ГЕОЛОГИЯ осадочно-вулканогенных формаций украинского щита

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

Н. П. СЕМЕНЕНКО, В. Л. БОЙКО, И. Н. БОРДУНОВ,
В. Д. ЛАДИЕВА, А. А. МАКУХИНА

ГЕОЛОГИЯ осадочно-вулканогенных формаций украинского щита

(центральная часть)

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКОВА ДУМКА» ● КИЕВ — 1967

552
Г36

Ответственный редактор
акад. АН УССР СЕМЕНЕНКО Н. П.

СЕМЕНЕНКО НИКОЛАЙ ПАНТЕЛЕЙМОНОВИЧ
БОЙКО ВАЛЕНТИН ЛЕОНИДОВИЧ
БОРДУНОВ ИВАН НИКИФОРОВИЧ
ЛАДИЕВА ВИКТОРИЯ ДАНИЛОВНА
МАКУХИНА АННА АЛЕКСАНДРОВНА

ГЕОЛОГИЯ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Печатается по постановлению ученого совета Института геологических наук АН УССР

Редакторы
Н. Я. Шарай, Т. З. Лукашенко
Художественный редактор
С. П. Квитка
Оформление художника
Г. М. Балюна
Технические редакторы
Е. Н. Розенцвейг, М. А. Рекес.
Корректор Л. Ф. Кирьян.

БФ 01538. Зак. № 2050. Изд. № 346. Тираж 600. Бумага № 2,70×90 1/16. Печ. физ. листов 23,75+ +5 вкл. Условн. печ. листов 29,15. Учетно-изд. листов 26,35. Подписано к печати 17.V—1967 г.
Цена 1 руб. 80 коп.

Издательство «Наукова думка», Киев, Репина, 3

2—9—1
5—БЗ—12—66

Киевская фабрика набора Комитета по печати при Совете Министров УССР, ул. Довженко, 5

ПРЕДИСЛОВИЕ

Осадочно-вулканогенные формации центральной части Украинского щита впервые довольно полно были описаны коллективом сотрудников ИГН под редакцией академика АН УССР Н. П. Семененко в изданиях «Геология железисто-кремнистых формаций Украины» и «Петрография железисто-кремнистых формаций Украины». В этих работах были охарактеризованы метаморфические толщи Правобережного и Кременчугского районов, Криворожско-Кременчугской и Орехово-Павлоградской зон, Конкского района Конкской зоны и района Корсак Могилы. Сведения о метаморфических породах Чертомлыкско-Соленовского, Сурского и Белозерского районов приведены в указанных работах лишь в самых общих чертах.

В 1960—1965 гг. в результате изучения кернового материала, накопившегося в процессе бурения при геологосъемочных работах, поисках и разведке железных руд, бокситов и силикатного никеля кор выветривания, талько-магнезитов и других полезных ископаемых, получены данные о составе осадочно-вулканогенных формаций, распространенных в новых районах. В последние годы начались работы по структурно-профильному бурению, которые подтвердили прогноз Н. П. Семененко о сульфидной металлоносности вулканогенных толщ.

В настоящем издании, которое является естественным продолжением первых двух томов, описана геология вулканогенных пород Белозерского района (В. Д. Ладиевой), Сурского (А. А. Макухиной), Чертомлыкско-Соленовского (В. Л. Бойко) и Кременчугского (И. Н. Бордуновым).

Вступительная обобщающая глава, посвященная структурному районированию областей развития осадочно-вулканогенных формаций, возрастным соотношениям и типам осадочно-вулканогенных формаций, закономерностям образования полезных ископаемых в них, геохимическим эпохам и провинциям, написана Н. П. Семененко.

Глава I

ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ И СВЯЗЬ С НИМИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

СТРУКТУРНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ОБЛАСТЕЙ РАЗВИТИЯ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

В центральной части Украинского щита выделяется несколько разновозрастных структурных зон, сложенных осадочно-вулканогенными метаморфическими формациями: зона, обрамляющая с востока Криворожско-Кременчугский синклинорий; Днепровско-Запорожский массив, Базавлукский, Конкский, Орехово-Павлоградский, Западно-Приазовский и Корсак-Могильский синклинории (рис. 1, стр. 16—17).

