 2 — графито-биотитовые сланцы; 3 — биотито-амфиболовые сланцы; 4 — амфиболо-магнетитовые роговики; 5 — олигоклазовые гранитогнейсы; 6 — метасоматические кварциты; 7 — актинолитовые сланцы; 8 — маргитовые руды.

выклинивается и частично замещается мигматитами. По-видимому, это крыло через антиклинальный перегиб соединялось с Анновской полосой (рис. 2).

Севернее Желтореченского расположены участки Боголюбовский, а затем Желтянский, которые рассмотрены ниже.

Боголюбовский и Желтянский участки изучены по разрезам IX, X, XI, XII и XIII.

Сланцево-амфиболитовая серия в разрезах IX и XIII (рис. 7) представлена амфиболитами и биотитовыми гнейсами. Они инъецированы плагиогранитами, микроклиновыми гранитами и их мигматитами.

Это можно наблюдать в разрезе XIII, где скв. 69 вскрыты плагиоклазового состава мигматиты, заместившие гнейсы и амфиболиты. При замещении амфиболитов здесь возникли мигматиты диоритового состава, содержащие 70% плагиоклаза, 23% обыкновенной роговой обманки, 4% кварца, 2% эпидота, редкие зерна магнетита и апатита.

В том же разрезе метасоматический контакт плагиогранитов по отношению к амфиболитам вскрыт скв. 25 (рис. 7, разрез IX). Амфиболиты на контакте с гранитами интенсивно ороговикованы, биотитизированы и частично окварцованы. Мигматиты плагиогранитов, возникшие за счет замещения амфиболитов, содержат: плагиоклаза — 56, кварца — 35, амфибола — 12%, биотит и частично хлорит.

Плагиоклаз представлен идиоморфными кристаллами, нередко зональными, с полисинтетическими двойниками. В центральной части зерен плагиоклаза в сечении $\perp MP \angle Np : (010) = +20^\circ$, что позволяет относить плагиоклаз к андезину, во внешних каемках кристаллов это олигоклаз-альбит.

Кварц в мигматитах образует скопления неправильных зерен, тесно сросшихся с плагиоклазом, образуя гранобластовую структуру. Во внешних каемках порфирированных кристаллов плагиоклаза кварц нередко образует зоны микропегматитовых прорастаний.

Амфибол в мигматитах представлен обыкновенной роговой обманкой, частично замещен кварцем, плагиоклазом и биотитом.

Породы криворожской серии нередко замещены мигматитами. Вероятно, иногда породы этой серии по простиранию фашиально выклиниваются.

В восточном крыле Желтореченской синклинали хорошо известна зона даниловского надвига, по которой породы средней свиты надвинуты на пачку пород верхней свиты. На разрезе IX (рис. 7) изображена синклиналиобразная складка. Самые древние породы этой складки вскрыты скв. I, они представлены рассланцованными амфиболитами. Выше лежит толща кварцитов, иногда с фукситом, напоминающих кварциты аркозового горизонта. Над кварцитами лежит толща пород, характерных для средней свиты криворожской серии. Скв. 11 пересечены графито-биотито-кварцевые сланцы, похожие на породы верхней свиты криворожской серии.

Восточнее распространены породы средней и нижней свит криворожской серии и амфиболиты сланцево-амфиболитовой серии. Можно предполагать, что указанная синклиналиобразная складка приподнята. Зона разрыва впоследствии была мигматизирована, а позже окварцована (рис. 7, скв. 15). Породы верхней свиты в разрезе IX в значительной степени замещены мигматитами, а выше, судя по скважинам, расположенным к западу, они перекрыты биотитовыми гнейсами.

Севернее, в разрезе XIII, установлено моноклинальное залегание пород криворожской серии. Здесь породы аркозового горизонта подверглись интенсивной инъекции мигматитами плагиоклазового и микроклинового состава (рис. 7). В разрезе XIII скв. 11 пересечены тальковые сланцы, залегающие в породах средней свиты. В том же разрезе скв. 11, 56, 50 пересечена толща биотит-кварц-графитовых сланцев с прослойками мраморов. Эта толща напоминает породы верхней свиты и упоминающую выше толщу графитовых сланцев восточного крыла Желтореченской синклинали у даниловского надвига.

В западной части разреза XIII скв. I, 4 и 10 вскрыта зона дробления железистых кварцитов с наложенным окварцеванием, развитием гидрослоды и щелочных амфиболов. Этими скважинами пересечено также дайкообразной формы тело метагаббро-диабазов.

Породы средней свиты криворожской серии, изображенные на разрезах IX и XIII, по-видимому, следует относить к саксаганскому горизонту. В этих разрезах установлено до четырех пластов амфиоло-магнетитовых роговиков.

Западнее пород криворожской серии во всех разрезах распространены биотитовые гнейсы, инъецированные метагаббро-диабазами, разнообразного состава мигматитами и пегматитами. В гнейсах часто встречаются пласты кристаллических сланцев, не содержащих полевых шпатов, а также магнетитовые кварциты.

Попельнастовский участок детально разведен в связи с наличием залежей богатых руд (рис. 2, 7, разрез XIV). Метаморфические породы здесь представлены тремя свитами криворожской серии, сложенной разнообразными сланцами — слюдянными, тальковыми, хлоритовыми, амфиоло-слюдянными, а также железистыми кварцитами и мартито-железослюдковыми джеспилитами.

В восточной части разреза распространены серые мигматиты плагиоклазовых гранитов. К нижней свите криворожской серии отнесены хлорито-биотитовые сланцы, которые предположительно можно сопоставлять с породами филлитового горизонта.

К саксаганскому горизонту средней свиты отнесены тальковые и разнообразные амфиоло-биотитовые сланцы, железистые и метасоматические кварциты, вскрытые скв. 208, 116, 101, 348, 114, 342, 154. Хотя, может быть, мощную толщу железистых кварцитов и джеспилитов, пересеченных скв. 154, 342, 114, 348, 101, правильнее было бы относить к рудоносному горизонту.

Толща графито-слюдяных сланцев с прослойками железистых кварцитов, вскрытая скв. 205, 206, 207, относится к верхней свите. Возможно, к ней же относится и толща хлорито-амфиоло-биотито-кварцевых сланцев, переслаивающихся с джеспилитами, вскрытая скв. 203, 200; но возможно, что эта толща представляет собой взброшенный блок средней свиты, в связи с чем на его контакте с верхней свитой проведена тектоническая линия.

Метасоматические кварциты, изображенные на разрезе, развивались, замещая разнообразные породы, в том числе и железистые кварциты.

Длина Попельнастовского участка достигает 2800 м, максимальная ширина (по XIV разрезу) 1000 м.

Породы криворожской серии на этом участке залегают моноклинально, имеют субмеридиональное простирание и очень крутое падение, колеблющееся в пределах $85-90^\circ$.

С запада и востока район распространения метаморфических пород окаймлен мигматитами плагиогранитов. Среди криворожской серии выявлено девять пластов железистых кварцитов, представленных мартито-магнетитовыми, магнетито-амфиболитовыми, магнетито-хлорито-биотитовыми кварцитами и мартито-железослюдковыми джеспилитами. Наибольшее количество пластов (7—5) железистых кварцитов установлено в средней свите; в верхней свите обнаружено 2—4 пласта; нижняя свита железистых пород не имеет.

Из всех пластов железистых кварцитов наиболее выдержанными по простиранию являются джеспилиты, развитые в восточных частях разреза. Они прослеживаются на протяжении всего участка. Другие пласты быстро выклиниваются или срезаются тектоникой. Скв. 205 пересечен разлом, сопровождающийся зоной брекчий мощностью до 10 м.

Николаевский участок расположен в 25 км юго-западнее р. Днепра. Его геологическое строение приведено на разрезе XVII (рис. 7). Породы криворожской серии в середине участка переходят в обширное поле плагиоклазовых мигматитов (рис. 2). В основании пород этой серии скв. 930 и 931 пересечены мраморы. Железистые кварциты здесь представлены тремя пластами. Типичных пород нижней и верхней свит криворожской серии в пределах участка не встречено. На контакте гнейсовой серии с породами криворожской серии распространены небольшой мощности толщи железистых кварцитов, часто содержащих гиперстен. Породы криворожской серии отчетливо инъецированы мигматитами плагиоклазового и микроклинового состава.

Млынковский участок находится в северной части Желтореченской полосы, примерно в 12 км к югу от р. Днепра. Геологическое строение этого участка показано на разрезе XVIII; здесь установлено пять пластов амфиоло-магнетитовых роговиков, перемежающихся с биотито-кварцевыми сланцами. В северной части участка скв. 34 пересечен согласный контакт графитизированных биотитовых гнейсов со сланцами криворожской серии. Последние инъецированы мигматитами плагиоклазового состава и плагиогранитами.

Успенковский участок составляет северное окончание Желтореченской полосы. С севера он ограничен р. Днепром. Геологическое строение участка иллюстрируется разрезом XXI (рис. 7). Породы криворожской серии здесь вытянуты в виде узкой полосы в меридиональном направлении. С востока они ограничены породами сланцево-амфиболитовой серии, с запада — гнейсовой серии. Породы всех трех серий инъецированы мигматитами плагиоклазового и микроклинового состава.

В разрезе XXI к нижней свите криворожской серии можно отнести лишь пласт кварцевых песчаников, инъецированных мигматитами плагиоклазового состава, вскрытых скв. 712. В средней свите здесь выявлено три пласта железистых кварцитов. Севернее вскрыты только породы средней свиты, сложенной разнообразными сланцами, содержащими четыре пласта магнетитовых кварцитов.

Из рис. 2 видно, что только саксаганский горизонт прослеживается на всем протяжении пород криворожской серии. В большинстве разрезов этого горизонта над железистыми кварцитами преобладают сланцы. Исключение составляет только участок Лихмановской полосы, где над сланцами преобладают железистые кварциты. Наибольшей мощности саксаганский горизонт достигает в южном и северном концах Саксаганской полосы, а также в районе ст. Галещино. По-видимому, накопление наиболее мощных тел горизонта было связано с наибольшими прогибами, происшедшими еще при формировании пород криворожской серии.

Отдельные разрезы саксаганского горизонта часто между собой резко различаются. Это говорит о неустойчивости условий осадконакопления в отдельных районах Криворожского рудного пояса, о частом выклинивании отдельных пластов и фашиальном переходе одних пород в другие.

На рис. 12 видно, что распространение рудоносного, фрунзенского и карнаватских горизонтов ограничено лишь пределами Саксаганской полосы.

ГНЕЙСОВАЯ СЕРИЯ

К западу от Криворожского рудного пояса и к востоку от области распространения сланцево-амфиболитовой серии обширные пространства сложены относительно однообразными биотитовыми и амфиболо-биотитовыми гнейсами (рис. 1). Эти толщи монотонных пород нами объединены под названием «гнейсовой серии».

В гнейсовой серии, кроме биотитовых и амфиболо-биотитовых гнейсов, в ограниченном количестве встречаются амфиболо-пироксеновые гнейсы, а иногда гнейсы с гиперстеном и графитом, мраморы и кварциты. Вблизи линий, ограничивающих с запада и востока область распространения пород сланцево-амфиболитовой серии, имеются полосы гнейсов, заключающих многочисленные участки магнетитовых кварцитов.

Одна из таких полос, расположенных к востоку от области распространения сланцево-амфиболитовой серии, известна под названием «Орехово-Павлоградской зоны». Полоса гнейсовой серии с большим количеством толщ железистых кварцитов, расположенная западнее Криворожского пояса, названа нами «Ингулецкой зоной».

Ниже дается очень краткая характеристика гнейсов и более подробная — магнетитовых кварцитов и переслаивающихся с ними пород.

Биотитовые гнейсы — это темно-серые и темные породы сланцеватой текстуры, с макроскопически различимыми главнейшими минералами, слагающими породу. В состав биотитовых гнейсов входят: биотит — 8—20, плагиоклаз (альбит-олигоклаз и олигоклаз) — 40—50, кварц — 30—40%. Иногда встречается силлиманит.

В амфиболо-биотитовых и амфиболовых гнейсах появляется амфибол в виде обыкновенной роговой обманки. Плагиоклаз близок к андезину или даже лабрадору. Акцессорные минералы в этих гнейсах следующие: апатит, циркон, магнетит, иногда пирит, сфен. Реже встречаются эпидот, карбонат, серицит, хлорит и лейкоксен. Структура гнейсов гранобластическая и пойкилобластическая. Первичные структуры пород, из которых возникли гнейсы, не отмечаются.

Пироксеновые и амфиболо-пироксеновые гнейсы, иногда с гранатом, распространены незначительно. Они были встречены как в Приазовье, так и к западу от Криворожского пояса. Пироксеновые гнейсы встречены здесь по рр. Верблюжке и Малиновке. Они образуют полосы среди биотитовых гнейсов. Кроме того, в биотитовых гнейсах были встречены валунообразные участки пироксеновых гнейсов до 1 м в поперечнике. Происхождение валунов неясное.

В пироксеновых гнейсах содержится до 30% пироксена (нередко гиперстен), 30—40% плагиоклаза и 30% кварца. Пироксен часто замещен биотитом. Структура пород гранобластическая, иногда порфиробластическая.

Железистые кварциты

Железистые кварциты гнейсовой серии Ингулецкой зоны представлены большим количеством отдельных участков и полос. Наиболее важные из них выделены под названием анновской свиты и участков Петровского, Артемовского, Западно-Зеленореченского, Камчатского, Ленинского, Краснобратского, Лозоватского, Ивановского и ряда других, зарегистрированных как магнитные аномалии. Ниже приводится описание толщ железистых кварцитов гнейсовой серии.

Анновская свита. К западу от Анновской полосы известна толща железистых кварцитов под названием «Западной анновской полосы». Эта толща выделена нами под названием «анновской свиты» гнейсовой серии. Породы этой свиты детально разбурены Украинским геологоразведочным трестом на участке Дригожилка, находящемся юго-

западнее с. Анновки (рис. 2, 33), а также обнажены по балке Недавнюковой.

Анновская свита по простиранию прослежена геофизическими методами на 25 км. Во многих участках интенсивность магнитных аномалий над породами свиты достигает 45—65 тыс. гамм.

В южной части, в районе пос. Недай Воды, породы анновской свиты по простиранию сменяются мигматитами. В юго-западном направлении на продолжении анновской свиты отмечены лишь отдельные линзы мигматизированных железистых кварцитов (рис. 2). Судя по геофизическим данным и буровым скважинам, в районе хут. Петровского от полосы пород анновской свиты отходит ветвь северо-западного направления (рис. 2). Ряд участков железистых кварцитов, расположенных к северо-

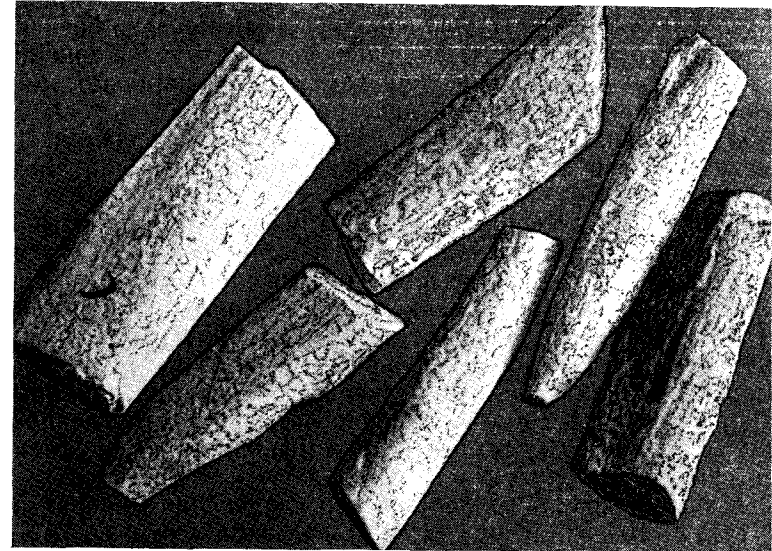


Рис. 34. Белемнитоподобные образования из окварцованных мраморов анновской свиты гнейсовой серии. Балка Недавнюкова, у с. Анновки. $\frac{3}{4}$ натур. вел.

востоку от этого хутора, предположительно отнесен также к породам анновской свиты.

На участке «Дригожилка» толща железистых кварцитов и переслаивающихся с ними пород анновской свиты достигает в ширину почти 1 км. На востоке они контактируют с биотитовыми гнейсами; нижняя часть свиты сложена довольно однообразной толщей графито-серицито-биотито-кварцевых сланцев мощностью около 300 м. Выше лежит толща графито-биотито-кварцевых и амфиболо-биотито-кварцевых сланцев, перемежающихся с метасоматическими кварцитами. Последние залегают в виде пластообразных тел мощностью до 200 м. Наиболее верхняя часть свиты сложена толщей магнетитовых кварцитов, тесно переслаивающихся с графито-биотито-кварцевыми, амфиболо-биотито-кварцевыми и тальковыми сланцами, мраморами и кварцитами.

На западе породы свиты ограничены мигматитами (рис. 7, 2).

В целом породы анновской свиты на участке «Дригожилка» слабо метаморфизованы. В северо-восточном направлении мощность пород анновской свиты уменьшается, а интенсивность метаморфизма заметно возрастает. В районе хут. Петровского магнетитовые кварциты этой свиты содержат в своем составе гиперстен и переслаиваются с гнейсами.

Наиболее широко распространенными породами на участке «Дригожилка» являются графито-биотито-кварцевые сланцы. Макроскопически — это черные или темно-серые филлитовидные сланцеватые породы, нередко с различимыми прожилками и линзами карбоната. Размер зерен в них колеблется от тысячных долей до 0,01—0,03 мм.

В сланцах присутствуют минералы: серицит и биотит — до 40, кварц — 5—30, графит — до 25, хлорит — до 4, карбонат — до 30%; спорадически встречаются гранат, магнетит, пирит, апатит и турмалин. В приповерхностной части сланцы нередко бывают замещены лимонитом и гидрогематитом.

В зависимости от преобладания тех или иных минералов можно выделить графито-биотито-кварцевые, серицито-кварцевые, хлорито-карбонатно-кварцевые и карбонатно-хлоритовые сланцы. Минералы в них иногда распределяются неравномерно, образуя обогащенные полосы, обусловленные слоистостью пород. Сланцы нередко брекчированы, сложноплощатого сложения. Нередко в таких участках они претерпевают интенсивное окварцевание или замещаются карбонатами. Карбонаты в сланцах встречаются и в виде прослоек.

Структура сланцев гранобластическая, лепидобластическая, фибробластическая, иногда встречаются реликты пелитовой или алевролитовой структуры.

Амфиоло-биотито-кварцевые сланцы, часто с прослойками кварцитов, сильно напоминающие сланцы средней свиты криворожской серии, обычно тесно переслаиваются с железистыми кварцитами.

Железистые кварциты в районе участка Дригожилки представлены магнетитовыми и амфиоло-магнетитовыми кварцитами. Вблизи поверхности кварциты интенсивно окраскованы, магнетит почти полностью замещен мартитом. Макроскопически железистые кварциты участка Дригожилка представляют собой тонкополосчатые породы, где прослойки, обогащенные магнетитом, гематитом и амфиолом, чередуются с прослойками существенно кварцевого состава.

В железистых кварцитах содержатся следующие минералы: магнетит и гематит — 10—50, кварц — 10—70, амфибол — от 0 до 70%, карбонат, хлорит и гидрослюда. Содержание рудных минералов в них сильно колеблется, но в целом они беднее железом, чем железистые кварциты средней свиты криворожской серии. Амфибол в некоторых разностях железистых кварцитов отсутствует, но иногда количество его достигает 60—70%. В этом случае породы по минералогическому составу становятся уже кварцсодержащими магнетито-амфиоловыми сланцами. Амфибол преимущественно актинолитового и куммингтонитового состава.

Метасоматические кварциты распространены сравнительно широко. Они возникли за счет замещения карбонатных и других пород. Среди таких кварцитов по балке Недавнюковой встречаются какие-то образования, отдаленно напоминающие белемниты (рис. 34). Возможно, это образования, связанные с тектоникой.

Петровское месторождение железистых кварцитов расположено по балке Глядовой в районе с. Петрово. Среди биотитовых гнейсов здесь залегает линзообразное тело магнетитовых кварцитов, длиной около 3 км, мощностью до 300 м.

В гнейсах на границе с железистыми кварцитами встречаются прослои мраморов. Указанные породы в некоторых участках замещены серыми мигматитами плагиоклазового состава, розовыми пегматитами и метасоматическими кварцитами (рис. 35, 36). В зальбандах залежи железистых кварцитов, вблизи контакта их с гнейсами, распространены магнетито-амфиоловые сланцы и гиперстениты.

Мраморы доломитового состава среднезернистого сложения, часто загрязнены силикатами и графитом. Цвет мраморов серый, белый, в некоторых участках рябоватый, обусловленный белым цветом кристал-

лов карбоната, с густой вкрапленностью кристаллов силикатов черного или темно-зеленого цвета.

Силикаты в мраморах представлены диопсидом и форстеритом, в значительной степени или полностью замещенными серпентином и гидрослюдами. Иногда в мраморах развит флогопит, плеохроирующий в зеленых цветах.

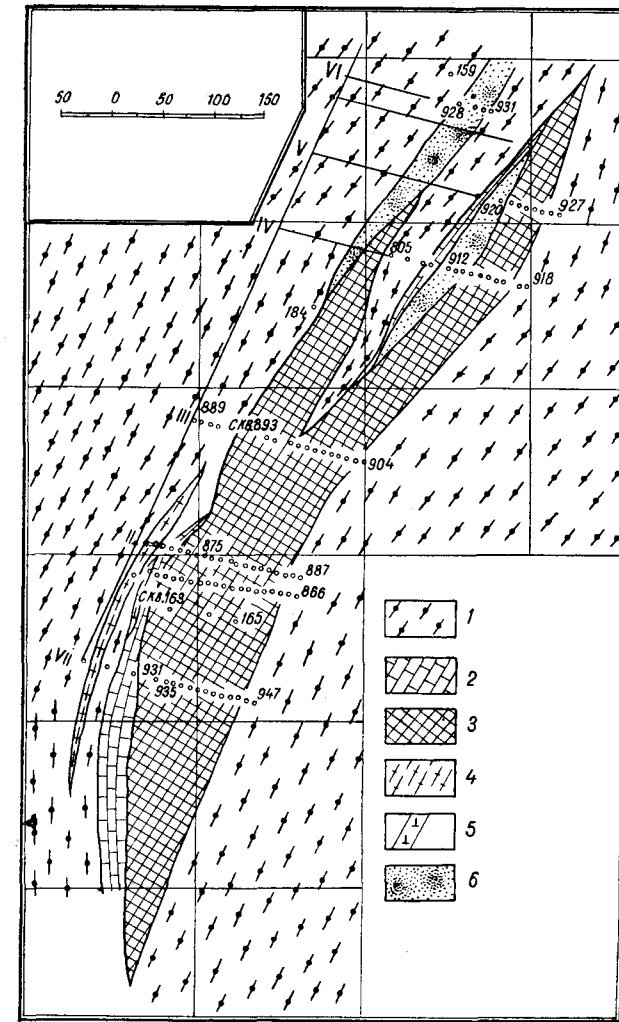


Рис. 35. Петровское месторождение железистых кварцитов. Балка Глядовая. Линза амфиоло-гиперстено-магнетитовых кварцитов в толще гнейса (в плане):

1 — биотитовые гнейсы; 2 — мраморы; 3 — амфиоло-гиперстено-магнетитовые роговики; 4 — олигоклазовые гранито-гнейсы; 5 — пегматиты; 6 — метасоматические кварциты.

Железистые породы представлены пироксено-амфиоло-магнетитовыми роговиками, магнетитовыми кварцитами, пироксено-магнетито-амфиоловыми сланцами и гиперстенитами. Последние два типа пород встречаются преимущественно в краевых частях толщи железистых кварцитов на контакте с гнейсами. Мощность пироксено-магнетито-амфиоловых сланцев измеряется несколькими метрами. Мощность участков гиперстенитов измеряется десятками сантиметров.

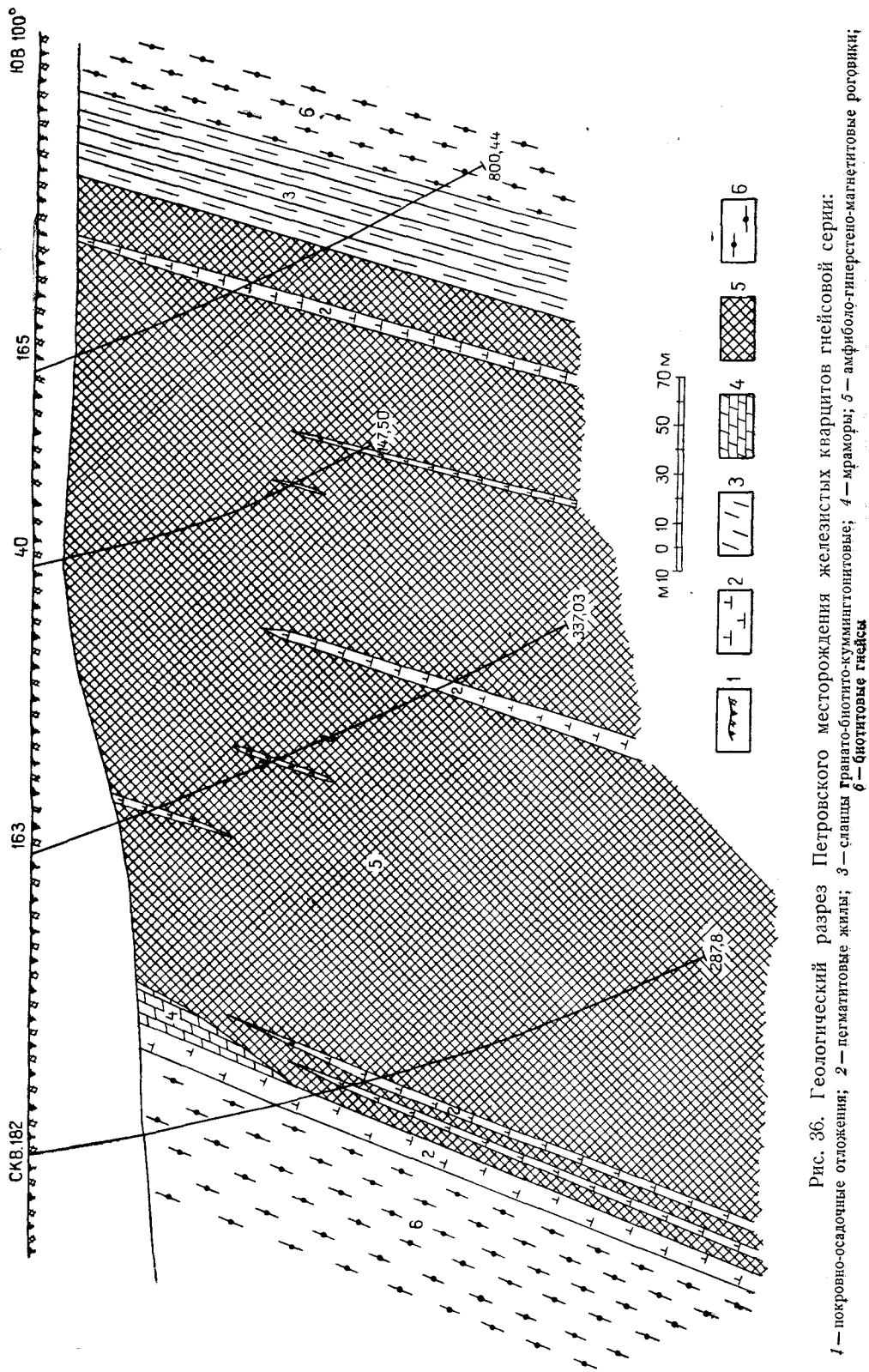


Рис. 36. Геологический разрез Петровского месторождения железистых кварцитов гнейсовой серии: 1 — покровно-осадочные отложения; 2 — пегматитовые жилы; 3 — сланцы Гранато-биотито-куммингтонитовые; 4 — мраморы; 5 — амфиболо-гиперстено-магнетитовые роговики; 6 — биотитовые гнейсы

Для железистых кварцитов характерна стандартная тонкополосчатая, нередко сложнополосчатая текстура (рис. 37), обусловленная чередованием прослоек богатых кварцем и прослоек обогащенных магнетитом, амфиболом и пироксеном. Иногда железистые кварциты по зонам разрыва и дробления секутся жиллообразными и линзообразными телами пегматитов, кварца и пироксено-амфиболовой породой. При этом обломки железистых кварцитов интенсивно замещаются пироксено-амфиболовой метасоматической породой. Некоторые участки кварцево-пироксеновой минерализации имеют зональное строение: в центральных частях линз развивается кварц, пирито-кварцевая зона, в краевых частях располагаются симметрично или асимметрично зоны пироксено-амфиболового состава, а иногда в самых зальбандах встречаются полосы, сложенные массивным магнетитом. В некоторых участках метасоматически преобразованных железистых кварцитов пироксен, магне-

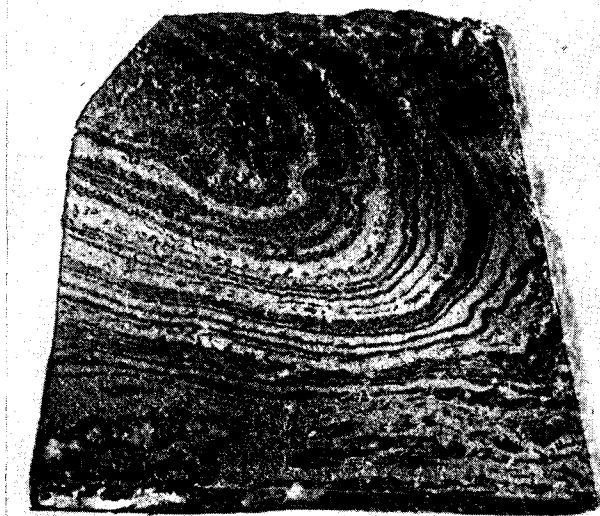


Рис. 37. Плойчатые амфиболо-гиперстено-магнетитовые роговики Петровского месторождения.

тит, кварц и сульфиды присутствуют одновременно. В подобных участках иногда встречается гранат и апатит.

Гранат, типа андрадита, нередко обрастает пирит и пироксен, а магнетит обрастает гранат и пироксен.

Амфиболы в железистых кварцитах рассматриваемого месторождения представлены куммингтонитом, субщелочным амфиболом, близким к обыкновенной роговой обманке и актинолитом.

Куммингтонит и грюнерит представлены пластинчатыми минералами, обычно бесцветными, с едва заметным зеленоватым оттенком у куммингтонита и желтоватым у грюнерита. Пластинки куммингтонита редко имеют полисинтетические двойники, $2V = +80-85^\circ$; $Ng-Np = 0,022-0,029$; у грюнерита часто наблюдаются полисинтетические двойники, $2V = -84-86^\circ$, $Ng-Np = 0,045$. Для обоих минералов характерно положительное удлинение, угол $cNg = 15-16^\circ$, угол спайности 124° . Субщелочной амфибол, близкий к обыкновенной роговой обманке, развивается, замещая куммингтонит и грюнерит, образуя псевдоморфозы по указанным минералам; его плеохроизм по Ng — сине-зеленый, по Nm — зеленый, по Np — желтый, $2V = -65-70^\circ$, $Ng-Np = 0,019$, угол $cNg = 8-10^\circ$.

Актинолит имеет типичное волокнистое сложение и развивается за счет замещения пироксенов. Последние в толще железистых кварцитов представлены гиперстеном, геденберgitом, диопсидом, эгирин-авгитом и эгирин-геденберgitом.

Некоторые оптические данные встреченных пироксенов приведены ниже:

Наименование минералов	Цвет	2V	cNg	Ng — Np
Гиперстен	Np — золотистый Ng — зеленоватый	—78°	2—3°	0,021
Геденберgit	Бледно-зеленоватый	+58°	43°	0,016
Диопсид	Бесцветный	+61°	39°	0,032
Эгирин-авгит	Np — зеленый Ng — бледно-зеленый	+62°	58°	0,028
Эгирин-геденберgit	Бесцветный с буроватым оттенком	—70°	42°	0,023

Гиперстен широко распространен в магнетитовых кварцитах. Он представлен удлиненно-пластинчатыми зернами, вытянутыми по сланцеватости, образующими тесные сростания с кварцем, магнетитом и иногда амфиболом.

В краевых частях толщи железистых кварцитов, в жиллообразных участках с проявлениями метасоматических процессов, вместе с куммингтонитом и грюнеритом развивается геденберgit. На контакте с мраморами развивается диопсид.

В участках с проявлениями метасоматических процессов, особенно в зальбандах с пегматитовыми жилами, гиперстен замещается эгирин-авгитом и образует с ним тесные сростания. На контакте мраморов и железистых кварцитов встречаются эгирин-диопсид — геденберgit.

Гиперстен и эгирин-авгит нередко замещаются амфиболами, в том числе и субщелочной роговой обманкой.

Артемовское месторождение железистых кварцитов. Артемовский участок расположен в 1—1,5 км к западу от с. Артемовки и в 11—12 км к северо-западу от Желтореченской синклинали. В меридиональном направлении по простиранию он протягивается на 6 км, ширину имеет около 3 км.

Артемовская магнитная аномалия разбурена Украинским геологическим управлением. Всего на участке пробурено около 100 скв. глубиной 70—100 м. Средняя мощность рыхлых покровных отложений равняется 30 м.

Строение Артемовского участка имеет форму синклинали, замыкающейся на севере (рис. 38, 39) с погружением оси складки к югу.

Метаморфические породы представлены биотитовыми и биотито-амфиболовыми гнейсами, кристаллическими сланцами, магнетитовыми и метасоматическими кварцитами. В лежачем боку толщи железистых кварцитов, на контакте с гнейсами, вскрыта пластообразной формы интрузивная залежь пироксенитов. Значительное количество гнейсов замещено олигоклазовыми мигматитами. Встречаются линзы пегматитов.

Железистые кварциты представлены биотито-амфиболо-магнетитовыми, амфиболо-магнетитовыми и пироксено-амфиболовыми разностями, иногда с бурой железистой слюдой, карбонатом и апатитом. Амфибол в кварцитах — куммингтонит, грюнерит, актинолит и субщелочной, близкий к обыкновенной роговой обманке.

Пироксен представлен гиперстеном, в кернах скв. 1042 широко распространен эгирин-диопсид, наблюдающийся в виде крупных кристаллов ярко-зеленого цвета, обладающих ясным плеохроизмом и обрат-

ной схемой абсорбции (рис. 40). Эгирин-диопсид в железистых кварцитах образует скопления в виде полос мощностью 3—5 мм (до 10 мм) или неправильные участки, замещая кварцевые, амфиболовые и магнетитовые полосы. Последнее говорит о метасоматическом его происхождении.

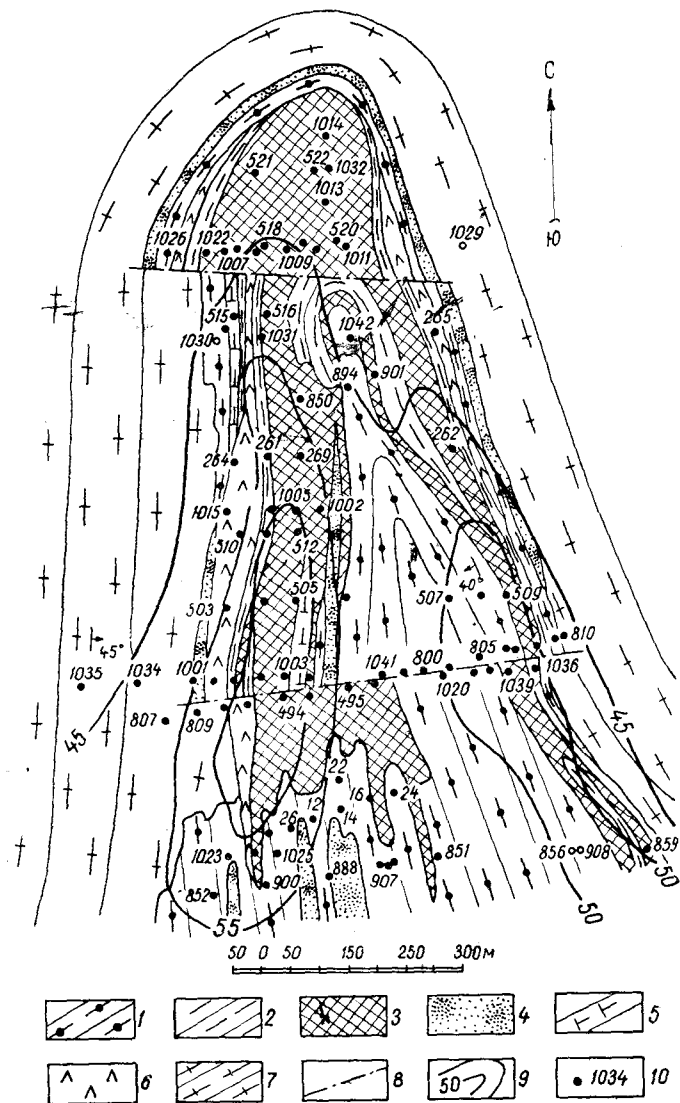


Рис. 38. Геологическая карта железистых кварцитов гнейсовой серии Артемовского участка:

1 — гнейсы; 2 — гранато-амфиболо-биотитовые сланцы с прослойками кварцитов; 3 — амфиболо-пироксено-магнетитовые роговики; 4 — метасоматические кварциты; 5 — пегматиты; 6 — пироксениты; 7 — олигоклазовые гранито-гнейсы; 8 — разломы; 9 — изодинами вертикальной составляющей земного магнитного поля (тыс. гамм); 10 — скв. 1034.

Текстура железистых кварцитов полосчатая. Структура крупнозернистая, гранобластовая.

Кристаллические сланцы Артемовского участка имеют гранато-биотито-амфиболовый состав, иногда с редкими прослойками кварцитов и вкрапленностью магнетита. Текстура сланцев грубо-полосчатая. Мощность отдельных прослоев достигает 25—30 см, чаще 5—10 см. Струк-

тура — лепидогранобластовая, нематогранобластовая, порфиробластовая.

Метасоматические кварциты распространены на контакте гнейсов с олигоклазовыми мигматитами. Наблюдениями установлено, что они возникли за счет окварцевания амфиболо-биотитовых гнейсов и мигматитов. В кварцитах, возникших за счет гнейсов, в качестве реликтовых минералов распространены биотит и реже амфибол (рис. 40а). В кварцитах, заместивших мигматиты, встречается плагиоклаз.

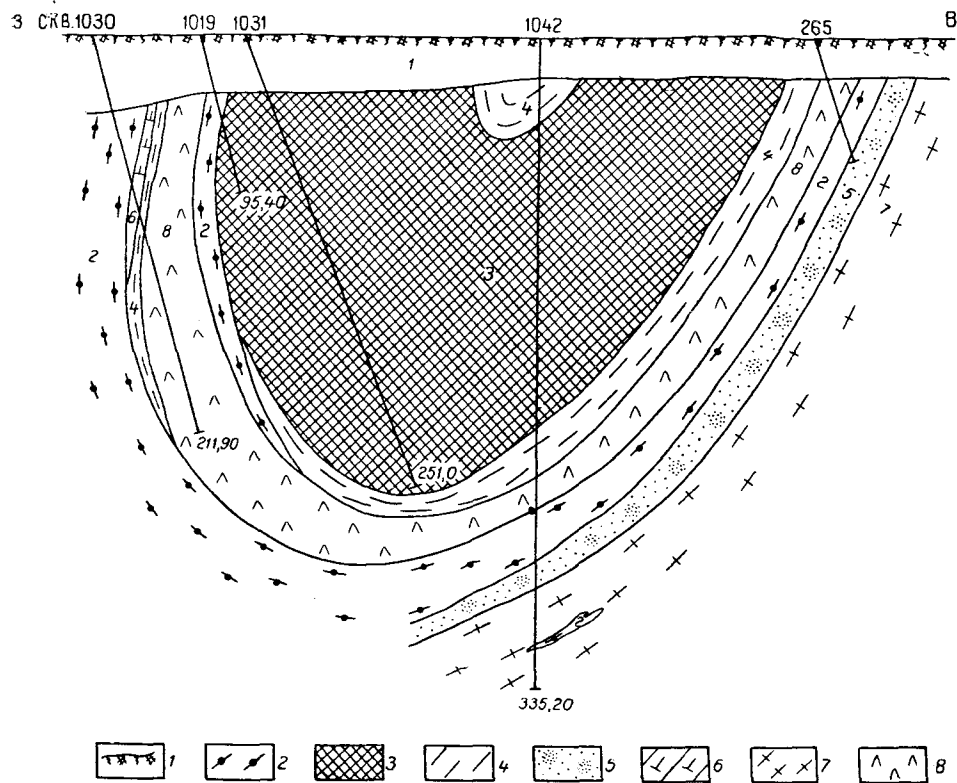


Рис. 39. Разрез Артемовского участка амфиболо-гиперстено-магнетитовых роговиков гнейсовой серии:

1 — покровно-осадочные отложения 2 — гнейсы; 3 — пироксено-амфиболо-магнетитовые роговики; 4 — гранато-амфиболо-биотитовые сланцы с прослойками кварцитов; 5 — метасоматические кварциты; 6 — пегматиты; 7 — олигоклазовые гранито-гнейсы; 8 — метапироксениты.

Пироксениты представлены плотными зеленовато-серыми породами. Мало измененные массивного сложения пироксениты состоят из слабо серпентинизированного диопсида, шпинели и магнетита. В пироксенитах, подвергшихся изменениям, широко распространены амфиболы, плагиоклаз, биотит, тальк, карбонат, флогопит, серпентин, хлорит, встречаются гранат, апатит и пирит (рис. 40б). Амфибол главным образом тремолит, иногда встречается антофиллит и обыкновенная роговая обманка.

На контакте со слюдяными сланцами пироксениты нередко бывают полностью замещены биотитом.

Месторождение железистых кварцитов «Камчатка» расположено в 6 км северо-западнее Желтореченской синклинали. Кристаллические породы месторождения погребены под наносами мощностью 15—55 м; они вскрыты 25 скв. и старыми шурфами, которые в на-

стоящее время для осмотра недоступны. Ранее на месторождении была пройдена шахта и добывалась железная руда.

Среди метаморфических пород встречены биотито-амфиболовые гнейсы, актинолитовые и антофиллито-тремолитовые сланцы, слюдяные кварциты, иногда со ставролитом и гранатом, гранато-слюдяные и амфиболовые сланцы с прослойками кварцитов, магнетитовые кварциты и магнетито-грюнеритовые сланцы, биотитовые гнейсы и мраморы.

Геологическое строение месторождения показано на рис. 41 и 42, из которых видно, что толща железистых кварцитов и переслаивающихся с ними сланцев лежит на амфиболо-биотитовых гнейсах и перекрыта биотитовыми гнейсами. Упомянутые породы инъецированы полимигматитами и пегматитами.

Структура месторождения представляется в виде антиклинала, ось которого полого погружается к югу. Восточное крыло антиклинала среzano взбросом, приподнято и сдвинуто к северу.

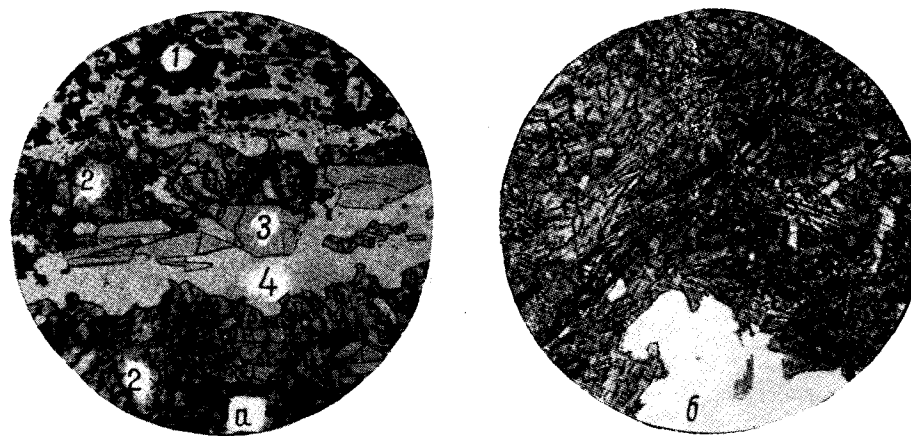


Рис. 40. Породы Артемовского участка. Без анализатора, $\times 15$.

а — эгирин-диопсид в магнетитовых кварцитах: 1 — магнетит (черное); 2 — эгирин-диопсид; 3 — амфибол; 4 — кварц; б — ромбический амфибол, развившийся по пироксениту.

Магнетитовые роговики месторождения представлены пластом небольшой мощности, лежащим на амфиболо-биотитовых сланцах. Они содержат 65% грюнерита, 15% магнетита, 13% граната и 7% кварца. Грюнерит представлен длиннопризматическими кристаллами, которые имеют желтовато-зеленоватый цвет, $2V = -87^\circ$, удлинение положительное, $N_g - N_p = 0,035$. Для кристаллов грюнерита характерно двойниковое строение. Структура сланцев гранонематобластовая.

Магнетито-амфиболовые кварциты залегают в виде пласта мощностью 70 м. Текстура их полосчатая, прослойки, обогащенные магнетитом и амфиболом, чередуются с полосками, обогащенными кварцем. Магнетито-амфиболовые кварциты содержат: кварца — 45, амфибола — 25, магнетита — 20, граната — 10%.

Амфибол представлен актинолитом и грюнеритом, иногда встречается обыкновенная роговая обманка.

Актинолитовые и антофиллитовые сланцы возникли за счет метаморфизма ультраосновных пород. Это доказывается наличием в них реликтовых участков серпентина с типичной петельчатой структурой по пироксену. Возникновение плагиоклазо-биотито-антофиллитовых сланцев, вероятно, обусловлено воздействием флюидов, участвовавших в формировании пегматитов. Флюиды, воздействуя на актинолитовые сланцы, преобразовали актинолит в антофиллит.

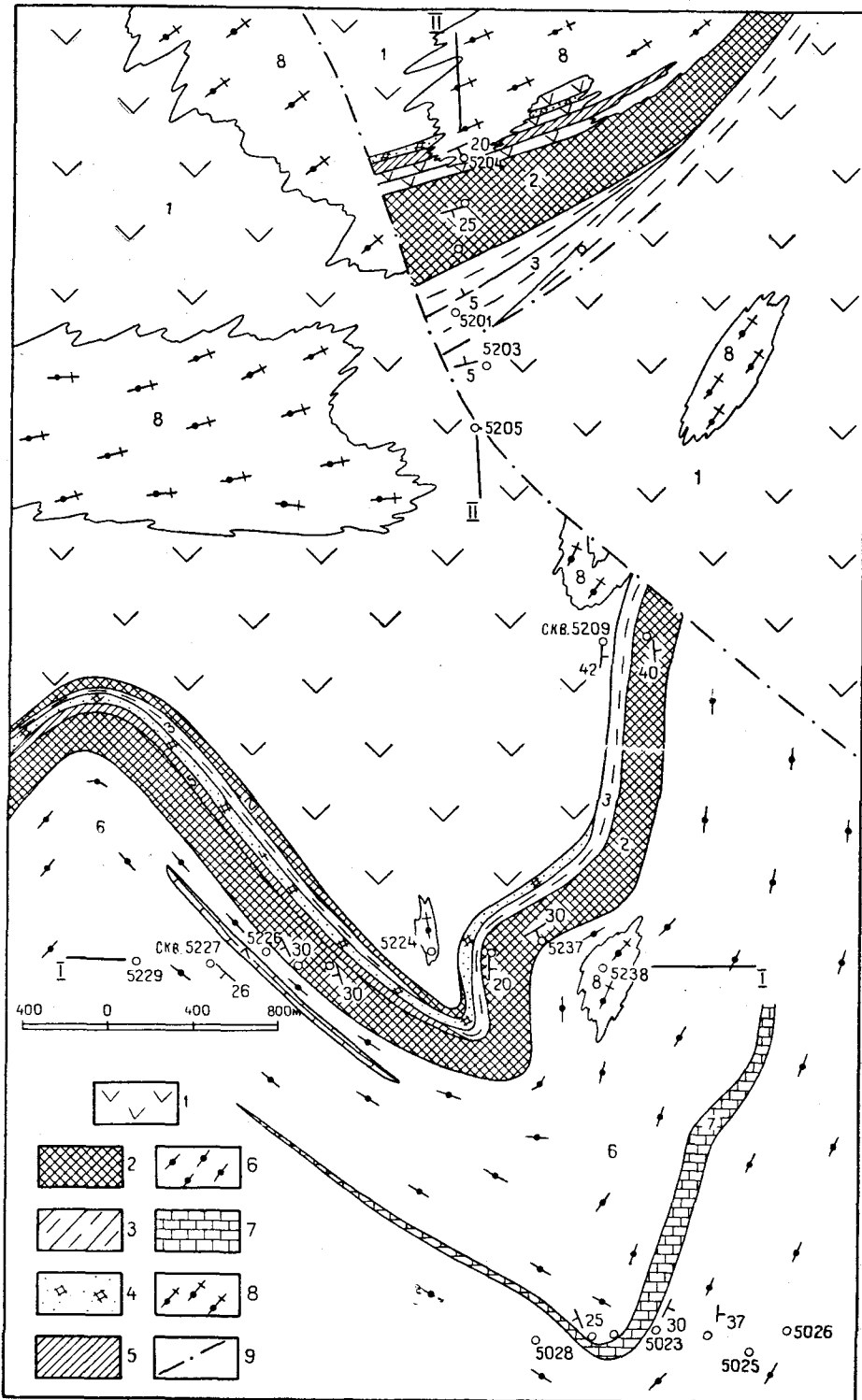


Рис. 41. Схематическая геологическая карта месторождения железистых кварцитов «Камчатка»:

1 — амфиболо-биотитовые гнейсы; 2 — амфиболо-магнетитовые роговики; 3 — амфиболо-биотитовые сланцы; 4 — слюдяные кварциты; 5 — актинолитовые сланцы; 6 — биотитовые гнейсы; 7 — мраморы; 8 — полимigmatиты; 9 — зоны разломов.

В состав антофиллитовых сланцев входят: антофиллит и тремолит — 50, биотит — 25, плагиоклаз (олигоклаз) — 10, кварц — 10, турмалин — 5% (рис. 43).

Антофиллит в сланцах представлен призматическими кристаллами длиной до 15 мм, ориентированными параллельно сланцеватости. Макроскопически антофиллит буроватый или светло-коричневый, в шлифах бесцветный, удлинение положительное, угасание прямое, $N_g - N_p = 0,022$.

Кварциты в районе рассматриваемого месторождения имеют метасоматический и осадочно-метаморфический генезис.

Кварциты, которые нами, предположительно, относятся к осадочно-метаморфическим, богаты мусковитом, реже биотитом и ставролитом. Слюдяные кварциты — это отчетливо сланцеватые породы, до некоторой степени



Рис. 43. Плагиоклазово-биотито-антофиллитовые породы с турмалином из месторождения «Камчатка». Без анализатора, $\times 15$.

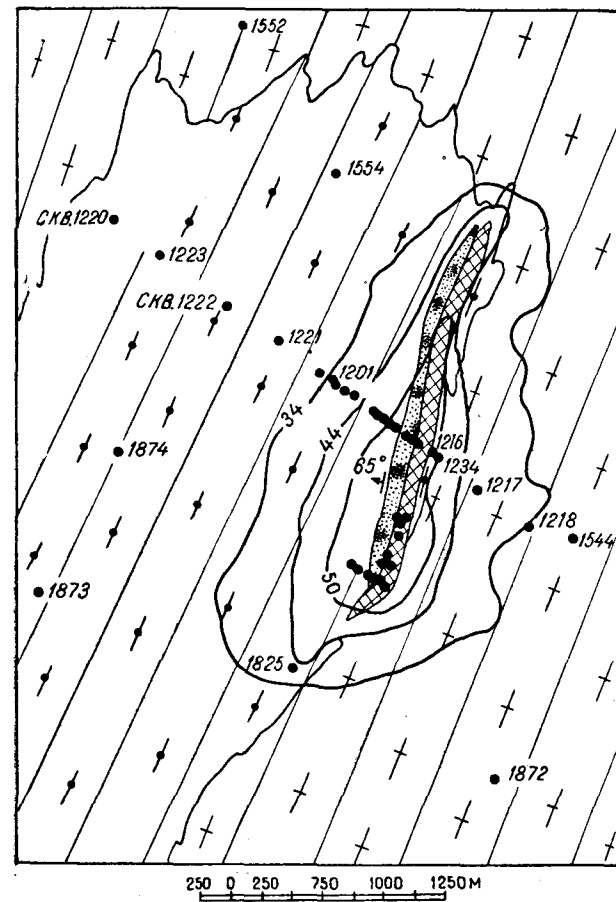


Рис. 44. Схематическая геологическая карта Ленинского участка железистых кварцитов гнейсовой серии:

1 — амфиболо-биотитовые гнейсы; 2 — пироксено-амфиболо-магнетитовые роговики; 3 — олигоклазовые мигматиты; 4 — метасоматические кварциты; 5 — изодинамы магнитного поля (тыс. гамм).



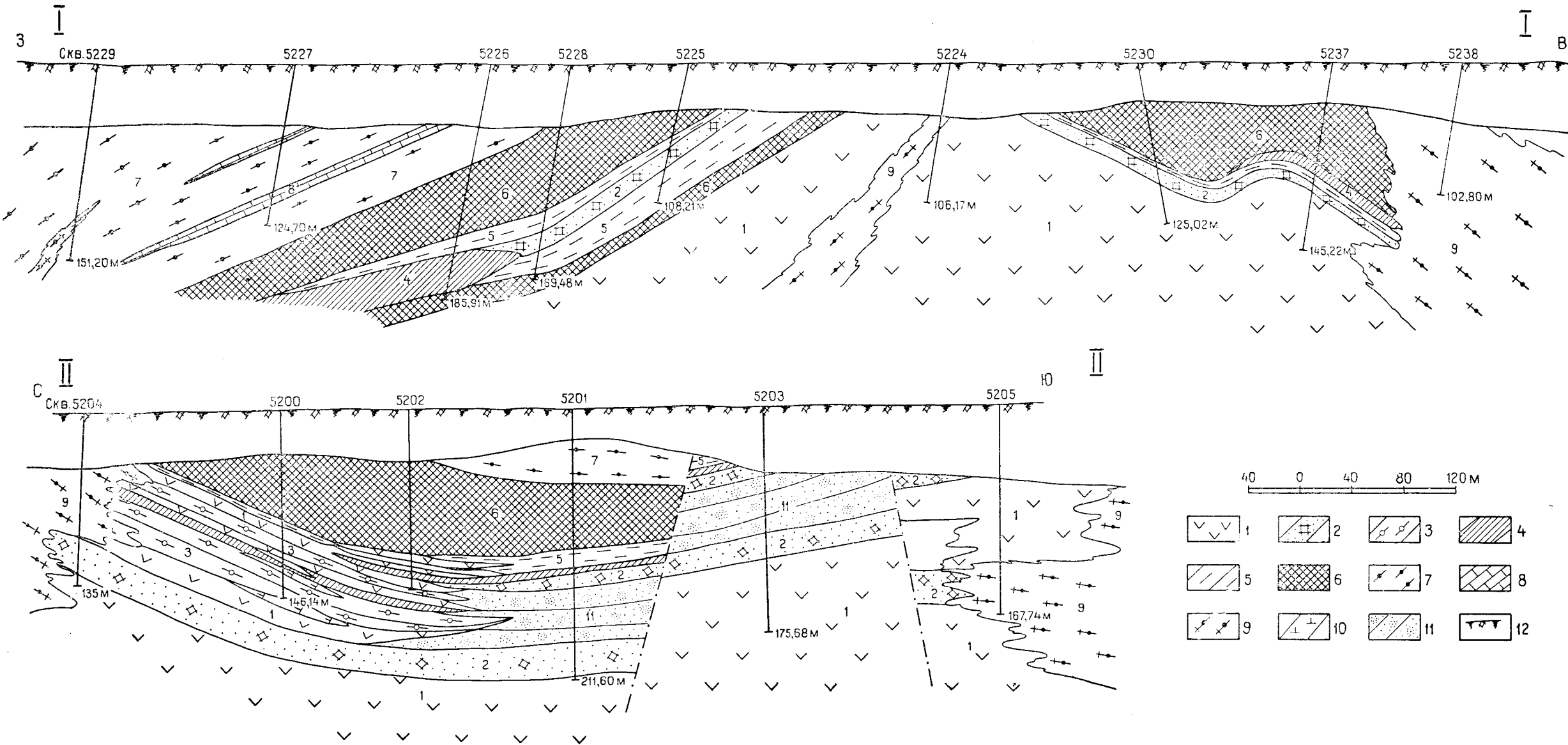


Рис. 42. Геологические разрезы месторождения железистых кварцитов „Камчатка“.

1 — амфиболо-биотитовые гнейсы; 2 — слюдяные кварциты; 3 — плагиоклазо-биотито-антофиллитовые сланцы; — актинолитовые сланцы; 5 — амфиболо-биотитовые сланцы; 6 — амфиболо-магнетитовые роговики; 7 — биотитовые гнейсы; 8 — мраморы; 9 — полимиктиты; 10 — пегматиты; 11 — метасоматические кварциты; 12 — покровно-осадочные отложения.

напоминающие кварциты аркозового горизонта криворожской серии.

Метасоматические кварциты характеризуются сливным массивным сложением; они имеют серый цвет; возникли путем замещения разнообразных пород.

Исходя из геологического строения месторождения, можно считать, что добыча железных руд здесь велась за счет зоны обогащения железом в пределах коры выветривания магнетитовых кварцитов.

Ленинский участок железистых кварцитов расположен в 4 км к юго-юго-западу от ст. Счастливая. Геологическое строение участка приведено на рис. 44 и 45.

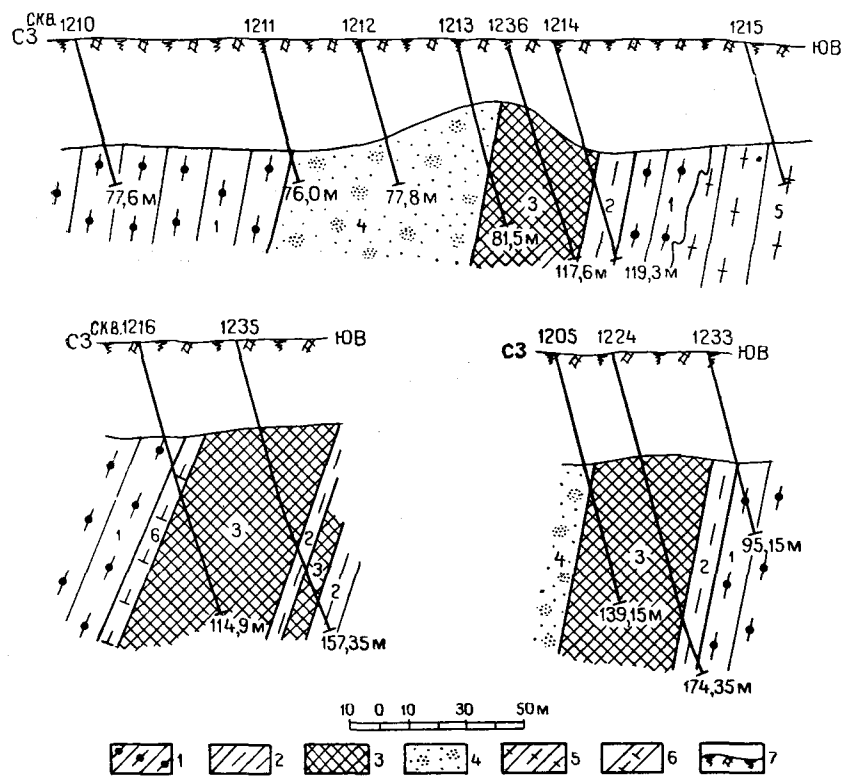


Рис. 45. Разрезы Ленинского участка железистых кварцитов гнейсовой серии:

1 — биотитовые гнейсы; 2 — гранато-амфиболо-биотитовые сланцы с прослойками кварцитов; 3 — пироксено-амфиболо-магнетитовые роговики; 4 — метасоматические кварциты; 5 — олигоклазовые гранито-гнейсы; 6 — пегматиты; 7 — покровно-осадочные отложения.

Железистыми кварцитами здесь сложен пласт мощностью около 60 м, длиной 3 км. Пласт железистых кварцитов залегает в толще биотитовых и биотито-амфиболовых гнейсов, в значительной степени замещенных мигматитами, а иногда содержащих линзы пегматитов.

С запада железистые кварциты контактируют с толщей метасоматических кварцитов, мощность которых достигает 100 м.

Железистые кварциты имеют полосчатое сложение. Они содержат кварца — 45—60, магнетита — 20—30, амфибола — 5—15 и пироксена — 0—25%, а также апатит, карбонат, биотит и хлорит. Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой, которая иногда переходит в субщелочную разность, встречаются также куммингтонит и актинолит. Пироксен представлен гиперстеном и геденбергитом.

В тесной связи с железистыми кварцитами находятся гранато-амфиболовые и гранато-биотито-амфиболовые сланцы с тонкими прослойками кварцитов, напоминающих прослойки кварцитов в сланцах средней свиты криворожской серии.

Ивановский участок железистых кварцитов расположен в 18 км к югу от г. Крюкова и в 2—3 км к северу от с. Ивановки.

Из рис. 46 и 47 видно, что магнетитовые кварциты залегают в гнейсах в виде одного или двух пластов. По простиранию магнетитовые кварциты прослежены на расстоянии 12 км, мощность наиболее значительного пласта колеблется от 15 до 50 м.

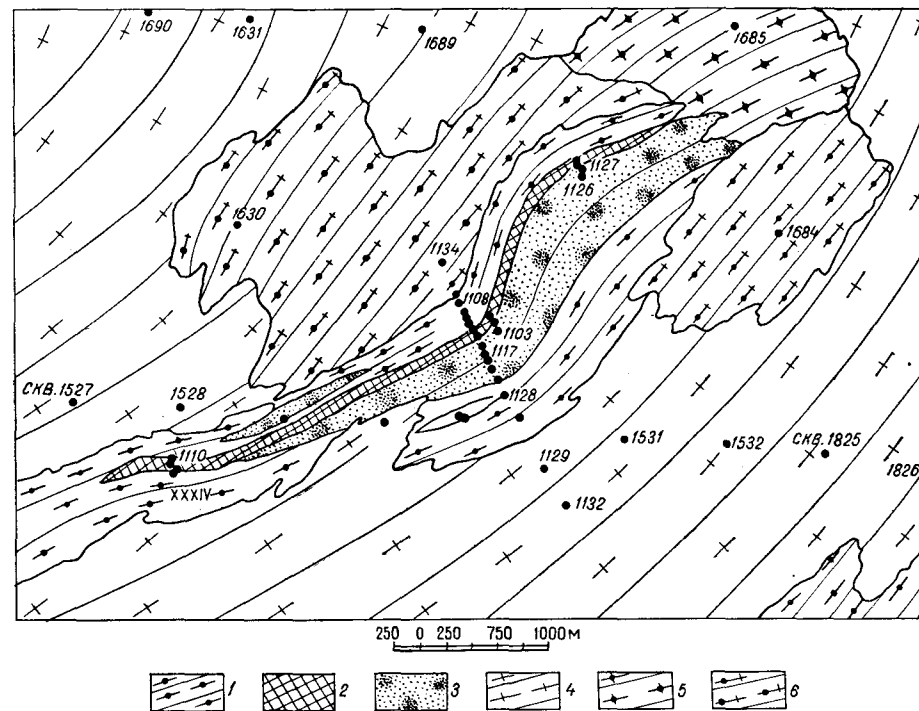


Рис. 46. Схематическая геологическая карта Ивановского участка железистых кварцитов гнейсовой серии:

1 — гнейсы; 2 — амфиболо-магнетитовые роговики; 3 — метасоматические кварциты; 4 — олигоклазовые гранито-гнейсы; 5 — микроклиновые гранито-гнейсы; 6 — полимigmatиты и нерасчлененные мигматиты.

С юго-востока толща железистых кварцитов контактирует с кварцитами, вероятно, метасоматического происхождения. Мощность полосы метасоматических кварцитов достигает 700 м. По простиранию она прослежена на 12 км. В состав железистых кварцитов входят кварц, магнетит, амфибол и гиперстен, иногда присутствует карбонат, замещающий силикаты (рис. 48). Метасоматические кварциты сливные, массивные, темно-серого или светло-серого цвета (рис. 49).

Большое количество участков железистых кварцитов гнейсовой серии, подобных описанным, известно в пределах Орехово-Павлоградской полосы. В последнее время они изучались А. Г. Шендеровой, Н. Ф. Гончарик и Ю. В. Жуковым. Здесь их характеристика не приводится.

Из всех магнитных аномалий Орехово-Павлоградской полосы наиболее хорошо изучены Западно-Приазовские магнитные аномалии

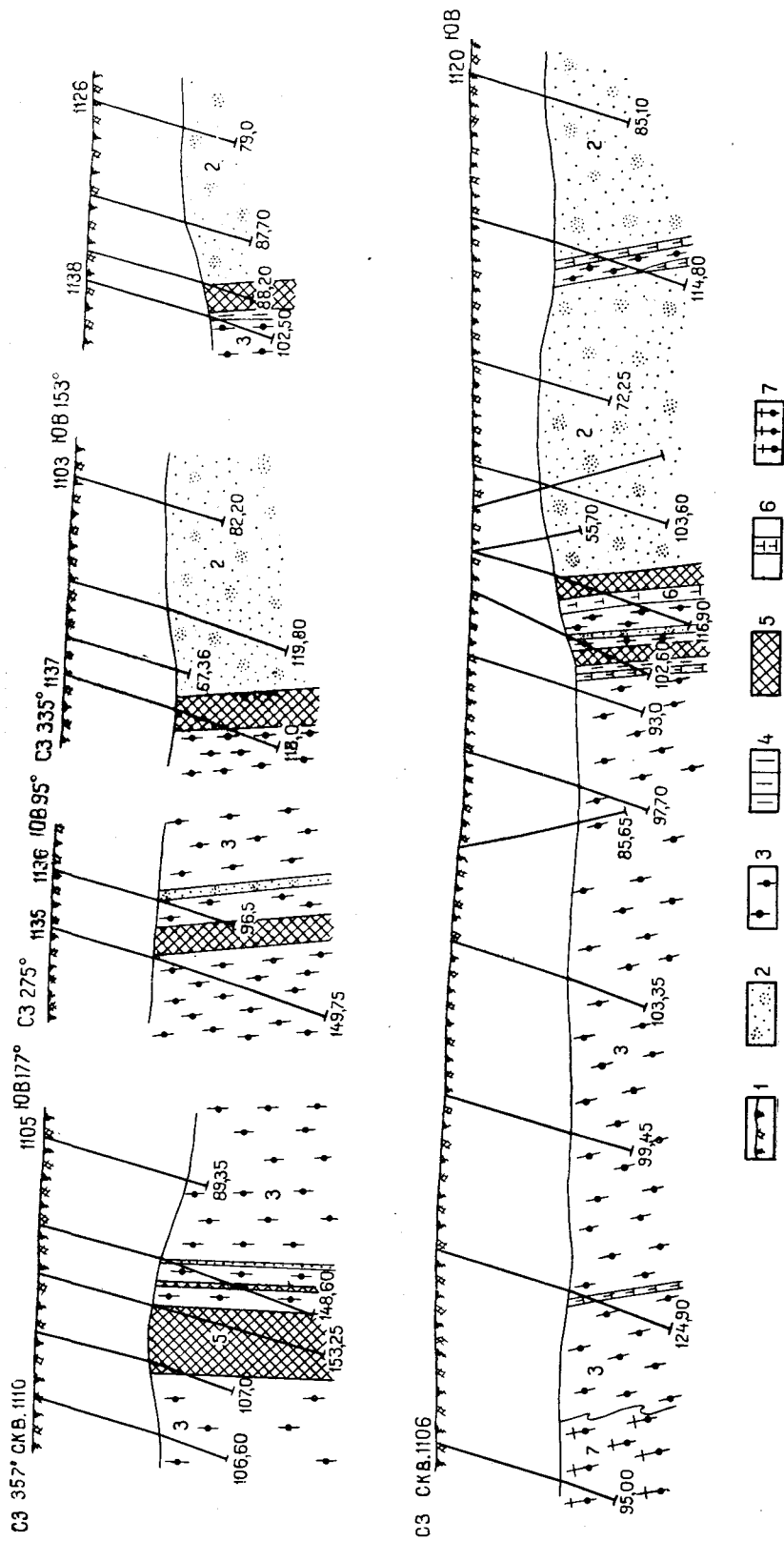


Рис. 47. Разрезы Ивановского участка железистых кварцитов гнейсовой серии:

1 — покровно-осадочные отложения; 2 — метасоматические кварциты; 3 — биотитовые гнейсы; 4 — гранато-амфиболо-биотитовые сланцы; 5 — амфиболо-магнетитовые роговики; 6 — пелматиты; 7 — полимигматиты.

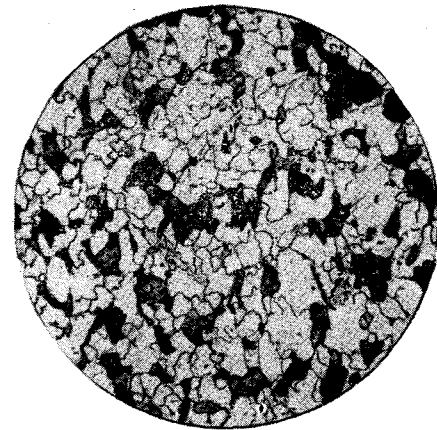


Рис. 48. Карбонатно-магнетитовый кварцит (темно-серое — карбонат, черное — магнетит, светлое — кварц). Без анализатора, $\times 15$.

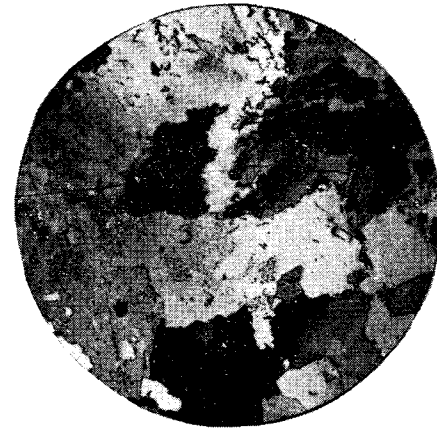


Рис. 49. Метасоматический кварцит. С анализатором, $\times 10$.

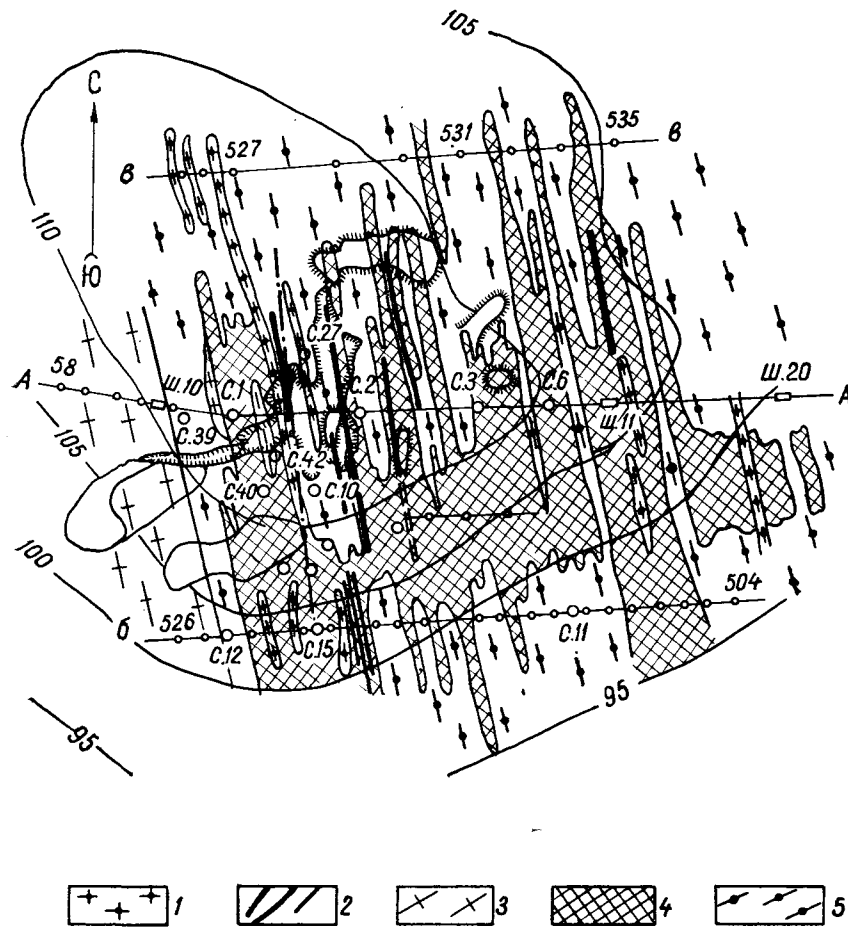


Рис. 50. Характер распространения магнетитовых кварцитов шестого холма месторождения Корсак-Могила, в толще гнейсовой серии:

1 — микроклиновые граниты или сиениты; 2 — магнетитовые руды; 3 — олигоклазовые гранито-гнейсы; 4 — пироксено-амфиболо-магнетитовые роговики; 5 — биотитовые гнейсы.

(месторождения Коксунгур, Корсак-Могила, Каменная Могила). На материалах этих месторождений отчетливо видно как железистые кварциты переслаиваются с гнейсами, а иногда очень быстро выклиниваются по простиранию (рис. 50). Но предвзятость идей нередко берет верх над очевидностью.

Ю. В. Жуков, детально разведав и изучив Западно-Приазовские месторождения кварцитов, вслед за С. П. Родионовым и Н. П. Семеновым, путем замысловатых построений тектонических структур, в своей диссертации выделил здесь все три свиты криворожской серии.

Глава II. КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСАХ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ УКЩ

На основании геологических наблюдений интрузивные породы восточной части УКЩ разделены на два многофазных интрузивных цикла: Криворожский и Мариупольский.

Породы Криворожского интрузивного цикла здесь распространены очень широко. Распространение пород Мариупольского интрузивного цикла ограничено территорией восточного Приазовья. Образование их происходило не в складчатых, а платформенных условиях. В Мариупольском интрузивном цикле широкое распространение получили щелочные породы.

КРИВОРОЖСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ ЦИКЛ, СООТНОШЕНИЯ ЕГО ПОРОД С ЭФФУЗИВНО-ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИМИ ТОЛЩАМИ

Интрузивные породы, объединенные в Криворожский цикл, имели сложное многофазное развитие; они возникли в 6 интрузивных фаз; от древних к молодым были сформированы следующие интрузивные комплексы: габбро-перидотитовый (1-я фаза), гранодиоритовый (2-я фаза), адамеллитов и плагиогранитов (3-я фаза), микроклиновых гранитов (4-я фаза), аплитовидных гранитов (5-я фаза), дайковых пород (6-я фаза).

Указанные возрастные взаимоотношения отдельных комплексов гранитов, а также связанных с ними родственных гранито-гнейсов и мигматитов, установлены в многочисленных обнажениях восточной части УКЩ.

В составе габбро-перидотитового комплекса (первая фаза) наиболее широко распространены серпентиниты, встречаются метадиабазы, в подчиненном количестве габбро и перидотиты. Ультраосновные породы обычно секут габбро-диабазы, но находятся часто с ними в одних и тех же массивах, размеры которых измеряются единицами квадратных километров и даже менее.

В составе гранодиоритового комплекса (вторая фаза) распространены также кварцевые диориты.

Комплекс адамеллитов и плагиогранитов (третья фаза) объединяет серые гранито-гнейсы, в которых альбит-олигоклаз резко преобладает над микроклином. Широко распространены мигматиты, гранитная составная часть которых отвечает альбит-олигоклазовым гранито-гнейсам. Встречаются также адамеллиты и плагиограниты (саксаганские и житомирские граниты). В отличие от гранито-гнейсов, имеющих гранобластическую структуру и сланцевую текстуру, адамеллиты и плагиограниты обладают массивной текстурой и гипидиоморфнозернистой структурой.

Для комплекса микроклиновых гранитов (четвертая фаза) характерно значительное преобладание микроклина над альбитом и альбит-

олигоклазом. Породы этого комплекса представлены розовыми микроклиновыми гранито-гнейсами и мигматитами. В последних гранитные фации не отличимы от микроклиновых гранито-гнейсов. Имеются также и микроклиновые граниты (токовские граниты).

Комплекс аплитовидных гранитов (пятая фаза) представлен аплитовидными гранито-гнейсами, мигматитами и аплитовидными гранитами.

К шестой интрузивной фазе отнесены жильные породы (аплиты, диабазы, пегматиты).

Минералогический состав некоторых пород Криворожского интрузивного цикла приведен в табл. 6.

Таблица 6

Минералогический состав некоторых пород Криворожского интрузивного цикла

Породы	Содержание минералов, %					
	кварц	плагиоклаз	микроклин	амфибол	биотит	прочие
Плагиограниты	30,1	62,2	3,2	0—0,7	4,2	0,3
Адамеллиты	27,8	36,1	29,8	—	6,1	0,2
Микроклиновые граниты	30,9	14,9	50,2	—	3,0	1,0
Аплитовидные граниты	27,5	13,0	58,3	—	1,0	0,2

Соотношения верхнеархейских интрузивных комплексов восточной части УКЩ с метаморфическими сериями выяснены пока еще плохо. Геологи возрастное положение отдельных гранитов рассматривают по-разному (табл. 1). Особенно это относится к комплексу адамеллитов и плагиогранитов (саксаганских и житомирских гранитов).

Многие геологи Украины плагиоклазовые граниты, адамеллиты и ассоциирующиеся с ними мигматиты считают образованиями более древними, чем криворожская серия и подстилающие ее амфиболиты. Но в подкрепление этого вывода материалов по наблюдению над контактами плагиогранитов с породами криворожской серии обычно не приводится.

Например, Ю. И. Половинкина (1953) «обосновывает» более древний возраст саксаганских гранитов (которые она относит к Кировоградскому комплексу) по сравнению с криворожской серией следующими положениями.

1. Нигде в Кривом Роге не наблюдается контактов криворожской толщи с серыми гранитами, а если где они и указываются, то имеют тектонический характер.

2. Если наиболее древние из известных на Украине серые плагиограниты Кировоградского комплекса появились уже после криворожской серии, то чем тогда объяснить столь резкую разницу в степени метаморфизма гнейсовой и криворожских толщ? Чем объяснить полное отсутствие в криворожской толще пегматитовых полей и интенсивных инъекционных проявлений плагиоклазовых гранитов, столь характерных для гнейсовой толщи?

3. Как представить с общегеологических позиций полное отсутствие проявлений интрузивной деятельности в период, следовавший за складчатостью гнейсовой толщи (происходившей до отложений пород криворожской серии), и многократное внедрение интрузий различного возраста и совершенно различного характера после осадконакопления криворожской серии?

Мы обращаем внимание читателей на указание Ю. И. Половинкиной об отсутствии известных контактов между серыми гранитами и породами криворожской серии. Не доказано также, что породы гнейсовой

серии были образованы и смяты складчатостью ранее формирования пород криворожской серии.

Различие в интенсивности метаморфизма пород гнейсовой и криворожской серии — вот единственно серьезный и объективный фактор, который следует принимать во внимание, оценивая возрастные соотношения криворожской и гнейсовой серий. Но геологическое изучение показывает, что метаморфизм, как критерий возраста, имеет ограниченное применение. Более метаморфизованные породы часто являются и более древними, но бывает и иначе. В архее УКЩ метаморфизм эффузивно-осадочных пород был тесно связан с процессами гранитизации, имевшими региональное распространение. Породы криворожской серии по химическому составу несравнимо сильнее отличаются от гранитов и гранито-гнейсов, чем гнейсовая толща. В основании криворожской серии лежат амфиболиты и кварциты. Указанные породы очень трудно поддаются гранитизации. Еще труднее поддаются гранитизации толщи железистых пород. Они часто предохраняют от мигматизации зажатые в железистых кварцитах толщи сланцев средней свиты, а также вышележащие толщи верхней свиты криворожской серии. Расчет показывает, чтобы превратить в породы гранитного состава толщи гнейсов (возникших за счет глинисто-песчаных пород) необходимо привнести и вынести менее 20% сравнительно подвижных окислов. Для того, чтобы при замещении валового химического состава средней свиты криворожской серии возникли породы, близкие к гранитам, нужно привнести и вынести не менее 60% различных окислов. При этом должно быть удалено около 30% окислов железа, которое при процессах гранитизации характеризуется малой подвижностью.

Изложенные причины, по-видимому, и обусловили в криворожской и сланцево-амфиболитовой сериях сохранение таких слабо метаморфизованных пород как филлиты, сланцы и песчаники со следами пелитовой и псаммитовой структур, тогда как в гнейсовой серии структуры осадочных пород полностью перекристаллизованы.

В настоящее время все геологи Украины признают, что микроклиновые (токовские) граниты являются более молодыми образованиями, чем породы криворожской серии. Метаморфические породы с участками инъекций комплекса микроклиновых гранитов развиты буквально на каждом шагу в непосредственной близости к востоку и западу от узкой полосы пород криворожской серии. В пределах же Лихмановской и Саксаганской полос, на расстоянии почти 70 км, в породах криворожской серии почти не известно инъекции микроклиновых гранитов. Именно это крайне важное обстоятельство вводило в заблуждение многих геологов (Ю. И. Половинкина, Н. И. Свитальский и др.), которые все граниты Криворожья относили к образованиям более древним, чем породы криворожской серии.

Баклунд, Рид и Барт указывают, что интенсивность проявления гранитизации и метаморфизм часто резко зависят от особенностей состава пород, подвергающихся гранитизации. Перрен Рене (1954) считает, что некоторые породы (кварциты, карбонаты) с огромным трудом подвергаются глубоким изменениям, являясь барьером при распространении метаморфизма и гранитизации.

Нами [Никольский, 1954] отмечалось также, что породы криворожской серии в целом являются толщей, очень трудно поддающейся метаморфизму и гранитизации. Именно поэтому инъекции микроклиновых (токовских) и плагиоклазовых (саксаганских) гранитов встречаются очень редко в пределах Саксаганской полосы криворожской серии, тогда как в гнейсовых толщах такие инъекции повсеместны.

Не располагая фактическим материалом о соотношении пород криворожской серии с плагиогранитами и не учитывая особенностей проявления метаморфизма, Ю. И. Половинкина все же считала, что повтор-

ная ревизия вопроса о соотношениях плагиоклазовых гранитов с криворожской серией излишня и бездоказательна. В книге, посвященной геологии Кривого Рога [Я. Н. Белевцев, 1957], на основании косвенных признаков саксаганские плагиограниты по-прежнему относятся к образованиям более древним, чем породы криворожской серии и подстилающие их амфиболиты. Но через несколько страниц дальше сами авторы высказывают настолько большие сомнения в своем утверждении, что их первоначальное высказывание отпадает.

Правильное решение вопроса о соотношении плагиогранитов и адаметлитов с породами криворожской серии имеет первостепенное значение. В зависимости от его решения коренным образом меняются представления об истории геологического развития, характере интрузивных образований, тектонике и металлогении Украинского щита.

Большое значение правильного определения возраста гранитов, дискусионность вопроса, заставляют нас дать детальное описание контактов плагиогранитов с породами криворожской серии и амфиболитами.

Как отмечалось выше, наблюдения в ряде участков установлено согласно залегание пород сланцево-амфиболитовой серии с породами криворожской серии (рис. 51). Поэтому активные контакты плагиогранитов по отношению к породам сланцево-амфиболитовой серии дают основание относить граниты к более молодым образованиям, чем породы криворожской серии. Ниже рассматриваются вначале взаимоотношения плагиогранитов с амфиболитами.

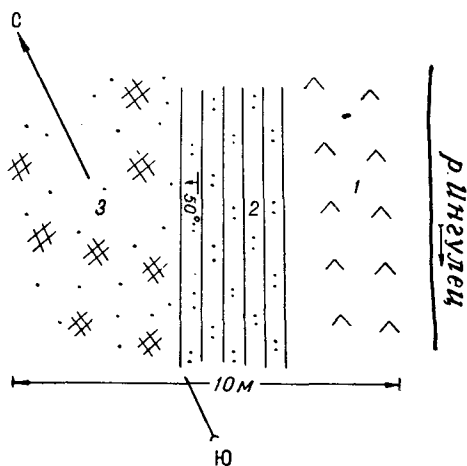


Рис. 51. Контакт амфиболитов — 1 с мусковито-биотито-кварцевыми сланцами — 2 и кварцитами аркозового горизонта — 3. Южная окраина с. Рахмановки, правый берег р. Ингульца.

В промоине балки Приворотной, у г. Терны, в 35 м выше скалистых выходов окварцованных серпентинитов (бирбиритов), в 1948 г. были встречены среднезернистые плагиограниты, отчетливо прорывающие амфиболиты*.

Недостатком этого обнажения является интенсивно выветрелый характер пород, хотя макроскопически граниты и амфиболиты здесь устанавливаются отчетливо. В 1950 г. на указанном обнажении был пройден шурф, подтвердивший интрузивный контакт. В 30 м ниже обнажения скв. 202 и 215-бис были пересечены жилы розового аплитовидного и серого порфиroidного плагиогранитов, секущие амфиболиты. Мощность жил серого плагиогранита достигает 3 м. Перечисленные породы не затронуты выветриванием. На рис. 52 приведена микрофотография порфиroidного плагиогранита, а в табл. 4 — его химический состав. Последний так же, как и количественно-минералогический состав, не отличается от состава заведомо саксаганских гранитов.

На левом берегу р. Саксагани, против ст. Мудреная, хлоритизированные, биотитизированные амфиболиты, с отчетливыми реликтами диабазовой структуры, секутся саксаганскими плагиогранитами**. Гра-

ниты у контакта с амфиболитами обогащены цветными минералами и характеризуются более мелкозернистой структурой. Они содержат ксенолиты остроугольных обломочков амфиболитов. В конце апофиза гранита, внедрившегося в амфиболиты, в последних наблюдаются жилкообразные зонки окварцевания. Северо-восточнее, и особенно юго-западнее обнаженной части амфиболиты прослеживаются по отдельным промоинам или по пройденным скважинам на десятки метров. Здесь же широко распространены обнажения саксаганских плагиогранитов.

Амфиболиты на расстоянии 20—40 см от контакта с гранитами интенсивно изменены. В результате окварцевания, цоизитизации, биотитизации и хлоритизации они приобрели более мелкозернистую структуру. Содержание амфибола в амфиболитах в некотором удалении от контакта с гранитоидами достигает 50—60%; на контакте с гранитами он замещен мелкозернистым агрегатом зерен цоизита, частично биотита, хлорита, эпидота и кварца. Лейстовидные кристаллы полевого шпата в амфиболитах на контакте с гранитами сохранились лучше, чем амфибол, но нередко замещены агрегатами зерен кварца в виде псевдоморфоз.

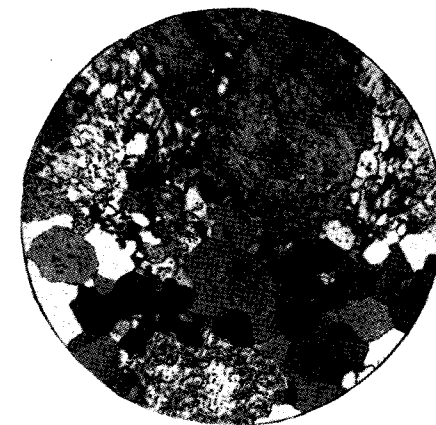


Рис. 52. Порфиroidный плагиогранит из дайки, секущей амфиболиты. Район балки Приворотной. Скв. 215-бис. С анализатором, $\times 40$.

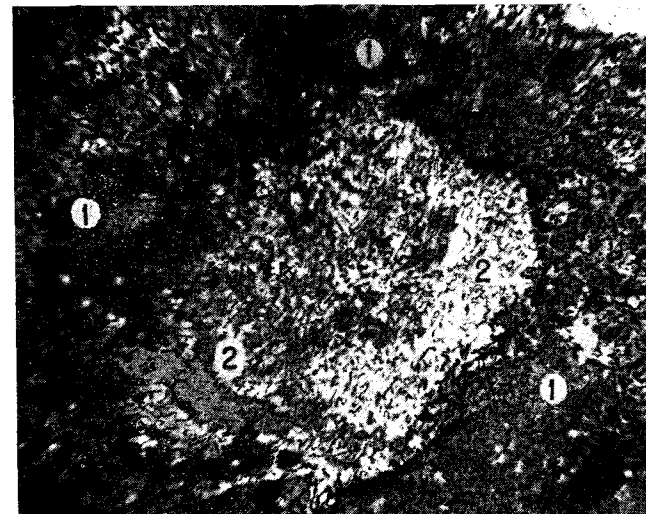


Рис. 53. Амфиболиты — 1, метасоматически замещенные флюидами магмы саксаганских плагиогранитов. В массе амфиболитов возникли порфиробласты полевых шпатов, свойственные гранитам — 2. Образец из обнажения контакта амфиболитов и плагиогранитов у ст. Мудреная, на левом берегу р. Саксагани. С анализатором, $\times 30$.

В тонкозернистой массе амфиболитов, взятых с контакта, встречаются идиобласты кристаллов полевого шпата или кварца, аналогичные кристаллам в плагиогранитах (рис. 53).

* Зарисовка обнажения помещена в работе А. П. Никольского [1953].

** Фотография обнажения амфиболитов, прорванных гранитами, приведена в работе А. П. Никольского [1953].

Амфиболиты указанного обнажения (у ст. Мудреная) предшествующими исследователями ошибочно рассматривались в виде дайки секущей плагиогранитов. Ю. И. Половинкина [1955] также разделяет эту точку зрения. Основываясь на более мелкозернистой структуре амфиболитов у контакта с гранитами она считает, что мелкозернистость амфиболитов в контакте была обусловлена закалкой основной магмы при соприкосновении ее с более древними гранитами. Но изучение шлифов из этих амфиболитов показывает, что вся спутанно-волоконистая масса породы в экзоконтакте принадлежит не микролитам плагиоклаза, а микрокольчатым кристаллам цоизита и амфибола, возникшим при перекристаллизации под влиянием гранитов.

Присутствующие среди криптокристаллической массы цоизита, кварца и биотита редкие удлиненные призматические кристаллы плагиоклаза имеют те же размеры, что и призматические кристаллы в амфиболитах, удаленных от контакта.