Криворожско-Кременчугский синклинорий и зона, обрамляющая его с востока

Криворожско-Кременчугский синклинорий обрамлен с востока цепью складок, сложенных метабазитовой вулканогенной формацией, на которой несогласно залегает криворожская серия.

На протяжении до 200 *км* наблюдаются складчатые структуры, вытянутые дугообразно в субширотном (запад — северо-западном) направлении вкрест простирания Криворожско-Кременчугского синклинория. Ширина поперечных складок 1—3 *км*, длина — до 20 *км*.

С юга на север выделяются синклинальные полосы: Южно-Ингулецкая, Южно-Криворожская, Терновско-Девладовская, Южно-Желтореченская (или балка Раздеры) и на севере, в Кременчугском районе — Южно-Кременчугская полоса с параллельными ответвлениями (на востоке — Мотринская полоса и на западе — Омельникская).

Разрезы и состав вулканогенных толщ этих складчатых структур изучены недостаточно. В настоящем издании приводятся данные о составе метабазитовых вулканических толщ Кременчугского района, полученные в результате бурения пока еще неполных структурных профилей через складчатые структуры района. В разных синклинальных структурах вулканические толщи, на которых залегает криворожская серия,— неодновозрастны. Так, по-видимому, более древней является толща Желтореченской синклинальной полосы, где абсолютный возраст

амфиболита, определенный по роговым обманкам, составляет 2500 млн. лет, в то время как в других районах эти толщи по роговым обманкам имеют возраст 2100—2150—2200 млн. лет.

Состав толщи вдоль б. Раздеры сложный, она залегает здесь на выступающих более древних образованиях возрастом до 3000 млн. лет — гнейсах, мигматитах и гранитах Демуринского антиклинала.

В состав Южно-Ингулецкой синклинальной полосы, судя по неполным пересечениям, входят как основные вулканические продукты — метабазиты, так и ультраосно́вные — ультрабазиты, а также кислые вулканогенные породы, представленные кератофирами и кварцево-серицитовыми сланцами.

В то же время состав толщ метабазитов, залегающих согласно с железорудной формацией в центральном Саксаганском районе, более однородный. Местами, как например, в пределах Артемовского и Дзержинского рудников криворожская серия залегает непосредственно на гранитах; здесь в основании толщ встречаются глыбы гранита, свидетельствующие о несогласном ее залегании.

В общем эта цепь складок представляет собой область развития саксаганской метабазитовой серии и более древних формаций, подстилающих криворожскую серию. Ее складчатые структуры, образовавшиеся до отложения криворожской серии, были, очевидно, другого структурного плана, с преобладанием северо-западных простираний.

Вулканогенные образования наблюдаются и в составе криворожской серии. Ультраосно́вные вулканогенные продукты, составляющие тальковый горизонт Кривого Рога, свидетельствуют о развитии вулканических процессов, связанных с глубинными разломами в начале образования подвижной зоны, на месте которой сформировалась Криворожская структура. И. Н. Бордунов доказал наличие вулканогенных продуктов и в составе криворожской серии в Кременчугском районе.

Базавлукский синклинорий

Базавлукский синклинорий расположен в бассейне рек Базавлука и Суры на правобережье р. Днепра к востоку от Криворожско-Кременчугской зоны. В пределах его развиты разобщенные брахисинклинальные структуры, сложенные осадочно-вулканогенными метаморфическими породами: Верховцевская, Сурская, Софиевская, Чертомлыкско-Соленовская и ряд более мелких синклинальных полос на водоразделе притоков рек Саксагани и Базавлука. Например, участки полос Апостоловской, Чемеринской, Мариопольской, Новоивановской наблюдаются к западу, а Орловский и Любимовский — к северо-востоку от Чертомлык-

ско-Соленовской синклинали. Здесь расположено несколько крупных еще не вскрытых блоков осадочно-вулканогенных пород, включенных в мигматиты и граниты. Синклинальные структуры, сложенные вулканическими толщами, имеют следующие размеры (длина и ширина в километрах, соответственно): Сурская — 36 и 18, Верховцевская — 50 и 10—30, Софиевская — 24 и 20, Чертомлыкско-Соленовская — 40 и 20.