Учитывая изложенное, мы считаем выводы о более древнем возрасте саксаганских гранитов, опирающихся только на большую мелкозернистость измененных амфиболитов, необоснованными. Мелкозернистая структура амфиболитов на контакте с гранитами обусловлена не закалкой, а вторичными изменениями, связанными с активным воздействием магмы плагиогранитов на амфиболиты.

Следует отметить, что В. Н. Котляр [1953], осмотревший обнажение у ст. Мудреная, а так же просмотревший шлифы и образцы, присоединился к нашему мнению об активном контакте плагиогранитов по отношению к амфиболитам.

В 1952 г., в устье балки Глиневатой, на правом берегу р. Саксагани, для вскрытия контакта амфиболитов, подстилающих криворожскую серию, с саксаганскими гранитами, была пробурена скв. 194 (рис. 54).

В интервале 4—49, 30 м скважина прошла по амфиболитам, а затем вошла в серые плагиоклазовые граниты. В верхней части скважины вскрыты амфиболиты с реликтами диабазовой структуры.

Плагиоклаз в амфиболитах присутствует в виде таблитчатых удлиненно-призматических кристаллов, в значительной степени замещенных цоизитом. Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой в виде призматических кристаллов. В шлифах наблюдается, что не менее 40% массы амфиболитов перекристаллизовано и превращено в биотито-кварцевую породу с ярко выраженной роговиковой структурой. С глубиной, при приближении к гранитам, в породах увеличивается количество актинолита, биотита, хлорита и кварца. Вблизи контакта с гранитами амфибол в породах почти целиком превращен в биотит и кварц, хотя:

реликты удлиненно-призматических кристаллов плагиоклаза, свойственные диабазам, еще сохраняются. На расстоянии одного метра от контакта с гранитами амфиболиты превращены в биотито-кварцевые сланцы. В контакте наблюдаются участки биотитовых сланцев, отчетливо захваченных, в значительной степени мигматизированных плагиогранитами. Говорить о более древнем возрасте плагиогранитов по отношению к амфиболитам здесь невозможно.

Весьма выразительный активный контакт мигматитов и плагиоклазовых гранитов с амфиболитами вскрыт на руднике «Ингулец» западными квершлагами шахт «Центральной», № 10 и им. МЮД. Толща амфиболитов здесь лежит на границе средней и верхней свит криворожской серии, составной частью которой они являются (рис. 55). Амфиболиты интенсивно замещены олигоклазовыми гранито-гнейсами.

В пределах Желтореченской полосы скв. 25 установлен также интрузивный контакт плагиогранитов с амфиболитами. Можно привести еще ряд участков, где плагиограниты прорывают амфиболиты, подстилающие криворожскую толщу. Но и из изложенного совершенно ясно, что плагиограниты представляют собой образования более молодые, чем амфиболиты.

Контакты плагиоклазовых гранитов с породами криворожской серии были вскрыты шурфом на месторождении им. Кирова. Шурф вскрыл плоскость контакта кварцевых песчаников с саксаганскими гранитами; контакт здесь проходит согласно со слоистостью по плоскости с простиранием северо-восток 30—40° и падением на северо-запад под углом 65°. Породы, вскрытые шурфом, сильно выветрелые.

Песчаники на контакте с гранитами пропитаны новообразованиями черного турмалина, образующего корочку мощностью до

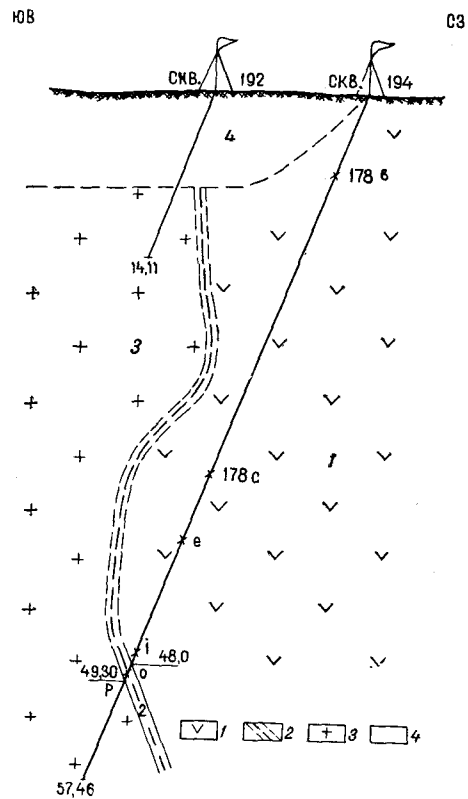


Рис. 54. Контакт амфиболитов — 1 с плагиогранитами — 3 по балке Глиневатой, месторождение им. Фрунзе. Амфиболиты на контакте превращены в биотито-кварцевые сланцы — 2. Четвертичные отложения — 4.

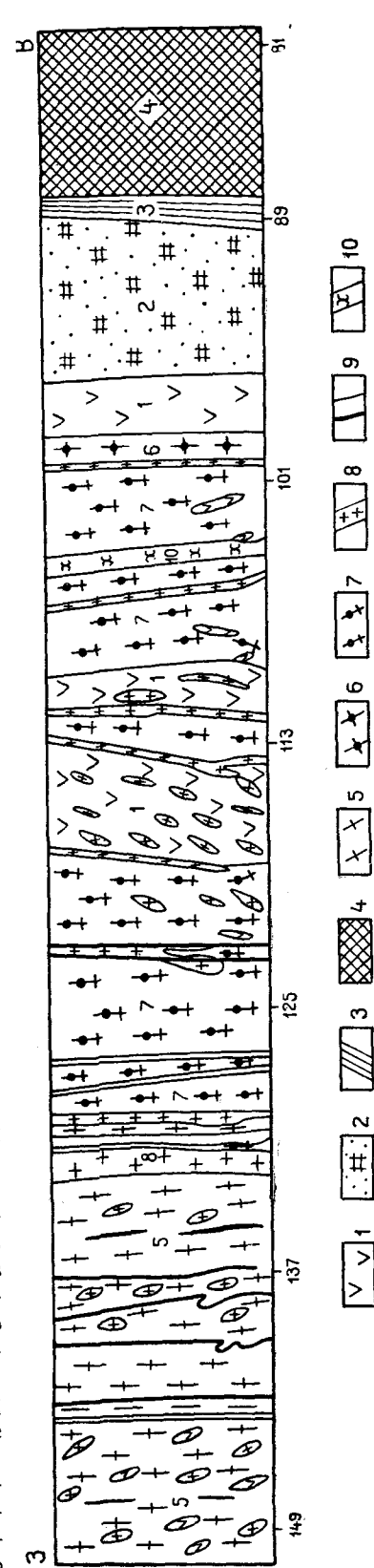


Рис. 55. Амфиболиты в западной части месторождения «Ингулец» гранитизированы с образованием олигоклазовых гранито-гнейсов (зарисовка северной стенки западного квершлага шахты «Центральная»).

1 — амфиболиты; 2 — алевролиты; 3 — гальковые сланцы; 4 — амфиоло-магнетитовые роговики; 5 — олигоклазовые гранито-гнейсы; 6 — микроклазовые гранито-гнейсы; 7 — полиминг-магниты; 8 — жилы англоидных гранитов; 9 — жилы кварца; 10 — зоны хлоритизации.

3 мм. Такой же турмалин вместе со слюдой иногда обильно развит в цементе песчаника. На метр выше контакта среди песчаников проходит жилка тех же выветрелых гранитов. Мощность жилки 3—4 см. Залегает она параллельно плоскости и согласно со слоистостью*.

В 1952 г. в нескольких метрах к юго-востоку от упомянутого шурфа была пробурена скв. 162 (рис. 56). На глубине 30—43 м скважиной была вскрыта зона выветрелых гранитизированных песчаников. В керне скважины и в шлифах можно наблюдать, как песчаники, превращенные под влиянием гранитизации в породы гранитного состава, образуют постепенный переход в песчаники мало измененные. На глубине 43 м скважина вошла в мелкозернистые порфиридные серые плагиоклазовые граниты, которые по мере удаления от контакта переходят в крупнозернистые разновидности (рис. 57). На глубине 45 м среди гранитов встречены породы 5-сантиметровой мощности, макроскопически имеющие типичный облик песчаников, при микроскопическом исследовании оказавшихся заметно гранитизированными.

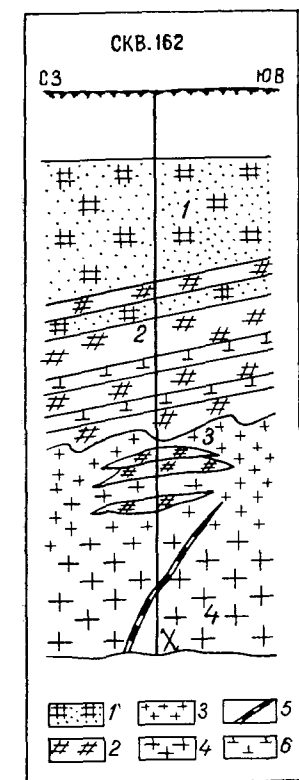


Рис. 56. Интрузивный контакт саксаганских гранитов с песчаниками нижней свиты криворожской серии, вскрытой скв. 162 месторождение им. Кирова:

1 — кварцевые песчаники; 2 — кварцевые песчаники, подвергшиеся гранитизации; 3 — мелкозернистые плагиограниты у контакта с песчаниками (см. обр. 300-г на рис. 57); 4 — крупнозернистые плагиограниты, несколько удаленные от контакта (см. обр. 300-х на рис. 57); 5 — кварцевая жила с турмалином; 6 — кварциты.

песчаников аркозового горизонта и альбитизированных диабазов. У контакта с гранитами песчаники превращены в кварциты с гранобластической структурой. По мере удаления от контакта гранобластическая структура постепенно сменяется псаммитовой структурой. Альбитовые диабазы на контакте с гранитами интенсивно биотитизированы. Количество биотита в некоторых участках достигает 60—70%. Кроме биотита присутствуют порфиробласты плагиоклаза и кварца, типичные для гранита.

* Зарисовка шурфа приведена в работе А. П. Никольского [1953].

Плагиограниты вблизи контактов иногда обогащены биотитом и носят гибридный характер. Биотит в гранитах наблюдается в виде кучных скоплений. Иногда в гранитах встречаются ксенолиты биотитизированных диабазов. Керны альбитизированных диабазов на глубине 114,4 м рассечены сетью прожилков плагиогранита. Структура плагиогранитов гипидиоморфнозернистая, текстура массивная.

В южной части Саксаганской полосы, в районе шахты № 5, пройдена скв. 4442. Ею пересечены породы средней и нижней свит. На контакте тальковых сланцев и песчаников аркозового горизонта скважиной пересечено дайкообразной формы тело плагиогранитов (рис. 58б).

Плагиограниты здесь возникли путем замещения в висячем боку тальковых сланцев, а в лежащем боку — песчаников аркозового горизонта. При замещении тальковых сланцев возникла среднезернистая, гранитоидная, гибридного облика порода, содержащая 80% олигоклаза

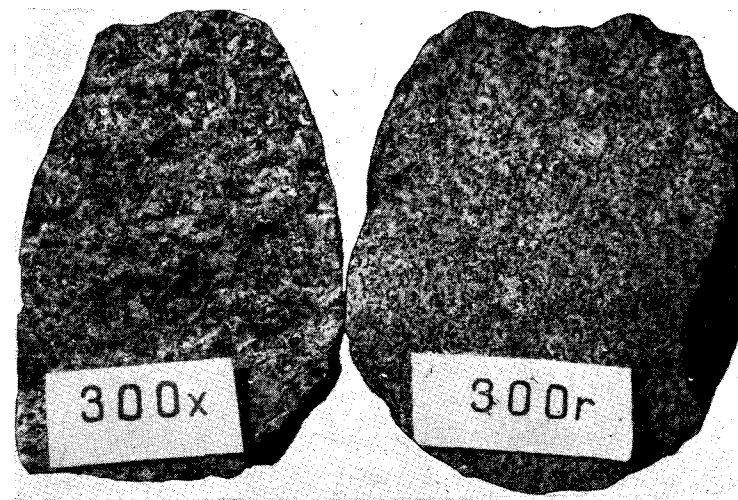


Рис. 57. Плагиограниты из скв. 162. Обр. 300-х взят из забоя скважины; он имеет крупнозернистое сложение. Образец 300-г взят из контакта с песчаниками, граниты здесь мелкозернистые, порфиридные. $\frac{3}{4}$ натур. вел.

и 20% биотита; биотит в ней образует неправильной формы скопления мономинеральных участков. При замещении песчаников возникли плагиограниты с гипидиоморфнозернистой структурой, но кварц в граните нередко сохранил округлые формы зерен, типичные для песчинок часто более крупных, чем кварц гранитов. В лежащем боку дайкообразного тела плагиограниты в аркозовых песчаниках образуют неправильной формы мелкозернистые участки замещения.

В районе ст. Галещино скв. 100, 161, 197 и 408 по Кременчугской полосе в средней свите криворожской серии пересечены жилы плагиогранитов, секущие хлорито-биотито-кварцевые и тальковые сланцы. Макроскопически и под микроскопом плагиограниты весьма похожи на саксаганские граниты (рис. 59). Образец 1в из жилы плагиогранита, секущей среднюю свиту, вскрытой скв. 197, был передан на химический анализ. Результаты анализа, приведенные в табл. 4, показывают значительное сходство плагиогранитов из жилы с гранитами саксаганского типа.

Вскрытый (скв. 193) в восточной части Кременчугского месторождения контакт аркозового горизонта с серыми плагиоклазовыми гранитами позволил установить, что песчаники аркозового горизонта здесь мигматизированы плагиоклазовыми гранитами.

В южной части замка Галешинского синклинала большим количеством скважин вскрыты значительные площади, где породы нижней и средней свит криворожской серии интенсивно мигматизированы олигоклазовыми и микроклиновыми гранито-гнейсами.

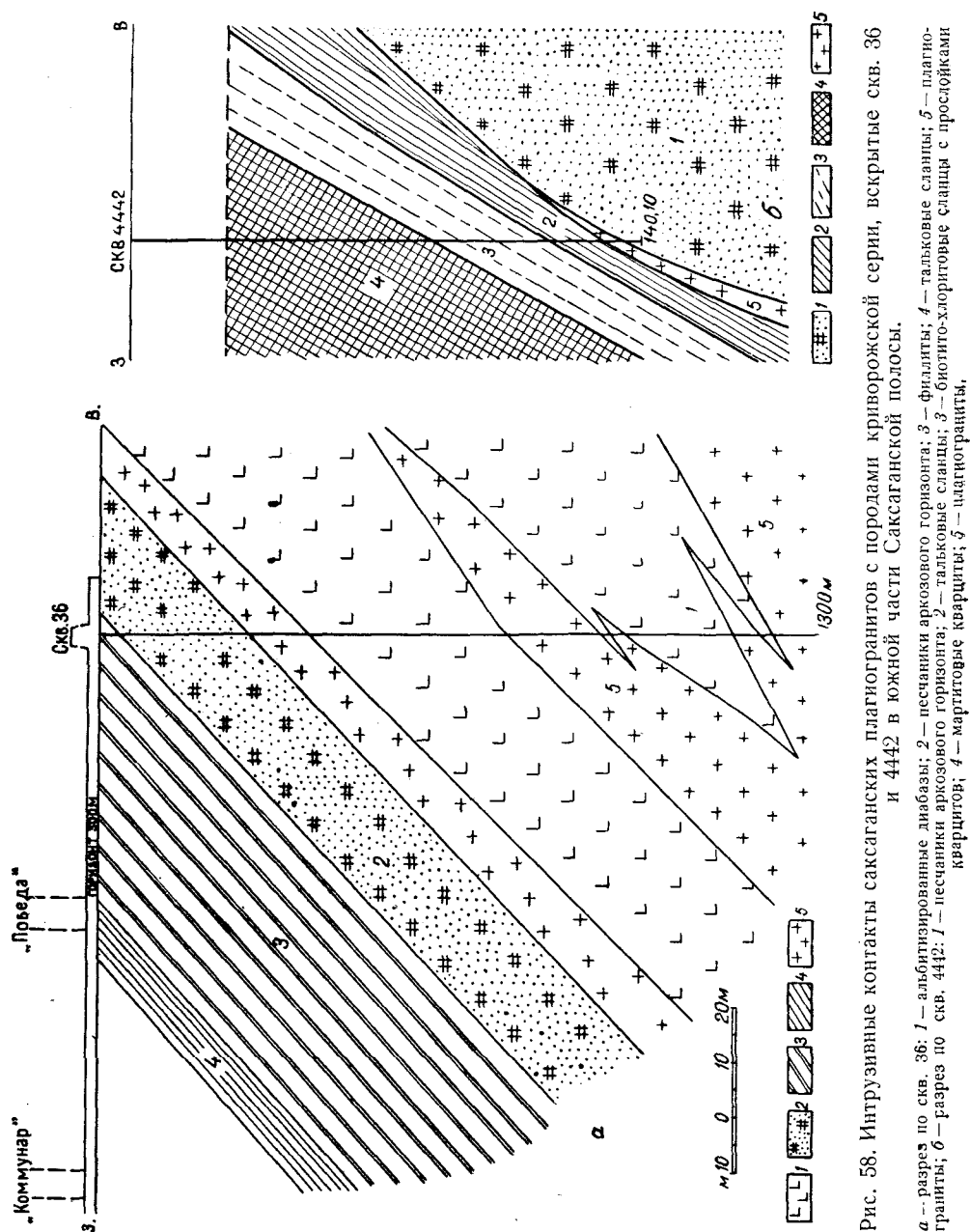


Рис. 58. Интрузивные контакты саксаганских плагногранитов с породами криворожской серии, вскрытые скв. 36 и 4442 в южной части Саксаганской полосы.
а — разрез по скв. 36; 1 — альбитизированные диабазы; 2 — песчаники аркозового горизонта; 3 — филлиты; 4 — тальковые сланцы; 5 — плагнограниты; б — разрез по скв. 4442; 1 — песчаники аркозового горизонта; 2 — тальковые сланцы; 3 — биотито-хлоритовые сланцы с прослойками кварцитов; 4 — мартитовые кварциты; 5 — плагнограниты.

Активные контакты плагногранитов и плагногранито-гнейсов с породами криворожской серии установлены в восточном крыле Желтореченской синклинали, где контакт вскрыт горными выработками (рис. 60). Здесь у ствола шахты распространены темно-серые, почти черные, тонкозернистые сланцы, похожие на филлиты, которые переслаиваются с пластами сланцеватых светло-серых кварцитов, весьма похожих на по-

роды аркозового горизонта. Указанные породы, типичные для нижней свиты криворожской серии, к западу сменяются пластом актинолитотальковых сланцев, в значительной степени превращенных в карбонатиты. Западнее актинолитотальковых сланцев распространены гранато-биотито-кварцевые и гранато-магнетито-амфиболовые сланцы, представляющие породы средней свиты. Простираение слоистости в сланцах и кварцитах, вскрытых горными выработками на северо-запад 340° , падение на юго-запад под углом 60° .

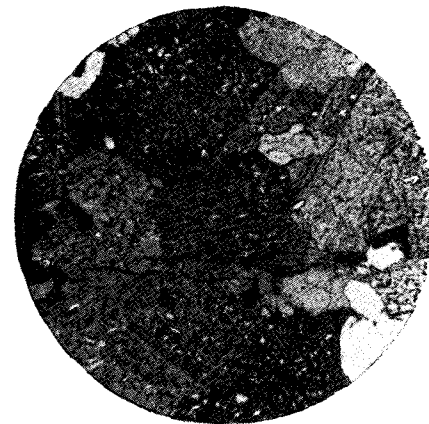


Рис. 59. Плагногранит из дайки, секущей хлорито-биотитовые и тальковые сланцы средней свиты криворожской серии. Кременчугское месторождение, скв. 197, глубина 239 м. С анализатором, $\times 40$.

Сланцы, похожие на филлиты нижней свиты, в шлифах содержат кварц, много биотита, плагиоклаз и представляют собой микрогнейсы, на контакте с актинолитотальковыми сланцами они переходят в филлиты.

Породы нижней свиты инъецированы плагногранитами и плагногранито-гнейсами. Плагнограниты содержат: кварца — 31,8, олигоклаза — 61,7, микроклина — 4,2, биотита — 2,4% (иногда чешуйки мусковита). У ствола шахты горными выработками вскрыты слабо сланцеватые, почти массивные серые плагнограниты с яркой гипидиоморфнозернистой структурой. Контакты плагногранитов с биотитовыми микрогнейсами резкие, но сланцы часто несут следы гранитизации. В западной части участка в породах нижней свиты проходит полоса олигоклазовых гранито-гней-

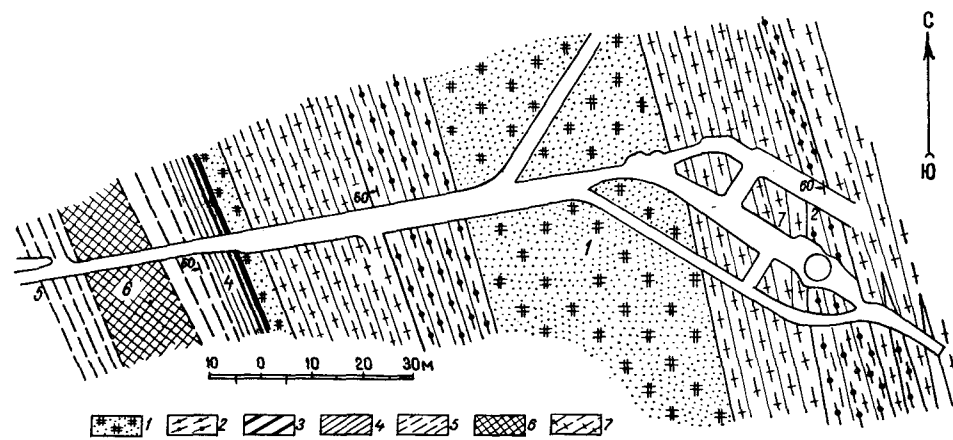


Рис. 60. Активный контакт плагногранитов и олигоклазовых гранито-гнейсов с породами криворожской серии, вскрытый горными выработками в восточном крыле Желтореченской синклинали (план):

1 — кварциты нижней свиты криворожской серии; 2 — микрогнейсы за счет филлитов; 3 — филлиты; 4 — тальковые сланцы; 5 — биотито-кварцевые сланцы средней свиты; 6 — амфиболо-магнетитовые кварциты; 7 — плагнограниты и олигоклазовые гранито-гнейсы.

сов. Последние, судя по контактам с вмещающими породами и реликтовым ксенолитам в гранито-гнейсах, возникли в результате гранитизации биотитовых микрогнейсов нижней свиты.

Восточное крыло Желтореченской синклинали также вскрыто рядом глубоких скважин, которые, начав буриться в породах средней свиты

криворожской серии, ниже пересекают биотито-кварцевые сланцы и кварциты, соответствующие породам нижней свиты.

Биотитовые сланцы нижней свиты криворожской серии в разной степени замещены гранито-гнейсами олигоклазового состава, которые образуют постепенные переходы в саксаганские граниты. Характер мигматизации и замещения биотито-кварцевых сланцев показан на рис. 61. Контакт биотито-кварцевых сланцев нижней свиты с мигматитами плагиоклазового состава приведен на рис. 62. Мигматизация в керне скв. 5237 выражена отчетливо. Слабо мигматизированные биотито-кварцевые сланцы филлитового горизонта на большой глубине постепенно замещаются серыми гранито-гнейсами. Ниже по скважине, среди сплошных масс мигматитов, встречаются впайки недозамещенных реликтов кварцитов аркозового горизонта, амфиболитов и гнейсов.

Изложенные данные с несомненностью говорят о том, что серые саксаганские и житомирские граниты, а также тесно связанные с ними олигоклазовые гранито-гнейсы и мигматиты, являются образованиями более поздними, чем породы криворожской серии.

В последнее время были детально изучены гальки пород из конгломератов верхней свиты криворожской серии, вскрытые скважинами в районе месторождения им. Фрунзе. Конгломераты залегают в верхней части верхней свиты криворожской серии и представлены тремя пластами. Восточный пласт имеет мощность более 700 м, два другие, расположенные западнее — по несколько метров.

Среди галек в конгломератах преобладают кварциты, но встречаются также гальки песчаников, графито-биотитовых сланцев и мраморов доломитового состава, изредка встречаются гальки железистых кварцитов.

Гальки песчаников, сланцев и мраморов весьма сходны с породами верхней свиты криворожской серии. Это обстоятельство, а также переслаивание конгломератов с графито-биотитовыми сланцами верхней свиты, позволяет рассматривать конгломераты месторождения им.

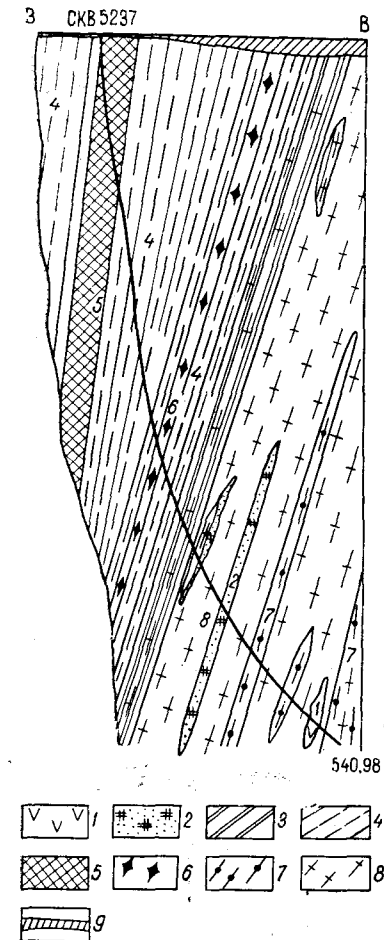


Рис. 61. Активный контакт плагиогранитов и олигоклазовых гранито-гнейсов с породами криворожской серии по скв. 5237 в восточном крыле Желтореченской синклинали:

1—амфиболиты; 2—кварциты нижней свиты криворожской серии; 3—филлиты и микрогнейсы; 4—биотито-кварцевые сланцы; 5—амфиболо-магнетитовые кварциты; 6—зона пирротиновой минерализации; 7—биотитовые гнейсы; 8—плагиограниты и олигоклазовые гранито-гнейсы; 9—покровно-осадочные отложения.

Фрунзе как внутриформационные образования верхней свиты криворожской серии.

В упомянутых конгломератах часто встречаются гальки плагиогранитов, адамеллитов, плагиогранит-порфиров, кварцевых порфиров*.

* Химический анализ гальки кварцевого порфира, содержащего вкрапленники микроклина, приведен в табл. 4. Анализы гранитов из галек приведены в статье Я. Н. Белевцева [1957] и в табл. 4.

Тщательные поиски галек мигматитов в толще конгломератов успехом не увенчались. Если бы конгломераты месторождения им. Фрунзе были продуктом размыва гнейсовой толщи, то среди гранитоидных галек встречались бы в большом количестве серые олигоклазовые гранито-гнейсы и мигматиты, которые количественно преобладают над гранитами.

Общий характер плагиогранитов, содержащихся в гальках конгломератов криворожской серии, по составу близок к саксаганским гранитам, они отличаются лишь несколько большей гипабиссальностью. Учитывая, что конгломераты не базальные, а межформационные, можно допустить, что источником гранитных галек являлись корневые части вулканов, давших излияния кварцевых плагиопорфиров сланцево-амфиболитовой серии. Известно, что гранитоиды, например, вскрыты эрозией в глубинных частях вулканов Камчатки, они представляют здесь корни излившихся кислых лав (материалы Г. М. Владова).

Время, необходимое для размыва внедрившихся гранитоидов иногда бывает совсем небольшим. Так В. П. Нехорошев описал саурские гранодиориты Казахстана, которые прорывают визейские отложения. Но в верхнем визе гранодиориты были размывы и перекрыты базальными конгломератами с галькой гранодиоритов. Можно допустить, что в момент накопления осадков криворожской серии отдельные районы развития сланцево-амфиболитовой серии были частично захвачены складчатостью, сопровождавшейся внедрением плагиогранитов, впоследствии размывых. Позднее та же фаза складчатости охватила весь регион и сопровождалась внедрением плагиогранитов и адамеллитов в породы Криворожской серии.

Но не исключена также возможность возникновения галек плагиогранитов и адамеллитов в конгломератах криворожской серии за счет размыва нижеархейского структурного яруса.

Интрузивные контакты микроклиновых и аплитовидных гранитов, а также связанных с ними гранито-гнейсов, с породами криворожской серии установлены на балке Тимашовой, в районе месторождения им. Кирова, северной части Саксаганской и Анновской полос. Подобные контакты известны в ряде участков Желтореченской и Кременчугской полос. Активные контакты всех перечисленных гранитоидов по отношению к гнейсовой свите распространены повсеместно.

Изложенные выше данные позволяют констатировать более молодой

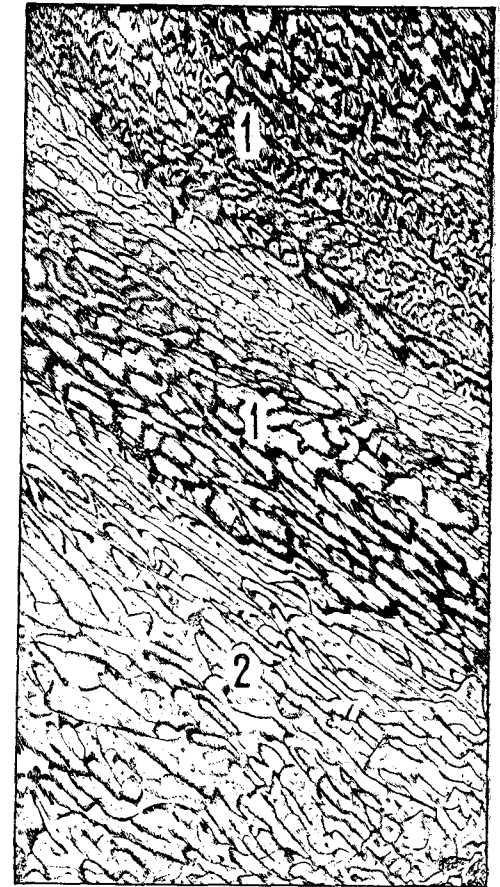


Рис. 62. Биотито-кварцевые сланцы нижней свиты криворожской серии — 1 инфильтрованы олигоклазовыми гранито-гнейсами — 2. Зарисовка керна из скв. 5237 в южной части Желтореченской полосы. Natur. вел.

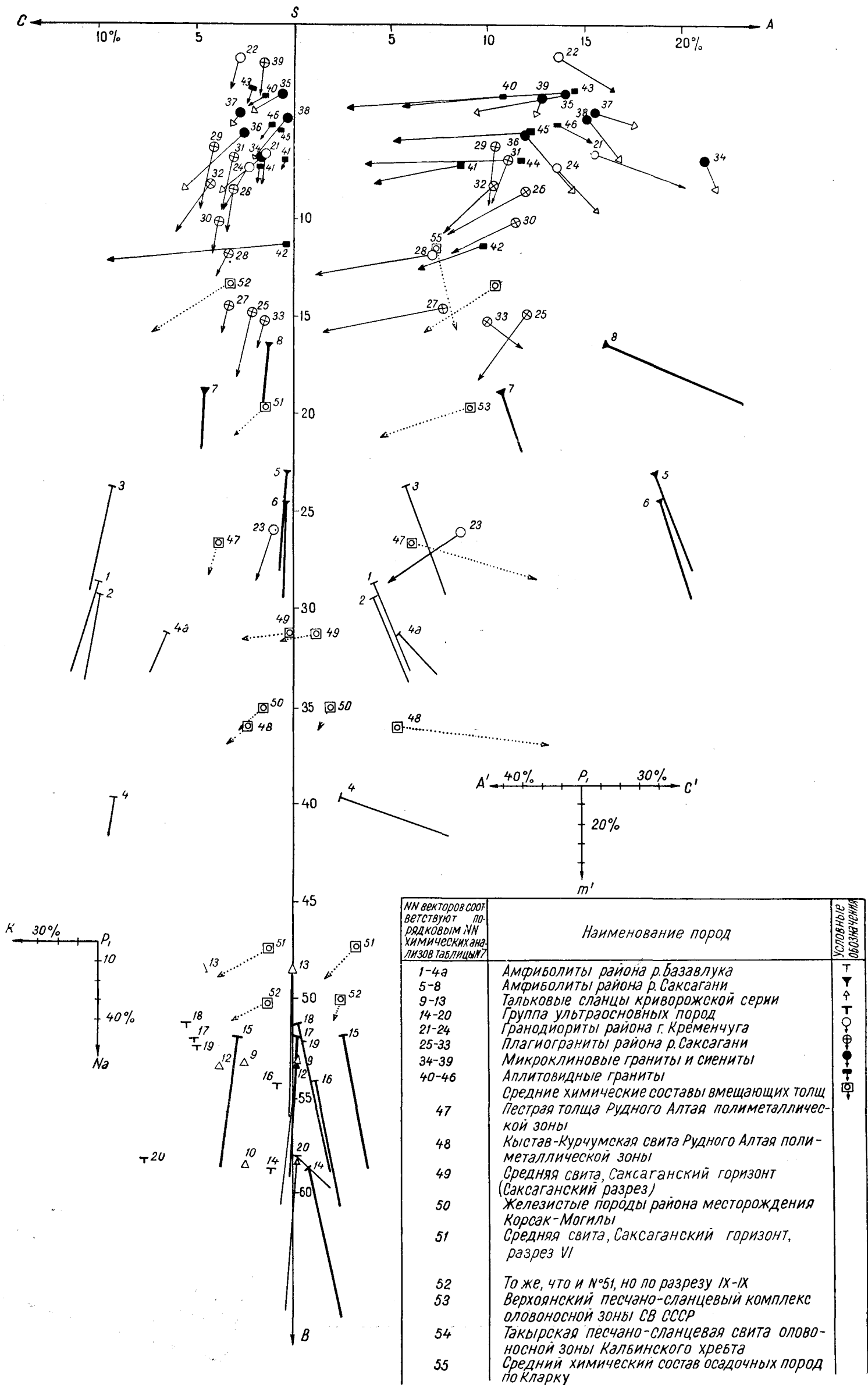


Рис. 63. Диаграмма химических составов магматических пород верхнего архея восточной части УКЩ, средних составов вмещающих толщ некоторых рудных поясов и зон (по А. Н. Заварицкому).

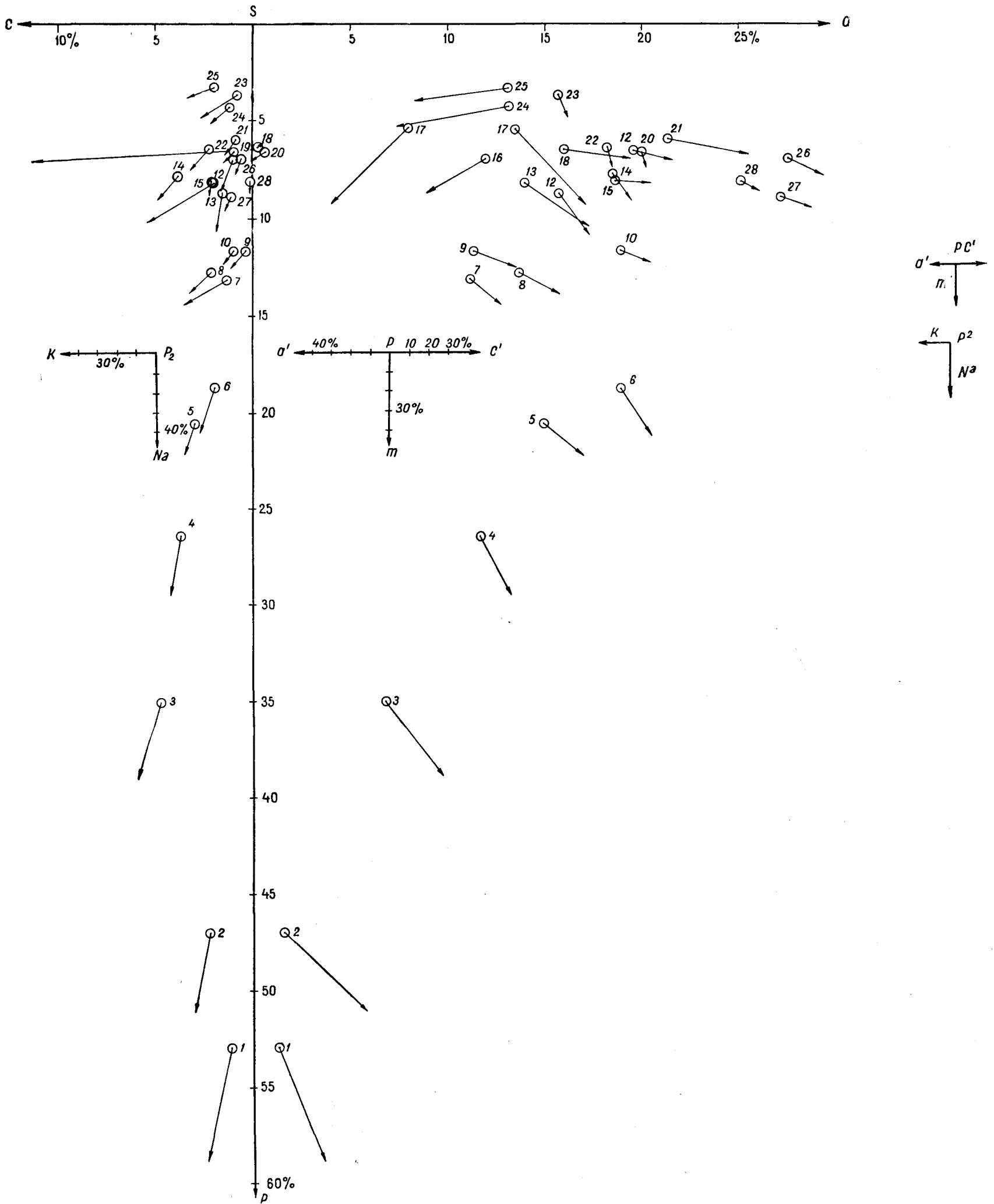


Рис. 64. Диаграмма химических составов пород Мариупольского интрузивного комплекса (по А. Н. Заварицкому). Номерам векторов на диаграмме соответствуют порядковые номера химических анализов в табл. 9.

возраст известных нам интрузивных пород восточной части УКЩ по отношению к выделенным складчатым эффузивно-осадочно-метаморфизованным породам. Закономерное развитие магматических пород во времени, от основных к средним и кислым, является характерной чертой многих интрузивных циклов других районов. Поэтому и интрузивные породы района Криворожья нами рассматриваются не в виде случайных и не связанных друг с другом образований, как это делают многие геологи Украины, а в виде единого, но многофазного, закономерно развивавшегося интрузивного цикла, возникшего в процессе образования верхнеархейской подвижной зоны.

Химические составы отдельных интрузивных комплексов Криворожского цикла приведены в табл. 7 и на векторной диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 63).

Данные по определению абсолютного возраста

В последние годы нами из различных кристаллических пород восточной части УКЩ были отобраны слюды. С целью определения абсолютного возраста они подверглись исследованию аргоновым методом. Исследования велись под руководством Э. К. Герлинга (в Лаборатории геологии докембрия АН СССР) и Н. И. Полевой (в лаборатории ВСЕГЕИ). Результаты определений нами опубликованы [Никольский, 1956].

Абсолютный возраст плагиогранитов (саксаганских и кременчугских), связанных с ними олигоклазовых гранито-гнейсов и мигматитов, согласно полученным данным, выражается в 1900—1965 млн лет; возраст микроклиновых гранитов — 1850 и аплитовидных гранитов — 1800 млн лет. Абсолютный возраст слюд из криворожской и гнейсовой серий, отвечающий времени метаморфизма осадочных пород, определяется в 1900—1945 млн лет. Поэтому можно предполагать, что накопление пород Криворожского метаморфического комплекса происходило 1950—2000 млн лет тому назад.

Данные определений абсолютного возраста слюд по аргону хорошо совпали с определениями по радиогенному свинцу, проведенными под руководством И. Е. Старика.

В статьях, опубликованных в 1952—1953 гг., А. П. Никольским доказывалось, что сланцево-амфиболитовая, криворожская и гнейсовая серии, а также саксаганские и кременчугские (плагиоклазовые), токовские (микроклиновые) и днепровские (аплитовидные) граниты являются образованиями единого верхнеархейского геологического комплекса (в понимании Д. С. Коржинского).

Это положение, как и изложенный выше материал по соотношению плагиогранитов с метаморфическими породами, увязывается и с данными определений абсолютного возраста. Утверждения некоторых геологов о принадлежности толщи гнейсов и плагиогранитов к нижнему структурному ярусу, а криворожской серии и микроклиновых гранитов — к верхнему структурному ярусу не подтверждены фактическим материалом и коренным образом расходятся с данными определения абсолютного возраста пород.

Некоторые генетические особенности горных пород Криворожского интрузивного цикла

Распространение пород различных комплексов Криворожского интрузивного цикла резко различное. Породы первой (базиты и ультрабазиты) и второй (гранодиориты) интрузивных фаз имеют ничтожное распространение. Не менее 60—70% площади восточной части УКЩ занято породами третьей интрузивной фазы (плагиогранитами, адамелли-

тами, олигоклазовыми гранито-гнейсами и мигматитами). Микроклиновые граниты, тесно с ними связанные микроклиновые гранито-гнейсы и мигматиты распространены несравненно меньше, чем породы третьей интрузивной фазы. Площади, занятые аплитовидными гранитами, аплитовидными гранито-гнейсами (пятая интрузивная фаза) и породами дайковой группы, имеют совсем небольшое распространение.

Следует особо подчеркнуть, что площади, занятые гранитами определенного интрузивного комплекса, обычно значительно уступают площадям распространения гранито-гнейсов и мигматитов этого же комплекса.

Изучение гранитного материала мигматитов показывает, что в большинстве случаев здесь наблюдается сланцеватая (гнейсовидная) текстура и гранобластическая структура. На площадях, сложенных гранито-гнейсами, процессы гранитизации проявились более интенсивно, породы в отличие от мигматитов имеют более однородное сложение.

Граниты (породы с массивной текстурой и гипидиоморфнозернистой структурой) очень часто бывают окружены широкими полями гранито-гнейсов и мигматитов. Переходы гранитов в гранито-гнейсы и мигматиты постепенные.

Некоторые геологи до сих пор продолжают считать региональное развитие мигматитов в докембрии следствием тонких инъекций во вмещающие породы родственные с ними кислых магм. Другие же [Судовиков, 1955; Кузнецов, 1955; Коржинский, 1955 и др.], наоборот, утверждают, что гранитная магма возникает в результате интенсивных процессов гранитизации и последующего переплавления в глубинных частях складчатых толщ пород, уже претерпевших гранитизацию.

Геологические наблюдения позволяют считать более приемлемой вторую точку зрения, согласно которой мигматиты возникают главным образом путем гранитизации складчатых толщ под влиянием глубинных флюидов (сквозьмагматические растворы по Д. С. Коржинскому) до образования родственной им гранитной магмы.

В отдельных зонах, где складчатые толщи под влиянием процессов гранитизации приобретали гранитный состав, процессы замещения прекращались; если при этом тепло вместе с флюидами продолжало поступать в зоны полностью гранитизированных пород, они плавилась и возникали гранитные магмы. Последние под действием тектонических движений могли подниматься в более высокие горизонты земной коры, образуя интрузивные тела. Более подробно генезис гранитоидных пород Украинского щита рассмотрен в специальных статьях [Никольский, 1955, 1959]. В последней статье указано, что источником растворов, обусловивших региональную гранитизацию с образованием олигоклазовых гранито-гнейсов, мигматитов и адамеллитовой магмы, могла являться базальтовая магма.

Многие геологи появление диоритовых и гранодиоритовых магм склонны объяснять контаминацией адамеллитовой или базальтовой магм вмещающими породами (В. Н. Лодочников, Н. А. Елисеев, Ю. А. Кузнецов, Ноккольдс и др.). Такая точка зрения подтверждается и при изучении гранодиоритов и кварцевых диоритов восточной части Украинского щита. Первые порции адамеллитовой магмы, проникая в складчатые толщи, могли приобретать нередко более основной состав.

В восточной части УКЩ ярко выраженная фаза гранитизации, характеризующаяся привнесом в складчатые толщи калия, была проявлена на тех же площадях, где распространены олигоклазовые мигматиты и гранито-гнейсы. Очень часто гранитизация с привнесом больших количеств калия нередко бывает наложена на олигоклазовые мигматиты и гранито-гнейсы. Такие породы называются полимигматитами, или кривоградскими гранитами.

Источником калия при образовании пород четвертой интрузивной фазы (комплекс микроклиновых гранитов), вероятно, могла служить

Химические анализы магматических пород верхнего архея восточной части Украинского щита и средние химические составы вмещающих пород некоторых районов

п/п №	Название породы и место взятия	Содержание окислов, %										Данные пересчета по А. Н. Заварицкому						
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	сумма	а	б	в	г	
Амфиболиты района р. Базавлука																		
1	Эпидото-плагноклазовый амфиболит. Балка Халабудинская, среднее течение р. Базавлука. (Анализ И. С. Усенко, 1947)	48,24	0,54	17,12	1,15	10,51	0,11	6,61	12,21	1,36	0,60	+1,61	100,06	4,11	9,85	28,63	57,41	-3,25
2	Эпидото-плагноклазовый амфиболит. Балка Скелеватая, среднее течение р. Базавлука. (Анализ И. С. Усенко, 1947)	47,60	0,59	16,98	0,52	10,51	0,13	7,33	12,24	1,47	0,37	-0,24	100,21	4,12	9,87	29,34	56,76	-4,50
3	Плагноклазовый амфиболит. Балка Скелеватая, среднее течение р. Базавлука. (Анализ И. С. Усенко, 1947)	48,44	0,49	16,40	1,08	11,66	0,17	7,06	10,41	2,00	0,72	-0,16	100,21	5,87	9,18	23,77	51,17	+1,43
4	Крупнозернистые амфиболиты из района с. Шолоховки. (Анализ И. С. Усенко, 1947)	49,08	1,08	18,24	1,88	9,80	0,20	5,30	12,65	1,12	0,32	-0,52	100,18	2,46	9,19	39,69	48,66	-16,69
Амфиболиты района р. Саксагани																		
4а	Амфиболит. Ново-Павловский участок, р. Саксагани. (Анализ С. П. Родионова, 1945)	50,39	0,01	13,84	12,41	2,07	0,01	6,81	10,73	1,75	1,13	+87	100,02	5,44	6,49	30,74	57,30	-42,93
5	Альбитовый амфиболит. Правый берег р. Саксагани, балка Сербиновья, выше устья р. Саксагани. (Анализ И. С. Усенко, 1947)	51,32	0,60	16,40	1,28	7,03	0,12	7,69	4,30	9,06	0,99	-0,55	100,41	18,94	0,24	22,80	58,02	-22,08
6	Эпидот-альбитовый амфиболит. Балка Глеватая, выше шоссе, месторождение им. Фрунзе. (Анализ И. С. Усенко, 1947)	52,16	0,67	15,95	2,62	6,05	0,14	8,11	3,79	9,09	0,24	-0,42	100,48	19,16	0,45	24,44	55,95	-26,87
7	Эпидидаз. Балка Глеватая, ниже шоссе, месторождение им. Фрунзе (Анализ И. С. Усенко, 1947)	56,62	1,29	14,68	2,72	9,00	0,19	3,36	5,19	4,58	0,54	-0,46	100,12	10,87	4,47	18,77	65,89	+5,57
Тальковые сланцы из района Кривого Рога																		
8	Эпидидаз. Правый берег р. Саксагани, около поселка Червоный Гирник. (Анализ И. С. Усенко, 1947)	56,87	0,99	13,98	3,60	8,57	0,19	3,43	3,28	6,67	1,10	-0,25	100,42	16,37	1,24	16,37	66,02	-1,94
Тальковые сланцы из района Кривого Рога																		
9	Тальковые сланцы. Скв. 147, Первомайское месторождение. (Колл. А. П. Никольского)	42,86	0,40	8,16	1,56	8,67	0,13	25,92	2,19	—	0,09	-0,44	100,07	0,25	2,40	53,08	44,27	-15,0
10	Тальковые сланцы. Шуфр 24, Первомайское месторождение. (Колл. А. П. Никольского)	38,30	0,43	7,60	2,07	8,49	0,34	27,90	2,27	0,30	—	-0,57	100,93	0,64	2,55	55,80	41,01	-21,80
11	Тальковые сланцы. Скв. 61, Первомайское месторождение. (Колл. А. П. Никольского)	39,20	0,50	6,24	1,59	8,64	0,27	26,48	4,50	Следы	—	-0,82	100,30	0	3,96	53,22	42,82	-18,32
12	Тальковые сланцы карнаватского горизонта месторождения им. Кирова. (Колл. А. П. Никольского)	42,07	0,18	7,10	3,56	6,66	0,10	23,47	4,14	—	—	-0,35	99,41	0	4,62	48,36	47,02	-10,57
Интрузивные ультраосновные породы																		
14	Серпентиниты района с. Приворотного. Скв. 202 Первомайское месторождение. (Колл. А. П. Никольского)	37,52	0,10	0,62	1,93	2,57	0,04	28,05	7,48	1,31	0,83	-0,73	99,61	0,8	1,1	58,6	39,5	-23,7
15	Ультраосновные породы Приазовья. (Анализ В. Г. Кривенко, 1949)	41,01	0,18	6,83	6,82	4,90	0,15	23,15	12,43	1,20	0,24	-2,00	99,43	2,62	2,86	51,81	42,71	-22,66
16	То же	46,02	0,17	2,50	5,25	4,60	0,017	24,25	10,47	0,60	—	+6,5	99,98	1,14	0,74	54,26	43,86	-15,30
17	Ультраосновные породы Приазовья. (Анализ И. Сагайдака, 1948)	38,09	0,26	7,66	10,70	1,54	—	23,12	11,60	—	—	+7,0	99,97	0	5,06	52,02	42,93	-19,20
18	То же	39,06	0,19	8,49	10,57	1,74	0,12	24,32	15,30	—	0,19	—	99,98	0,26	5,40	51,2	43,2	-19,5
19	То же	39,25	0,03	11,97	6,51	6,92	0,22	22,01	4,03	0,19	Следы	+8,30	99,02	0,39	5,0	51,1	42,5	-20,87
20	Ультраосновные породы Приазовья. (Анализ В. Г. Кривенко, 1949)	26,86	0,25	10,45	42,30	1,60	Следы	1,87	14,28	—	0,24	+2,04	99,89	0,3	7,70	58,34	33,66	-40,98
Гранодиориты и плагиограниты																		
21	Плагиогранит с. Звенигородки, около костела. (Анализ Н. И. Безбородько, 1914)	70,80	—	14,34	0,77	1,77	—	0,68	3,85	6,33	1,70	+0,48	100,72	15,58	1,29	6,56	76,56	+20,65

№ п/п	Название породы и место взятия	Содержание окислов, %										Данные пересчета по А. Н. Заварицкому						
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	сумма	а	б	в	д	
22	Плагиогранит. Схв. № 28а. Сев. участок Кременчугской аномалии. (Колл. С. П. Родионова, 1945)	71,54	0,88	14,77	0,36	0,39	—	0,14	2,85	4,95	1,97	+2,55	100,40	13,66	2,97	1,56	81,81	+34,13
23	Гранодиорит. Схв. № 84. Южный участок Кременчугской аномалии. (Колл. М. Н. Доброхотова, 1949)	57,50	0,48	15,68	2,47	7,80	—	4,04	3,80	3,09	1,49	+3,83	100,05	8,68	0,94	26,05	64,33	+10,36
24	Плагиогранит из окрестностей г. Кременчуга. (Анализ Н. И. Безбородько, 1914)	69,17	0,42	13,78	2,13	2,32	—	1,01	3,27	5,39	1,35	+0,72	99,56	13,58	2,30	7,26	76,96	+24,56
25	Плагиогранит. Левый берег р. Саксагани, Терновыи Кут. (Анализ В. Тарасенко, 1914)	66,90	0,70	16,18	—	3,58	—	3,13	1,92	4,90	1,56	+1,58	100,45	12,12	2,15	14,83	70,90	+15,41
26	Плагиогранит массивный. Левый берег р. Саксагани, карьер ниже КРЭСа. (Анализ И. С. Усенко, 1947)	69,40	0,36	16,12	1,02	2,74	0,06	1,08	2,56	4,59	1,22	+0,96	100,33	11,53	3,05	8,5	76,92	+27,73
27	Плагиогранит массивный. Левый берег р. Саксагани, карьер вблизи ст. Мудреная. (Анализ И. С. Усенко, 1947)	68,30	0,31	18,48	1,63	2,43	0,05	1,09	2,84	2,98	1,12	+0,70	100,11	7,82	3,26	14,52	74,4	+19,90
28	Плагиогранит массивный. Левый берег р. Саксагани, карьер вблизи ст. Мудреная. (Анализ И. С. Усенко, 1947)	69,29	0,34	16,06	0,06	3,19	0,10	0,90	2,69	5,30	1,65	+0,58	100,16	7,36	3,22	11,85	77,57	+37,20
29	Плагиогранит массивный. Левый берег р. Саксагани, около с. Екагериновки. (Анализ Н. И. Безбородько, 1914)	67,30	0,35	16,27	0,64	3,99	—	0,12	3,28	4,61	1,48	+1,93	99,97	12,36	4,05	6,32	77,26	+25,76
30	Плагиогранит, обогащенный темноцветным компонентом. Левый берег р. Саксагани, между сс. Оболоновкой и Соколовкой. (Анализ И. С. Усенко, 1947)	66,08	0,54	17,31	0,97	4,61	0,06	0,91	3,27	4,40	1,38	+0,82	100,45	11,55	3,89	10,14	74,41	+21,94
31	Плагиогранит (мигматит, прослой). Левый берег р. Саксагани. (Анализ И. С. Усенко, 1947)	69,4	0,45	14,14	1,19	3,68	0,04	1,13	2,52	4,58	1,31	+1,34	99,88	11,78	3,01	6,93	78,27	+29,92
32	Жилы мелкозернистая порода, граничная. (микроаламеллит). Левый берег р. Саксагани, за с. Оболоновкой. (Анализ И. С. Усенко, 1947)	68,48	0,41	16,03	1,85	2,53	0,03	1,23	3,56	2,87	3,05	+0,52	100,66	10,49	4,30	8,23	76,98	+28,7
33	Плагиогранит массивный. Левый берег р. Саксагани. (Анализ И. С. Усенко, 1947)	66,76	0,44	10,13	7,68	3,26	0,76	1,42	3,75	3,78	1,48	+1,00	100,61	10,10	1,44	15,21	73,25	+24,86
Микроклиновые граниты и сиениты																		
34	Сиенит. Месторождение Кук-Сунгур в Приазовье. (Колл. А. П. Никольского)	61,04	Следы	17,93	5,62	0,40	0,04	0,72	1,64	4,02	8,35	+0,39	100,30	21,30	1,5	6,9	70,26	-3,5
35	Микроклиновый гранит. Месторождение Корсак-Могила. (Колл. А. П. Никольского)	75,33	Нет	13,34	0,76	0,95	0,10	0,20	0,56	2,34	6,50	+0,21	100,29	13,96	0,65	3,59	81,80	+35,03
36	Микроклиновый гранит. Первомайское месторождение. (Колл. А. П. Никольского)	71,54	0,17	12,86	1,78	0,97	0,01	1,02	3,28	2,65	4,34	+1,02	100,49	11,9	2,5	5,6	80,0	+33,7
37	Серый гранит. с. Радловка в Приазовье. (Анализ И. Д. Царовского)	69,29	—	14,87	3,83	—	—	0,15	3,15	4,08	4,71	+0,58	100,57	15,56	2,68	4,50	77,26	+30,72
38	Ксеолит серого гранита из сиенитового массива р. Кальмиуса. (И. Д. Царовский, 1948)	72,19	0,88	12,30	1,34	2,01	Следы	0,65	1,00	4,08	4,71	+0,47	99,73	15,24	0,33	4,79	79,64	+29,47
39	Токовский гранит. (М. Н. Ивантишин, 1948)	72,85	0,30	12,48	1,21	2,46	—	0,20	1,46	2,36	5,47	-0,34	99,10	12,88	1,74	3,69	81,89	+35,20
Аплитовидные граниты																		
40	Розовый аплитовый гранит. Восточное Приазовье, у ст. Хлебодаровка. (В. И. Кузьменко, 1939)	77,53	—	12,93	0,64	—	—	0,09	1,20	1,79	5,12	-0,74	100,04	10,8	1,4	3,6	84,2	+45,4
41	Граниты из балки Приворотной. (Колл. А. П. Никольского)	76,66	0,10	11,99	1,51	2,43	0,05	0,37	1,46	3,74	0,67	-0,11	99,08	8,66	1,68	7,18	82,43	+36,52
42	Карнавальская порода. Месторождение им. Артема. (Колл. А. П. Никольского)	72,28	0,26	11,60	3,00	3,31	0,05	0,86	0,30	0,44	6,58	+1,07	100,05	9,90	0,32	11,20	78,58	+37,06
43	Аплитовидные граниты Елисеевского месторождения. (И. Сагайдак, 1948)	73,0	—	16,68	0,31	—	—	0,10	1,80	4,87	2,99	+0,30	99,89	14,49	2,11	3,36	80,04	+28,99
44	Аплитовидный гранит из Кудашевского карьера. Ю. Ю. Юрк)	76,58	Следы	14,65	0,10	1,15	Следы	0,12	0,43	3,88	2,96	+0,29	100,16	11,93	0,44	6,79	80,84	+38,38
45	Розовый аплит из Кудашевского карьера. (Ю. Ю. Юрк)	75,28	Следы	14,27	1,58	0,45	0,008	0,14	0,51	3,97	3,04	+0,85	100,17	12,35	0,58	6,43	80,64	+36
46	Аплитовидный гранит. Район г. Кременчуга, Дериевский карьер. (М. Н. Ивантишин, 1948)	72,44	0,16	12,31	3,89	0,81	—	0,27	1,59	3,63	4,31	-0,58	99,99	13,62	1,12	5,04	80,22	+22,08

п/п №	Название породы и место взятия	Содержание окислов, %										Данные пересчета по А. Н. Заварицкому						
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	сумма	а	с	q	s	o	
47	Девонская пестрая толща полиметаллической зоны Рудного Алтая. (А. П. Никольский, 1953)	49,97	0,51	9,30	1,36	3,13	0,12	2,50	16,42	1,98	0,76	-0,18 +13,66	99,89	6,19	3,88	26,56	63,37	+10,48
48	Кыстав-курчумская свита полиметаллической зоны Рудного Алтая. (А. П. Никольский, 1953)	43,67	0,44	6,80	2,03	1,83	0,14	1,87	22,65	2,04	0,29	-0,10 +18,34	100,20	5,53	2,38	36,01	56,08	-1,28
49	Средняя свита криворожской серии, саксаганский разрез. (Колл. А. П. Никольского)	61,25	0,16	5,56	25,00	2,09	0,02	2,69	0,18	0,07	0,70	-0,18 +2,10	100,04	1,06	0,20	31,16	67,58	+32,84
50	Железистые породы сланцевой свиты месторождения Корсак-Могила. (Колл. А. П. Никольского)	55,38	0,23	5,64	15,74	16,29	0,07	2,66	1,33	0,45	0,73	-0,21 +1,48	100,71	1,86	1,53	34,98	61,59	+17,97
51	Железистые породы саксаганского горизонта Первомайского месторождения, VI профиль. (Колл. А. П. Никольского)	43,54	0,32	8,53	13,62	23,54	0,10	4,63	1,08	0,54	1,46	-0,64 +2,18	100,18	3,30	1,25	47,33	48,12	-50,8
52	Железистые породы саксаганского горизонта Первомайского месторождения, IX профиль. (Колл. А. П. Никольского)	38,61	0,17	4,55	19,45	26,34	0,19	3,47	1,05	0,38	1,06	-0,71 +3,65	99,63	2,5	1,3	50,3	45,9	-63,5
53	Верхоянский комплекс оловонской зоны Чаунского района. (Анализ Я. С. Зубрилина, 1941)	63,00	0,7	17,0	4,5	3,4	0,05	1,9	1,3	2,1	3,4	-0,7 +2,20	100,25	9,16	1,50	19,50	69,84	+19,86
54	Оловоносная зона Калбинского хр., такырская свита. (А. П. Никольский, 1953)	64,05	0,94	16,55	2,21	3,04	0,06	1,98	2,70	1,89	4,26	-0,34 +2,32	100,34	10,46	3,26	13,17	73,11	+22,04
55	Средний химический состав осадочных пород по Кларку. (Л. В. Пустовалов, 1940)	59,0	0,56	13,07	3,37	2,92	—	2,51	5,44	1,10	2,81	-4,28 +4,94	100,00	7,34	6,12	11,41	75,13	+29,46

Химические составы вмещающих толщ некоторых рудных поясов

адамеллитовая магма. Как известно, при кристаллизации последней вначале всегда выпадает плагиоклаз; при этом остаточный расплав ее резко обогащается калием. Вынос последнего флюидами адамеллитовой магмы в метаморфические породы, ослабленные тектоникой, и гранитизация их могли приводить к образованию микроклиновых мигматитов, гранито-гнейсов и к возникновению магмы микроклиновых гранитов.

При воздействии богатым калием гранитизирующих флюидов на ультраосновные породы, железистые кварциты и мраморы в восточной части УКЩ иногда возникали породы, близкие по минералогическому составу к сиенитам. Это подтверждает точку зрения Д. С. Коржинского [1955], согласно которой взаимодействие гранитных флюидов с породами, богатыми основаниями, способствует образованию пород с повышенной щелочностью.

Аплитовидные мигматиты, гранито-гнейсы и аплитовидные граниты рассматриваемой части УКЩ пространственно очень тесно связаны с микроклиновыми гранитами, образуют с ними взаимные переходы. Среди микроклиновых гранитов встречаются блоки и ксенолиты вмещающих пород, подвергшихся разной степени гранитизации и представляющие гамму переходов от кристаллических сланцев к аплитовидным гранитам. Среди массивов микроклиновых гранитов и в их краевых частях встречаются значительные участки аплитовидных мигматитов, гранито-гнейсов и гранитов. Переход от аплитовидных к микроклиновым гранитам обычно постепенный, но ширина зон перехода не более 2—5 см. Наряду с постепенными переходами между микроклиновыми и аплитовидными гранитами аплитовидные граниты нередко секут микроклиновые граниты. Приведенные выше результаты наблюдений позволяют считать, что аплитовидные граниты могли возникать при гранитизации вмещающих пород флюидами, выносившимися из магмы микроклиновых гранитов. Такое объяснение было дано образованию аплитовидных гранитов Алтая [Никольский, 1952]. Согласно мнению А. Н. Заварицкого [1950], аплитовидные граниты кристаллизуются из остаточной гранитной магмы, но потерявшей летучие компоненты в процессе образования трещин в гранитном массиве. Гранитная магма, обедненная летучими компонентами, быстро кристаллизуется, при этом образуются породы с аплитовой структурой. Но аплитовидные граниты часто отличаются от близких по возрасту с ними гранитов не только структурой, но минералогическим и химическим составом.

Под влиянием аутометасоматических процессов, при обильном привносе летучих, аплитовидные граниты нередко участками бывают превращены в пегматиты. В тесной генетической связи с магмой аплитовидных гранитов возникали разнообразие гидротермальные месторождения. Эти обстоятельства находятся в противоречии с представлением А. Н. Заварицкого о бедности магмы аплитов летучими.

Особенности химико-минералогического состава пород отдельных интрузивных фаз вообще, а также характер их залегания и распространения нередко имеют очень много общих черт, вне зависимости от возраста и районов развития. Эти сходные по составу и другим особенностям породы целесообразно выделять в виде интрузивных формаций. Так, например, при сравнительном изучении интрузивных циклов верхнего архея Украины, верхнего палеозоя Алтая и мезозоя Чукотки выделяются следующие формации пород: перидотито-габбро-диабазовая, гранодиоритовая, адамеллитов и плагиогранитов, калиевых гранитов и аплитовидных гранитов.

Образование интрузивных циклов в трех упомянутых регионах начинается с внедрения габбро-диабазов, обычно тесно ассоциирующихся с перидотитами, последние, как правило, секут габбро-диабазы. Основные и ультраосновные породы первой интрузивной фазы обычно образуют небольшие массивы, иногда очень прихотливой формы.

Средние химические составы различных пород

гранитоидных формаций некоторых регионов

№ п/п	Название пород и районы	Содержание					окислов, %								Данные пересчета по А. Н. Заварицкому				
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п. п. п.	сумма	a	c	b	s	Q
Формация плагиогра										нитов и адамеллитов									
1	Плагиограниты и адамеллиты восточной части УКЩ (возраст верхнеархейский; среднее из 13 анализов)	68,22	0,47	15,25	1,69	3,34	1,37	0,15	2,85	4,29	1,59	0,14	0,25	99,61	11,5	3,3	8,5	76,5	+26,9
2	Адамеллиты Рудного Алтая (возраст варисский; среднее из 5 анализов)	74,93	Следы	14,96	0,49	1,24	0,12	Следы	1,68	4,88	1,12	0,18	0,30	99,90	11,6	1,8	5,3	81,1	+37,4
3	Адамеллиты калбинского батолита (возраст варисский; среднее из 12 анализов)	74,65	0,18	13,51	0,38	0,84	0,34	0,04	1,17	3,77	3,43	0,25	0,85	99,41	12,6	1,12	3,4	82,5	+38,9
4	Адамеллиты и андезитовые граниты Чукотки (возраст нижнемеловой; среднее из 25 анализов)	69,98	0,24	14,90	0,56	2,75	0,97	0,04	2,10	2,25	4,58	0,28	0,85	99,50	11,2	2,50	7,4	78,8	+32,8
Формация микрокли										новых гранитов									
5	Микроклиновые (токовские) граниты восточной части УКЩ (возраст верхнеархейский; среднее из 15 анализов)	72,22	0,33	13,37	1,78	1,59	0,44	0,03	1,85	3,10	5,34	0,48	0,10	100,63	14,0	1,5	3,9	80,3	+31,4
6	Микроклиновые граниты района залива Лаврентия на Чукотке (возраст архейский; среднее из 12 анализов)	72,99	0,16	14,71	0,63	0,83	0,37	0,02	1,08	3,20	5,21	0,26	0,70	100,16	14,1	1,2	4,2	80,3	+31,4
7	Микроклиновые граниты Чукотки (возраст нижнемеловой; среднее из 14 анализов)	73,96	0,17	13,33	0,69	1,35	0,35	0,02	0,93	3,49	5,04	0,25	0,55	100,13	14,1	1,0	2,9	81,0	+33,8
8	Микроклиновые граниты Алтая (возраст варисский; среднее из 16 анализов)	76,61	0,15	12,27	1,56	0,47	0,34	0,07	0,88	3,10	3,92	0,12	0,35	99,84	11,9	0,9	3,1	83,1	+42,5
Формация аплито										видных гранитов									
9	Аплитовидные граниты восточной части УКЩ (возраст верхнеархейский; среднее из 7 анализов)	73,31	0,14	13,49	1,57	1,63	0,27	0,03	1,04	3,18	4,52	0,35	0,62	100,14	13,1	1,6	2,9	82,2	+36,8
10	Аплитовидные граниты Чукотки (возраст нижнемеловой; среднее из 7 анализов)	73,10	0,01	13,98	0,27	0,25	0,26	0,05	1,63	2,22	6,98	0,09	0,50	99,34	14,7	0,7	2,3	82,8	+35,0
11	Аплитовидные граниты Алтая (возраст варисский; среднее из 4 анализов)	75,99	0,10	13,81	0,29	0,50	0,67	0,12	1,54	4,44	2,54	0,37	0,20	100,57	12,7	1,7	2,6	82,2	+38,1

Вторая интрузивная фаза в этих районах представлена сходными между собой сравнительно небольшими массивами гранодиоритов и кварцевых диоритов. Эти породы носят ярко выраженный гибридный характер.

Третья интрузивная фаза восточной части УКЩ, Алтая и Чукотки представлена комплексом адамеллитов и плагиогранитов. Эти породы нередко слагают огромные массивы, типа батолитов. В упомянутых районах комплекс адамеллитов и плагиогранитов по распространенности резко преобладает над породами других интрузивных фаз.

Подобные количественные соотношения известны и в других регионах. Так, Е. С. Ларсен [1956] отмечает, что многофазный южно-калифорнийский батолит состоит на 89% из адамеллитов и гранодиоритов. На остальные гранитоиды остается всего 11%. Л. В. Гаусон [1956] пишет, что сусамырский батолит Центрального Тянь-Шаня сложен на 80% адамеллитами и гранодиоритами.

Для формации адамеллитов, плагиогранитов и гранодиоритов часто устанавливается заметная зависимость их состава от особенностей петрохимического состава вмещающих пород. Например, адамеллиты калбинского батолита и Чукотки характеризуются повышенным содержанием калия, так как они формировались в песчано-сланцевых толщах, богатых калием. В нижних горизонтах песчано-сланцевой толщи Чукотки иногда встречаются мощные пачки известняков. Это, по-видимому, явилось причиной высокого содержания в некоторых чукотских адамеллитах кальция, обусловившего возникновение андезитовых гранитов. Плагиограниты восточной части УКЩ развивались преимущественно среди амфиболитов. Вероятно, этим можно объяснить повышенное содержание в них кальция, титана и незначительное содержание калия, по сравнению с адамеллитами, развивавшимися в толще биотитовых гнейсов. В эндоконтактных зонах адамеллитов и плагиогранитов нередко встречаются участки гранодиоритов и диоритов, с которыми адамеллиты и плагиограниты образуют постепенные переходы. Возникновение указанных гранодиоритов и диоритов нередко бывает обусловлено результатом контаминации адамеллитовой магмы вмещающими породами.

Химические составы формации адамеллитов и плагиогранитов ряда районов приведены в табл. 8.

Для формации микроклиновых гранитов названных районов характерно явно подчиненное их распространение по сравнению с адамеллитами и плагиогранитами. Влияние вмещающих пород на состав микроклиновых гранитов посткембрийского возраста устанавливается труднее. Явления гибридности в них выражены весьма слабо.

Химический состав пород формации микроклиновых гранитов различных районов приведен в табл. 8.

Свойства формации аплитовидных гранитов восточной части УКЩ имеют много общего с аплитовидными гранитами Алтая и Чукотки. Во всех трех регионах аплитовидные граниты являются типичными представителями малых интрузий. У них много общего в особенностях минералогического и химического составов (табл. 6 и 8), в отношении к складчатому строению вмещающих пород, во времени их внедрения и в соотношениях с калиевыми гранитами.

Постпротерозойские гранитоиды Алтая и Чукотки, в отличие от архейских гранитоидов Украины, почти не сопровождаются развитием гнейсовидных текстур и мигматитов.

Развитие сложных многофазных интрузий восточной части УКЩ, Алтая и Чукотки было длительным и тесно связанным с развитием подвижных зон регионов. Согласно делению геосинклинальных процессов, предложенному Ю. А. Билибиным [1955], образование перидотито-габбро-диабазовой, гранодиоритовой, адамеллитовой и плагиогранитовой фор-

маций во всех трех регионах происходило в ранние этапы. Формирование и внедрение формаций калиевых гранитов относится к средним этапам развития геосинклиналей. Внедрение аплитовидных гранитов совпадает с поздними этапами развития.

Многие гидротермальные рудные образования, связанные в восточной части УКЩ с верхнеархейским, на Алтае — с варисским, на Чукотке — с мезозойским интрузивными циклами, обычно секут аплитовидные граниты (и близкие к ним породы), а иногда секутся последними. Это дает основание утверждать, что развитие гидротермальных месторождений в упомянутых регионах происходило в тесной ассоциации с развитием магмы аплитовидных гранитов. Более ранние гранитоидные комплексы интрузивных циклов в этих регионах в отношении гидротермального оруденения оставались бесплодными. Они играли лишь промежуточную роль в формировании металлоносных магм, как отдельные звенья общей эволюции магматических процессов и гранитизационной дифференциации, способствуя накоплению рудных флюидов в магме малых интрузий.

В восточной части УКЩ с разными интрузивными комплексами гранитоидов генетически связаны лишь некоторые метаморфогенные месторождения железа. Эти месторождения возникли при гранитизации железистых кварцитов, в которых железо вытеснялось новообразованиями полевых шпатов, при этом перешедшее в раствор железо в более высоких горизонтах железистых кварцитов замещало в них кварц и силикаты, образуя залежи богатых железных руд [Никольский, 1955].

МАРИУПОЛЬСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ ЦИКЛ

Породы Мариупольского интрузивного цикла распространены в восточной части Приазовья. Эта группа пород была сформирована в шесть интрузивных фаз. От более древних к молодым здесь возникли следующие интрузивные комплексы: 1) габбро-перидотитов; 2) габбро-сиенитов и пироксеновых гранитов; 3) микроклиновых и щелочных гранитов и граносиенитов; 4) сиенитов и щелочных сиенитов; 5) нефелиновых сиенитов и мариуполитов; 6) пестрых по составу и разнообразных по возрасту групп дайковых пород.

Образование магм Мариупольского интрузивного цикла происходило главным образом на глубине. В пределах современного эрозионного среза устанавливается, что магмы внедрялись по разломам в платформенных условиях.

Сиениты с граносиенитами и щелочными гранитами имеют двойственные соотношения. Наблюдаются постепенные переходы от щелочных гранитов и граносиенитов к сиенитам. Кроме этого, имеются отчетливые интрузивные контакты, где сиениты секут граниты и граносиениты. Этот двойственный характер соотношений указанных групп пород был отмечен еще В. И. Эльтековым.

С несомненностью установлено, что нефелиновые сиениты относятся к одной из последних интрузивных фаз Мариупольского цикла. Они могут рассматриваться как типичные малые интрузии, с магмой которых генетически связано все своеобразие постмагматической минерализации, включая и образование мариуполитов. В. И. Эльтеков считал, что мариуполиты возникли при натриевом метасоматозе ультраосновных пород.

В табл. 9 и на векторной диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 64) изображены типичные химические анализы пород Мариупольского интрузивного цикла. Диаграмма отражает развитие магмы от ультраосновной к кислой и щелочной.

Соотношения пород Мариупольского интрузивного цикла с породами Криворожского интрузивного цикла выражены весьма отчетливо.

Химические анализы некоторых пород Мариупольского интрузивного цикла

№ п/п	Название породы и место взятия	Данные химического анализа										Данные пересчета по А. Н. Заварицкому						
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	Сумма	а	б	в	г	
1	Перидотиты. Октябрьское месторождение. (Л. Ф. Айнберг, 1932)	45,10	1,25	2,79	4,56	5,37	0,07	22,02	13,70	0,30	0,06	-1,60 +3,09	100,00	0,71	1,23	53,05	45,01	-12,63
2	Пироксенит. Октябрьское месторождение (И. Д. Царовский, 1949)	45,17	1,84	5,12	1,19	7,17	0,41	12,91	20,81	0,59	0,23	-2,39 +2,30	100,00	1,46	2,31	47,05	49,18	-6,87
3	Габбро. Октябрьское месторождение. (И. Д. Царовский, 1949)	44,42	4,63	12,41	2,32	8,64	0,18	8,58	13,07	2,39	1,01	+2,60 -0,36	100,00	6,70	4,82	35,06	53,42	-11,38
4	Габбро-сиенит. Обр. 865, р. Кальчик, против хут. Петровского. (В. И. Кузьменко, 1946)	49,12	1,72	14,32	1,12	13,40	0,04	4,78	6,72	4,59	1,14	+2,28	99,59	11,74	3,80	26,52	57,94	-11,44
5	Меланократовый диаллаго-роговообманковый сиенит. р. Кальчик, выше пос. Кальчик. (В. И. Кузьменко, 1946)	50,90	2,30	15,69	4,79	9,07	0,17	1,90	5,99	5,05	2,53	+1,27	99,66	15,04	3,10	20,70	61,16	-10,86
6	Эгиринизированный микроклино-плагиоклазовый сиенит. Обр. 771, балка Чикалова, у с. Чермалык. (В. И. Кузьменко, 1946)	50,50	1,72	16,93	2,37	9,23	0,25	2,64	4,08	6,32	3,22	+2,12	99,78	18,97	2,09	18,83	60,11	-19,81
7	Роговообманковый гранит района р. Кальмуса. (В. И. Лучицкий, 1934)	65,86	1,21	10,82	4,41	5,73	0,15	1,08	3,25	2,03	4,86	-0,26 +0,80	99,4	11,19	1,47	13,26	74,08	+24,31
8	Диаллаговый гранит. Балка Хлебодаровская. (Л. Ф. Айнберг, 1933)	62,00	0,86	13,53	5,01	4,80	0,20	0,78	3,90	2,92	4,91	+0,18 +0,40	100,34	11,33	0,52	11,98	76,17	+31,03
9	Диаллаго-роговообманковый микроклино-плагиоклазовый гранит. Обр. 338, р. Кальмус, скв. 1. (В. И. Кузьменко, 1946)	69,69	0,83	9,74	3,80	5,25	0,12	0,68	2,94	3,00	3,71	-0,41 +1,59	99,82	18,95	1,17	11,78	68,12	-2,83
10	Щелочной меланократовый сиенит. Балка Вали Торама. (Л. Ф. Айнберг, 1933)	66,14	0,78	14,50	2,66	3,55	0,01	1,12	2,55	6,19	1,73	+0,72	99,95	15,69	1,59	8,78	73,94	+14,91
11	Эгирино-крокидолито-микроклино-плагиоклазовый сиенит. Обр. 1247, р. Кальмус, участок месторождения паризита. (В. И. Кузьменко, 1946)	68,00	0,46	10,48	5,80	0,80	0,18	1,05	2,20	2,64	7,09	-0,59 +0,22	99,51	13,94	1,89	8,26	75,91	+21,95
12	Эгирино-крокидолитовый микроклиновый гранит. Обр. 1244, р. Кальмус (контакт с рудной жиллой). (В. И. Кузьменко, 1946)	58,54	0,68	19,25	1,28	5,02	0,12	0,58	3,82	4,43	5,64	+0,91	100,27	18,52	4,03	7,91	69,54	+4,01
13	Габбро-сиенит. р. Кальчик, в 3 км севернее ст. Крым. (В. И. Лучицкий, 1934)	61,01	0,61	16,85	1,49	5,53	—	0,04	2,95	4,32	6,22	-0,11 +0,35	99,48	18,70	2,10	8,24	70,96	+2,39
14	Роговообманковый гранит р. Кальмус, окрестности с. Чермалык. (В. И. Лучицкий, 1934)	72,98	0,42	12,87	2,29	1,46	0,18	0,75	0,99	3,90	2,68	+1,05	99,57	12,00	1,0	7,0	80,0	+35,00
15	Гранит. р. Кальмус. (В. И. Лучицкий, 1934)	62,95	0,47	9,92	10,02	0,26	0,30	1,29	1,66	4,84	7,25	+1,09	100,50	13,47	7,92	5,42	78,19	+11,52
16	Эгирино-крокидолито-микроклиновый сиенит. р. Кальмус, участок месторождения паризита. (В. И. Кузьменко, 1946)	70,11	0,61	11,65	4,04	0,90	0,12	0,11	1,96	3,11	6,07	-0,13 +0,22	100,03	14,99	0,13	6,51	78,37	+26,63
17	Диаллаговый гранит. с. Калинино. (И. Морозевич, 1901)	63,96	0,19	16,28	3,80	1,68	0,12	0,23	1,99	4,95	6,06	-0,18 +0,89	100,53	19,60	1,10	6,60	72,70	+5,10
18	Щелочной кварцевый сиенит (нордмаркит). Балка Вали Торама. (А. С. Гинзбург, 1916)	58,80	4,16	14,52	4,11	3,05	0,07	0,23	1,17	3,20	8,88	-0,25 +0,69	99,13	20,03	0,56	6,70	72,71	+4,80
19	Микроклинит с ильменитом. Октябрьское месторождение. (И. Д. Царовский, 1949)	63,35	0,50	16,25	2,86	1,48	0,16	0,32	2,20	6,32	6,00	-0,11 +0,37	99,92	21,45	0,94	6,07	71,54	-0,76
20	Авгитовый сиенит. Балка Вали Торама. (И. Морозевич, 1901)	62,39	0,56	16,87	2,36	3,60	0,13	0,43	2,04	4,36	5,81	+1,01	99,65	18,26	2,37	6,48	72,83	+4,89
21	Нордмаркит (кварцево-щелочной сиенит). р. Кальчик, с. Чердаклы. (В. И. Лучицкий, 1934)	71,06	0,53	13,35	1,13	2,15	0,14	0,27	0,83	2,30	6,76	-0,12 +0,52	100,16	15,69	0,87	3,73	79,71	+27,17
22	Щелочной гранит. р. Кальчик. (Л. Ф. Айнберг, 1933)	54,10	0,18	21,44	1,43	4,82	0,22	0,34	1,60	8,92	5,30	+0,95	99,30	27,64	0,69	6,98	64,69	-26,59
23	Гастингитовый фойзит, лейкократовый тип. Мариупольский массив. (В. Молева, П. И. Лебедева)	53,90	0,22	21,46	1,88	5,22	0,34	0,41	2,10	8,71	5,20	+0,88	100,32	27,15	1,13	9,05	62,67	-30,09
24	Гастингитовый фойзит, меланократовый тип. Мариупольский массив. (В. Молева, П. И. Лебедева)	59,36	0,11	19,39	5,62	1,86	0,06	0,25	0,77	10,50	1,70	-0,04 +0,14	99,82	25,16	0,20	8,14	66,50	-17,52
25	Эгириновый роговиковолобный мариполит. Октябрьское месторождение. (И. Д. Царовский, 1949)																	

Наиболее древние комплексы пород Мариупольского цикла секут наиболее молодые комплексы пород Криворожского цикла или включают их в виде ксенолитов. Особенно много ксенолитов гранитоидов верхнеархейского возраста заключено в сиенитах к северу от с. Сартаны.

В базальных конгломератах и песчаниках белого девона западной окраины Донбасса встречены обломки минералов, типичных для пород Мариупольского интрузивного цикла. Это указывает на додевонский возраст указанных пород.

Из нефелиновых сиенитов Октябрьского месторождения были выделены слюды. Э. К. Герлинг аргоновым методом для этих слюд получил абсолютный возраст в 1580 млн лет [Никольский, 1956].

Изложенное дает основания считать неправильным весьма распространенное мнение о палеозойском возрасте Мариупольского интрузивного цикла. В действительности породы этого цикла были сформированы в нижнем протерозое, одновременно с породами Коростеньского интрузивного цикла.

Глава III.

ТЕКТОНИКА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Слабая обнаженность изученной области является весьма трудно преодолимым препятствием при познании ее тектоники.

Большим недостатком для понимания тектоники и геологического развития региона является то, что наблюдению доступна не вся верхнеархейская зона, а только ее небольшая часть, оборванная с трех сторон. С северо-востока и юго-запада область исследования ограничена Днепровско-Донецкой и Причерноморской впадинами, где складчатые породы архея скрыты под осадочно-покровными отложениями, мощность которых достигает нескольких километров. На востоке и северо-востоке кристаллические породы архея уходят под складчатые толщи Донецкой геосинклинали (рис. 1).

Приведенная ниже характеристика тектоники верхнеархейских толщ восточной части Украинского щита основывается на рассмотрении состава пород Криворожского метаморфического комплекса, элементов их залегания, очертания и расположения интрузивных тел, установленной многофазности интрузивных комплексов и полосчатости в мигмитах. Разобщенность отдельных обнажений значительными пространствами, где кристаллические породы покрыты мощными покровными отложениями, сильно затрудняет интерпретацию полученных данных.

Попытки некоторых украинских геологов выделять разновозрастные метаморфические комплексы на основании различия элементов их залегания мало обоснованы. В сложноскладчатых районах при господствующем северо-восточном простирании складчатости всегда встречаются значительные территории с северо-западным и иным простиранием пород.

Рассматривая характер тектонических движений в процессе осадконакопления можно предполагать, что в начале развития верхнеархейской подвижной зоны происходило опускание нижнеархейских складчатых толщ, сопровождавшееся глубокими разломами, мощными излияниями основной, ультраосновной и кислой магм, накоплением терригенных и туфогенных осадков. Все перечисленные породы представлены сланцево-амфиболитовой серией.

Формирование указанной серии закончилось в центральной части исследованной области значительным поднятием и регрессией моря на запад и восток. Это поднятие, подобное срединной геосинклинальной массе [Николаев, 1953], сопровождалось в западной части региона широким развитием (в отложениях нижней свиты криворожской серии) кварцевых, реже аркозовых песков и иногда галечников. Характер и направление волноприбойных знаков, сохранившихся в песчаниках, указывает, что берег в районе Криворожья в это время был на востоке. При накоплении второй половины пород нижней свиты произошло новое погружение территории, сопровождавшееся накоплением глинистых осадков, превращенных затем в породы филлитового горизонта.

На границе образования нижней и средней свит по глубокому разлому происходит крупное излияние ультраосновной магмы, за счет пород которой впоследствии возникла основная толща тальковых сланцев криворожской серии.

Отложение пород средней свиты происходило на некотором удалении от берега; накопление кремнисто-железистых осадков неоднократно сменялось накоплением глин, а иногда даже песков.

В этот период отдельные участки накопления пород криворожской серии погружались, другие поднимались. Возможно, что со значительными прогибами Саксаганской полосы и в районе ст. Галещино связано накопление осадков средней свиты максимальной мощности (рис. 2). Вероятно, уже в этот период на северном и южном концах Саксаганской полосы были заложены флексурные прогибы (рис. 2). После формирования пород средней свиты происходит поднятие и на отдельных участках размыв пород. Этот перерыв в отложении зафиксирован в ряде участков на границе средней и верхней свит криворожской серии развитием брекчиевидных конгломератов. Отложение пород верхней свиты сопровождалось новым длительным погружением. В это время в центральной части Криворожского пояса возникает обстановка, благоприятная для накопления толщ в условиях интенсивного сероводородного заражения (графитовые сланцы), иногда сменявшаяся накоплением известняков, железисто-кремнистых осадков, мощных толщ галечников и песков. Затем происходит накопление мощных глинистых толщ, позже превращенных в гнейсы. Возможно, что в это же время центральная часть восточной части УКЩ (область развития сланцево-амфиболитовой серии) частично захватывается уже складчатыми процессами, сопровождавшимися внедрением плагиогранитов и даже размывом последних.

Позже складчатые процессы верхнеархейского возраста, сопровождавшиеся внедрением многофазного интрузивного комплекса, захватывают области распространения всех трех серий осадочно-эффузивных пород.

На этом, в основном, и заканчивается развитие тектоники верхнего архея. В дальнейшем, в эпохи значительных поднятий, исследованный регион подвергся длительной эрозии, вскрывшей весьма глубокие горизонты складчатой зоны. Можно допустить, что в процессе формирования адамеллитов и плагиогранитов, а также микроклиновых гранитов и малых интрузий, был сформирован ряд дополнительных складчатых толщ, лежащих несогласно на складчатом комплексе верхнего архея. Но последующая эрозия без следа уничтожила эти складчатые толщи.

При рассмотрении элементов залегания отдельных толщ исследованного региона (рис. 1, 2) обращает на себя внимание четко выраженное северо-восточное простирание Криворожской полосы, прослеженной в длину более чем на 220 км. Такое же отчетливо выраженное субмеридиональное простирание имеют железистые породы Орехово-Павлоградской полосы. Изучение мигматитов по р. Ингульцу тоже вскрывает их северо-восточное простирание. Это позволяет считать, что в исследованном регионе породы верхнеархейской подвижной зоны были смяты в складки северо-восточного простирания.

Более детальные материалы по тектонике имеются лишь для сравнительно хорошо изученной территории собственно Криворожского пояса и особенно для его южной половины.

По представлениям многих геологов Украины, область, сложенная криворожской серией, имеет узкую синклиналиную структуру. Западное крыло этой синклинали считается срезанным надвигом мигматитов, принадлежащих более древнему складчатому комплексу (архею). Предполагают, что в южной части Саксаганской полосы криворожская серия образует Саксаганские синклинал и антиклинал; последний осложнен

надвигом. К ядру антиклинала относят породы сланцево-песчаникового карнаватского горизонта (рис. 2). К западу от надвига расположен Криворожский синклинал, сменяющийся на западе Тарапако-Лихмановским антиклиналом.

Рассматривая карты (рис. 1, 2) и разрезы, видим, что в целом породы криворожской серии на всем протяжении имеют моноклинальное строение.

В южном окончании Лихмановской полосы горными выработками и скважинами установлен синклиналиный замок, полого погружающийся на северо-восток. В западной ее части прослежена толща, состоящая из тальковых сланцев, к западу сменяющихся алевролитами аркозового состава, а еще западнее — амфиболитами. Указанная толща пород прослеживается и в западном крыле Тарапако-Лихмановского антиклинала. Здесь она располагается на границе средней и верхней свит (рис. 6). Поэтому тальковые сланцы, алевролиты и амфиболиты западной части Лихмановской полосы не могут рассматриваться в виде второго крыла синклинала, так как эта толща пород моложе средней свиты. Учитывая изложенное, можно предполагать, что синклиналиный замок южного окончания Лихмановской полосы является открытой флексуроподобной складкой. Вероятно, последняя зародилась еще в процессе осадконакопления и обусловила выклинивание железистых пород.

Характер залегания пород криворожской серии по всему рудному поясу свидетельствует о том, что при постоянном северо-восточном простирании преобладает северо-западное падение. Лишь в отдельных участках встречается вертикальное и очень редко опрокинутое юго-восточное падение пород криворожской свиты.

В районе ст. Галещино, в Кременчугской, южной части Желтореченской и северной части Анновской полос, в северной и южной частях Саксаганской полосы породы криворожской серии образуют ряд флексуорообразных и открытых синклиналиных и антиклиналиных перегибов. Наиболее крупными из этих складок являются Криворожская синклинал и Тарапако-Лихмановский антиклинал. Прослеженная длина этого антиклинала 13—15 км. Ось его полого погружается на северо-восток. По данным геофизики, угол погружения в северной части резко увеличивается и достигает, вероятно, наклона 70—80°. Но восточный отрог этого погружения осложнен и имеет более пологое залегание.

Тарапако-Лихмановский антиклинал в северной части детально разбурен. Здесь установлено согласное залегание средней и верхней свит (рис. 6).

Значительно менее доказанной структурой, чем выше описанные, является так называемый Саксаганский синклинал и Саксаганский антиклинал, осложненный надвигом. Основанием для построения упомянутых складок послужило наличие к западу от месторождений им. Дзержинского, им. Кирова и других толщ, похожих на породы нижней свиты, сложенных аркозовыми песчаниками, филлитами, тальковыми сланцами и перекрытых железистыми породами. Указанная толща пород считается надвинутой при разрыве западного крыла Саксаганского антиклинала.