До 1959 г. в Базавлукской зоне была описана Верховцевская синклиналь и установлены только основные контуры Чертомлыкско-Соленовской синклинали. Сурская синклиналь только намечалась и была показана на карте в виде разобщенных полос, а Софиевская еще не была известна.

Для Сурского и Чертомлыкско-Соленовского районов отсутствуют полные разрезы толщ, и состав их установлен по редким скважинам, вскрывающим преимущественно кору выветривания и в меньшей мере — метаморфические толщи.

Более полные разрезы имеются для Чертомлыкской чешуйчатой зоны в связи с проводившимися здесь разведками магнетито-железистых роговиков.

Совершенно неизученной и нерасчлененной остается Софиевская синклиналь, находящаяся южнее Верховцевской.

Характерной чертой складчатых структур, сложенных вулканогенными формациями, в зоне Базавлукского синклинория является брахискладчатый характер замкнутых синклиналей, смятых в поперечном направлении. Здесь наблюдаются дугообразные изгибы, смятия и поперечные ответвления складчатых структур. Такой характер структуры связан, очевидно, с повторной складчатостью.

Вместе с тем брахисинклинальные складки остаются необращенными синклинальными структурами, и поэтому они не разбиты, не пронизаны и не переработаны гранитными продуктами.

В краевых частях складок наблюдаются интрузивные активные контакты гранитов и мигматитов с осадочно-вулканогенными породами, поэтому здесь последние представлены более высокими ступенями метаморфизма, отвечающими амфибологнейсовой ступени, а в центральной части — метаморфическими сланцами и роговиками.

В составе осадочно-вулканогенных формаций Базавлукской зоны выделяются две серии: нижняя базавлукская и верхняя, разрезы которых в разных районах значительно отличаются. Схема сопоставления их в Верховцевском, Чертомлыкско-Соленовском и Сурском районах, по данным А. А. Макухиной и В. Л. Бойко, показана в табл. 1.

Нижняя базавлукская серия характеризуется преобладающим развитием метаморфизованных основных лав.

В наиболее изученном Верховцевском районе в ней выделяется три свиты:

Таблица 1

Схема стратиграфических разрезов Базавлукского синклинория

Группа	Серия	Верховцевская синклиналь		Сурская синклиналь		Чертомлыкско-Соленовская синклиналь		
		Свита	Мощность, м	Свита	Мощность, м	Свита	Подсвита	Мощность, м
Базавлукская (2300—2700 млн. лет)	Верхняя базавлукская ($Б_2$)	Верхняя тепловская железисто-кремнисто-сланцево-кератофиро-метабазитовая ($Б_2^3$)	800—1000	Железисто-кремнисто-сланцево-вулканогенная ($Б_2^3$)	300	—	—	—
		Средняя кератофиро-туфопесчано-сланцевая. В ее составе восемь пачек переслаивания туфогенных и туфосланцевых слоев ($Б_2^2$)	900—2000	Средняя кератофиро-сланцевая ($Б_2^2$)	1000—2000	Верхняя соленовская кератофиро-спилитовая ($Б_2^3$)	Спилитовая ($Б^{3б-с}_2$) Вторая кератофировая ($Б^{3а-с}_2$)	700—1500 200—500
		Промежуточная ультрабазито-сланцевая свита ($Б_2^1$)	1500—2400	Промежуточная ультрабазитовая ($Б_2^1$)	900—1600	Средняя сланцево-вулканогенная ($Б_2^2$)	Вторая сланцевая ($Б_2^{2г}$) Первая кератофировая ($Б_2^{2в}$) Первая сланцевая ($Б_2^{2б}$) Вулканическая ультрабазито-туфо-спилито-кератофировая ($Б_2^{2а}$)	250—700 300—3500 300—700 470—2500
		—	—	—	—	Нижняя железисто-роговиково-сланцевая ($Б_2^1$)	Чертомлыкская железисто-кремнисто-сланцевая ($Б_2^{1-ч}$) Соленовская сланцевая ($Б_2^{1-с}$)	150—2700