Данных, которые безусловно доказывали бы существование Саксаганских синклинала и антиклинала, а также Саксаганского надвига, недостаточно. Более детальные исследования участка с. Новый Кривой Рог, где предполагалось наличие замка Саксаганской синклинали показали, что он здесь отсутствует (рис. 14). При изучении этого участка в толще средней свиты были встречены спилиты, возникновение которых могло обусловить фациальное выклинивание рудоносного горизонта.

Из рис. 6 видно, что разрезы карнаватского песчаниково-сланцевого и особенно карнаватского сланцево-роговикомо-железистого горизонтов

резко отличаются от разрезов нижней свиты, а также от саксаганского и рудоносного горизонтов средней свиты.

Карнаватский песчаниково-сланцевый горизонт в районах месторождений «Большевик», Октябрьское и им. Фрунзе, прослеживаясь на несколько километров в длину, имеет совсем небольшую мощность и в качестве ядра Саксаганского антиклинала рассматриваться не может.

На резкое отличие в мощности и составе пластов карнаватского сланцево-роговикомо-железистого горизонта от саксаганского и рудоносного горизонтов указывают Н. З. Гребень, Н. Н. Губкина и Н. Н. Щепенко, детально изучавшие южную часть Саксаганской полосы.

В северной части Саксаганской полосы отчетливо выражен флексуорообразный изгиб с образованием открытой синклинали (рис. 2). Ось синклинали погружается полого к западу. Антиклинальный перегиб, соответствующий переходу Саксаганской полосы в Анновскую, замаскирован надвигами.

Весьма значительный синклиналино-антиклинальный перегиб проявлен, по-видимому, на участке сочленения Анновской и Желтореченской полос. Но здесь выявлению наличия антиклинала мешает интенсивно проявленная мигматизация, а также фациальный переход пород криворожской серии в гнейсы.

Крупный фексурный синклиналиный изгиб пород криворожской серии установлен также в районе ст. Галешино (рис. 2).

Широко распространенное в литературе представление о существовании регионального западного надвига мигматитов на породы криворожской свиты также должно быть оставлено.

Изучение горных выработок месторождения «Ингулец», а также скважин, пробуренных в западном борту Лихмановской полосы, показало, что мигматиты здесь не надвинуты, а развиваются за счет амфиболитов и других пород криворожской серии (рис. 55).

В ряде участков на западной границе верхней свиты имеются тектонические контакты. Так, например, западнее месторождения им. Фрунзе породы верхней свиты отделены от полимигматитов зоной дробления (рис. 6).

В районе Анновского месторождения, на контакте средней свиты криворожской серии с мигматитами, также проходит зона разлома (рис. 7). Но во всех этих случаях мигматиты являются более молодыми образованиями, чем породы криворожской серии, а тектонические зоны имеют не региональное, а местное значение.

Вдоль Криворожского рудного пояса иногда развиваются продольные разломы. К ним, по-видимому, следует причислить известный Даниловский разлом, который в южной части Желтореченской полосы прослежен по простиранию на много километров. Продольные разломы выявлены также в районе Саксаганской полосы.

ПОЛОЖЕНИЕ КРИВОРОЖСКОГО РУДНОГО ПОЯСА В СТРУКТУРЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Как видно из карт (рис. 1, 2), породы криворожской серии прослеживаются в виде узкой полосы и отделяют обширные площади, сложенные породами сланцево-амфиболитовой серии, от пород гнейсовой серии. Породы криворожской серии были отложены в краевой части прогиба у западной границы интрагеосинклинали. В этом прогибе происходило и накопление мощной толщи осадков гнейсовой серии с образованием большого количества участков железистых кварцитов. Железистые породы криворожской и гнейсовой серий, по-видимому, возникли за счет размыва пород сланцево-амфиболитовой серии.

В южной части Криворожского рудного пояса железистые породы криворожской серии выклиниваются. Простирание пород, подстилающих

и перекрывающих эту серию, в южной части рудного пояса меняется с юго-западного на юго-восточное и приближается к широтному. Этот поворот весьма отчетливо установлен магнитометрическими съемками (рис. 65).

К востоку от г. Кривого Рога, в районе с. Шолохова, р. Соленой, ст. Чертомлыка и г. Никополя на огромном расстоянии прослеживается широтное простирание пород.

Орехово-Павлоградская полоса магнитных аномалий окаймляет с востока площади распространения пород сланцево-амфиболитовой серии и занимает симметричное положение по отношению к Ингулецкой структурно-металлогенической зоне. Последняя вместе с породами Кри-

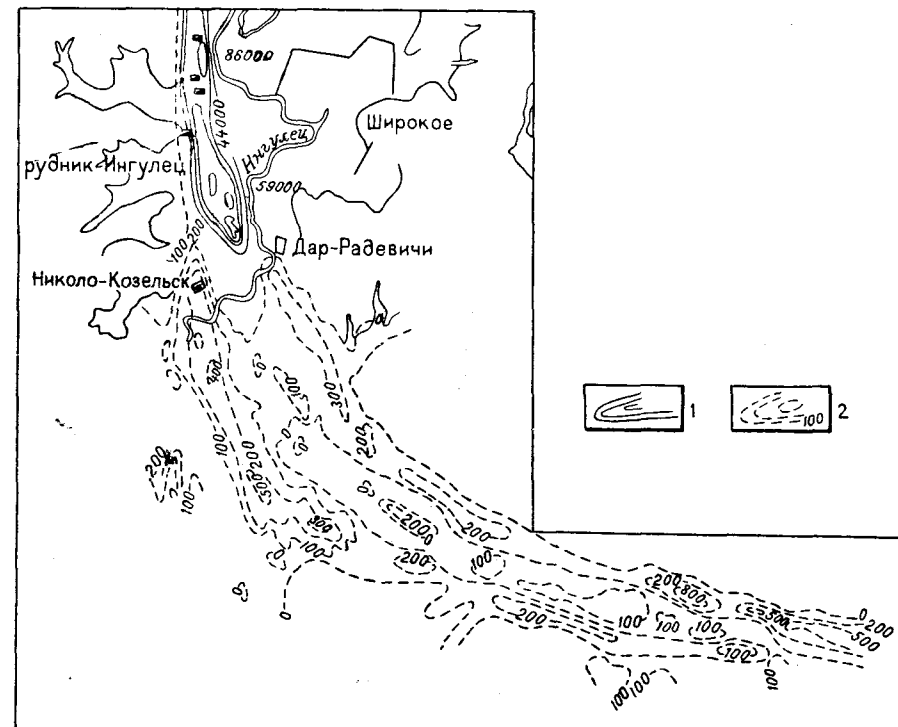


Рис. 65. Поворот к юго-востоку магнитных аномалий в южном окончании Криворожского рудного пояса:

1 — изодинамы z в гаммах; 2 — изодинамы $z=a$ в гаммах.

ворожской серии ограничивает площади распространения пород сланцево-амфиболитовой свиты с запада.

Гнейсовая серия, содержащая многочисленные участки железистых кварцитов, распространенная западнее Криворожского рудного пояса, имеет большое сходство с метаморфическими породами Орехово-Павлоградской полосы. Можно высказать предположение, что Криворожский рудный пояс и толща гнейсовой серии с участками железистых кварцитов, расположенных западнее, являются западным крылом, а Орехово-Павлоградская полоса — восточным крылом огромного Днепровского антиклинория. Значительная часть юго-западного замка этого антиклинория скрыта под осадками Причерноморской впадины (рис. 66).

Возможно, что железистые породы Курской магнитной аномалии при этом гипотетическом предположении можно рассматривать в виде северного замка, намечающегося гигантского Днепровско-Курского антиклинория. В этом случае полосы железистых пород Белгородского

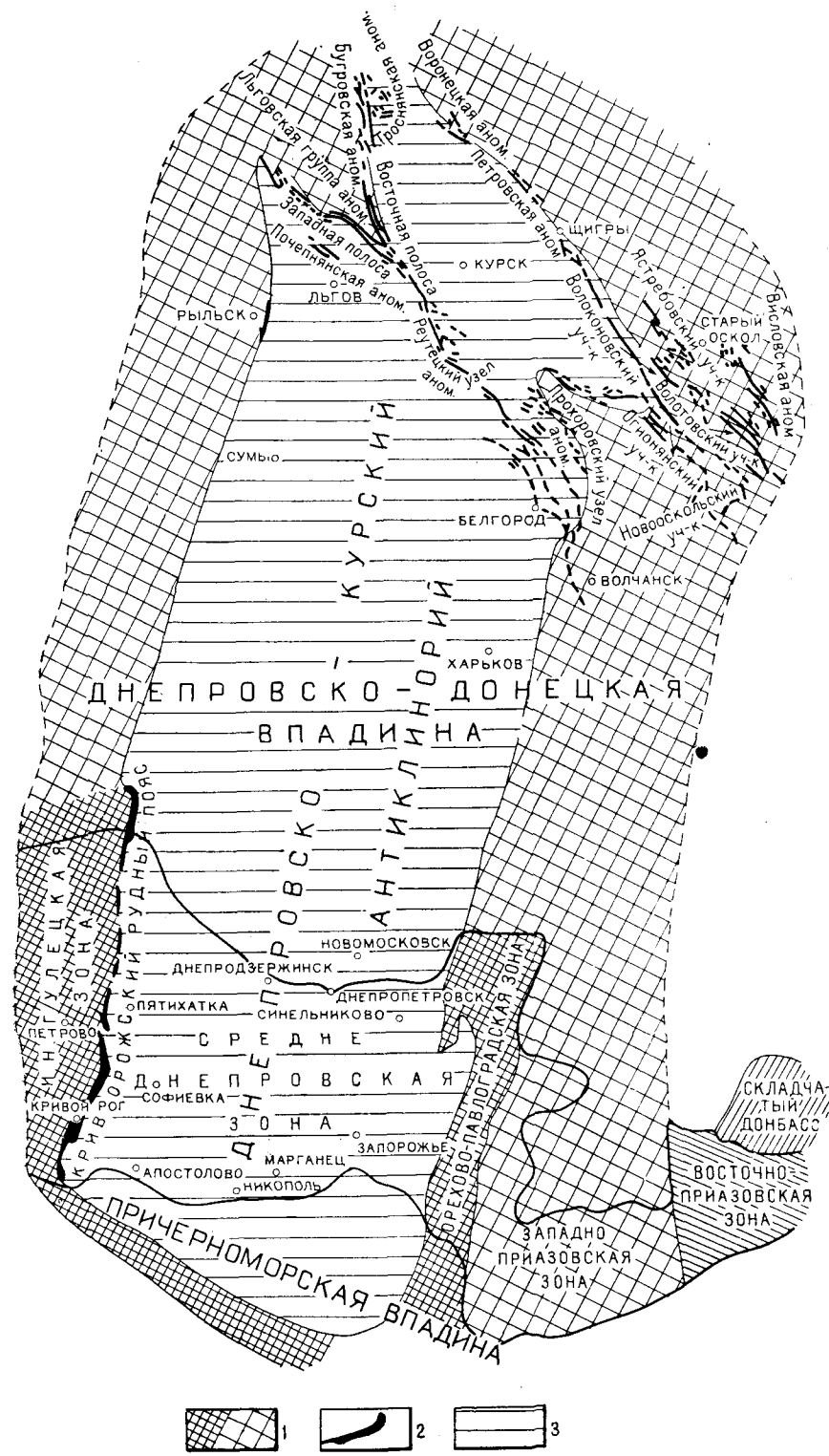


Рис. 66. Схема строения Днепровско-Курского антиклинория.

1 — распространение гнейсовой серии; 2 — толщи железистых кварцитов криворожской и курской серий; 3 — площади, предположительно сложенные породами сланцево-амфиболитовой серии.

района являются продолжением Криворожского рудного пояса, толща железистых кварцитов Старо-Оскольского узла магнитных аномалий служит северо-восточным продолжением Орехово-Павлоградской полосы.

При рассмотрении характера тектоники региона в целом, следует отметить особенности проявления складчатости в области Криворожского рудного пояса и Орехово-Павлоградской полосы. Эти области

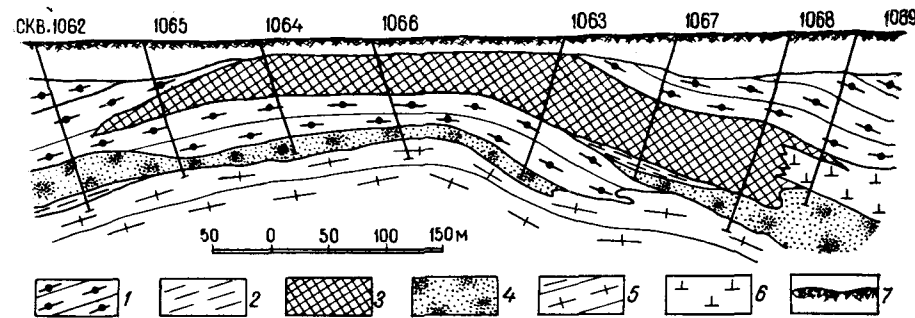


Рис. 67. Разрез Западно-Зеленореченского участка железистых кварцитов в полого-залегающих толщах гнейсовой серии:

1 — биотитовые гнейсы; 2 — гранат-амфибол-биотитовые сланцы с прослойками кварцитов; 3 — амфибол-магнетитовые роговики; 4 — метасоматические кварциты; 5 — олигоклазовые гранито-гнейсы; 6 — пегматиты; 7 — покровно-осадочные отложения.

расположены на границе сланцево-амфиболитовой и гнейсовой серий. В структурном отношении они представляют собой пояса сочленения интрагеосинклиналей со Среднеднепровским интрагеоантиклинальным верхнеархейским поднятием. Развитие пограничного характера этих областей сопровождалось формированием большого количества глубоких разломов земной коры. В области Орехово-Павлоградской полосы по этим разломам произошли многочисленные внедрения магм основного и ультраосновного состава. В Криворожье по указанным разломам



Рис. 68. Складчатые третичные пески и угленосные толщи в карьере бурогоугольного месторождения „Александрия“.

происходили многочисленные излияния ультраосновной магмы, а впоследствии интенсивное и многофазное внедрение пород Криворожского интрузивного комплекса; складчатость указанных пограничных районов характеризуется резко выраженной линейностью субмеридионального простираения с выдержанным, обычно крутым, а иногда опрокинутым залеганием. Западнее и восточнее этих пограничных районов

простираение складок часто меняется, нередко встречаются участки с пологим залеганием (рис. 67).

Складчатые процессы в верхнем архее были закончены, и территория УКЩ превратилась в типичную платформу.

В нижнем протерозое на Украинском щите зафиксировано накопление осадков платформенного характера, не подвергшихся уже сложно-складчатым движениям. Представители этих осадков сохранились лишь за пределами изученного региона, в северо-западной части УКЩ в виде овручских песчаников. В этот период происходили глубокие разломы земной коры, по которым произошло внедрение магм сложного Мариупольского интрузивного цикла.*

В среднем и верхнем палеозое на восточной окраине УКЩ докембрийские образования претерпевают интенсивные тектонические разломы, связанные с формированием Донецкой геосинклинали.

В целом же после нижнего протерозоя развитие УКЩ характеризуется колебательными, но главным образом восходящими движениями, когда эрозионные процессы вскрыли весьма глубокие зоны земной коры.

В третичное время Украинский щит опускается и подвергается трансгрессии третичного моря. В небольших отдельных участках третичные отложения приобрели складчатые формы (рис. 68). Природа образования этих складок выяснена еще недостаточно.

* А на северо-западе УКЩ в нижнем протерозое внедрились магмы сложного Коростеньского интрузивного цикла.

Глава IV. ВЫВОДЫ ПО ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ДОКЕМБРИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

В восточной части УКЩ докембрийские эффузивно-осадочно-метаморфические породы представлены сериями: 1) сланцево-амфиболитовой (наиболее древняя); 2) криворожской; 3) гнейсовой. Все три серии авторами объединены под названием «Криворожского метаморфического комплекса».

В сланцево-амфиболитовой серии наиболее широко распространены амфиболиты, возникшие за счет метаморфизма излившихся диабазов, гнейсы, образованные за счет глинистых осадков, разнообразные сланцы, развившиеся за счет осадочных и туфогенных пород; нередко встречаются тальковые сланцы, возникшие за счет метаморфизованных пикритов. В ряде участков установлены метаморфизованные кварцевые плагиопорфиры и кварцевые кератофиры.

По составу сланцево-амфиболитовую серию можно отнести к кератофиро-спилитовой формации. Породы этой серии слагают огромные пространства Среднего Приднепровья; на западе они ограничены Криворожским рудным поясом, на востоке — Орехово-Павлоградской зоной.

Многие исследователи рассматривают амфиболиты, подстилающие криворожскую серию, как интрузивные метаморфические породы (Л. Ю. Ходюш), или как горизонт, отделяющий породы нижней свиты от плагиоклазовых гранитов и гнейсов, или как часть криворожской серии K_0 [Белевцев, 1957]. Эти представления ничего общего с действительностью не имеют, так как амфиболиты являются частью сложной по составу сланцево-амфиболитовой серии, занимающей огромные пространства, мощность которой измеряется многими километрами. Мощность криворожской серии значительно меньше мощности сланцево-амфиболитовой серии.

Как видно из табл. 1, немало геологов между толщей амфиболитов и вышележащей криворожской серией проводят большой перерыв во времени и тектоническое несогласие. Время образования амфиболитов нередко относят к архею, а криворожской серии — к протерозою (Н. И. Свигальский, Ю. Г. Гершойг, Я. Н. Белевцев [1950]). Но подобное деление каким-либо фактическим материалом не аргументировано. Наблюдения же показывают, что амфиболиты, подстилающие породы криворожской серии и переслаивающиеся с ними сланцы, начиная от с. Николо-Козельска на юге, до с. Желтого на севере, везде сохраняют северо-восточное простираение и северо-западное падение, согласное с залеганием пород криворожской серии. На небольшом участке, у с. Веселые Терны, породы сланцево-амфиболитовой серии, как и породы криворожской серии, резко меняют свое простираение с северо-восточного на северо-западное, а затем вновь приобретают северо-восточное.

На правом берегу р. Ингульца, у с. Рахмановки, обнажен контакт амфиболитов с породами аркозового горизонта нижней свиты. Амфиболиты здесь отделены от песчаников прослойкой мусковито-биотито-кварцевых сланцев мощностью около 1 м (рис. 51). Простирающиеся здесь пород согласные. Совершенно аналогичный переход от амфиболитов к породам аркозового горизонта наблюдал И. С. Усенко [1948] в районе месторождения им. Карла Либкнехта. Это указывает, что описанный тип перехода от амфиболитов к песчаникам имел региональный характер. В северной части Саксаганской полосы в горных выработках и скважинах наблюдалось согласное залегание амфиболитов с песчаниками, но переход был резким. В районе Ленинского месторождения в конгломератах аркозового горизонта криворожской серии найдены гальки подстилающих их амфиболитов. Это говорит о существовании в верхнем архее надводных обнажений излившихся диабазов.

Начало формирования криворожской серии ознаменовалось общим затуханием, но еще не полным прекращением вулканической деятельности в восточной части УКЩ.

В северной части Саксаганской полосы амфиболиты встречаются среди кварцитов аркозового горизонта и среди пород верхней свиты. Они распространены также на границе средней и верхней свит в западных бортах Лихмановской полосы, Тарапако-Лихмановского антиклинала и Анновской полосы, они известны и в дальнезападном горизонте верхней свиты криворожской серии (рис. 2, 6, 7).

Во всех перечисленных участках в амфиболитах встречаются реликты диабазовой структуры. По химическому и минералогическому составу эти амфиболиты не отличаются от амфиболитов, подстилающих криворожскую серию.

В районе Ингулецкого рудника в толще амфиболитов встречаются пласты кварцевых песчаников, похожих на породы аркозового горизонта.

Изложенное показывает, что породы сланцево-амфиболитовой и криворожской серий залегают согласно. Формирование криворожской серии происходило после образования сланцево-амфиболитовой серии, но без существенного перерыва, так как в процессе формирования криворожской серии продолжались излияния основной магмы, впоследствии давшие амфиболиты.

Н. П. Семененко [1949] амфиболиты Приднепровья относит к образованиям трапповой формации. Но амфиболиты восточной части УКЩ переслаиваются с разнообразными сланцами, возникшими, по-видимому, за счет глинистых, песчаных, туфогенных и других осадочных образований, а также с железистыми кварцитами, кварцевыми плагиопорфирами, кварцевыми кератофирами и гнейсами. Мощность сланцево-амфиболитовой свиты измеряется многими километрами. Формировалась она в условиях моря и претерпела интенсивную складчатость. Все это позволяет породы сланцево-амфиболитовой свиты относить к толщам геосинклинального типа, близким по составу к кератофиро-спилитовой формации, а не к трапповым образованиям.

Криворожская серия слагает узкую полосу северо-восточного простирания. Длина этой полосы более 230 км. Она делится на три свиты: нижнюю, среднюю и верхнюю.

Главной особенностью нижней свиты является наличие песчаников и кварцитов, возникших за счет метаморфизма кварцевых песков, а также филлитов и биотито-кварцевых сланцев — метаморфизованных глинистых осадков.

Начало накопления осадков криворожской серии ознаменовалось общим поднятием огромной территории. Кварцевые песчаники, иногда с полевыми шпатами, лежащие в основании криворожской серии, рас-

пространены очень широко в пределах Криворожского пояса, а также в толщах Курской магнитной аномалии. Резкое преобладание в песчаниках песчинок кварца, а в конгломератах — галек кварца и кварцитов указывает на то, что в начале формирования криворожской серии на территории восточной части УКЩ господствовало латеритное выветривание.

Л. Ю. Ходюш отмечает, что в породах аркозового горизонта отсутствуют акцессории, характерные для подстилающих амфиболитов, — ильменит и титаномагнетит, в то же время широко распространен хромит.

Отсутствие в аркозовом горизонте пород, характерных для сланцево-амфиболитовой свиты, говорят о том, что перекрывающие ее пески носили аллювиальный характер. Возможно, что они возникли за счет переработки морских осадков, покрывавших породы сланцево-амфиболитовой свиты в связи с общим поднятием региона.

Любопытно широкое распространение в породах аркозового горизонта песчинок хромита и даже галек слабо метаморфизованных сланцев, сложенных фукситом, цементирующим зерна хромита (хромитовые песчаники). Количество хромита в подобных гальках достигает 70%. Источником его могли быть какие-то ультраосновные породы нижнего архея. Но возможно, что песчинки хромита возникли за счет размыва излившихся ультраосновных пород, их туфогенных образований, подводящих каналов, давших впоследствии породы тальковых сланцев сланцево-амфиболитовой серии.

Вслед за поднятием региона, приведшим к накоплению песков аркозового горизонта, последовало вновь частичное его погружение, отмечаемое накоплением пород филлитового горизонта. После этого в районе Криворожского рудного пояса в течение длительного периода происходили медленные колебательные движения, сопровождавшиеся накоплением железистых кварцитов и сланцев средней свиты, богатых железом. Возможно, железо и кремнекислота железистых кварцитов возникли за счет отложения дисперсных частиц, источником которых могли служить обнажившийся породы сланцево-амфиболитовой серии.

В конце осадконакопления пород средней свиты криворожской серии во многих районах Кривого Рога и даже Курской магнитной аномалии происходило поднятие, размыв железистых пород и накопление конгломератов. Некоторые гальки железистых кварцитов, встреченные в базальных конгломератах верхней свиты, имеют слабо выраженную плоскостность. Это дает основание предполагать, что на границе отложения средней и верхней свит в отдельных районах существовал перерыв в отложениях, сопровождавшийся слабым смятием осадков.

Но во многих горных выработках, а также на детальных разрезах, составленных по скважинам, установлено согласное залегание средней и верхней свит (рис. 6, 7, 32).

Поэтому интенсивное смятие всех трех свит криворожской серии происходило одновременно, значительно позже. Процессы накопления осадков верхней свиты сопровождались значительными колебательными движениями, обусловившими пестроту пород, а также размыв и накопление их в гальках слоев внутриформационных конгломератов верхней свиты.

В криворожской серии широко распространены тальковые сланцы, возникшие за счет метаморфизма пикритов и туфов ультраосновной магмы. Сланцы этого типа распространены не только на границе средней и нижней свит, как это считалось многими геологами, но во всех свитах криворожской серии, в сланцево-амфиболитовой и частично гнейсовой сериях.

Соотношения гнейсовой и криворожской серий между собой изучены мало.

Схема геологического и металлогенического развития восточной части Украинского щита

Возраст	Этапы развития подвижной зоны	Абсолютный возраст, млн. лет \pm 100 млн. лет	Наименование метаморфических и интрузивных комплексов, свит, пород	Полезные ископаемые
Третичный.	Платформенное	1500	Осадконакопление и формирование коры выветривания третичного периода.	Марганец, бурые железняки, силикатный никель, россыпи титана, циркония.
Средний и верхний палеозой.			Осадкообразование, складчатость и магматизм Донбасса (складчатого и платформенного).	Супергенная кобальтовая минерализация; гидротермальная сульфидно-кварцевая и флюоритовая минерализация.
Нижний протерозой.			Многофазный Мариупольский интрузивный цикл. В северо-западной части УЖЩ оловучская серия и Коростеньский интрузивный комплекс.	Циркониевая и редкометаллическая минерализация.
Верхнеархейская подвижная зона.	Поздние	1800	Многофазный Криворожский интрузивный цикл. Аплитовидные граниты и магматиты аплитовидных гранитов (пятая интрузивная фаза).	Карбонатно-гематитовые и амфиболо-магнетитовые руды, возникающие в тесной связи с формированием аплитовидных гранитов в толщах железистых кварцитов; фосфорная, серноколчеданная, медная, мышьяковая минерализация. Керамические и редкоземельные пегматиты.
Средние			Микроклиновые граниты и мигматиты микроклиновых гранитов (четвертая интрузивная фаза).	Магнетитовые руды типа руд месторождения Корсак-Могила, возникающие при гранитизации железистых кварцитов.
Нижнеархейский структурный ярус.	Ранние	1900	Плагиограниты, адамеллиты, олигоклазовые мигматиты (третья интрузивная фаза), гранодиориты и кварцевые диориты (вторая интрузивная фаза), измененные и ультраосновные породы (первая интрузивная фаза).	Мартигтовые руды, возникающие при гранитизации железистых кварцитов. Никель (?).
		1950	Криворожский метаморфический комплекс. Гнейсовая серия: биотитовые гнейсы, чашечно мраморы, кварциты, железистые кварциты.	Месторождения графита и бедных железных руд.
		1975	Криворожская серия. Верхняя свита (графито-биотитовые сланцы, мраморы, кварциты, конгломераты, песчаники, железистые кварциты). Средняя свита (сланцы, железистые кварциты, песчаники). Нижняя свита (кварцевые и аркозовые песчаники, филлиты).	Месторождения богатых и бедных железных руд.
		2000	Сланцево-амфиболитовая серия (амфиболиты, разнообразные сланцы, гнейсы, железистые кварциты, кварцевые плагиопорфиры).	Золото (?), полиметаллы и колчеданы (?), алмазы (?), железо.
		> 2300	Пространственного распространения не установлено. Известен обломочный материал в виде галек гранитов, обломков полевых шпатов, песчинок циркона, заключенных в метаморфических породах криворожской серии. Наиболее вероятная возможность встречи пород нижнеархейского структурного яруса — область распространения сланцево-амфиболитовой серии (Днепро-Курский антиклинорий).	

Отчетливый контакт гнейсовой серии с породами верхней свиты наблюдался лишь в западном орте шахты № 3 Анновского месторождения. Здесь гнейсы лежат согласно на графито-биотито-кварцевых сланцах верхней свиты (рис. 32).

Западнее южной части Анновской полосы скважинами вскрыт вкрест простирания постепенный переход пород верхней свиты в породы гнейсовой серии.

По простиранию породы криворожской серии Анновской полосы выклиниваются и, по-видимому, фациально переходят в породы гнейсовой серии.

Ряд контактов пород гнейсовой серии с породами криворожской серии пересечен скважинами в районе Желтореченской полосы (рис. 7). Судя по кернам скважин, в залегании упомянутых серий несогласия между собой не установлено.

Изучение геологии восточной части УКЩ позволяет сделать выводы о том, что породы криворожской серии представляют собой образования маркирующей толщи, возникшей в конце формирования сланцево-амфиболитовой серии и перед осадконакоплением пород гнейсовой серии.

Но к востоку от Криворожской полосы нередко встречаются значительные площади, сложенные гнейсами, которые похожи на породы гнейсовой серии. В то же время здесь по рр. Базавлуку, Саксагани и другим известны обнажения, где гнейсы перемежаются с амфиболитами. Это позволяет относить гнейсы, распространенные между Криворожским рудным поясом и Орехово-Павлоградской зоной, к породам сланцево-амфиболитовой серии.

Многие геологи считают гнейсы, распространенные к западу от Криворожья, самостоятельным и самым древним складчатым ярусом УКЩ. При таком понимании контакт гнейсов с породами криворожской серии следует рассматривать как тектонический, обусловленный многокилометровым перемещением складчатого гнейсового яруса вверх по отношению к породам криворожской серии.

Такие многокилометровые подвижки пройти бесследно не могли. Однако реальное существование этой зоны многокилометрового перемещения не зафиксировано.

Изучение участков развития железистых кварцитов сланцево-амфиболитовой и гнейсовой серий показало, что разрезов, типичных для пород криворожской серии по литологическому составу, нигде за пределами Криворожской полосы не установлено.

В пределах развития сланцево-амфиболитовой серии железистые кварциты и магнетитовые сланцы отчетливо переслаиваются с амфиболитами и другими породами этой серии. Железистые породы здесь являются принадлежностью сланцево-амфиболитовой серии и рассматривать их за образования средней свиты криворожской серии нет оснований. Железистые кварциты сланцево-амфиболитовой серии, в отличие от железистых кварцитов средней свиты криворожской серии, содержат в несколько больших количествах карбонаты, а джеспилиты здесь встречаются реже.

Большое количество детально разбуренных разрезов железистых кварцитов гнейсовой серии показало, что для них характерны линзовидные формы, а иногда и пласты длиной до 10—20 км, согласно переслаивающиеся с разнообразными сланцами и гнейсами. Железистые кварциты гнейсовой серии в целом метаморфизованы более интенсивно, чем железистые кварциты криворожской и амфиболит-сланцевой серий. Это выражается в более крупнозернистой структуре пород, а главное — в широком развитии гиперстена в железистых кварцитах гнейсовой серии. В ряде районов с несомненностью установлено нормальное залегание железистых кварцитов и среди пород верхней свиты криворож-

ской серии. Таким образом, изложенный фактический материал показывает, что отложения железистых кварцитов в восточной части УКЩ происходило в четырех разновозрастных толщах: в сланцево-амфиболитовой серии, средней и верхней свитах криворожской серии и в гнейсовой серии.

Представление многих геологов Украины, считавших, что железистые кварциты восточной части УКЩ принадлежат только средней свите криворожской серии, должно быть признано ошибочным. Этот вывод имеет первостепенное значение, он заставляет совсем по-иному смотреть на стратиграфию и тектонику Украинского щита. Большинство геологов считает, что породы криворожской серии были отложены на размытой поверхности складчатых гнейсов и амфиболитов, прорванных плагиогранитами и кировоградскими гранитами. Они считают, что породы криворожской серии принадлежат обособленному протерозойскому ярусу, залегающему в виде узкой синклинали среди архейских толщ.

Но большое количество материалов и детально изученных разрезов показывает, что породы криворожской серии представляют собой отчетливо выраженную маркирующую толщу, осадки которой отложились после образования пород сланцево-амфиболитовой серии, но перед началом осадконакопления гнейсовой серии. Вероятно, после формирования сланцево-амфиболитовой серии в Среднем Приднепровье произошло поднятие типа интрагеоантиклинали. В краевых частях последней происходило накопление значительных толщ железистых кварцитов криворожской и гнейсовой серий (Орехово-Павлоградская и Ингулецкая зоны).

Формирование трех серий Криворожского метаморфического комплекса происходило без больших перерывов во времени. Незначительный перерыв в отложении установлен только на границе средней и верхней свит криворожской серии.

В конце верхнего архея мощными складчатыми движениями эффузивно-осадочные породы Криворожского метаморфического комплекса подверглись интенсивному смятию, которое обусловило образование огромного Днепровско-Курского антиклинория.

Породы криворожской серии, прослеживаясь в складчатых верхнеархейских структурах в виде полосы, имеют не синклинальное залегание, как это считается, а ярко выраженную моноклинали, являющуюся частью западного крыла Днепровско-Курского антиклинория. В отдельных участках породы криворожской серии смяты в складки более высокого порядка. Такими складками являются: Тарапако-Лихмановский антиклиналь, Криворожская, Первомайская, Желтореченская, Галещинская и другие синклинали.

Складчатые движения сопровождались формированием Криворожского интрузивного комплекса, возникшего в шесть обособленных фаз.

Согласно господствующему мнению, плагиоклазовые граниты и адамеллиты древнее пород криворожской серии и амфиболитов. Но в настоящее время выявлено много интрузивных контактов плагиогранитов по отношению к породам криворожской серии. Это положение позволяет по-иному рассматривать историю геологического развития УКЩ, а интрузивные верхнеархейские породы выделить в виде Криворожского интрузивного цикла. Бондаренко П. М. вместе с другими геологами в статье «О взаимоотношении криворожской серии и Саксаганских плагиогранитов» (см. Геология и Горное дело, НИГРИ, т. № 2, М. 1959), считает, известные и ранее, участки серицитизированных плагиогранитов на контакте с породами нижней свиты древней корой выветривания, на которой были отложены песчаники криворожской серии. Но серицитизация в указанных участках плагиогранитов возникла в результате гидротермальных процессов. Она сопровождается развитием турмалина. Более

же убедительных фактов, доказывающих докриворожский возраст плагиогранитов, ими не приводится.

Ряд геологов, придя к выводу о наличии активных контактов плагиогранитов с породами криворожской серии, в последние годы поддерживают точку зрения о существовании плагиогранитов двух возрастов. Но признавая под давлением неоспоримых фактов существование более молодых плагиогранитов, чем породы криворожской серии, необходимо также детально доказывать существование докриворожских плагиогранитов. К сожалению, в пользу последнего положения веских доводов пока не приведено. Массивов плагиогранитов, которые в настоящее время были бы заведомо древнее пород криворожской серии, пока мы выделить не можем. Если бы были в районе Криворожья плагиограниты двух возрастов, они были бы выявлены в обнажениях восточной части Украинского щита.

В обнажениях архея УКЩа всегда наблюдаются бесчисленные количества пересекающихся дайкообразных тел гранитоидов. Изучение взаимоотношений архейских гранитоидов между собою показывает, что плагиограниты и олигоклазовые гранито-гнейсы секутся микроклиновыми гранитами и гранито-гнейсами, а последние аплитовидными гранитами.

Обнажений, где наблюдались бы пересечения одних плагиогранитов другими плагиогранитами, не установлено.

Гранитоиды нижнеархейского структурного яруса в пределах восточной части УКЩа пока не установлены. Скорее всего их можно встретить в пределах центральной части Днепровского антиклинория, где обнажаются наиболее древние толщи.

Распространенные в Приазовье породы Мариупольского интрузивного цикла были сформированы в нижнем протерозое уже в платформенных условиях.

Определения абсолютного возраста различных пород и минералов восточной части УКЩа аргонным и свинцовым методами показали, что интрузивные породы Криворожского интрузивного цикла были сформированы в верхнем архее 1900 млн. лет назад, ± 100 млн. лет. Такой же возраст имеет биотит, выделенный из пород криворожской и гнейсовой серий. Возраст пород Мариупольского интрузивного цикла 1500 млн. лет — нижнепротерозойский.

Схема геологического развития восточной части Украинского щита приведена в табл. 10.

Глава V.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ДОКЕМБРИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ЩИТА С ДОКЕМБРИЕМ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

История геологического развития Украинского щита, являющегося краевой частью Русской платформы, может быть сопоставлена с историей Балтийского щита, представляющего северо-западную окраину той же платформы (табл. 11).

Еще А. П. Карпинский указывал на единство докембрия Украинского и Балтийского щитов. Но сравнение геологической истории докембрия осложняется трудностью познания геологии докембрия вообще.

Учитывая данные А. А. Полканова (1936), К. А. Шуркина (1958), нам представляется возможным архейский Беломорский метаморфический комплекс Балтийского щита сопоставлять с Криворожским метаморфическим комплексом. Абсолютный возраст метаморфизма обоих комплексов 1900 млн. лет. В нижней части Беломорского комплекса, как и в нижней части Криворожского, преобладают амфиболиты и амфиболовые гнейсы. В верхней части обоих комплексов преобладают биотитовые гнейсы, развившиеся за счет метаморфизованных глинистых осадков.

Л. Я. Харитонов (1954) в пределах Балтийского щита к верхнему архею относит магнетитовые сланцы и магнетитовые кварциты Карельской, Понойской, Печенго-Варзугской, Кейвской и Северной зон. Часть этих толщ железистых пород может оказаться аналогом железистых пород Криворожского комплекса.

Граниты первой и второй групп Балтийского щита, по химическому и минералогическому составу, а также определениям абсолютного возраста, являются аналогами плагиогранитов и их мигматитов, а также микроклиновых гранитов Украины.

В конце верхнего архея восточная часть УКЩ была превращена в платформу. Мариупольский и Коростеньский комплексы, являющиеся платформенными образованиями Украинского щита, возникли, по-видимому, одновременно с нижнепротерозойскими интрузивными породами Балтийского щита. В обоих регионах одновременно в нижнем протерозое возникли такие мало распространенные породы как граниты рапакиви.

К числу малонадежных факторов, служащих при расчленении архейских толщ, относится интенсивность метаморфизма пород.

Пересмотр стратиграфии Канадского щита, проведенный в последнее время, показал, что высокая интенсивность метаморфизма и складчатости пород не указывает на древность их образования (Wilson, 1952). Упомянутый автор, рассматривая стратиграфию докембрия Канады и Австралии отмечает, что нижние части разрезов архейских метаморфических толщ всегда богаты основными эффузивами; мраморы и кварциты в этих толщах обычно отсутствуют.

Сопоставление стратиграфических схем докембрия Украинского и Балтийского щитов

Украинский щит	Этапы развития и возраст	Карело-Кольский регион (по материалам А. А. Полканова, Л. Я. Харитонова и Т. В. Билибиной)	Этапы развития и возраст
<p>Нижний протерозой</p> <p>Мариупольский и Коростеньский интрузивные комплексы (1500 млн лет).</p> <p>Нефелиновые сиениты, аплиты (1500 млн лет).</p> <p>Микроклиновые граниты ралакиви, граносиениты, габбро-сиениты (1500 млн лет).</p> <p>Габбро-нориты, лабрадориты, габбро-пироксениты.</p> <p>Овручские песчаники.</p>	<p>Платформа, поднятие, размыв</p> <p>Верхний протерозой</p>	<p>Верхний протерозой</p> <p>Дифференцированные основные и ультраосновные интрузии типа района Мончи.</p> <p>Пластовые интрузии диабазов.</p> <p>Осадочно-вулканогенная толща.</p>	<p>Ранние.</p> <p>Верхнепротерозойская подвижная зона.</p>
<p>Верхний архей</p> <p>Криворожский интрузивный комплекс (1900 млн лет).</p> <p>Дайковые породы.</p> <p>Аплитовидные граниты и мигматиты (1800 млн лет).</p>	<p>Платформенные разломы нижнего протерозоя</p> <p>Поздний</p>	<p>Нижний протерозой</p> <p>Рапакиви (возраст 1500 млн лет).</p> <p>Микроклиновые гнейсо-граниты (III-й группы).</p> <p>Габбро-нориты.</p> <p>Кератофиристо-спилитовая формация. Осадочно-туфогенная толща, содержащая железистые кварциты, аркозы, базальные конгломераты.</p>	<p>Поздний</p> <p>Средний</p> <p>Ранний</p> <p>Нижнепротерозойская подвижная зона</p>
<p>Верхний архей</p> <p>Криворожский интрузивный комплекс (1900 млн лет).</p> <p>Дайковые породы.</p> <p>Аплитовидные граниты и мигматиты (1800 млн лет).</p>	<p>Поздний</p>	<p>Верхний архей</p> <p>Беломорский интрузивный комплекс (1900 млн лет).</p>	
<p>Микроклиновые граниты, микроклиновые мигматиты (1850 млн лет).</p> <p>Плагиограниты, адамеллиты, олигоклазовые мигматиты (1900 млн лет).</p> <p>Гранодиориты, кварцевые диориты.</p> <p>Серпентиниты, пироксениты, габбро-диабазы.</p> <p>Криворожский (верхнеархейский) метаморфический комплекс (1900 млн лет).</p>	<p>Средний</p>	<p>Микроклиновые гнейсо-граниты (граниты II группы) (1900 млн лет).</p> <p>Олигоклазовые гнейсо-граниты (граниты I группы).</p> <p>Гранодиориты, диориты, перидотиты-габбро-нориты, друзиты.</p> <p>Беломорский (верхнеархейский) метаморфический комплекс (1900 млн лет).</p>	<p>Верхнеархейская подвижная зона</p>
<p>Гнейсовая серия</p> <p>Биотитовые и биотито-амфиболовые гнейсы, мраморы, железистые кварциты.</p> <p>Криворожская серия</p> <p>Нижняя свита — песчаники, филлиты.</p> <p>Средняя свита — железистые кварциты, сланцы.</p> <p>Верхняя свита — графито-биотито-кварцевые сланцы, мраморы, песчаники, конгломераты, железистые кварциты.</p> <p>Сланцево-амфиболитовая серия</p> <p>Амфиболиты, гнейсы, сланцы, железистые кварциты, кварцевые порфиры, песчаники, кератофирокварцевые порфиры, песчаники (кератофиристо-спилитовая формация).</p>	<p>Ранний</p>	<p>Биотитовые и биотито-амфиболовые гнейсы.</p> <p>Амфиболиты и амфиболитовые гнейсы.</p>	
<p>Нижний архей</p> <p>Гальки, обломки пород и минералов в породах криворожской серии.</p> <p>Коренное залегание не установлено.</p>			

Нижняя часть стратиграфического разреза верхнеархейских толщ восточной части УКЩ также богата основными эффузивами; мраморы и кварциты в этих толщах также отсутствуют. Указанную общность разрезов докембрийских толщ в различных районах, по-видимому, можно рассматривать как закономерность, проявляющуюся в развитии подвижных зон архея. Как известно, нижние части разрезов геосинклинальных толщ палеозоя и мезозоя часто бывают также богаты основными эффузивами.

При сравнении развития верхнеархейской подвижной зоны восточной части УКЩ с развитием палеозойских и более молодых геосинклинальных областей устанавливается значительное сходство и различие.

Процессы геосинклинального развития подвижных зон, до превращения их в платформу, Ю. А. Билибиным [1955] и В. А. Николаевым предложено делить на три (или пять) этапа: ранние, средние и поздние.

Для ранних этапов, по Ю. А. Билибину, характерны мощные осадконакопления, начинающиеся обычно с развития спилито-кератофировых формаций. Ранние процессы складчатости подвижных зон обычно сопровождаются внедрением основных и ультраосновных пород, затем диоритов и кварцевых порфиров и, наконец, плагиигранитов и адамеллитов.

Для средних этапов развития характерно внедрение калиевых гранитов. В поздние и конечные этапы происходит обычно внедрение малых интрузий.

Начало развития ранних этапов верхнеархейской подвижной зоны восточной части УКЩ, как и постпротерозойских геосинклиналей, также ознаменовалось развитием мощной толщи кератофиристо-спилитовой формации, которая была превращена в породы сланцево-амфиболитовой серии.

Процессы осадконакопления верхнеархейской подвижной зоны закончились отложением мощных песчано-глинистых толщ флишеидного характера, впоследствии превращенных в породы гнейсовой серии.

Складчатые процессы ранних этапов верхнеархейской подвижной зоны сопровождались внедрениями габбро-диабазов и пироксенитов, гранодиоритов и кварцевых диоритов. Развитие ранних этапов восточной части УКЩ заканчивалось региональным развитием мигматитов олигоклазового состава, плагиигранитов и адамеллитов.

Средние этапы развития подвижной зоны восточной части УКЩ проявились очень ярко в виде образования мигматитов микроклинового состава и микроклиновых гранитов.

В поздние этапы развития верхнеархейской подвижной зоны, в момент перехода ее в платформу, происходило формирование малых интрузий, представленных аплитовидными гранитами, дайковыми породами и гидротермальными месторождениями.

Изложенное показывает, что общие закономерности развития, свойственные палеозойским и более молодым геосинклиналям, проявлены достаточно отчетливо и в верхнеархейской подвижной зоне восточной части УКЩ.

Но в то же время развитие верхнеархейских подвижных зон характеризуется весьма существенными отличиями. Они выражаются в региональном развитии мигматитов, широком распространении железистых кварцитов, ультраосновных эффузивных толщ и отсутствии платформ.

Глава VI. МЕТАЛЛОГЕНИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Согласно принципам регионального металлогенического анализа, разработанного группой геологов ВСЕГЕИ [Билибин, 1955], металлогеническое районирование в складчатых областях основывается на комплексном анализе истории геологического развития подвижных зон земной коры.

Ю. А. Билибин общий процесс развития подвижных зон (геосинклиналей) расчленил на три этапа: ранний, средний и поздний. Каждый из этих этапов характеризуется своеобразными осадконакоплениями, интрузивными комплексами и минерализацией определенного типа. Причину своеобразия и богатства определенных гранитоидов теми или иными металлами он объяснял особенностями состава базальтовых магм, из которых возникли гранитные магмы. Но каких-либо доказательств в подтверждение этого взгляда им не приведено.