Базавлукская (2300—2700 млн. лет)	Нижняя базавлукская ($Б_1$)	Верхняя метабазитовая ($Б_1^3$)	300—600	Нерасчлененная нижняя сурская серия в составе метабазитовой (амфиболитовой), железисто-кремнисто-метабазитовой и зелено-сланцево-метабазито-ультрабазитовой свит	Верхняя соленовская кератофиро-метабазитовая ($Б_1^2$)	Спилитовая ($Б_1^{2б-с}$) Кератофировая ($Б_1^{2а-с}$)	400—2500
		Средняя восточно-грановская железисто-кремнисто-метабазитовая свита. В ее составе три пачки железисто-кремнистых и разделяющих их метабазитовых слоев ($Б_1^2$)	500—800		Нижняя сланцево-роговиково-метабазитовая нерасчлененная ($Б_1^1$)	Соленовская нерасчлененная железисто-роговиково-сланцево-амфиболитовая ($Б_1^{1с}$)	400—700
		Нижняя метабазитовая ($Б_1^1$)	250—600			Верхняя чертомлыкская сланцево-роговиково-амфиболитовая ($Б_1^{1б-а}$) Нижняя чертомлыкская амфиболитовая ($Б_1^{1а-а}$)	400—5000

1. Нижняя метабазитовая свита мощностью 250—600 *м*.

2. Средняя восточно-грановская метабазито - железисто - кремнистая свита мощностью 500—800 *м*. Она характеризуется развитием трех ритмов отложения основных вулканогенных пород и чередующихся с ними пачек, в которых наряду с вулканогенными продуктами развиты прослои хемогенных железисто-кремнистых отложений, представленных железистыми магнетитовыми силикатными кварцитами и роговиками; мощность последних колеблется в пределах 20—30 *м*.

3. Верхняя метабазито-сланцевая свита мощностью 300—600 *м* характеризуется толщей основных вулканогенных продуктов, среди которых развиты редкие тонкие прослои железисто-кремнистых пород мощностью 1—5 *м*. Здесь выделяются три пачки метабазитов, в которых встречаются железисто-кремнистые прослои.

В верхней базавлукской серии выделяются три свиты.

1. Нижняя промежуточная свита характеризуется развитием ультрабазитов — продуктов ультраосновных лав, туфов и залежей талько-магнезитов, серпентинитов и актинолитов, чередующихся в основном с метаморфизованными кислыми вулканогенными продуктами андезито-риолитовых туфов, представленными кварцево-серицитовыми сланцами и кератофирами. Мощность свиты 1500—2400 *м*.

2. Средняя кератофировая туфопесчано-сланцевая свита представлена сланцами, филлитами, ке-

ратофирами и другими продуктами метаморфизма андезито-риолитовых туфов и характеризуется ритмическим переслаиванием туфопесчаников и туфосланцев. Всего выделяются восемь ритмов переслаивания туфопесчаных и туфосланцевых слоев кислого, отчасти среднего андезитового и основного диабазового состава общей мощностью 900—2000 *м*.

3. Верхняя тепловская свита характеризуется развитием переслаивающихся серий основных и кислых вулканогенных продуктов, а также слоев железисто-кремнистых хемогенных отложений. Мощность ее 800—1000 *м*. В составе этой свиты выделяется сланцево-кератофировая и сланцево-метабазитовая подсвиты.

В различных участках Чертомлыкско-Соленовского района наблюдаются значительные отличия в составе толщ.

В южной части Чертомлыкско-Соленовской синклинальной зоны нижняя базавлукская серия, развитая в пределах Алексеевской и Грушевской чешуй, в нижней части разреза представлена нижней сланцево-роговиково-метабазитовой свитой ($Б_1^1$), где преобладают метабазиты. Она содержит также выдержанные линзы железисто-кремнистых прослоев, среди алюмосиликатных роговиков и микрогнейсов. Верхнюю часть разреза нижней базавлукской серии ($Б_1$) составляет верхняя соленовская кератофиро-метабазитовая свита ($Б_1^2$), в которой В. Л. Бойко выделяет кератофировую ($Б_1^{2а-с}$) и спилитовую ($Б_1^{2б-с}$) подсвиты. В пределах Соленовской брахисинклинали нижняя базавлукская серия характеризуется бо́льшими мощностями — более 5000 *м*.

В составе верхней базавлукской серии в Чертомлыкско-Соленовском районе В. Л. Бойко выделяет три свиты: нижнюю — железисто-роговиково-сланцевую ($Б_2^1$); среднюю — сланцево-вулканогенную ($Б_2^2$) и верхнюю соленовскую — кератофиро-спилитовую ($Б_2^3$).