В распределении и генезисе месторождений метаморфогенной группы первостепенное значение имеет распределение и химический состав толщ, за счет которых возникли эти месторождения.

Так, например, распределение месторождений железа, связанных с железистыми кварцитами, прежде всего обусловлено распространением и особенностями последних. Распределение метаморфогенных месторождений графита, связанных с графитовыми сланцами, зависит от распространения этих пород и т. д.

Распределение гидротермальных месторождений также во многих случаях определяется особенностями состава толщ, вмещающих эти месторождения. Известны многочисленные примеры совпадения границ структурно-фациальных зон с границами металлогенических зон.

В статьях А. П. Никольского [1941, 1948] было показано, что крупнейшие оловоносные провинции мира приурочены к мощным песчаниково-сланцевым толщам, бедных кальцием, но богатых глиноземом и щелочами.

Полиметаллические и колчеданные месторождения располагаются среди толщ богатых кальцием, нередко представленных породами спилито-кератофировой формации. Толщи, богатые железом, характеризуются совсем отличной и своеобразной гидротермальной минерализацией.

Приуроченность отдельных формаций гидротермальных месторождений, связанных с гранитами, к определенным типам структурно-фациальных зон, по-видимому, обусловлена особенностями генезиса гранитных магм. Вполне допустимо, что гранитные магмы возникают в результате гранитизации с последующим расплавлением гранитизированных пород. При гранитизации складчатых толщ, резко различающихся по химическому составу, привнос и вынос химических элементов бывает резко различным. В табл. 12 приведены примеры миграций веществ при гранитизации пород различных структурно-фациальных зон. По-видимому,

это различие в концентрации и рассеивании элементов является определяющим металлогеническую специализацию гранитных магм. Более подробно затронутые вопросы освещены в специальных статьях [Никольский 1955, 1959].

СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

При рассмотрении вопросов металлогенического районирования складчатых областей, в связи со сказанным выше, необходимо прежде всего учитывать особенности состава вмещающих пород, особенности тектоники, интрузивные породы и распределение уже известных эндогенных месторождений. Исходя из этого, нами в восточной части УКЩ выделены следующие структурно-металлогенические зоны и пояса (рис. 1): I — Криворожский рудный пояс*; II — Ингулецкая зона; III — Средне-Днепровская зона; IV — Орехово-Павлоградская зона; V — Западно-Приазовская зона; VI — Восточно-Приазовская зона.

Границы структурно-металлогенических зон и поясов на карте выделены соответствующими контурами, стрелками-указателями и обозначены цифрами. В условных обозначениях карты отражена история геологического развития восточной части Украинского щита. В эпохе верхнего архея, соответствующей развитию подвижной зоны Украинского щита выделены три этапа: ранний, средний и поздний.

В соответствии с принципами деления геосинклинального развития, предложенного Ю. А. Билибиным [1955], ранний этап развития верхнеархейской подвижной зоны Украинского кристаллического щита охватывает формирование метаморфизованных эффузивно-осадочных толщ, их складчатость, сопровождавшаяся внедрением основных и ультраосновных магм, а затем магм среднего состава и образованием плагиогранитов. В этот период была проявлена наиболее интенсивная складчатость и региональный метаморфизм.

В ранние этапы развития подвижной зоны происходило накопление железистых пород и углистых сланцев. При региональном метаморфизме железистые породы были превращены в железистые кварциты, а углистые сланцы — в графитовые сланцы. Железистые кварциты в ряде участков представляют крупные месторождения бедных железных руд метаморфизованного типа, а в ряде мест за счет переотложения железа в железистых кварцитах возникли залежи богатых железных руд. Месторождения графита возникли за счет концентраций графита в графитовых сланцах. Все значки группы метаморфических месторождений расположены против тех толщ, с которыми они связаны генетически.

К средним этапам развития подвижной зоны отнесены микроклиновые граниты, связанные с ними микроклиновые гранито-гнейсы и мигматиты. При развитии микроклиновых гранито-гнейсов и мигматитов в толщах железистых кварцитов возникли на месторождении Корсак-Могила богатые железорудные залежи. Поэтому значок месторождения магнетита типа Корсак-Могила поставлен против значка «Микроклиновые мигматиты».

К поздним этапам развития подвижной зоны отнесены аплитовидные граниты и связанная с их развитием сульфидная минерализация.

Метаморфизованных эффузивно-осадочных пород средних и поздних этапов в пределах восточной части УКЩ не встречено. Они, вероятно, были, но размыты.

* В соответствии с предложением Д. И. Щербакова [1945] под термином «рудная зона» или «рудный пояс» подразумевается совокупность сходных по происхождению рудных полей и узлов, располагающихся в связи с преобладанием геологических элементов в пределах вытянутых площадей. Пояс от зоны отличается резко выраженным преобладанием длины над шириной.

В нижнем протерозое Украинский щит вступает в платформенное развитие. В это время формируются породы Мариупольского интрузивного цикла. Проявленная гидротермальная минерализация в протерозое тесно связана с нефелиновыми сиенитами.

В верхнем протерозое и палеозое Украинский щит подвергается размыву, в это время возникали железные руды краскового типа.

В кайнозое происходит накопление покровно-осадочных пород, они сопровождаются образованием месторождений марганца, силикатного никеля и бокситов.

Криворожский рудный пояс прослежен в виде узкой полосы от с. Николо-Козельска на юге до с. Юрки на севере. Это — ярко выраженный своеобразный металлогенический район, характеризующийся широким развитием железистых пород. С последними связаны крупнейшие месторождения железных руд метаморфогенного генезиса. Сравнительно недавно в Криворожском рудном поясе выявлена апатитовая минерализация. Кроме того, в пределах этого пояса установлены рудопроявления мышьяка, ничтожная сульфидная минерализация, иногда с никелем и кобальтом.

Для Криворожского рудного пояса в работе дана более детальная, хотя и весьма схематичная геолого-металлогеническая карта (рис. 2). Элементы металлогении на этой карте отражены в условных обозначениях. Общий принцип построения легенды на рис. 2 идентичен построению условных обозначений геолого-металлогенической карты восточной части Украинского щита (рис. 1).

На карте Криворожского рудного пояса выделены типы месторождений метаморфогенной группы, их приуроченность к тем или иным горизонтам и геологическим структурам. Особенно отчетливо на карте выражено преимущественное нахождение краско-мартитовых месторождений в пределах рудоносного горизонта. Показано также распространение месторождений железа, связанных с различными типами метасоматоза.

Так как гипогенная рудная минерализация в большинстве структурно-металлогенических зон восточной части Украинского щита выражена слабо, то их характеристика дана весьма кратко. Описание металлогении Криворожского рудного пояса, учитывая его промышленное значение, выделено особо.

Ингулецкая зона на востоке граничит с Криворожским рудным поясом. Она сложена породами гнейсовой серии. Резко преобладающими породами здесь являются биотитовые гнейсы, нередко встречаются графитовые сланцы и железистые кварциты. Полезные ископаемые представлены месторождениями графита, железистыми кварцитами и небольшими месторождениями керамических пегматитов.

Многие месторождения железистых кварцитов имеют незначительные размеры. Но запасы Петровского месторождения нами ориентировочно определены в 300 млн т (эти запасы определены следующими параметрами: длина 3 км, мощность 200 м, глубина 200 м).

Месторождение рекомендуется доразведать. Если прогнозная оценка подтвердится и содержание железа окажется кондиционным, то месторождение может служить базой крупного предприятия по добыче железных руд.

Среднеднепровская зона на западе граничит с Криворожским рудным поясом, на востоке — с Орехово-Павлоградской зоной. Она сложена породами сланцево-амфиболитовой серии. Участки железистых кварцитов имеют небольшие масштабы и не могут рассматриваться в качестве месторождений бедных железных руд. Исключение представляет Мало-Белозерская аномалия, где в настоящее время строится рудник. В пределах зоны зарегистрировано сравнительно много мелких рудопроявлений молибденита, образующего обычно убогую вкрапленность

Миграция вещества, вызываемая процессами гранитизации
от особенностей химического состава вмещающих

Наименование структурно-фациальных метаталлогенических зон и поясов, отдельных толщ и горных пород	Содержание окислов, %				
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
Калба - Нарымская оло					
Средний состав такырской свиты	64,05	0,94	16,55	2,21	3,04
Состав микроклиновых гранитов	74,34	0,09	13,19	0,68	1,70
При образовании микроклиновых гранитов за счет гранитизации пород такырской свиты приносились (+) и выносились (-) следующие элементы	+9,20	-0,9	-2,9	-1,5	-1,3
Состав аплитовидных гранитов (малые интрузии)	76,31	0,1	13,68	0,69	0,80
В процессе гранитизации пород такырской свиты при образовании аплитовидных гранитов приносились (+) и выносились (-) следующие элементы	+10,9	-0,6	-3,2	-1,6	-2,2
Полиметаллическая					
Средний состав кыстав-курчумской свиты	43,67	0,44	6,8	2,03	1,38
Состав адамеллитов	74,97	—	19,96	0,49	1,24
Привнос (+) и вынос (-) при образовании адамеллитов	+28,6	—	+7,6	-1,6	-0,2
Состав кварцевых альбит-порфиров (малые интрузии)	74,4	0,50	12,7	2,10	2,00
Привнос (+) и вынос (-) при образовании кварцевых альбит-порфиров	+25,4	+0,02	+5,00	-0,1	+0,5
Криворожский					
Средний состав средней свиты криворожской серии	43,54	0,32	8,55	13,62	23,71
Состав микроклиновых гранитов	71,54	0,17	12,86	1,78	0,97
Привнос (+) и вынос (-) при образовании микроклиновых гранитов	+15,9	-0,2	+1,8	-12,1	-23,0
Состав сненитов	61,04	—	17,63	5,62	0,40
Привнос (+) и вынос (-) при образовании сненитов	14,5		+11,2	-18,0	-21,5

при образовании различных гранитоидов в зависимости
пород структурно-металлогенических зон и поясов

Содержание окислов, %								Постмагматические флюиды	
MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п. п. п.	H ₂ O	сумма	богаты	бедны
вянно-вольфрамовая зона									
0,06	1,98	2,70	1,89	4,26	2,32	0,34	100,34	Sn, W, Ta, Nb, As, K, F, C	Pb, Zn, Cu, S, CO ₂ , Fe ₂ O ₃ , Fe ₃ O ₄
0,04	0,63	1,03	3,40	4,37	0,67	0,15	100,29		
-0,06	-1,3	-1,7	+1,5	+1,0	-1,7	-0,2			
0,13	0,06	0,67	5,63	1,06	0,35		99,48		
+0,04	-1,9	-2,0	+3,1	-3,2	-2,0				
зона Рудного Алтая									
0,14	1,87	22,55	2,04	0,29	CO ₂ 18,34	0,10	99,65	FeS, Sn(Cd), Pb, Cu, Ag, Au, Ca, Ba, S, CO ₂	Sn, W, Fe ₂ O ₃ , Fe ₃ O ₄ , Li, Ta, Nb
—	0,12	1,68	4,88	1,12	0,15	0,39	105,0		
—	-1,7	-21,1	+2,7	+0,9	CO ₂ 18,0	+0,3			
—	0,10	0,8	5,40	0,90		1,1	100,0		
—	-1,8	-21,9	+3,0	+0,5	CO ₂ 17,3				
рудный пояс									
0,10	4,63	1,08	0,54	1,46	2,18	0,64	100,37	Fe ₂ O ₃ , Fe ₃ O ₄ , Zr, P, Na, CO ₂ , Al	S, Zn, Pb, Cu, Sn, W, Ni, Co, As
0,01	1,0	3,3	2,6	4,3	1,0	0,8	95,2		
-0,1	-3,8	+1,6	+1,6	+2,1	-1,3	+0,1			
0,04	0,72	1,64	4,02	8,35	—	0,15	99,61		
-0,2	-1,24	+0,9	+2,6	+5,4	+0,3	-0,5			

в разнообразных, нередко окварцованных породах. Аплитовидные граниты здесь содержат также вкрапленность молибденита, поэтому есть основание связывать оруденение с аплитовидными гранитами.

Из других полезных ископаемых в пределах зоны известны месторождения силикатного никеля, никеленосных бурых железняков, бокситов, титана. Известны также крупнейшие месторождения марганца Никопольского бассейна.

Все перечисленные месторождения относятся к третичному периоду, они возникли в связи с формированием третичной коры выветривания и осадков третичного моря.

Месторождения силикатного никеля возникли в зоне третичной коры выветривания на массивах ультраосновных пород. Отдельные зоны выветривания в участках развития ультраосновных пород обогащались за счет его привноса путем инфильтраций и путем выноса из этих зон кремнекислоты, кальция, магния и других элементов.

Никеленосные бурые железняки представлены месторождениями небольших масштабов. Они возникли при выветривании ультраосновных пород за счет выноса кремнекислоты, являясь, таким образом, месторождениями остаточного типа. Месторождения бокситов распространены в участках, сложенных амфиболитами и ультраосновными породами, при выветривании которых они и возникли.

Рудопроявления титана и циркония представлены россыпями в песчаных косах третичного моря. Образование россыпей было обусловлено разрушением пород сланцево-амфиболитовой серии с последующей концентрацией тяжелых минералов в условиях существования третичного моря.

Широкое распространение в пределах Среднеднепровской зоны пород основной и ультраосновной магм как интрузивного, так и эффузивного происхождения, позволяет надеяться на возможное выявление здесь месторождений алмазов. Один кристалл алмаза был найден в устье р. Базавлука.

В ряде регионов докембрия земного шара, в областях развития пород, подобных породам сланцево-амфиболитовой серии, широко распространены месторождения золота и колчеданов.

Не исключается возможность нахождения подобных месторождений и в Среднем Приднепровье. При более детальном изучении ультраосновных пород возможны открытия сульфидно-никелевых и хромитовых руд.

Орехово-Павлоградская зона сложена гнейсовой серией. Господствующими породами здесь являются биотитовые гнейсы, в которых имеется много участков пироксено-амфиболо-магнетитовых кварцитов. Широко распространены также основные и ультраосновные интрузивные породы.

В южной части зоны известно месторождение железистых кварцитов Корсак-Могила. Здесь среди железистых кварцитов Шестого холма имеются небольшие залежи богатых магнетитовых руд, возникших в связи с процессами образования мигматитов микроклинового состава за счет магнетитовых кварцитов.

В целом же эта зона геологически изучена пока очень мало. Характер возможной здесь рудной минерализации, вероятно, будет сходен с рудной минерализацией Ингулецкой зоны.

Западно-Приазовская зона расположена восточнее Орехово-Павлоградской зоны. Она сложена породами гнейсовой серии. Из полезных ископаемых здесь широко распространены месторождения графита и керамических пегматитов, иногда содержащих промышленные скопления низкосортной слюды. В пегматитах встречаются гнезда тантало-ниобатов и других редких минералов. В контакте микроклино-

вых гранитов массива Каменных Могил встречена незначительная минерализация флюорита и касситерита — в грейzenах.

Восточно-Приазовская зона выделена в связи с широким распространением здесь пород Мариупольского интрузивного цикла. Последние внедрились в нижнем протерозое по зонам разлома в верхнеархейские породы, представленные гнейсовой серией и гранитоидами Криворожского интрузивного цикла.

Породы верхнего архея Восточно-Приазовской зоны, как и в Западно-Приазовской зоне, сопровождаются пегматитами и месторождениями графита. Но породами Мариупольского интрузивного цикла здесь обусловлено появление минерализации молибденита, своеобразных железорудных рудопроявлений, паризитовой и циркониевой минерализации. С разрушением пород Мариупольского интрузивного цикла также связано возникновение прибрежных ильменитовых россыпей Азовского моря. Все это позволяет считать выделение Восточно-Приазовской зоны вполне обоснованным.

Циркониевая минерализация связана с мариуполитами, альбититами, нефелиновыми сиенитами и пегматитами нефелиновых сиенитов.

В. И. Эльтеков встретил на правом берегу р. Кальчика, против балки Вонючей, жилу аплитового схизолита, содержащего вкрапленность циркона.

Образование циркона очень тесно связано с натровым метасоматозом, приведшим к возникновению альбититов и мариуполитов.

Проявление натрового метасоматоза генетически связано с нефелиновыми сиенитами, представляющими собой малые интрузии и завершающие развитие пород Мариупольского интрузивного цикла.

Молибденитовая минерализация встречена в районе пос. Октябрьского в нескольких скважинах. Учитывая расположение скважин, можно предполагать, что молибденитовое оруденение приурочено к зоне длиной более 200 м. Молибденит встречается в виде густой вкрапленности в сиенитах и сиенит-аплитах, метасоматически замещающих и секущих в виде прожилков ильменитовое габбро. Судя по кернам скважин, мощность аплитовидных сиенитов нередко достигает 2—4 м. Содержание молибдена в породах измеряется десятками долями процента.

Магнетитовая и титано-магнетитовая минерализация встречена в пределах пос. Октябрьского. Она представлена небольшими линзообразными телами. Магнетитовые и титано-магнетитовые руды секут нефелиновые сиениты. Содержание железа в рудах достигает 67—85%. Гнезда титано-магнетита встречаются также в сиенитовых пегматитах по р. Кальмиусу.

Паризитовая минерализация выявлена в Приазовье по р. Кальмиусу, она представлена рядом точек, которые можно объединить в зону, длиной 15—18 км, протягивающуюся в северо-восточном направлении. Наиболее значительные скопления паризита носят название Петровско-Гнутовского рудопроявления, которое расположено в 30 км севернее г. Жданова. Рудопроявление впервые детально изучено В. И. Кузьменко [1946], по материалам которого ниже приводится его характеристика.

Рудопроявление приурочено к южной части граносиенитового массива р. Кальмиуса, прорывающего сложный комплекс верхнеархейского возраста.

Паризитовая минерализация приурочена к зоне разлома, простирающейся на северо-восток 25—30° и падающей на северо-запад под углом 75—80°. Рудная жилообразная залежь проходит вдоль контакта граносиенитов и полевошпатовой жилы (сиенитовые пегматиты). Залежь вскрыта карьером и рядом скважин. В гранитах и сиенитах по трещинам отдельности в районе рудопроявления нередко проходят жилки эгирина и щелочных амфиболов. Главные минералы, слагающие

магнетитовых и хлорито-магнетитовых руд; 4) альбитизация, развитие фосфорного метасоматоза; 5) железисто-карбонатный метасоматоз; 6) окварцевание и развитие гизингеритсодержащих пород.

Магнетитовые руды типа руд месторождения Корсак-Могила возникли в связи с гранитизацией богатыми калием флюидами амфиболо-гиперстено-магнетитовых роговиков. Магнетитовые роговики месторождения Корсак-Могила нередко метасоматически замещены микроклином, в количествах от единичных зерен до почти мономинеральных масс. Микроклиновые породы по составу и структуре аналогичны сиенитам, имеют дайкообразную форму и вытянуты согласно с полосчатостью железистых кварцитов. Они содержат: микроклина — 80—90, кварца — 0,7, плагиоклаза — 0,5, магнетита — 0,3—5, железистого амфибола — 2,8%, биотит, гиперстен, иногда присутствует апатит и циркон. Сложение сиенитов массивное, структура мелко- и среднезернистая, цвет мясо-красный. В этих сиенитового состава породах нередко встречаются реликты недозамещенных амфиболо-магнетитовых кварцитов, отдельные скопления магнетита, иногда устанавливаются постепенные переходы от сиенитов к магнетитовым кварцитам.

Все изложенное подтверждает вывод о том, что породы сиенитового состава возникли за счет замещения амфиболо-магнетитовых кварцитов.

Характер миграции вещества, происшедший при образовании пород сиенитового состава за счет амфиболо-магнетитовых кварцитов, приведен в табл. 13. Из последней видно, что при образовании пород сиенитового состава за счет железистых кварцитов происходил вынос не только больших количеств железа и отчасти магния, но и кремнезема. Привносились в значительном количестве глинозем, щелочи и отчасти кальций.

В связи с развитием пород сиенитового состава растворами из железистых пород выносилось железо, которое при прохождении через вышележащие магнетитовые кварциты замещало в них магнетитом кварц и силикаты, образуя залежи богатых магнетитовых руд, массивного, крупнокристаллического сложения.

Железные руды саксаганского типа представляют собой пористые массы мартита с примесью дисперсного гематита и гетита. Руды этого типа залегают среди железистых кварцитов и широко распространены в пределах Саксаганской полосы.

Необходимо подчеркнуть приуроченность упомянутых руд к джеспилитам и железистым кварцитам, бедным силикатами. Как известно, образование руд саксаганского типа обязано выщелачиванию кварца из тектонических трещиноватых зон железистых кварцитов. Поэтому руды этого типа являются остаточными.

Но природа растворов, обусловившая выщелачивание кварца из кварцитов, не установлена. Одни геологи считают их гипогенными, другие — супергенными. Ю. Г. Гершойг отмечает более крупнозернистый характер мартита в рудах саксаганского типа по сравнению с зернами мартита железистых кварцитов, вмещающих рудные залежи. Просмотр шлифов подтверждает его мнение и говорит о некотором новообразовании и перекристаллизации магнетита при образовании руд, это указывает на гипогенный характер образования богатых руд саксаганского типа.

Во время выщелачивания кварца из железистых кварцитов, при формировании залежей, руды саксаганского типа, видимо, имели магнетитовый состав. Впоследствии, в связи с превращением Украинского щита в высокогорную страну, пористые магнетитовые руды и некоторые трещиноватые железистые кварциты интенсивно промывались поверхностными водами, при этом магнетит был превращен в мартит. Процессы мартитизации руд сопровождались одновременно отложе-

нием гидроокислов железа, затем перешедших в дисперсный гематит. Значительное опускание щита привело к захоронению необычайно мощной зоны окисления.

Возникновение руд саксаганского типа предположительно можно увязывать с гранитизацией железистых пород криворожской серии, сопровождающей образование магмы плагиогранитов. В пользу выказанного предположения говорит широкое развитие этих руд вдоль контакта массива саксаганских гранитов, прорывающих породы криворожской серии.

Железные руды, развитые на контакте средней и верхней свит, имеют хлорито-амфиболо-магнетитовый состав. Они возникли за счет замещения магнетитом кварцитовых прослоев в амфиболо-магнетитовых роговиках и частично за счет замещения магнетитом

Таблица 13

Характер миграции вещества при образовании сиенитов за счет амфиболо-магнетитовых роговиков в районе месторождения Корсак-Могила (Амфиболо-магнетитовый роговик: уд. вес 3,99, объемный вес 3,90, пористость 2,3% сиенит соответственно — 2,57, 2,50, 2,7)

Окислы	a (вес. %)		b (г)		c (г)		d (вес. %)	x (вес. %)	y (вес. %)
	a ₁	a ₂	b ₁	b ₂	c ₁	c ₂			
SiO ₂	53,74	60,81	214,43	156,40	209,57	152,02	—57,55	—14,54	—27,46
Al ₂ O ₃	0,24	17,88	0,96	45,95	0,94	44,70	+43,76	+11,27	+4655,31
Fe ₂ O ₃	21,62	5,60	86,26	14,39	84,32	14,00	—70,32	—17,96	—83,38
FeO	21,85	0,40	87,18	1,03	85,22	1,00	—84,22	—21,53	—98,82
MnO	0,19	0,04	0,76	0,10	0,74	0,10	—0,64	—0,16	—86,48
MgO	1,69	0,72	6,74	1,75	6,59	1,80	—4,79	—1,25	—72,68
CaO	0,13	1,64	0,52	4,21	0,51	4,10	+3,59	+0,92	+703,92
Na ₂ O	—	4,02	—	10,33	—	10,05	+10,05	+2,58	—
K ₂ O	—	8,35	—	21,46	—	20,87	+20,87	+5,36	—
H ₂ O	0,54	0,15	2,15	0,38	2,11	0,38	—1,73	—0,44	—82,00
п. п. п. . . .	—	0,39	—	1,00	—	0,98	+0,98	+0,25	—
Сумма	100,0	100,0	399,0	257,0	390,0	250,0	—140,0		

- a — химический состав пород, вес. % (a₁ — амфиболо-магнетитовый роговик, a₂ — сиенит);
- b — количество окисла, граммов в 100 см³ породы без пор (b₁ — для амфиболо-магнетитового роговика, b₂ — для сиенита);
- c — количество окисла, граммов в 100 см³ породы с порами (c₁ — для амфиболо-магнетитового роговика, c₂ — для сиенита);
- d — величина привноса (+) или выноса (—) окисла в граммах при изменении 100 см³ первой породы во вторую;
- x — увеличение (+) или уменьшение (—) окисла, % к массе в 100 см³ неизменной породы;
- y — увеличение (+) или уменьшение (—) окисла, % к его собственной массе в 100 см³.

$$\text{Пористость} = \frac{(\text{уд. вес.} - \text{объемный вес}) \times 100}{\text{уд. вес}}$$

$$b_1 = \Sigma' \times \text{уд. вес}; \quad d = c_1 - c_2;$$

$$b_2 = \Sigma \times \text{уд. вес};$$

$$x = \frac{(b_1 - b_2) \times 100}{\Sigma}, \text{ где } \Sigma' = \text{уд. вес первоначальной породы} \times 100;$$

$$c_1 = \Sigma \times \text{объемный вес};$$

$$c_2 = \Sigma \times \text{объемный вес};$$

$$y = \frac{(c_1 - c_2) \times 100}{a \times \text{объемный вес}}.$$

пород верхней свиты. В зонах, ослабленных тектоническими подвижками, магнетит, в указанного типа рудах, нередко также до значительных глубин превращен в мартит. Но очень часто руды, развитые на контакте, имеют магнетитовый состав уже на небольшой глубине.

Генетическая связь хлорито-амфиболо-магнетитовых руд с определенными фазами гранитизации и типами гранитов не установлена.

Характерной чертой растворов, вызывавших образование перечисленных типов руд, является недосыщенность их кремнекислотой; это обусловило их способность растворять и выносить кремнекислоту из пород, через которые эти растворы проходили.

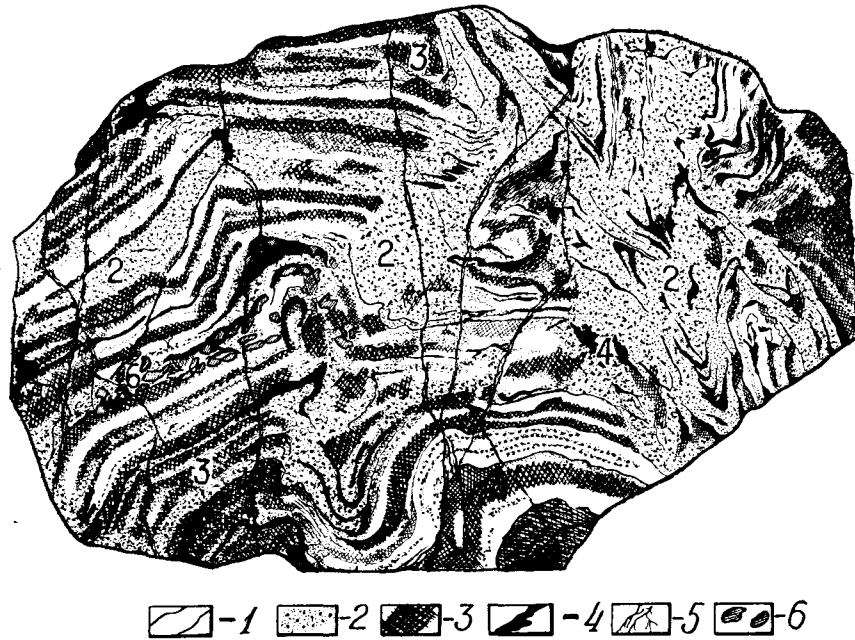


Рис. 69. Плойчатый амфиболо-магнетитовый краснополосчатый роговик, частично эгиринизированный с участками метасоматического магнетита, заместившего эгирин. Natur. вел.

1 — прослойки кварцита; 2 — магнетит метаморфический (в прослойках) и метасоматический; 3 — эгирин; 4 — рибекит; 5 — жилки гематита; 6 — пирит.

Эгиринизация весьма широко распространена среди железистых кварцитов восточной части УКЩ. Эгиринизированные породы прослеживаются в виде прерывистой зоны, протягивающейся от месторождения им. Артема до месторождения имени Ленина включительно, а также встречаются в виде участков в северной половине Криворожского пояса.

Эгиринизированные породы и эгириниты* залегают в виде гнезд, залежей, зон и столбообразных тел. Наиболее значительные зоны эгиринизации иногда имеют мощности в десятки и даже более 100 м; по простиранию они прослеживаются на десятки и сотни метров, а иногда и более километра. Эгиринизации в толще железистых пород подвергались амфиболо-магнетитовые роговики, амфиболо-магнетитовые и

* Термин «эгириниты» употребляется А. А. Полкановым и Ю. И. Половинкиной для пород метасоматического происхождения, содержащих значительное количество эгирина.

хлорито-амфиболовые сланцы, реже карбонатные породы. Особенностью химического состава пород, подвергшихся эгиринизации является низкое содержание глинозема и высокое содержание железа.

В толщах железистых пород за счет хлорито-биотитовых сланцев эгирин почти не развивался. При его образовании в амфиболо-магнетитовых роговиках сначала подвергались замещению прослойки кварцитов, а впоследствии — куммингтонит и магнетит. При слабо проявлен-

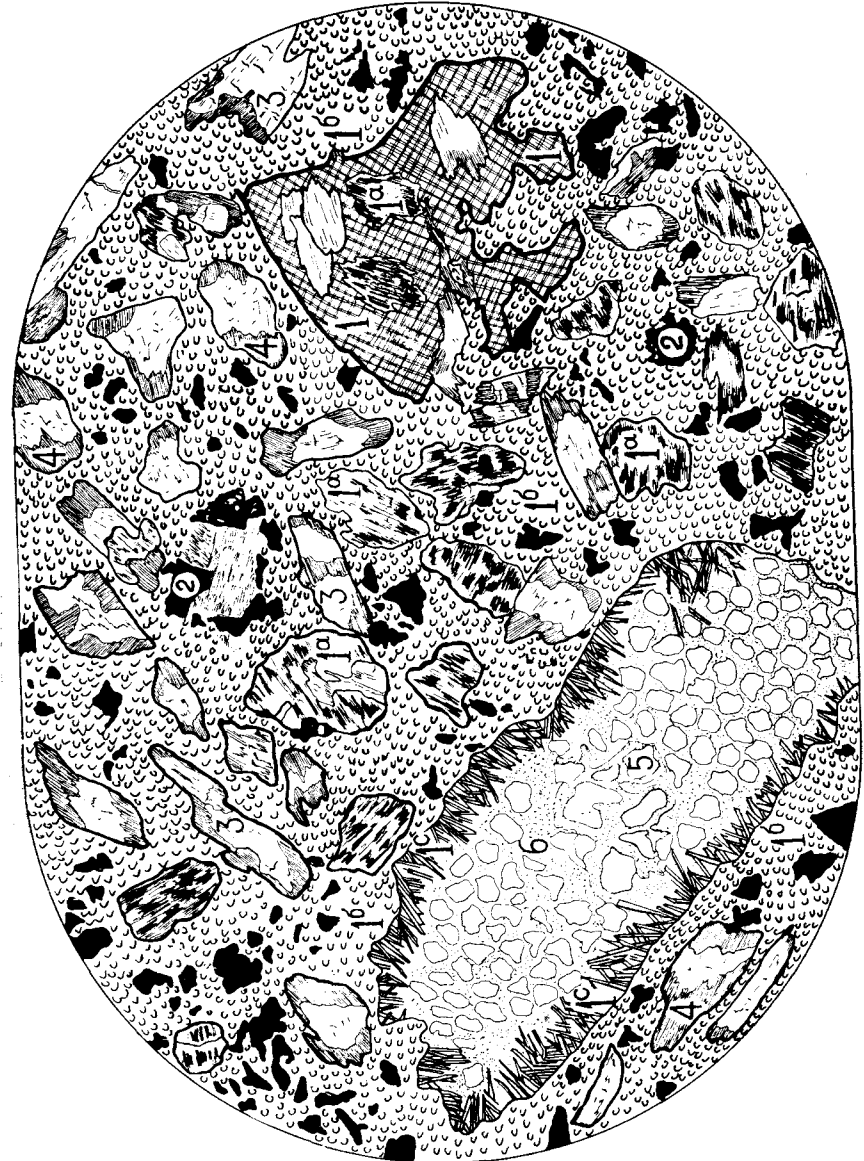


Рис. 70. Магнетито-амфиболовый эгиринит с четырьмя генерациями эгирина:

1 — зеленый эгирин (1-я генерация); 2 — бесцветный эгирин (2-я генерация); 3 — спунно-волокнистый эгирин (3-я генерация); 4 — игольчатого-призматический эгирин (4-я генерация); 5 — рибекит; 6 — альбит; 7 — гидрослюда. X50

ных процессах эгиринизации нередко недозамещенными остаются и кварцитовые прослойки (рис. 69). В участках длительного и интенсивного натрового метасоматоза эгирином замещается амфибол и магнетит, при этом породы приобретают почти мономинеральный характер. Но подобные явления наблюдаются редко.

Эгириниты макроскопически в большинстве случаев имеют полосчатый характер. Зеленого цвета полосы эгирина (образовавшиеся пре-

Сведения по оптике и химическому составу

Типы эгиринов и их кристаллохимические формулы	Генерация эгирина	Оптические константы					
		плеохроизм		$N_g - N_p$	2V	c Np	уд. вес
		преломление					
		N_p	N_g				
Крупнокристаллический зеленый эгирин. (Ю. И. Половинкина, 1951)	1	Зеленый или желтовато-зеленый 1,741	розовато-желтый 1,820	0,079	-62°	7°	3,47
				$Na_{0,61}(Mg_{0,48}Fe_{0,08}^{+2}Ca_{0,01})_{0,57}$			
Крупнокристаллический зеленый эгирин. (Колл. А. П. Никольского)	1	Желтовато-зеленый		0,054	-72°	7°	
Бесцветный крупнокристаллический и широкопластинчатый эгирин. (Колл. А. П. Никольского)	2	1,758		0,058	-68°	6°	3,49
				$Na_{0,80}(Mg_{0,06}Fe_{0,04}^{+2}Ca_{0,02})_{0,12}$			
Слабо окрашенный или бесцветный эгирин. Лучистые кристаллы без конечных граней. (Ю. И. Половинкина, 1951)	2	Слабо зеленоватый 1,760	Слабо желтоватый 1,830	0,069	-64°	2-3°	3,54
				$Na_{0,88}(Ca_{0,04}Mg_{0,03}Fe_{0,03}^{+2})_{0,1}$			
Криптокристаллический эгирин. (Колл. А. П. Никольского)	3	1,75				0-3°	
				$Na_{0,56}(Mg_{0,15}Fe_{0,06}^{+2}Ca_{0,03})_{0,24}$			
Криптокристаллический эгирин. (Ю. И. Половинкина, 1951)	3	1,765	1,83	0,065			3,59
				$Na_{0,84}(Fe_{0,05}^{+2}Mg_{0,07}Ca_{0,04})_{0,19}$			
Игольчато-призматический эгирин. (Колл. А. П. Никольского)	4	Бледно окрашен в желтовато-зеленоватых тонах, почти бесцветен		0,065	-65°	5°	3,54
				$Na_{0,68}(Fe_{0,06}^{+2}Mg_{0,03}Ca_{0,02})_{0,11}$			
Игольчато-призматический эгирин. (Ю. И. Половинкина, 1951)	4	1,760	1,840	0,080		0°	3,31
				$Na_{0,80}(Mg_{0,04}Fe_{0,01}^{+2}Ca_{0,01})_{0,06}$			

эгиринов различной генерации

Содержание окислов, %													
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п. п. п.	H ₂ O	сумма	
52,90	Следы	Нет	25,47	2,25	0,45	8,60	0,25	8,02	0,53	1,07	0,12	99,66	
													$Fe_{0,73}^{+3}[Si_2O_6]$
51,38	Нет	2,17	31,44	1,25	0,03	1,01	0,48	10,60	Нет	1,22	0,16	99,74	
													$Fe_{0,89}^{+3}Al_{0,1}[Si_2O_6]$
51,91	0,09	0,09	32,97	0,89	Следы	0,47	0,86	11,30	0,42	0,38	0,14	99,52	
													$Fe_{0,89}^{+3}Al_{0,01}[Si_{2,05}O_6]$
52,02	0,20	2,00	31,24	2,03	0,03	2,60	0,70	7,52	0,48	1,13	—	99,95	
													$Fe_{0,88}^{+3}Al_{0,09}[Si_{1,94}O_6]$
50,40	0,12	Нет	31,48	2,26	0,07	1,23	0,88	10,60	0,53	1,58	0,15	99,30	
													$Fe_{0,93}^{+3}[Si_2O_6]$
54,66	0,17	2,47	28,58	2,01	Следы	0,58	0,59	8,94	0,67	0,74	0,26	99,67	
													$Fe_{0,81}^{+3}Al_{0,11}[Si_{2,01}O_6]$
50,42	0,04	2,80	33,40	0,41	0,07	0,60	0,20	10,28	0,47	0,46	0,17	99,32	
													$Fe_{0,97}^{+3}Al_{0,06}Fe_{0,97}^{+3}[Al_{0,05}Si_{1,95}O_6]$

Характер миграции вещества при
(Расчет миграции произведен по

Наименование пород, подвергавшихся метасоматозу и возникших при метасоматозе, привнос и вынос вещества при метасоматозе					
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO

Образование эгиринитов за счет

Амфиболо-магнетитовый роговик (рибекитизированный, исходные породы)	30,87	0,08	1,78	41,25	16,62
Эгиринит	30,30	0,06	0,90	42,97	14,84
Увеличение (+) или уменьшение (-) окислов при образовании эгиринитов из рибекито-магнетитовых роговиков,	+ 2,03	- 0,01	- 0,80	+ 5,44	+ 0,51

Образование эгиринитов за счет

Рибекитизированный амфиболо-магнетитовый сланец (исходные породы)	15,35	-	2,05	51,99	18,05
Эгиринит	30,30	0,06	0,90	42,97	14,84
Увеличение (+) или уменьшение (-) окислов при образовании эгиринита из рибекито-магнетитовых сланцев	+ 17,56	+ 0,07	- 1,07	- 5,31	- 1,80

Образование рибекито-магнетитовых руд

Рибекитизированный амфиболо-магнетитовый сланец (исходные породы)	26,72	-	2,05	42,05	17,12
Рибекито-магнетитовая руда	12,58	0,08	0,53	59,98	19,90
Увеличение (+) или уменьшение (-) окислов при образовании рибекито-магнетитовых руд из амфиболо-магнетитовых сланцев	- 11,53	+ 0,09	- 1,12	+ 30,34	+ 6,89

Образование альбититов

Рибекито-магнетитовые эгириниты (исходные породы)	30,30	0,06	0,90	42,97	14,80
Альбититы	65,60	0,05	17,50	1,76	1,13
Увеличение (+) или уменьшение (-) окислов при образовании альбититов за счет замещения эгиринитов	+ 15,71	- 0,03	+ 12,37	- 42,62	- 14,34

Образование карбонатно-магнетитовых руд

Амфиболо-магнетитовые роговики	30,87	0,08	1,78	41,25	16,62
Карбонатно-магнетитовые руды	4,22	0,01	1,39	58,03	18,52
Увеличение (+) или уменьшение (-) окислов при образовании карбонатно-магнетитовых руд из амфиболо-магнетитовых роговиков	- 24,7	- 0,07	- 0,02	+ 31,1	+ 6,62

Образование окварцованных гизингерит

Жильные оливинсодержащие диабазы	47,1	0,94	16,05	1,96	9,06
Жильный диабаз, подвергшийся окварцеванию и гизингеритизации	57,0	Следы	Нет	21,64	7,72
Увеличение (+) или уменьшение (-) окислов при образовании окварцованных гизингеритсодержащих пород из диабазов	+ 11,11	- 0,94	- 16,03	+ 20,12	- 1,17

различных метасоматических процессах
тому же способу, что и табл. 13)

Содержание окислов, %										Удельный вес	Объемный вес	Пористость
MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п. п. п.	P ₂ O ₅	CO ₂	сумма			

амфиболо-магнетитовых роговиков

0,11	4,04	1,23	1,13	0,02	-	1,28	0,05	1,54	100,0	3,48	3,30	6,2
0,05	1,31	2,73	4,43	0,34	0,43	0,62	0,26	0,76	100,0	3,78	3,72	1,6
- 0,06	- 2,61	+ 1,73	+ 3,68	+ 0,35	0,47	- 0,31	+ 0,23	0,71				

амфиболо-магнетитовых сланцев

-	3,02	2,00	1,54	1,00				5,0	100,0	3,48	3,30	5,2
0,05	1,31	2,73	4,43	0,34	0,43	0,62	0,26	0,76	100,0	3,78	3,72	1,6
+ 0,05	- 1,60	+ 0,96	+ 3,27	- 0,63	+ 0,47	+ 0,67	+ 0,28	+ 1,27				

за счет амфиболо-магнетитовых сланцев

-	5,02	3,50	1,00	1,54		1,00			100,0	3,48	3,30	5,2
0,12	3,04	1,25	0,50	0,80		1,07			100,0	4,20	4,10	2,4
- 0,14	- 13,50	- 1,99	- 0,94	- 0,57		+ 0,29						

за счет эгиринитов

0,05	1,31	2,73	4,43	0,34	0,43	0,62	0,26	0,76	99,96	3,78	3,72	
-	1,21	0,15	9,07	1,35	0,62	1,13			99,57	2,68	2,62	
- 0,05	- 0,47	- 2,68	+ 2,19	+ 0,62	+ 0,01	+ 0,18						

за счет амфиболо-магнетитовых роговиков

0,11	4,04	1,23	1,13	0,02	-	1,28		1,54		3,48	3,30	5,2
0,17	4,17	4,19	0,14					7,8		4,4	4,1	6,8
- 0,1	+ 1,21	+ 4,05	- 0,97					+ 8,30				

содержащих пород за счет жильных диабазов

0,12	7,48	9,80	3,42	0,84	2,03	0,32			99,12	2,97	2,97	0,0
0,06	3,30	1,16	Следы		9,12				100,3	3,03	2,51	17,16
- 0,06	- 4,11	- 8,61	- 3,42	- 0,83	- 2,03	+ 8,98						

имущественно за счет замещения кварцитовых или амфиболовых прослоек) чередуются с полосами магнетита. Ширина полос эгирина 1—2 мм и лишь иногда достигает 2—5 см (эгириниты Саксаганской полосы). Эгирин представлен пятью генерациями, четыре из которых иногда устанавливаются в пределах одного шлифа (рис. 70) *.

При микроскопических исследованиях устанавливается, что к наиболее ранней генерации принадлежит крупнокристаллический эгирин, окрашенный в шлифах в желтовато-зеленый цвет; эгирин второй генерации в шлифах бесцветный, крупнотаблитчатый, при своем развитии нередко разъедающий эгирин первой генерации (рис. 70).

Эгирин третьей генерации тонкочешуйчатый, микроигльчатый или скрытокристаллический. В шлифах эта разновидность окрашена в бурый цвет. Эгирин третьей генерации замещает обе более ранние разновидности (рис. 70). Эгирин четвертой генерации представлен бесцветными игльчато-призматическими кристаллами, нередко образующими сферолито-лучистые скопления. Нередко он в виде жилочек сечет криптокристаллический эгирин, нарастает на последний и замещает его (рис. 70). Известны случаи, когда игльчато-призматический эгирин, секущий эгирин скрытокристаллический, переходит в кристаллы широкотаблитчатой формы. Пятая разновидность эгирина представлена акмитом, окрашенным в шлифах в бурый цвет, развивающимся преимущественно в карбонатных породах. **

Оптическая и химическая характеристика эгиринов различной генерации приведена в табл. 14. Из таблицы видно, что различные генерации эгирина по химическому составу мало отличаются друг от друга. Исключение составляет зеленый эгирин, характеризующийся низким содержанием окиси железа и высоким содержанием окиси магния.

Распространенность отдельных генераций эгирина в различных районах разная. В пределах Саксаганской полосы, от месторождения им. Фрунзе до месторождения им. Ленина, распространен крупнокристаллический бесцветный эгирин второй генерации. Иные генерации его здесь крайне редки. В других районах обычно встречается 2—4 разновидности эгирина одновременно. Причины, обусловившие развитие той или иной кристаллической формы эгиринов и особенности их химического состава, по-видимому, кроются в различной насыщенности растворов натрием и другими элементами.

Количественная характеристика вещества при метасоматическом развитии эгиринитов за счет железистых пород приведена в табл. 15, из которой видно, что при развитии эгиринитов за счет амфиболо-магнетитовых сланцев кремнекислота привносится, а за счет амфиболо-магнетитовых роговиков — привнос кремнекислоты бывает незначительным, а иногда она даже выносится.

Образование эгиринитов сопровождается значительным привнесением натрия и отчасти кальция. Весьма заметно возрастает количество окисного железа и уменьшается закисное железо. Это позволяет считать, что эгиринизация происходит в окислительных условиях. Возможно, что при этом частично используется кислород, заключенный в кварце. При эгиринизации в породе резко уменьшается количество магния и частично глинозема.

В составе эгиринизированных пород и эгиринитов обычно присутствуют эгирин, амфибол (рибекит, родузит, куммингтонит и переходные разновидности перечисленных минералов) и магнетит. Кроме того, встречаются другие минералы, возникшие в результате наложения более поздних фаз метасоматоза (карбонат, альбит, слюды, апатит и др.).

* Впервые указание на наличие нескольких генераций эгирина в Криворожье было сделано Ю. И. Половинкиной [1951].

** Соотношение бурого эгирина с другими его разновидностями не установлено.

Рибекитизация и развитие рибекито-магнетитовых руд. Среди железистых пород широко распространены превращения магнезиально-железистых амфиболов в натрово-железистые. В Криворожье этот процесс получил наименование «рибекитизации». Ю. И. Половинкина [1953] показала, что при этих процессах, наряду с рибекитом, широко развивается магнезиальная разность рибекита — родузит. Рибекитизация среди железистых пород восточной части УКЩ заключается в замещении куммингтонита родузитом и рибекитом, с сохранением форм кристаллов куммингтонита. В участках со слабо проявленным щелочным метасоматозом кристаллы амфиболов имеют пятнистое и зональное строение, часто с сохранившимися частями совершенно не замещенных зерен куммингтонита или грюнерита. При этом можно наблюдать все степени переходов от куммингтонита до родузита или рибекита. Среди пород, подвергшихся интенсивной рибекитизации, окраска амфиболов приобретает однотипный характер, реликтов первичных амфиболов не сохраняется.

При замещении куммингтонита родузитом во вновь образующихся амфиболох количество железа уменьшается на 30—40% (табл. 16). При миграции железо обогащает магнетитовые роговики и сланцы магнетитом. За счет амфиболо-магнетитовых сланцев, т. е. пород уже достаточно богатых железом, часто возникают амфиболо-магнетитовые руды.

Таблица 16

Изменение содержания железа при рибекитизации куммингтонита (по Ю. И. Половинкиной)

Наименование амфиболов	Fe ₂ O ₃	FeO	Суммарное содержание Fe, пересчитанное на FeO	%
Куммингтонит	4,92	32,59	37,02	100
Зональный родузит	12,67	16,28	27,68	74,7
Родузит	15,95	3,56	17,91	48,3
Родузит-крокидолит	16,66	7,72	22,71	61,3

Характер миграции материала при образовании амфиболо-магнетитовых руд отражен в табл. 15.

Из табл. 15 видно, что при образовании амфиболо-магнетитовых руд выносятся в значительном количестве кремнезем, частично глинозем, магний, кальций и щелочи; привносится же в большом количестве железо, частично ванадий и сера. При рибекитизации и образовании рибекито-магнетитовых руд привнос ванадия является характерной чертой, отличающей эти руды от магнетитовых руд, не содержащих щелочного амфибола.

Рибекитизация является широко распространенным процессом среди железистых пород. Иногда площади железистых кварцитов, содержащих щелочные амфиболы, измеряются многими квадратными километрами.

Кроме замещения щелочными амфиболами куммингтонита и грюнерита в амфиболо-магнетитовых кварцитах, сланцах и рудах нередко встречаются мономинеральные прожилки тонковолокнистой разновидности рибекита-крокидолита, макроскопически окрашенного в синий цвет.

Химический анализ крокидолита из прожилка, выполненный в лаборатории ВСЕГЕИ В. М. Ковязиной, приведен в табл. 17. Показатели преломления анализированного крокидолита $N_p = 1,690$, по $N_g = 1,694$; $N_g - N_p = 0,004$; $2V = -80^\circ$; удлинение отрицательное; плеохроизм по

Np — синий, по *Nm* — фиолетовый, по *Ng* — зеленовато-желто-бурый. В отличие от родузита и рибекита развитие крокидолита происходило в конце развития гидротермального процесса.

Альбитизация среди толщ железистых пород проявлена достаточно широко. Она заключается в метасоматическом замещении различных пород альбитом. Замещению подвергаются хлорито-биотито-кварцевые, гранато-амфиболо-биотитовые и амфиболо-биотитовые сланцы, железистые кварциты, рибекито-эгириновые породы, тальковые сланцы, серпентиниты, мигматиты, аплитовидные граниты и пегматиты. Обычно породы, в незначительном количестве замещенные альбитом, называются альбитизированными, породы, в которых альбит является господствующим минералом, называются альбититами.

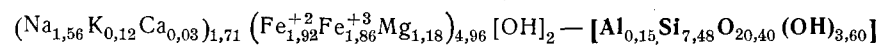
Таблица 17

Химический анализ и расчет формулы крокидолита из шахты им. Калинина

Наименование окислов	Вес. %	Молекулярное количество	Атомное количество кислорода	Число атомов кислорода, рассчитанное на 24	Атомное количество катионов	Число атомов катионов
SiO ₂	51,60	859	1718	14,96	859	7,48
TiO ₂	Нет					
Al ₂ O ₃	0,89	9	27	0,23	18	0,15
Fe ₂ O ₃	15,94	107	321	2,80	214	1,86
FeO	15,87	221	221	1,92	221	1,92
MnO	0,10	1	1	0,01	1	0,01
CaO	0,20	3	3	0,03	3	0,03
MgO	5,50	136	136	1,18	136	1,18
K ₂ O	0,66	7	7	0,06	14	0,12
Na ₂ O	5,51	89	89	0,78	178	1,56
— H ₂ O	0,44	26	26	0,23	52	0,46
+ H ₂ O	3,73	207	207	1,80	414	3,60
Сумма	100,44	1665	2756	24,00		

Общий делитель 2756 : 24 = 115.

Формула минерала может быть дана в следующем виде:



При слабо проявленной альбитизации первичный состав альбитизированных пород устанавливается легко, при интенсивной же альбитизации больших масс пород его определение значительно труднее.

Альбит, образующийся при метасоматических процессах, характеризуется обилием морфологических разновидностей, генетическое значение которых в настоящее время еще не познано.

Выделяются следующие разновидности альбита: 1) сахаровидный или аллотриоморфнозернистый альбит, иногда с плохо выраженной тонкой шахматной структурой; 2) широкопластинчатый альбит с правильными полисинтетическими двойниками, с ярко выраженной шахматной структурой; 3) удлиненно-призматический альбит, с правильными полисинтетическими двойниками, розетковидный, сферолито-лучистый, ветвисто-копьевидный (рис. 71 а, б).

Наблюдения показывают, что альбит был образован не менее, чем в три генерации.

Первая генерация является более ранней, к ней относится образование сахаровидно-зернистого альбита. Широкопластинчатый альбит с полисинтетическими двойниками и шахматным строением частично относится ко второй генерации; шахматный альбит вероятно возник за

счет замещения калиевого полевого шпата в сиенито-пегматитовых жилах.

Альбит третьей генерации удлиненно-призматически-зернистый, розетковидный, сферолито-лучистый, ветвисто-копьевидный в виде жилок сечет альбит первой генерации. В тесной связи с удлиненно-призматическим альбитом развиваются гидрослюды, гематит, апатит и хлорит. Кроме этого, присутствуют разнообразные остаточные минералы тех пород, за счет которых возникли альбититы.

Химический состав альбититов и характеристика миграции вещества, сопровождающей их развитие за счет эгиринов, приведены в табл. 15.

Образование альбититов за счет эгиринов, тальковых сланцев и других бедных глиноземом пород указывает на значительную миграцию Al₂O₃ при процессах альбитизации. Но следует отметить, что большие

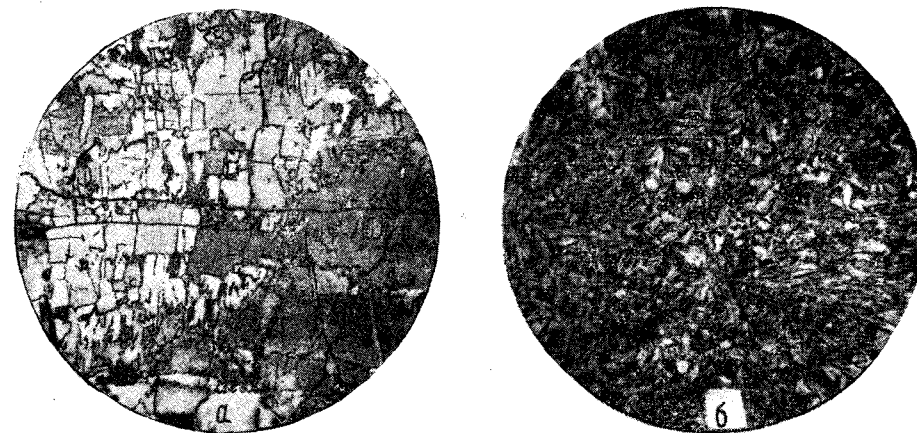


Рис. 71а, б. Альбититы из шахматного и ветвисто-сферолито-лучистого альбита, развившиеся по эгиринам. С анализатором, × 70.

массы альбититов обычно возникают преимущественно за счет богатых глиноземом сланцев.

Из табл. 15 видно, что развитие альбититов за счет железистых пород сопровождалось выносом больших количеств железа. Проявление этих процессов в больших масштабах и при наличии благоприятных условий, вероятно, может привести к образованию залежей железных руд. Альбитизация нередко сопровождалась привносом фосфора.

Железисто-карбонатный и карбонатный метасоматоз принадлежит к одной из ярко выраженных и широко распространенных фаз метасоматоза. Процессы карбонатизации развиваются преимущественно в амфиболо-магнетитовых роговиках, магнетито-амфиболовых сланцах, эгиринитах и амфиболо-магнетитовых рудах. Эти процессы выражаются в метасоматическом замещении карбонатом куммингтонита, рибекита, эгирина и прослоек кварцитов. Хлорито-биотито-кварцевые сланцы обычно слабо подвергаются карбонатизации.

При процессах карбонатизации возникают: сидерит, анкерит, доломит и кальцит. Характер возникающих карбонатов часто зависит от первичного состава пород, подвергающихся карбонатизации. Так, при карбонатизации эгирина развивается преимущественно сидерит. Последний широко распространен также при карбонатизации пород, развитых на контакте средней и верхней свит криворожской серии. Анке-

рит и доломит развиваются по магнезиальным и железисто-магнезиальным амфиболом и при замещении прослоек кварцитов.

В то же время по соотношениям развития отдельных разновидностей карбонатов устанавливается, что образование сидерита нередко происходит в более ранний период, а широкое развитие кальцита завершало процесс карбонатизации. Последняя нередко сопровождалась образованием гематита и магнетита, что приводило к возникновению богатых карбонатно-гематито-магнетитовых руд. Карбонатно-магнетитовые руды особенно широко развиты на контакте средней и верхней свит криворожской серии, в южной части Криворожского бассейна. Очень часто они возникают при замещении карбонатом амфиболов и прослоек кварцитов в амфиболо-магнетитовых роговиках. Характер миграции вещества, сопровождавшей эти процессы, приведен в табл. 15.

В тесной связи с процессами карбонатизации нередко происходит образование высоко магнезиально-железистых слюд и гидрослюд, а иногда развитие микроклина.

Особенно следует остановиться на развитии ярко-зеленой магнезиально-железистой слюды, широко распространенной в зонах эгиринизации Сакаганской полосы. В рибекито-эгириновых породах слюда наблюдается в виде чешуек, размеры которых не превышают 0,5—2 мм в поперечнике. В отдельных участках количество ее в породе достигает 15—20%. Зеленая слюда замещает эгирин, рибекит, иногда образует по трещинкам секущие жилки. В шлифах плеохроизм слюды по *Ng* — изумрудно-зеленый, по *Np* — бледно-желтый, погасание прямое, удлинение положительное. Минерал двусный, отрицательный, но угол оптических осей маленький; показатели преломления: *Ng* = 1,661; *Np* = 1,625; *Ng* — *Np* = 0,036; при выветривании слюда устойчива.

Анализ концентрата слюды, выделенного из рибекито-эгириновой породы был выполнен в лаборатории ВСЕГЕИ М. М. Стукаловой. Анализ и расчет формулы приведен в табл. 18.

Таблица 18

Химический анализ и расчет кристаллохимической формулы зеленой магнезиально-железистой слюды

Наименование окислов	Вес, %	Молекулярные количества	Атомное количество кислорода	Число атомов кислорода, рассчитанное на 12	Атомное количество катионов	Число атомов катионов
SiO ₂	56,20	936	1872	7,870	936	3,935
TiO ₂	0,10	1	2	0,008	1	0,004
ZrO ₂	0,03	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	2,05	21	63	0,262	42	0,175
Fe ₂ O ₃	19,18	120	360	1,512	240	1,007
FeO	3,19	44	44	0,182	44	0,182
MnO	Следы	—	—	—	—	—
MgO	5,42	135	135	0,575	135	0,575
CaO	0,27	5	5	0,021	5	0,021
Na ₂ O	0,64	10	10	0,040	20	0,080
K ₂ O	8,26	88	88	0,370	176	0,74
H ₂ O	0,25	—	—	—	—	—
H ₂ O +	4,86	276	276	1,160	—	2,32
Сумма	100,55		2855	12,000		

Общий делитель 2855 : 12 = 237,

$$x = \frac{2(2855 - 276 - 11 \times 201)}{21} = 35; \quad y = 35 : 237,9 = 0,16.$$

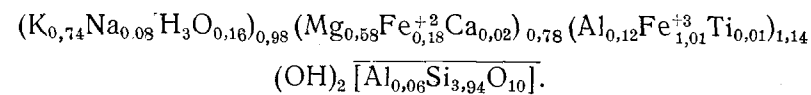
По данным химического анализа, зеленая слюда принадлежит к группе магнезиально-железистых слюд. Заслуживает особого внимания необыкновенно низкое содержание в слюде глинозема, что затрудняет ее сопоставление с известными разновидностями.

Рентгено-структурные исследования показали, что по характеру и расположению линий на дебаеграмме изученная слюда близка к биотито-флогопитовому ряду.

Спектральными исследованиями установлено отсутствие в зеленой слюде хрома, ванадия, никеля и редких элементов.

Эту новую разновидность слюды, требующую дополнительного изучения, предлагается назвать свитальскимитом (в честь Н. И. Свитальского). Возникновение подобных слюд обусловлено высоким содержанием железа в тех породах, в которых возникла указанная слюда. По химическому составу описанная слюда близка к искусственной чисто железистой слюде, полученной И. А. Островским (1955) в лабораторных условиях. В указанной искусственной слюде глинозем целиком замещен трехвалентным железом.

Формула зеленой слюды:



Окварцевание и образование гизингеритсодержащих пород. Наши наблюдения над геологическими особенностями гидротермального кварца, проведенные в различных районах, позволяют (при всем разнообразии) делить его на три разновидности (рис. 72 а, б, в): 1) сахаровидный; 2) сливной; 3) призматически-зернистый.

Указанные разновидности кварца имеют разновозрастный характер и наблюдаются как в метасоматических, так и в жильных телах. Наиболее ранним является сахаровидный кварц, наиболее поздним — призматически-зернистый. Последний иногда образует переходы в халцедон и опал.

Типичный сахаровидный кварц макроскопически представляет собой зернистую породу с хорошо различимыми стеклянноподобными, реже молочно-белыми зернами. При изучении шлифов этой разновидности кварца наблюдаются грубо изометричные зерна, без проявления идиоморфных кристаллов, но приближающиеся к ним. Границы зерен ровные, не зазубренные, при скрещенных николях характерно равномерное погасание зерен. Размеры зерен колеблются от 0,5 до 2,0 мм.

Сахаровидный кварц распространен главным образом в зонах экзоконтактов гранитоидов, он встречается также на значительном расстоянии от интрузивных массивов, но реже. Эта разновидность кварца часто ассоциируется с магнетитом, гранатом, пироксеном, основными плагиоклазами, шеелитом и другими высокотемпературными минералами. На значительном удалении от интрузивных пород он содержит и низкотемпературные минералы (хлорит, карбонаты). Структура сахаровидного кварца близка к панидиоморфно-зернистой.

Сливной кварц макроскопически представлен стекловидными и матовыми разновидностями, со всеми переходами между ними. В большинстве случаев он бесцветный или молочно-белый, реже темный, дымчатый, черный, синий, розовый и т. д. Макроскопически границы отдельных зерен почти не различимы. При микроскопическом исследовании устанавливается, что поперечник отдельных зерен в среднем более 5—10 мм. Границы между отдельными зернами ломаные и неправильные, погасание зерен резко волнистое, наблюдаются многочисленные трещины дробления. Кварцевые жилы, сложенные сливным кварцем,

рудоносную жилу — кальцит, флюорит, паризит, кварц и халцедон. В небольшом количестве встречены: сфалерит, галенит, халькопирит, пирит и аргентит. Вторичные минералы представлены церусситом, ковеллином, лимонитом и окислами марганца.

Паризит образует мелкие и среднезернистые агрегаты, тонко просиженные кальцитом. Его окраска малиново-розовая и розово-красная, блеск слабо стеклянный, до матового, спайности нет, излом неровный, черта бесцветная, твердость 4—4,5, удельный вес 3,6. Минерал оптически одноосный, положительный. Показатель преломления паризита по N_g — 1,751, по N_p — 1,676, $N_g - N_p = 0,075$.

Кальцит, сростающийся с паризитом, белый или окрашен в бледно-розовый и розовый цвета. Розовая окраска обусловлена примесью редких земель. Интенсивно окрашенный кальцит обычно встречается в краевых частях гнезд паризита.

На побережье Азовского моря распространены россыпи ильменита. В последнем в виде изоморфных примесей присутствуют тантал и ниобий.

В. И. Эльтеков считает, что значительная часть сиенитов Мариупольского комплекса возникла путем замещения основных и ультраосновных пород. Поэтому весьма вероятно, что сиениты оказались обогащенными титансодержащими минералами за счет титана, содержащегося в основных породах. Размыв сиенитов Мариупольского интрузивного цикла послужил источником накопления ильменита в прибрежных россыпях.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ КРИВОРОЖСКОГО РУДНОГО ПОЯСА

По запасам железных руд Криворожский рудный пояс имеет огромное значение. Поэтому мы остановимся более детально на проявленной в нем рудной минерализации.

Границы распространения Криворожского рудного пояса совпадают с границами ярко обособленной структурно-фациальной зоны, определяющейся распространением пород криворожской серии.

Особенностью Криворожского рудного пояса является его приуроченность к стыку интрагеоантиклинальной и интрагеосинклинальной областей, представляющих в то же время резко отличные между собой структурно-фациальные зоны. Криворожский структурно-металлогенический пояс резко отличается от соседних структурно-металлогенических зон и по характеру развития метаморфических фаций. К востоку от Криворожского пояса преобладают амфиболитовые и эпидот-амфиболитовые фации; на западе резко господствующими являются амфиболитовые фации. В пределах Криворожского структурно-металлогенического пояса встречаются слабо метаморфизованные осадочные породы. Наиболее широко распространены породы фации зеленых сланцев; породы амфиболитовой фации встречаются в виде отдельных небольших участков, образующих постепенные переходы в породы фации зеленых сланцев.

Причина распространения в Криворожье пород сравнительно низкотемпературных фаций, как отмечалось уже выше, заключается в особенности их состава. Богатство пород криворожской серии железом, магнием, а пород аркозого горизонта — кварцем препятствовало развитию здесь гранитизации, а это привело и к ослаблению метаморфизма.

Пограничное положение Криворожского пояса на сочленении двух больших структурных зон, по-видимому, явилось одной из причин проявления весьма интенсивной, сложной и многофазной тектоники Криворожского Рога.

Отличительной чертой Криворожского рудного пояса является также необычно широкое распространение среди слагающих его толщ железистых кварцитов.

Рудные образования Криворожья представлены всемирноизвестными месторождениями богатых железных руд метаморфогенной группы.

В настоящее время в Кривом Роге ведется промышленная добыча железистых кварцитов. Это бедные руды, для выплавки железа они требуют обогащения.

Месторождения железистых кварцитов, пригодные для добычи, можно объединить в формацию метаморфизованных месторождений железа, возникших из осадочных железистых толщ без существенного обогащения железом. Запасы этих руд практически исчерпаемы. Но стоимость получаемых концентратов железа после обогащения выше стоимости богатых железных руд.

Богатые железные руды Криворожского Рога могут быть объединены в формацию метаморфических месторождений, которые возникли за счет толщ железистых кварцитов, с последующим обогащением их железом под влиянием разнообразных процессов.

В формации метаморфических месторождений железистых кварцитов Украины можно выделить:

- 1) магнетитовые руды корсак-могильского типа;
- 2) мартитовые руды саксаганского типа;
- 3) маррито-магнетитовые руды, развитые на контакте средней и верхней свит криворожской серии;
- 4) магнетитовые руды, связанные с щелочным метасоматозом;
- 5) гематито-магнетитовые руды, связанные с окварцеванием.

Кроме того, известны железные руды остаточного-инфильтрационного, связанные с процессами выветривания (красковые и буро-железняковые).

Характеристика особенностей состава железных руд Криворожского рудного пояса здесь не приводится. Материалы по этому вопросу имеются в работах Н. П. Семененко [1955] и Я. Н. Белевцева [1957].

В последнее время в пределах рассматриваемого пояса вскрыта апатитовая минерализация. Кроме того, известны незначительные проявления сульфидной и арсенидной гидротермальной минерализации.

Богатство Криворожского рудного пояса железом обусловило весьма своеобразный характер проявления гидротермальных метасоматических процессов. Значение последних для понимания генезиса рудных образований, связанных с метасоматозом, очень велико. Поэтому ниже дается краткая характеристика метасоматических пород, рассматриваются также вопросы генезиса метасоматических процессов, проявленных в толщах железистых кварцитов, и на фоне этого рассматривается генезис перечисленных типов железных руд.

Некоторые метасоматические процессы, проявленные среди железистых пород Криворожского рудного пояса

Процессы замещения и метасоматоза в толщах железистых кварцитов Криворожского Рога носили сложный и многофазный характер. Наиболее интенсивно здесь проявлены следующие фазы метасоматоза*.

1) образование железных руд типа магнетитовых руд месторождения Корсак-Могила и типа маррито-магнетитовых руд Саксаганской полосы; 2) эгиринизация; 3) рибекитизация и образование рибекито-

* Под терминами «эгиринизация», «рибекитизация», «альбитизация» и т. д. здесь понимается метасоматическое образование эгирина, рибекита, альбита за счет разнообразных пород и минералов.

являются наиболее распространенными по сравнению с другими разновидностями кварца.

Призматически-зернистый кварц характеризуется развитием сильно удлиненных по призме кристаллов. Структуры этой разновидности кварца бывают разнообразными, но преобладают линейно-параллельно-призматически-зернистые.

Наиболее широко эта разновидность кварца развита в приповерхностных образованиях. Нередко он содержит и высокотемпературные минералы, но для него более характерны минералы низкотемпературные.

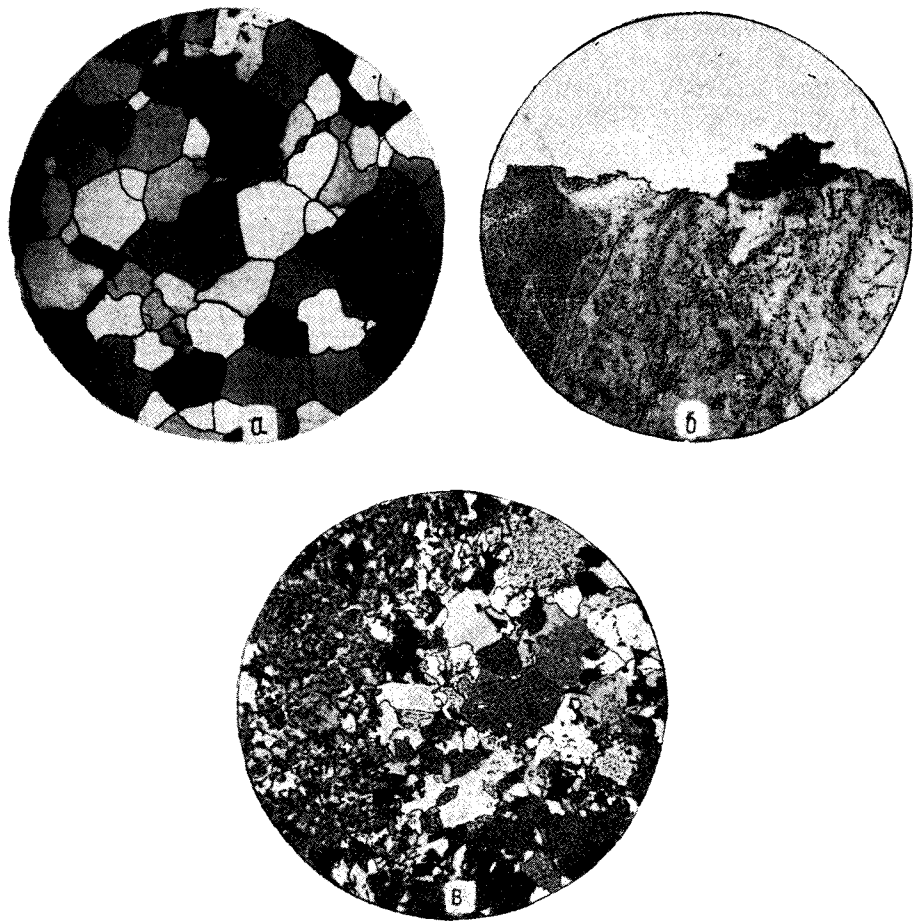


Рис. 72. Типы структур жильных и метасоматических кварцев: а — сахаровидный б — сливной; в — призматически-зернистый. С анализатором, $\times 70$.

Пока еще мы не в состоянии объяснить причины возникновения структур определенной разновидности кварца. Вероятно, главная роль в возникновении кварца выделенных разновидностей принадлежит не температуре, а особенностям состава раствора. Сахаровидный кварц, как правило, содержит меньше жидких и газовых включений, чем сливной, и значительно меньше, чем призматически-зернистый. Часто сахаровидный и сливной, сливной и призматически-зернистый кварцы встречаются в одной жиле. Реже встречаются жилы, содержащие все три разновидности кварца. Образование таких жил обязано проявлению многофазных гидротермальных процессов. Между выделенными разновидностями кварца существуют все степени переходов.

Разные типы кварцев часто бывают характерны для определенных формаций месторождений. Так, сливным кварцем сложена преобладающая масса жил кварцево-вольфрамово-касситеритовой формации и многие мезотермальные жильные месторождения золота. Призматически-зернистым кварцем сложены все жилы сульфидно-касситеритовой формации, большинство эпитермальных месторождений золота, месторождения пьезокварца «альпийского типа» и околорудные зоны окварцевания полиметаллических месторождений Алтая. Сахаровидный кварц слагает кобальтоносные жилы месторождений Вавилонской группы, вольфрамоносные жилы некоторых месторождений и присутствует часто в скарновых залежах.

В районах развития железистых пород встречаются все три разновидности метасоматического и жильного кварца. Но следует отметить, что кварцевые жилы среди железистых пород УҚШ имеют незначительное распространение, тогда как кварциты, возникшие в процессе окварцевания пород различного состава, встречаются очень часто.

Сахаровидно-зернистый кварц в кварцитах имеет ограниченное распространение. Широко распространен кварц сливной, встречается и призматически-зернистый.

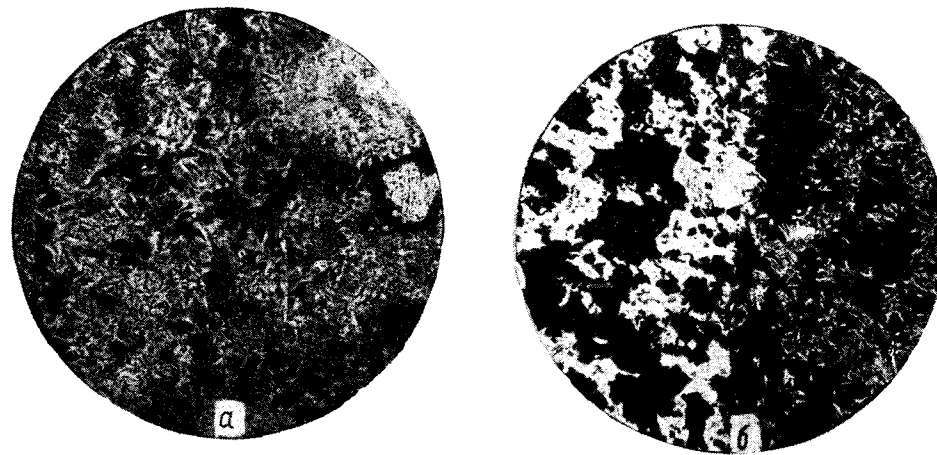


Рис. 73. Гизингеритсодержащие породы. Без анализатора, $\times 15$:

а — жильные диабазы с псевдоморфозами кварца по плагиоклазу (светлые призматические зерна) и гизингеритом, замещившим цветные минералы (темное); б — диабаз, замещенный кварцем и гизингеритом (в правой части рис.), контактирует с магнетитовым кварцитом.

Среди пород криворожской серии Анновской полосы найдены зонального строения пегматитовые тела. Центральные части пегматитов нередко сложены характерным темно-серым сливным кварцем. Здесь же развиты мощные зоны метасоматических кварцитов, возникших за счет замещения пород криворожской серии. Кварц в метасоматических кварцитах аналогичен кварцу пегматитовых жил. Это обстоятельство позволяет предполагать, что образование метасоматических кварцитов Анновской полосы, с характерным сливным дымчатым кварцем, было тесно связано с развитием пегматитового процесса.

В районе Попельнастовского участка Желтореченской полосы темно-серые метасоматические кварциты развиваются за счет амфиболо-магнетитовых роговиков. Железо, выносимое при окварцевании, мигрировало, образуя в джеспилитах залежи богатых железных руд, располагающихся нередко параллельно зонам окварцевания.

Возникновение кварцитов с призматически-зернистым кварцем относится к более поздней стадии.

С развитием кварцитов, сложенных призматически-зернистым кварцем, нередко связано образование оригинальных гизингеритсодержащих пород. Последние широко развиты в южной части Анновской полосы и в северной части Саксаганской.

Гизингеритсодержащие породы встречаются в средней свите криворожской серии. Они возникли за счет замещения тектонических зон брекчий пород средней свиты криворожской серии и даек диабаза. Обычно гизингеритсодержащие породы образуют тела мощностью до 15—20 м, их длина измеряется десятками, а иногда и сотнями метров. Они пересечены буровыми скважинами на глубинах 300—600 м.

Макроскопически эти породы плотные, черные, базальтоподобного облика, для них характерно присутствие спорадических включений смолисто-черного, с раковистым изломом гизингерита. Нередко в рассматриваемых породах видны следы брекчиевидной структуры. Иногда удается наблюдать, как типичные гизингеритсодержащие породы постепенно переходят в брекчии, сложенные обломками сланцев и железистых кварцитов или развиваются в брекчиях в виде метасоматических жил. В некоторых случаях установлено, что гизингеритсодержащие породы возникли путем замещения диабазов (рис. 73 а, б).

Из минералов в гизингеритсодержащих породах встречены: гизингерит — 10—40, кварц — 15—30, гидробиотит — 30—40, магнетит — 5—

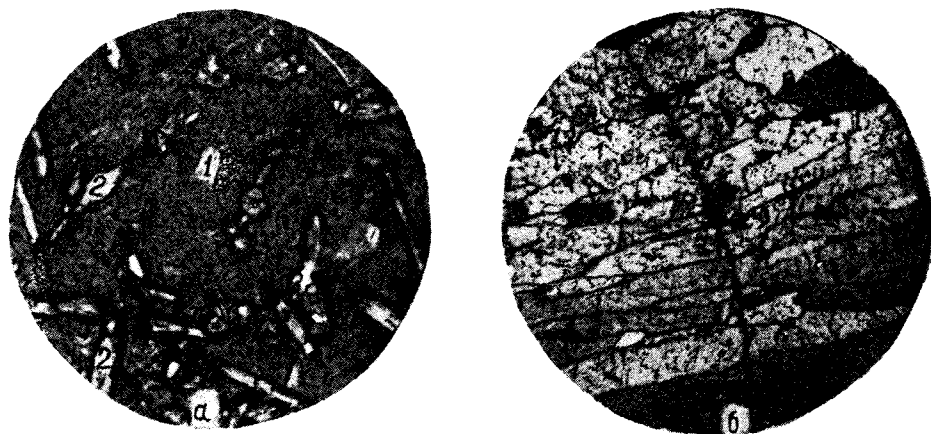


Рис. 74. Породы и минералы из зон гизингеритизации. Без анализатора, $\times 40$.
а — гизингеритсодержащие породы с эгирином; 2 — гизингерит; 2 — эгирины; б — барит из гизингеритсодержащих пород.

30, эгирин — 6—15, стильномелан — 0—15%, присутствуют спорадически — моноклинный пироксен, реликты оливина, барит, карбонат, альбит, каолин, халцедон, железистый палыгорскит, гипс, апатит, гематит, марказит, халькопирит и цеолиты (рис. 74 а, б).

Описание гизингерита дано в специальной статье [Никольский, 1953], поэтому здесь его характеристика не приводится. Отметим лишь, что гизингерит представлен двумя генерациями. Первая является более ранней, макроскопически она не различима, количественно резко преобладает над гизингеритом второй генерации. В шлифах под микроскопом гизингерит очень легко принять за хлориты. Количество его в породах колеблется от нескольких до 10—40%. Он образует с кварцем и магнетитом тесные сростания, замещает эгирины, амфибол, гидрослюда и стильномелан.

В гизингеритсодержащих породах широко распространен кварц. Количество его достигает 15—30%. Встречается он в виде неправиль-

ных зерен, игольчато-призматических или пластинчатых зерен, напоминающих альбит и другие минералы. Обычно зерна кварца сильно загрязнены точечными включениями апатита, рудного минерала и гидробиотита. Кварц часто развивается в виде ярко выраженных псевдоморфоз по эгирину, амфиболу, бариту, полевым шпатам (например, в диабазах, рис. 73). Запыленность кварца и необычные формы развития его зерен заставляют предполагать наличие здесь других минералов. Но детальные исследования подтверждают принадлежность необычных по форме зерен к кварцу.

Кроме метасоматического кварца в гизингеритсодержащих породах иногда встречаются жеодки мелких кристалликов горного хрусталя, выполняющих пустоты. Изредка встречается халцедон сферолито-лучистого и волокнистого строения, возникающий в наиболее поздние стадии окварцевания.

В гизингеритсодержащих породах широко распространены гидрослюда. Они развиваются путем замещения биотита, амфибола, эгирина, кварца и других минералов. Гидрослюда плеохроируют в зеленых, бурых и темно-бурых тонах. Их окраска по *Nr* более густая, чем по *Np*. Нередко гидрослюда замещают стильномелан и гизингерит первой генерации.

Эгирин в гизингеритсодержащих породах выявляется лишь в шлифах при микроскопических исследованиях. Иногда он образует в породе скопления в виде полос явно метасоматического характера. Но встречаются гизингеритсодержащие породы с реликтами порфировой структуры, в которых эгирин распределен в виде единичных, равномерно распределенных кристаллов. Возможно, подобные породы являются жильными и эгирин в них магматического происхождения.

Форма кристаллов эгирина вытянуто-призматическая или изометричная, удлинение их отрицательное. Угол оптических осей не постоянный, отрицательный, у зеленых эгиринов 73—75°, у бесцветных — 56—60°; спайность параллельная или пересекающаяся под углом, близким к прямому. Плеохроизм у эгирина более густой по *Np*, чем по *Ng*. Показатели преломления по *Np* — 1,739, по *Ng* — 1,781. Двупреломление 0,044—0,048, угол $cNg = 1-6^\circ$. Эгирин очень часто бывает замещен гидрослюдами, стильномеланом и кварцем.

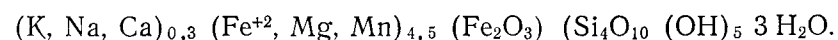
Стильномелан в гизингеритсодержащих породах распространен довольно широко. Макроскопически он имеет форму чешуек и пластинок, длина которых измеряется десятками и сотыми долями миллиметра. В шлифах под микроскопом стильномелан имеет форму биотитоподобных пластинок или образует скопления сферолитовых чешуек; встречаются и сплошные его массы.

Характерной чертой стильномелана является весьма интенсивный плеохроизм — буро-коричневый и желтый по *Ng*, густо-зеленый и темно-бурый по *Np*. Показатели преломления колеблются: по *Np* — 1,58—1,59; по *Ng* — 1,62; $Ng - Np = 0,40$.

Выделенный из образца чистый стильномелан был подвергнут в лаборатории ВСЕГЕИ химическому анализу, выполненному М. М. Стукаловой. Анализ дал следующие результаты: SiO_2 — 30,65%; TiO_2 — нет, Al_2O_3 — нет; Fe_2O_3 — 20,17; FeO — 26,83; MnO — 0,09; CaO — 240; MgO — 7,92; $K_2O + Na_2O$ — 0,3%; потери при прокаливании 12,31%; сумма равна 100,36%.

А. Г. Бетехтин [1950] для стильномелана приводит формулу $(K, Na, Ca)_{0,8} (Mg, Fe^{+3}, Al)_{3,8} (Si_4O_{10}) (OH)_4$.

Расчет приведенного выше химического анализа дает:



Термические исследования изученного образца стильномелана были проведены В. П. Ивановой. Они показали наличие первой эндотермической реакции в интервале 50—60°, обусловленной потерей гигроскопической воды. Слабая экзотермическая реакция наблюдается в интервале температур 800—900° и 1100°. Очень интенсивная эндотермическая реакция происходит при температуре 1200°.

Характерным при развитии гизингеритсодержащих пород является вынос глинозема. Это особенно показательно при возникновении этих пород за счет жильных диабазов (табл. 18).

Соотношение между отдельными фазами метасоматоза, проявленными в железистых кварцитах

Среди железистых пород Криворожья наиболее интенсивно проявлены следующие фазы метасоматоза; 1) образование мартитовых руд саксаганского типа и магнетитовых руд типа месторождения Корсак-Могила; 2) эгиринизация; 3) рибекитизация и образование магнетитовых руд, содержащих щелочные амфиболы; 4) альбитизация; 5) железисто-карбонатный метасоматоз; 6) окварцевание и образование гизингеритсодержащих пород.

Руды саксаганского типа наиболее широко распространены в пределах Саксаганской полосы, вблизи интрузивного контакта крупного массива плагногранитов с криворожской серией. О возникновении этих руд можно высказать лишь предположение, что возникли они при гранитизации железистых пород криворожской серии, одновременно с формированием олигоклазовых мигматитов, гранито-гнейсов и плагногранитов*. Проходившие при этом через магнетитовые кварциты, растворы выше зоны гранитизации выщелачивали кварц и обогащали породы железом. Вследствие значительных поднятий УКЩ и его эрозии сильно пористые магнетитовые руды являлись путями интенсивного движения трещинных вод, которые превратили магнетит в мартит. Эти процессы сопровождалась образованием некоторых количеств гетита и гидрогематита. В результате опускания УКЩ зона окисления оказалась захороненной на глубину более 1,5 км.

Более определенно устанавливается время образования богатых магнетитовых руд типа руд месторождения Корсак-Могила. Возникновение этих руд обусловлено миграцией железа, вызванной гранитизацией амфиболо-пироксено-магнетитовых роговиков флюидами, обогащенными калием.

Значительные массы аплитовидных гранитов и их мигматитов бывают превращены в альбититы, содержащие изредка эгирин, рибекит и в значительном количестве апатит. Известны случаи, когда эгириниты секутся жилками аплитовидного гранита. Указанные соотношения позволяют считать, что щелочной и железисто-карбонатный метасоматоз, а также процессы окварцевания генетически были тесно связаны с развитием аплитовидных гранитов и их мигматитов.

Эгиринизация и рибекитизация, наблюдающиеся в толще железистых пород, пространственно тесно между собой связаны. Поэтому широко распространено мнение о том, что рибекитизация и эгиринизация представляют собою единый метасоматический процесс. Но при детальном микроскопическом исследовании устанавливаются многочисленные случаи, когда сплошные массы эгиринизированных пород секутся жилками рибекита и замещаются последним.

* Такие руды в виде небольших залежей известны в железистых кварцитах нейсовой серии. Там отчетливо устанавливается перемещение железа в связи с развитием олигоклазовых гранито-гнейсов по магнетитовым кварцитам.

Иногда в качестве доказательств более раннего развития рибекита или родузита по сравнению с эгирином указывают на наличие жилок эгирина, секущих скопления щелочного амфибола. Кроме того, среди сплошных масс эгирина встречаются разъединенные кристаллы рибекита и родузита.

Но при внимательном изучении подобных случаев удается установить, что образование жилок эгирина происходило не среди щелочных амфиболов, а среди куммингтонита, и разъеданию эгирином подвергались не зерна щелочных амфиболов, а куммингтонит. Образование же щелочных амфиболов в этих случаях происходило после возникновения эгирина.

Изложенное позволяет полагать, что процесс эгиринизации железистых пород в главной своей массе является более ранним по сравнению с развитием щелочных амфиболов (рис. 75 а—ж, 76 а—з).

Процесс эгиринизации был достаточно длительным, прерывистым, что привело к возникновению 4—5 генераций эгирина.

Процессы образования щелочных амфиболов за счет куммингтонита сопровождалась освобождением значительных количеств железа. Это железо, мигрируя в зонах достаточно благоприятных для метасоматоза, выпадало в виде магнетита, замещая куммингтонит или кварц. Когда подобному метасоматозу подвергались амфиболо-магнетитовые сланцы, породы уже достаточно богатые железом, тогда возникали богатые магнетитовые руды, содержащие родузит или рибекит.

Против изложенной точки зрения о генезисе амфиболо-магнетитовых руд обычно приводятся возражения, заключающиеся в том, что железо, освобождающееся при образовании щелочных амфиболов за счет куммингтонита, не мигрирует, а здесь же выпадает в виде магнетита. Такое возражение следует считать не обоснованным, так как встречаются куммингтонитовые сланцы, замещенные родузитом и совершенно лишенные магнетита.

Альбитизация — процесс длительный, перекрывающий ряд других фаз. В. С. Домарев указывает, что альбититы сахаровиднозернистого сложения развивались одновременно с эгиринизацией и до процессов эгиринизации. Альбититы призматически-зернистого сложения отчетливо развиваются путем замещения рибекито-эгириновых пород и несомненно являются более поздними образованиями, чем последние. С ранними этапами образования удлиненно-призматического альбита бывает тесно связана фосфорная минерализация, которая более подробно описана ниже, т. к. это важно для понимания распространения фосфора в железных рудах.

Железисто-карбонатный метасоматоз накладывается на эгиринизированные и рибекитизированные породы. Карбонат замещает эгирин и рибекит, иногда с сохранением формы их кристаллов. В некоторых случаях карбонатный метасоматоз сопровождается образованием гидротермального магнетита и гематита. Карбонатно-магнетитовые руды особенно широко развиты на границе средней и верхней свит криворожской серии, в южной части Саксаганской полосы. Здесь они отчетливо секутся жилками крокидолита и иногда жилками альбита. Но крокидолит и поздний альбит в количественном отношении были развиты незначительно. Окварцевание в районе развития железистых пород является процессом длительным, соотношение его с другими фазами метасоматоза устанавливается далеко не всегда. Кварциты, тесно связанные с образованием центральных кварцевых зон пегматитовых даек, нередко возникали за счет рибекито-эгириновых пород.

Кварциты с кварцем удлиненно-призматического сложения замещают карбонатно-магнетитовые руды. Образование кварцево-гизингеритсодержащих пород завершало развитие метасоматических процессов.

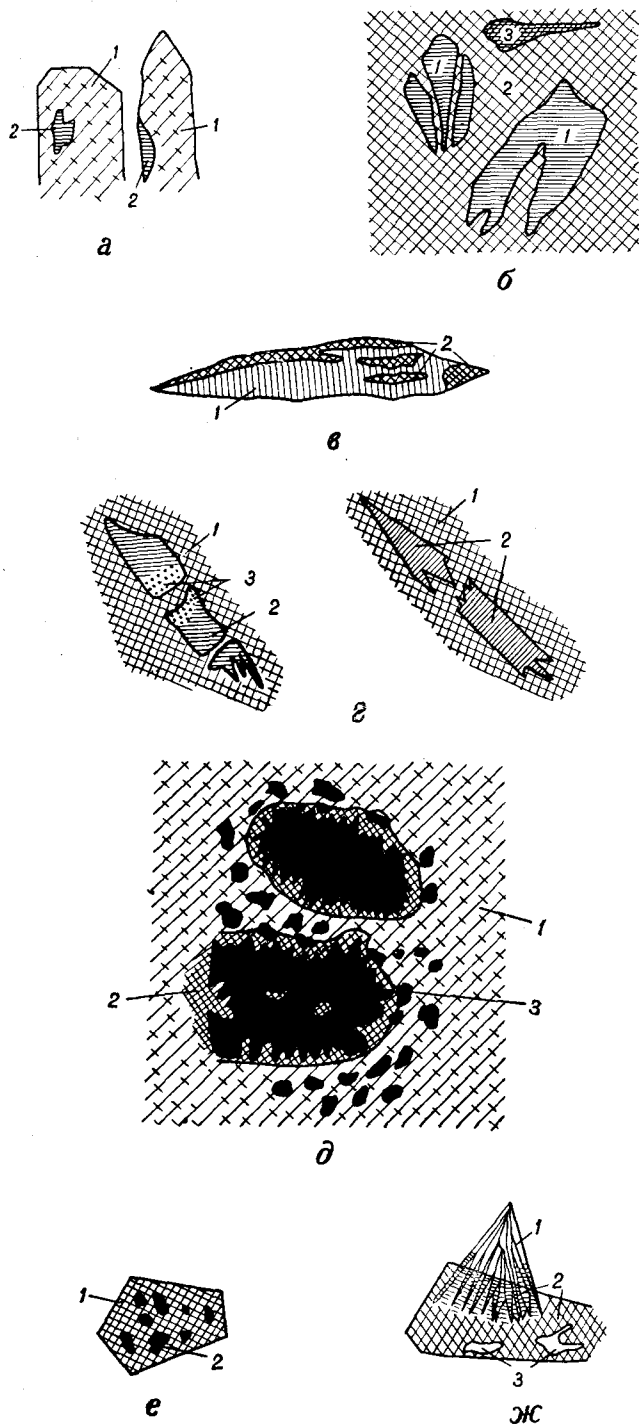


Рис. 75. Детали зарисовок соотношений отдельных минералов между собой.

a — псевдоморфозы тонкозернистого эгирина — 1 по куммингтониту — 2; *б* — зерна куммингтонита — 1, разведенные эгирином — 2, талык замещает эгирин — 3; *в* — кристалл куммингтонита — 1, частично замещенный тонкозернистым агрегатом зерен эгирина — 2; *г* — агрегат зерен эгирина — 1, замещающего куммингтонит — 2, частично превращенный в щелочной амфибол — 3; *д* — тонкозернистый эгирин — 1 с участками призматически-зернистого эгирина — 2 замещают магнетит — 3; *е* — кристалл эгирина — 1 с участками недозамещенного магнетита — 2; *ж* — сферолито-лучистый эгирин — 1 замещен рибекитом — 2 с сохранением контуров кристаллов эгирина внутри рибекита — 2, в кристалле рибекита сохранились остатки недозамещенного куммингтонита — 3.

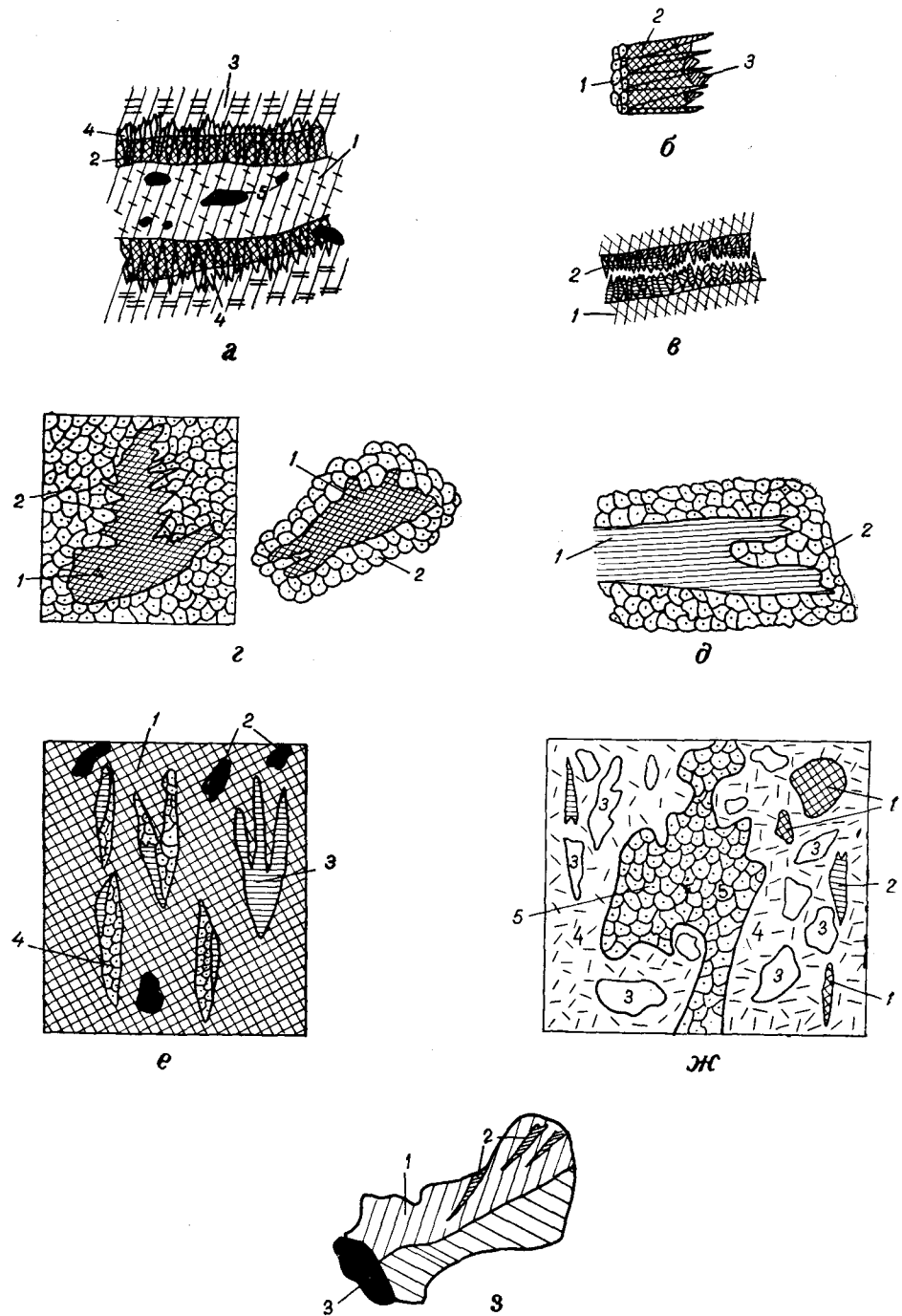


Рис. 76. Детали зарисовок соотношений отдельных минералов между собой.

a — на полоске мелкозернистого эгирина — 1 имеются наросты щеток призматически-зернистого эгирина — 2, ограниченные полосами рибекита — 3; концевые части призматически-зернистого эгирина замещены в виде псевдоморфоз рибекитом — 4; *б* — мелкозернистый эгирин — 1 с наростами призматически-зернистого эгирина — 2, концевые части кристаллов которого замещены рибекитом — 3; *в* — мелкозернистый эгирин — 1, рассеченный жилкой рибекита — 2; *г* — кристаллы эгирина — 1, разведенные карбонатом — 2; *д* — кристаллы рибекита — 1, частично замещенные карбонатом — 2; *е* — тонкозернистый эгиринит — 1 с зернами магнетита — 2 и куммингтонита со слабо голубоватым плеохроизмом; карбонат — 4 замещает, в первую очередь, куммингтонит; *ж* — тектоническая брекчия, содержащая обломки: эгирина — 1, куммингтонита — 2, кварца — 3; цемент — 4 состоит из тонкоперетертых зерен различных минералов; материал брекчии замещается доломитом — 5; 3 — кварц — 1, заместивший карбонат, с сохранением следов его спайности, обусловленной наличием пылевидного адиагностического материала, имевшегося в трещинах спайности карбоната. В кварце имеются вроски кристаллов амфибола — 2, магнетит — 3.

О генезисе богатых железных руд в железистых кварцитах

Многофазные процессы замещения и метасоматоза, проявившиеся в областях развития железистых пород восточной части УКЩ, вызвали миграцию больших масс железа и обуславливали возникновение разнообразных богатых железных руд.

Образование богатых саксаганских руд происходило путем выщелачивания кварца из магнетитовых кварцитов бедных силикатами; растворы, выносившие кварц, нами предположительно связываются с плагиогранитами, прорывающими криворожскую серию. Первоначально руды саксаганского типа имели магнетитовый состав. Превращение их в маритовые руды с наложением окраскования и образованием красковых руд произошло позднее, в периоды значительного поднятия УКЩ. Позже, вследствие опускания шита, зона окисления оказалась захороненной на глубине свыше 1,5—2 км.

Гранитизация магнетитовых кварцитов в связи с формированием магмы микроклиновых гранитов сопровождалась выносом значительных количеств железа. Флюиды, несущие железо, в более высоких горизонтах замещали кварц и силикаты амфиболо-магнетитовых кварцитов и вызвали образование массивных магнетитовых руд (руды месторождения Корсак-Могила). Процессы эгиринизации не сопровождались концентрацией значительных масс железа в виде богатых руд.

В зонах интенсивной рибекитизации и развития родузита по куммингтониту железо освобождалось и мигрировало.

В отдельных участках, имеющих широкое развитие амфиболо-магнетитовых сланцев (пород уже достаточно богатых железом), флюиды, несущие железо, замещали амфибол и кварц магнетитом, что привело к возникновению богатых амфиболо-магнетитовых руд. Широкое развитие альбититов за счет пород богатых железом также вызвало интенсивную миграцию железа. Поэтому возникновение богатых железных руд в связи с развитием альбититов вполне возможно.

В пределах северной части Желтореченской полосы, в тесной связи с развитием окварцевания, железистые кварциты преобразуются в метасоматические кварциты. В некоторых случаях зоны метасоматических кварцитов в альбандах иногда сопровождаются залежами богатых гематито-магнетитовых руд. Можно предполагать, что возникновение залежей богатых руд в этом случае вызвано миграцией железа, сопровождавшей процессы окварцевания железистых кварцитов.

Процессы карбонатного метасоматоза нередко сопровождались возникновением значительных залежей богатых карбонатно-магнетитовых руд.

О генезисе натрового метасоматоза, проявленного в кварцитах

Попытки объяснить генезис натрового метасоматоза, проявленного в Криворожье, предпринимались многими геологами.

В. И. Лучицкий [1946] считал, что генетически щелочной метасоматоз в Криворожье связан с нескрытыми щелочными палеозойскими интрузиями Мариупольского комплекса. Подобная же точка зрения была развита И. С. Усенко [1948] и А. Н. Чураковым [1947]. Последний известные в Криворожье образования щелочных амфиболов, пироксенов и альбититов связывает с щелочными магмами варисского возраста. По его мнению, щелочные породы палеозойского возраста в виде кольца окаймляют краевую часть Русской платформы (Мариуполь, Кривой Рог, район Овруча, Рудные Горы, железорудные месторождения Швеции, Кольский полуостров, Урал).

Неясность представления о генезисе натрового метасоматоза отражена в статьях Ю. И. Половинкиной. В одной из своих работ [1949]

она пришла к выводу о связи проявлений щелочного метасоматоза Кривого Рога с основной магмой. Ю. И. Половинкина пишет, что „...если связь альбититов с гранитами и щелочными породами в большинстве случаев оказывается только предполагаемой, то связь их с основными и ультраосновными породами весьма часто непосредственно наблюдается в поле“, и далее: «Следовательно, несмотря на обширное развитие гранитов на Криворожье, натровый метасоматоз в криворожской толще, по-видимому, надо связывать не с ними, а с магматическим очагом, давшим (кроме некоторых гранитов) ряд основных пород. Постоянное проявление натрового метасоматоза в месторождениях железистых кварцитов является, таким образом, закономерностью, указывающей на генетическую связь их с основными магматическими породами, а именно с подводным излиянием спилитов».

В других работах Ю. И. Половинкина указывает на связь натрового метасоматоза с токовскими гранитами [1953] или с породами Коростеньского комплекса [1955].

В. С. Домарев щелочной метасоматоз Криворожья связывает с общим процессом метаморфизма криворожской свиты. Он считает, что появление щелочного метасоматоза в железистых кварцитах нет оснований связывать с магматическими образованиями. Он считает, что в процессе диагенеза, складчатости и метаморфизма породы и минералы, слагающие криворожскую серию, испытывали дегидратацию. Воды, освобождающиеся при этих процессах, в значительных количествах растворяли и переотлагали в породах различные элементы и обусловили своеобразие метасоматических процессов.

Как указано выше, А. П. Никольским в Лабораторию геологии докембрия Академии наук СССР была передана для определения абсолютного возраста мономинеральная фракция зеленой магнезиально-железистой слюды, которая была выделена из эгиринизированных железистых кварцитов месторождения «Красная Гвардия», где она отчетливо разьедает эгирин. Исследование слюды, проведенное Э. К. Герлингом, дало цифру абсолютного возраста по аргону 1860 млн. лет, что позволяет относить ее возникновение к верхнему архею. Абсолютный возраст слюды из плагиоклазовых (саксаганских) и микроклиновых (днепровских) гранитов, прорывающих породы криворожской серии, по аргону колеблется в пределах 1850—1950 млн. лет. Абсолютный возраст метаморфической слюды из сланцев средней свиты криворожской серии по аргону также колеблется в пределах 1800—1900 млн. лет.

Приведенные данные говорят об ошибочности воззрений геологов, связывающих щелочной метасоматоз Криворожья с палеозойскими или протерозойскими (коростеньскими) магматическими породами. В то же время определения абсолютного возраста указывают на близость во времени метасоматических процессов по отношению к гранитам и метаморфизму, который был тесно связан с образованием гранитов.

Развитие щелочного метасоматоза происходило в тесной связи с образованием магмы аплитовидных гранитов и их мигматитов. В этих гранитах встречаются мощные зоны альбититов, среди которых в большом количестве присутствует апатит, иногда встречаются эгирин и щелочной амфибол. Образование аплитовидных гранитов и их мигматитов происходило в конце формирования верхнеархейского интрузивного комплекса. Тогда как интрузивные и эффузивные породы основной магмы верхнеархейского возраста были сформированы в значительно более ранний период. Образование архейских основных и ультраосновных пород и щелочной метасоматоз разделены значительным промежуточным временем, в течение которого был сформирован ряд интрузивных фаз гранитоидов различного состава. Поэтому нет никаких оснований

связывать проявления щелочного метасоматоза в железистых кварцитах с основной магмой.

Основные и ультраосновные интрузивные породы верхнего архея в восточной части УКЩ имеют ограниченное распространение. В таком количестве породы основной магмы встречаются во многих сложных магматических комплексах. Но проявления натрового метасоматоза, подобного тому, который встречается в толщах железистых кварцитов, обычно не наблюдается. Развитие натрового метасоматоза (эгиринизации, рибекитизации, альбитизации) среди ультраосновных пород, по характеру напоминающего проявления щелочного метасоматоза среди железистых кварцитов, можно объяснить некоторым сходством химического состава тех и других пород [Никольский, 1955]. Толщи железистых кварцитов, как и ультраосновные породы, богаты железом и магнием, но бедны глиноземом. Поэтому воздействие флюидов гранитной магмы в обоих случаях приводит к возникновению эгирина и рибекита. Особенности состава ультраосновных пород и железистых кварцитов обуславливают более раннее выпадение калия и более далекий перенос существенно натровых растворов.

В технике известно, что алюминий из алюмосиликатов извлекается легче в виде алюмината натрия, если к алюминиевой руде прибавить окись магния [Заварицкий, 1950]. Вероятно, в областях контактов ультраосновных и железистых пород, богатых магнием и железом, с породами, богатыми алюмосиликатами, кремнезем алюмосиликатов вступает в соединения с железом и магнием, а глинозем в растворах, богатых натрием, мигрирует и в отдельных зонах выпадает, образуя залежи альбититов. Выше указывалось, что гранитоидные магмы, развиваясь при гранитизации за счет ультраосновных пород, нередко приобретают повышенное содержание щелочей и по составу приближаются к сиенитам. Ярким примером, подтверждающим это положение, может служить Мариупольский интрузивный цикл. На Кольском полуострове девять массивов щелочных пород также теснейшим образом связаны с магмами основного и ультраосновного состава. Отчетливая связь граносиенитов и сиенитов с ультраосновными породами известна на Урале и в Туве. На возможность возникновения щелочных пород за счет ультраосновных пород указывал Д. С. Белякин. Д. С. Коржинский [1954] считает, что формирование гранитоидов среди пород, богатых основаниями, иногда способствует возникновению щелочных пород. При гранитизации железистых пород флюидами гранитов, обогащенных калием, возникают сиениты. Возможно, подобные процессы в областях, сложенных железистыми породами, имеют значительное развитие.

Таким образом, щелочной метасоматоз, проявленный среди железистых кварцитов восточной части УКЩ, по времени очень тесно связан с формированием аплитовидных гранитов и их мигматитов верхнеархейского возраста. Возможно, что формирование гранитоидов среди толщ железистых пород обуславливало возникновение магм с повышенной щелочностью, которой и обусловлено проявление натрового и фосфорного метасоматоза. Богатые железом породы, при прохождении через них флюидов, содержащих щелочи, вызывали более раннее выпадение калия в виде слюд, при этом происходило перемещение натрия на более далекое расстояние.

Особенности распределения рудной минерализации в пределах Криворожского рудного пояса и ее характеристика

Формация метаморфизованных месторождений железа в Криворожье представлена двумя типами: 1) мартитовыми железистыми кварцитами; 2) амфиболо-магнетитовыми, иногда карбонатно-магнетитовыми кварцитами.

Амфиболо-магнетитовые кварциты, с поверхности до глубины 15—30 м, обычно также бывают превращены в мартитовые кварциты. Но на больших глубинах процессы окисления быстро исчезают. В железистых кварцитах, не содержащих силикатов, магнетит окислен почти полностью на глубину более 1,5 км.

Для того, чтобы месторождение железистых кварцитов считалось промышленным, необходимо, кроме определенного содержания железа в рудах, наличие достаточно больших площадей, обеспечивающих рентабельность добычи открытым способом больших масс руды.

Такими благоприятными участками месторождений амфиболо-магнетитовых кварцитов являются сложноскладчатые участки. Например, крупнейшее месторождение «Южок» приурочено к карнаватскому сланцево-железисто-роговиковому горизонту замка Криворожского синклинала. Крупные месторождения амфиболо-магнетитовых кварцитов, Первомайское и Горышняковское, приурочены к синклиналильным складкам рудоносного и саксаганского горизонтов.

Крупное Ново-Криворожское месторождение кварцитов приурочено к антиклинальному изгибу саксаганского горизонта.

Но крупное Анновское месторождение представлено моноклиналиным крутопадающим мощным пластом саксаганского горизонта.

Мартитовые железистые кварциты в больших массах сосредоточены в рудоносном горизонте. В этом горизонте заключены огромные запасы джеспилитов, характеризующихся особенно высоким содержанием железа. Именно поэтому главные запасы богатых руд саксаганского типа сосредоточены в рудоносном горизонте (рис. 2). Последний представляет собой зону, характеризующуюся исключительно высокой насыщенностью залежами богатых руд.

Мировая слава Криворожского бассейна, как крупнейшего источника богатых железных руд, в основном определяется рудной зоной, границы которой целиком совпадают с границами распространения рудоносного горизонта.

В средней толще железистых кварцитов рудоносного горизонта площади, занятые рудами, составляют 20% от площади всей толщи, тогда как коэффициент рудоносности саксаганского горизонта в пределах Саксаганской полосы не более 2% [Белевцев, 1957].

Таблица 19

Результаты химического анализа апатита

Наименование окислов	Вес, %	Пересчет на 100% растворимой части	Молекулярные количества	Коэффициент
P ₂ O ₅	30,30	35,45	0,249	1,4
CaO	44,53	52,20	0,930	5,3
MgO	0,62	0,73	0,019	
V ₂ O ₅	3,00	3,62	0,026	
PbO	0,043	0,051	0,0002	
TR	0,88	1,08	0,004	
F	2,80	3,33	0,175	1
Cl	Следы	Следы	—	
H ₂ O	0,44	0,52	0,028	} 1
п. п. п.	2,51	3,00	0,166	
Нераств. остаток	15,37			
Сумма	100,49	99,98		
C ₂ = F	1,17			
	99,41			

Распространение богатых железных руд саксаганского типа в других горизонтах незначительно.

Богатые магнетитовые руды, связанные с щелочным и кварцевым метасоматозом, сосредоточены целиком в пределах саксаганского горизонта.

Мартиито-магнетитовые руды, развитые на контакте средней и верхней свит, встречаются среди пород саксаганского, карнаватского и фрунзенского горизонтов. Всячим боком залежей во всех этих случаях является верхняя свита.

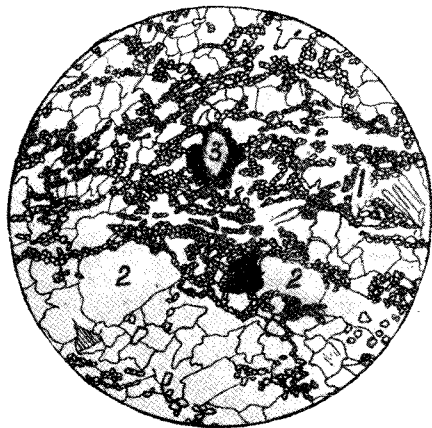


Рис. 77. Апатит в альбитизированном аплитовидном граните:
1 — апатит; 2 — альбит и кварц; 3 — пирит (черное). Без анализатора, $\times 30$.

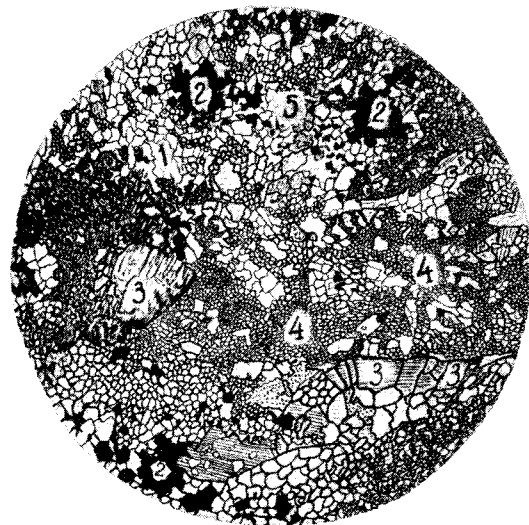


Рис. 78. Магнетитовые кварциты с эгирином и апатитом:
1 — кварц; 2 — магнетит (черное); 3 — эгирин; 4 — апатит; 5 — зеленая слюда.

В Криворожском рудном поясе, как уже отмечалось, в тесной связи с альбитизацией иногда возникал апатит. Вкрапленность апатита установлена в эгирин-рибекитовых породах, а также в альбитизированных биотитовых сланцах, амфиболитах и мраморах. Известны участки альбититов, возникших за счет замещения аплитовидных мигматитов, содержащих и апатит. Количество его нередко достигает здесь 20—30% (рис. 77). В эгирино-рибекитовых породах и мраморах содержание апатита составляет 50—90%. Обычно он располагается между зернами альбита, амфибола, эгирина и талька (рис. 78, 79). По форме кристаллов апатит можно разделить на две разновидности. Первая встречается в виде густой вкрапленности неправильных зерен, нередко удлиненных, размером в первые сотые доли миллиметра. Вторая — представлена идиоморфными кристаллами размером в десятые доли миллиметра. Показатели преломления обеих разновидностей апатита по N_g — 1,632, N_p — 1,628, что соответствует фтор-apatиту.

Концентрат апатита, выделенный из зоны альбититов в аплитовидных мигматитах, был передан на химический анализ в лабораторию ВСЕГЕИ. Данные анализа, выполненного М. М. Стукаловой, приведены в табл. 19.

Пересчет приведенного химического анализа дает формулу, близкую к фтор-apatиту — $Ca_5(PO_4)_3F(OH)$ — с гидроксидом.

Кальций в апатите частично изоморфно замещен магнием и свинцом. В концентрате апатита в виде примеси был обнаружен минерал, нерастворимый в соляной кислоте. Но этот минерал остался не изученным.

Рентгено-структурное изучение концентрата апатита, выполнен-

ное Г. А. Ковалевым, подтвердило, что минерал, слагающий концентрат, является апатитом.

Минералогические и химические составы пород, содержащих апатит, сильно колеблются и зависят в значительной степени от состава исходных пород и типов минерализации, сопровождавших образование апатита.

Изложенные выше представления о генезисе щелочного метасоматоза, проявленного в толщах железистых кварцитов, можно применить и для объяснения генезиса фосфорной минерализации в Криворожье. Последняя, как и щелочной метасоматоз, во времени была тесно связана с формированием аплитовидных гранитов и их мигматитов.

Достаточно благоприятной средой для образования фосфорной минерализации являются толщи железистых кварцитов. Они воздействовали на формирующиеся в них гранитоиды, обуславливали появление магм с повышенным содержанием щелочей, а последние вызывали щелочной метасоматоз с фосфорной минерализацией.

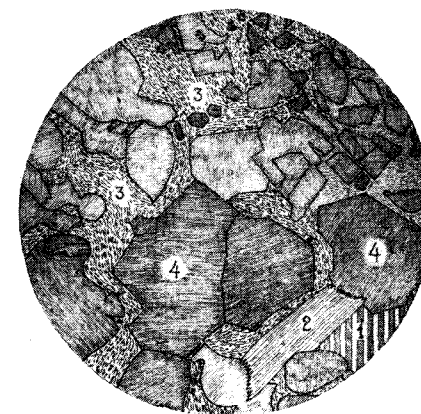


Рис. 79. Апатит в актинолитсодержащих доломитовых мраморах верхней свиты криворожской серии. Доломит впоследствии был замещен тальком:

1 — доломит; 2 — актинолит; 3 — тальк; 4 — апатит.

Арсенопиритовая и сульфидная минерализация Криворожского рудного пояса

В распределении арсенопиритовой минерализации Криворожского рудного пояса какой-либо закономерности не устанавливается. Наиболее значительные скопления арсенопирита встречены скв. 214, пробуренной западнее месторождения им. Фрунзе (рис. 6). Арсенопиритовая минерализация здесь приурочена к толще конгломератов с прослойками графитовых сланцев верхней свиты. По керну скважины эта минерализация прослеживается на несколько десятков метров. Интенсивность арсенопиритового оруденения неравномерная. Массивные концентрации арсенопирита в керне встречаются редко; они прослеживаются на расстоянии 25—30 см. Обычно арсенопирит наблюдается в виде вкрапленности в количестве 15—30%. Кроме него, но в значительно меньшем количестве, встречаются пирротин, халькопирит и пирит.

Из нерудных минералов присутствует богатый магнием турмалин (дравит), имеющий плеохроизм по N_p светло-желтого цвета, по N_m бесцветный. Арсенопирит возник позже турмалина, т. к. цементирует кристаллы последнего. Пирротин и халькопирит нарастают на арсенопирит, по-видимому, они образовались позже.

Пробирным анализом в лаборатории Ленинградского горного института установлено отсутствие в арсенопиритовых рудах золота. Анализ показал присутствие металлов платиновой группы (аналитик Л. Н. Полиевский)*. Спектральные анализы арсенопиритовых руд показали отсутствие никеля и кобальта.

Арсенопиритовая минерализация отмечена также на горизонте 125 м шахты № 4 месторождения им. Фрунзе. Арсенопирит здесь встречен в виде прожилка.

* Данные анализа нуждаются в проверке.

В районе шахты им. Буденного, в зоне нарушения, в хлоритовых сланцах средней свиты криворожской серии отмечена интенсивная минерализация в виде прожилков пирита и арсенопирита, содержащих халькопирит и пирротин. Мощность зоны минерализации 2—2,5 м. Мощность прожилков колеблется от 0,5 до 30 см. Длина зоны около 200 м. Массивные рудные скопления здесь содержат до 25% арсенопирита и до 75% пирита.

Зона минерализации была встречена горными выработками на горизонтах 76, 106 и 141 м. По данным А. Л. Загянского, пирито-арсенопиритовые руды шахты им. Буденного содержат примесь золота и серебра. Незначительные прожилки арсенопирита встречены также в районе ст. Галещино (рис. 2).

Западнее месторождения им. XXI съезда, в верхней свите скважиной вскрыты интенсивно турмалинизированные тальковые сланцы. Турмалин представлен дравитом, имеющим плеохроизм по *Np* — светло-желтый, по *Nm* — бесцветный. Дробленные зерна турмалина сцементированы арсенопиритом и арсенидами кобальта и никеля.

Западнее месторождения им. Ленина, в породах верхней свиты, на контакте тальковых сланцев с графито-кварцево-биотитовыми сланцами скв. 1753 встречена залежь массивных пирротиновых руд мощностью 80 см. Спектральным анализом в них установлено содержание никеля в количестве десятых долей процента и кобальта — сотые доли процента.

Проявление пирротино-арсенопиритовой минерализации с кобальтом, никелем и турмалином (типа дравита), вероятно, обусловлено воздействием тальковых сланцев на магму гранитоидов Криворожского комплекса.

Проявление медной минерализации в Криворожье отмечено в ряде точек, но везде в незначительном масштабе. Наиболее значительная медная минерализация в виде зоны была выявлена С. О. Конткевичем в вершине балки Березиной, балке Лихмана и балке Червонной (район ст. Карнаватка). Впоследствии эта зона была подсечена горными выработками шахты „ЗОТ“. Зона медной минерализации приурочена к тектоническому контакту средней и верхней свит.

Отдельные штуфы с вторичными медными минералами, взятые из зоны, показали присутствие меди до 35%.

Пиритовая минерализация проявлена в многочисленных участках Криворожского рудного пояса, но масштабы ее незначительны. Лишь в редких зонах богатые пиритом породы достигают мощности 0,5—1—2 м. В целом же Криворожский рудный пояс весьма беден сульфидной минерализацией.

Широкое распространение в пределах этого рудного пояса тальковых сланцев, возникших за счет пикритов, указывает на возможность встречи здесь алмазов. С этой точки зрения важно выявить и исследовать подводные каналы, через которые изливалась ультраосновная магма. С точки зрения выявления древних россыпей алмазов заслуживают изучения породы аркозового горизонта криворожской серии, содержащие обломочный хромит.

Особенности зоны окисления Криворожского рудного пояса

Во многих районах Криворожского рудного пояса интенсивно выражена зона окисления, достигающая глубины более 1,5 км. Процессы окисления заключаются в замещении магнетита мартитом, в развитии гидрогематита, лимонита, интенсивном окрасковании, выражающемся в замещении пород дисперсным гематитом (рис. 80).

Необычная глубина распространения зоны окисления вызывает недоумение и не имеет пока удовлетворительного объяснения. Многие исследователи процессы окраскования и мартитизации в связи

с необычно большой глубиной распространения, считают гипогенными процессами (Н. П. Семенов, Я. Н. Белевцев, А. Г. Бетехтин и др.).

Ю. Г. Гершойг возникновение глубокой зоны окисления в Криворожье связывает с артезианской циркуляцией подземных вод.

Следует отметить, что формы развития лимонита, гидрогематита и окраскования в Криворожье являются типичными для обычных зон окисления. Поэтому нет оснований связывать их образование с гипогенными гидротермальными процессами.

Лимонит обычно имеет значительное развитие в зонах ослабленных тектоникой, например на границе средней и верхней свит криворожской серии. Он в виде прожилков часто сечет окраскованные породы и является более поздним образованием, чем последние.



Рис. 80. Замещение полосчатого железистого кварцита (светло-серое) дисперсным гематитом (неправильные извилистые темно-серые участки). Месторождение им. Кирова. Из колл. Г. В. Тахтуева. Натур. вел.

Наблюдающееся на больших глубинах окраскование характерно для лишенных силикатов железистых кварцитов или содержащих их в ничтожных количествах. Окраскованию подвергаются также сланцы, богатые железистым хлоритом. Железо при этих процессах частично переносилось растворами. Такой вывод подтверждается нередко встречающимися участками кварцитов, явно замещенных скоплениями неправильной формы дисперсного гематита (рис. 80). Но наряду с метасоматическим дисперсным гематитом широко распространен дисперсный гематит остаточного происхождения. Последний возникал за счет выщелачивания кремнекислоты, например из богатых железом хлоритовых сланцев.

Замещение кварца дисперсным гематитом, а также вынос кремнекислоты из богатых железом сланцев обусловлены меньшей растворимостью железа по сравнению с кремнекислотой. Здесь, видимо, действуют те же процессы, что и при выветривании ультраосновных пород. В последних верхняя часть зоны окисления обогащается железом за счет выноса в нижние горизонты кремнекислоты. В Криворожье встречаются также зоны супергенного окварцевания (рис. 81).

Развитие дисперсного гематита происходило в окислительной среде и сопровождалось в железистых кварцитах превращением магнетита в мартит.

Мартитовые руды саксаганского типа первоначально возникли, видимо, в виде магнетитовых руд, за счет железистых кварцитов и дже-спилитов, лишенных силикатов. Они были образованы при выщелачивании из железистых кварцитов кварца и вследствие этого характеризуются высокой пористостью. Железистые кварциты, лишенные силикатов или с ничтожным их содержанием, являются достаточно хрупкими породами. При процессе складкообразования они также приобрели заметную микротрещиноватость.

Так как УКЩ, после превращения его из подвижной зоны в платформу, подвергался длительным процессам выветривания, то высокопористые магнетитовые руды саксаганского типа и бедные силикатами магнетитовые кварциты в результате циркуляции поверхностных вод были превращены в мартитовые руды и мартитовые кварциты. Отложенные из поверхностных вод

в протерозойское и палеозойское время гидроокислы железа впоследствии, благодаря старению коллоидов, были превращены в дисперсный гематит, почти лишенный воды.

За время существования в виде платформы Украинский щит испытывал неоднократно значительные поднятия и опускания. Во время поднятий породы и руды пористого сложения подвергались воздействию поверхностных вод, проникавших на километры в глубину. В настоящее время УКЩ находится в стадии значительного погружения*. Вследствие этого зона окисления оказалась захороненной на глубину более 1,5 км ниже уровня моря.

В то же время магнетитовые железистые кварциты и амфиболомагнетитовые руды с меньшей пористостью подверглись процессам окисления на небольшую глубину. Нередко встречаясь по соседству с мартитовыми рудами и железистыми кварцитами, они содержат магнетит, не затронутый процессами выветривания.

* Отдельные участки Днепровско-Донецкой впадины опущены на глубину более 5 км ниже уровня моря.



Рис. 81. Псевдоморфозы супергенного кварца (светлое) по кумминггиту. Без анализатора, $\times 30$.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение в отдельных районах геологии докембрия всегда сопряжено с большими трудностями. Многие вопросы при этом часто остаются нерешенными или недостаточно обоснованными. В изложенном выше фактическом материале по геологии докембрия УКЩ также с разной обстоятельностью обосновываются выдвинутые положения.

В геологии Украинского щита по-прежнему неясным остается вопрос о возрастном положении гнейсовой серии. Большинство геологов породы гнейсовой серии восточной части УКЩ относят к наиболее древним образованиям. Проведенные нами наблюдения позволили прийти к заключению, что отложение пород гнейсовой серии происходило после формирования криворожской серии. Но этот вопрос нельзя считать окончательно решенным, он требует дополнительного изучения.

В настоящее время считается общепризнанным, что породы криворожской серии залегают в виде синклинали. В работе приведен обстоятельный материал, показывающий, что породы криворожской серии залегают в целом моноклинально и лишь на отдельных участках это залегание осложнено наличием антиклинально-синклиналиных складок. В работе поставлено под сомнение существование в пределах Криворожского рудного пояса Саксаганских антиклинала и синклинала, а также Саксаганского надвига. Приведены материалы о существовании в пределах восточной части УКЩ Днепровского антиклинория, возможно являющегося частью огромного Курско-Днепровского антиклинория Русской платформы.

В работе приведен большой материал, доказывающий более молодой возраст плагиоклазовых (саксаганских) гранитов, олигоклазовых гранито-гнейсов и мигматитов по отношению к породам криворожской серии.

Для верхнеархейских интрузивных пород восточной части УКЩ установлено закономерное эволюционное развитие в виде многофазного интрузивного цикла от основных пород к породам кислого состава.

В работе показано, что развитие подвижной верхнеархейской зоны в общих чертах было сходным с развитием геосинклиналей, существовавших после докембрия. Но наряду со сходством выявлены и специфические отличительные особенности. В верхнеархейской подвижной зоне, в отличие от геосинклиналей более молодого возраста, имеют широкое распространение: железистые кварциты, эффузивные продукты ультраосновной магмы, вскрытые глубоким эрозионным срезом гранитизированные породы.

В работе дается структурно-металлогеническое районирование восточной части Украинского щита и характеристика структурно-металлогенических зон. Считается, что главные черты гипогенной металлогении отдельных зон в значительной степени были определены особен-

ностями химического состава толщ, в которых формировались гранитоидные породы. Эти особенности химического состава пород, слагающих те или иные структурно-металлогенические зоны, определяли распространение не только отдельных типов метаморфогенных месторождений, но и металлогеническую специализацию гранитоидных магм. Во многих случаях распространение месторождений, связанных с осадконакоплением и развитием коры выветривания третичного возраста, зависело также от состава пород, слагающих структурно-металлогенические зоны.

ЛИТЕРАТУРА

- Белевцев Я. Н. Седиментация пород криворожской толщ. Сов. геология, № 23, 1943.
- Белевцев Я. Н. Криворожский железорудный бассейн, т. 1. Геологическое строение. Госгеолтехиздат, 1950.
- Белевцев Я. Н. О взглядах А. П. Никольского на стратиграфию и структуру докембрийских пород Кривого Рога. Изв. АН СССР, сер. геол. № 2, 1954.
- Белевцев Я. Н. Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. Госгеолтехиздат, 1957.
- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.
- Бетехтин А. Г. Минералогия. Госгеолтехиздат, 1950.
- Гаусон Л. В., Злобин Б. И., Леонова Л. Л. Распределение урана в гранитоидном комплексе Сусамырского батолита (Центральный Тянь-Шань). Геохимия, № 7, 1956.
- Гершойг Ю. Г. Детализация стратиграфической схемы Криворожья. Проблемы советской геологии, № 6, 1937.
- Гершойг Ю. Г. Стратиграфия, тектоника и морфология рудных залежей Кривобасса. Разведка недр, № 10, 1938.
- Гершойг Ю. Г. Медистые минералы из Кривого Рога и их парагенезис. Минер. сб. Львов. геол. об-ва, № 8, 1954.
- Гершойг Ю. Г. Генезис руд Кривого Рога. Минер. сб. Львов. геол. об-ва, № 9, 1955.
- Ершов В. А., Семенов Н. П. Геология СССР — Украинская ССР, том V, 1958, Госгеолтехиздат.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. АН СССР, 1950.
- Заварицкий А. Н. Граниты и аплиты. Зап. Всес. мин. об-ва, ч. XXIX, № 2, 1950.
- Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение. Изв. АН СССР, серия геол. № 2, 1952.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных месторождениях». Изд. АН СССР, серия геол. № 1, 1954.
- Коржинский Д. С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные с сквозьмагматическими растворами и гранитизацией. Труды Первого Всесоюз. петрографич. совещ. Изд. АН СССР, 1955.
- Котляр В. Н. О древней криворожской толще. ДАН СССР, т. LXXVI, № 6, 1951.
- Котляр В. Н. О карнаватской породе из Кривого Рога. ДАН, т. LXXXIII, № 2, 1952.
- Котляр В. Н. О генезисе железных руд Кривого Рога. Горный журнал, № 12, 1953.
- Кузнецов Ю. А. Происхождение магматических пород. Труды Первого Всесоюз. петрографич. совещания. Изд. АН СССР, 1955.
- Кузьменко В. И. Петровско-Гнутовское месторождение паразита. Сов. геология, № 12, 1946.
- Ларсен Е. С., Файер Д., Готтфрид Д. и Смит В. Л. Уран в магматической дифференциации. Сб. «Геология атомных сырьевых материалов». Госгеолтехиздат, М., 1956.
- Либрович Л. С. Стратиграфические и геохронологические подразделения. Труды ВСЕГЕИ, 1954.
- Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты ильчирские и др. ОНТИ, 1936.
- Лучицкий В. И. Стратиграфия докембрия Украинского кристаллического массива. Стратиграфия СССР, т. 1, Изд. АН СССР, 1939.
- Лучицкий В. И. Щелочные породы Криворожского бассейна. Сб., посвященный Д. С. Белякину. Изд. АН СССР, 1946.
- Митгарц Б. Б. и Толстихина М. М. Основные этапы развития в палеозое докембрийского фундамента в западной части Русской платформы. Труды ВСЕГЕИ, 1952.
- Никольский А. П. Гранитоиды Алтая и Калбы. Сов. геология, № 31, 1948.
- Никольский А. П. Метасоматиты железистых кварцитов восточной части УКЩ и вопросы генезиса богатых железных руд. Сов. геология, № 50, 1956.
- Никольский А. П. Необъективная критика. Изв. АН СССР, № 6, 1954.
- Никольский А. П. Новые данные о докембрии Кривого Рога. Труды Лаборатории геологии докембрия АН СССР, вып. 2, 1953.
- Никольский А. П. О генезисе оловоносной магмы. Сов. геология, № 4, 1941.
- Никольский А. П. О гизингерите Саксаганской полосы. Минералогический сб., № 7. Изд. Харьковского гос. ун-та, 1953.
- Никольский А. П. О магме малых интрузий. Изв. АН СССР, серия геол. № 2, 1952.
- Никольский А. П. О тальковых сланцах и серпентинитах северной части Саксаганской полосы Криворожья. Изв. АН СССР, серия геол. № 3, 1952.
- Никольский А. П. О некоторых вопросах генезиса гидротермальных месторождений. Сов. геология, № 43, 1955.
- Никольский А. П. Геологическая оценка возраста пород и минералов, определенных аргонным методом на материалах Украины и Алтая. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 4, 1956.
- Никольский А. П. О генезисе гранитоидов восточной части Украинского щита. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 22, 1959.
- Островский И. А. Искусственная чисто железистая слюда. ДАН СССР, т. 101, № 1, 1951.
- Половинкина Ю. И. Натровый метасоматоз как закономерность в образовании месторождений железистых кварцитов. Зап. Всесоюзного минер. об-ва, серия II, ч. 78, вып. 1, 1949.
- Половинкина Ю. И. Стратиграфия, магматизм и тектоника докембрия Украинской ССР. Труды Лаб. геол. докембрия АН СССР, вып. 2, 1953.
- Половинкина Ю. И. Минералогические особенности пород с. Покровского, вызванные натровым метасоматозом. Минер. сб. Львов. геол. об-ва, № 9, 1955.
- Пятницкий П. П. Генетические соотношения метаморфических горных пород украинского докембрия. Геол. журнал АН УССР, т. V, вып. 4, 1936.
- Родионов С. П. Закономерности размещения железорудных формаций в докембрии УССР. Изв. АН СССР, № 2, 1954.
- Рид Х. Граниты и граниты. «Проблема образования гранитов». 2 сб. изд. ИЛ, 1950.
- Свитальский Н. И. и др. Железорудное месторождение Кривого Рога. Труды ВГРО, вып. 153, 1932.
- Семенов Н. П. О взаимоотношениях гранитов с криворожской свитой. Труды Днепропетровского гос. ун-та, т. XVII, вып. 1, 1940.
- Семенов Н. П. Структура рудных полей Криворожских железорудных месторождений. Изд. АН СССР, т. 1, 1946.
- Семенов Н. П. Структура кристаллического массива Среднего Приднепровья. Изд. АН УССР, 1949.
- Семенов Н. П. Докембрий Украинской ССР. Труды Лаборатории геологии докембрия АН СССР, вып. 2, 1953.
- Семенов Н. П. Состояние и задачи изучения геологической истории, генезиса руд и пород, а также структуры месторождений Криворожского бассейна. Изд. АН УССР, 1955.
- Судовиков Н. Г. Мигматиты, их генезис и методика изучения. Тр. Лаборатории геологии докембрия АН СССР, вып. 5, 1955.
- Танатар И. И. Новейшие данные о петрографии Криворожского железорудного бассейна. Научн. зап. Екатеринославского геол. ин-та, 1927.
- Усенко И. С. Метабазиты Приднепровья. Труды Киевского гос. ун-та, 1948.
- Усенко И. С. К истории формирования кристаллического фундамента Западного Приазовья. ДАН СССР, т. 1, XXXVII, № 5, 1952.
- Усенко И. С. Архейские метабазиты и ультрабазиты Украинского кристаллического массива. Изд. АН УССР. Киев, 1953.
- Усенко И. С. О стратиграфии Украинского щита. Геол. журн. АН УССР, т. XV, вып. 4, 1955.
- Харитонов Л. Я. Основные черты стратиграфии и тектоники восточной части Балтийского щита. Труды третьей сессии комиссии по определению абсолютного возраста. Изд. АН СССР, 1954.

- Чураков А. Н. Русская платформа и окаймляющие ее щелочные породы. Изв. АН СССР, серия геологич., № 1, 1947.
- Щербатов Д. И. Принципы и методика составления металлогенической карты. Сов. геология, № 5, 1945.
- Щербина В. В. Геология редких элементов. Госгеолтехиздат, 1946.
- Backlund H. G. On the Mode of intrusion of deep-seated Alkaline Bodies, Bull. Inst. Univ. Upsala, vol. XXIV, 1933.
- J. Tuzo Wilson Some considerations regarding geochronology with special reference to precambrian time. Trans. Amer. geophys. union, 1952, vol. 33, № 2.
- Doelter C. Handbuch der Mineralchemie, Bd. II, teil 2, 1917.
- George W. Bain. Geology of the Fissionable Materials. Economic Geology. vol. 45, N 4, 1950.
- Goodspeed G. E. and Fuller R. E. Replacement aplite breccia. Journ. of geology. Vol. 52, № 4, 1944.
- Locke A. Granite and Ore. Economic Geology, vol. XXXVI, № 4, 1941.
- Perrin Rene. Zur l'existence de terrains formant barriere a la propagation du métamorphisme et de la granitisation et sur le mécanisme du métamorphisme. C. R. Acad. Scien. N 21, 1954.

А. П. Никольский и А. Н. Ефимов

ГЕОЛОГО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Научный редактор *Н. А. Елисеев* Редактор издательств *С. В. Перминов*
Технический редактор *Э. Ю. Блейх* Корректор *Т. М. Шиянова*

М-29067. Подписано к печати 2 апреля 1960 г. Бумага 70×108 ¹/₁₆ печ. л. 10 ¹/₄
Уч.-изд. л. 14,5+8 вкл. Тираж. 600 экз. Зак. 1067. Цена 10 р. 85 к.

Типография № 2 им. Евг. Соколовой УПП Ленсовнархоза.
Ленинград, Измайловский пр., 29.