Верхняя базавлукская серия Чертомлыкской синклинали в нижней части представлена чертомлыкской железисто-роговиково-сланцевой подсвитой ($Б_2^{1ч}$). Суммарная мощность железисто-кремнистых отложений с прослоями алюмосиликатных филлитовых сланцев составляет 450 *м*. Эти породы прослеживаются по простиранию на протяжении 9 *км*, изменяясь в мощности от 450 *м* до 100 *м*. В обширной же открытой Соленовской брахисинклинали, отделенной Кисличеватской антиклиналью от Чертомлыкской синклинальной чешуи, железисто-кремнистых отложений нет.

Чертомлыкской железисто-роговиково-сланцевой подсвите ($Б_2^{1ч}$) отвечает соленовская сланцевая подсвита ($Б_2^{1с}$), составляющая нижнюю часть верхней базавлукской серии. Такие различия в разрезах Чертомлыкской и Соленовских синклиналей (юго-восточной и северо-западной) можно объяснить фациальными изменениями в составе толщ. Очевидно, на востоке в Чертомлыкской зоне, представляющей собой

периферическую часть Базавлукского синклинория, туфы имели меньшие мощности. Здесь была развита мощная подводная гидротермальная вулканическая деятельность, обусловившая отложение хемогенных железисто-кремнистых пород, которые не рассеивались и не подавлялись массой туфолавовых продуктов. С другой стороны, можно допустить, что толщи Чертомлыкской чешуйчатой синклинальной зоны неодновозрастны с толщами Соленовской синклинали.

Средняя сланцево-вулканогенная свита ($Б_2^2$) верхней базавлукской серии Чертомлыкской чешуи имеет довольно большую мощность (до 2500 *м*) и так же как и центральная часть Соленовской синклинали вскрыта только единичными скважинами и разрез ее изучен в самых общих чертах. Свита характеризуется переслаиванием основных и кислых туфово-вулканогенных продуктов. В ней выделяются четыре подсвиты. Нижняя ультрабазито-туфо-спилито-кератофировая подсвита ($Б_2^{2а}$) содержит наряду с основными и кислыми туфогенными продуктами и ультраосновные. Она отделяется первой сланцевой подсвитой ($Б_2^{2б}$) от второй вулканогенной (кератофировой) подсвиты ($Б_2^{2в}$) разрез завершается отложением второй сланцевой подсвиты ($Б_2^{2г}$).

Верхняя соленовская кератофиро-спилитовая свита ($Б_2^3$) состоит из двух подсвит: второй кератофировой и спилитовой. Полные разрезы этих толщ неизвестны, они вскрыты только единичными скважинами. Таким образом, верхняя часть верхней базавлукской серии, слагающая центральную часть Соленовской брахисинклинали шириной до 10 *км*, содержит чередующиеся слои метаморфизованных туфогенных продуктов кислого среднего и основного состава, что свидетельствует об общем характере вулканических процессов в Верховцевской и Чертомлыкско-Соленовской синклиналях. Для обеих синклиналей характерно развитие андезито-риолитового вулканизма в верхней части разреза и преобладание основных туфолав в нижних частях. Особо стоит вопрос о положении ультраосновных вулканогенных продуктов; наряду с послойными, ритмически чередующимися слоями ультраосновных пород, представленных талько-магнезитами, актинолитами и серпентинитами, наблюдаются и интрузивные линзовидные залежи ультрабазитов (серпентинитов), которые в Чертомлыкско-Соленовском районе, по данным В. Л. Бойко, очевидно, разновозрастны. Разрезы толщ, слагающих Сурскую брахисинклиналь, отличаются значительно меньшим развитием формаций, содержащих железисто-кремнистые прослои.

Периферическая зона брахисинклинали сложена породами нижней базавлукской серии, которая А. А. Макухиной не расчленяется. Однако в ее составе выделяются толщи метабазитов, представленных амфиболитами и амфиболитами с маломощными прослойками железисто-кремнистых пород. Эти толщи могут быть сопоставлены со средней сви-

той, а толщи метабазитов и зеленых сланцев с подчиненными редкими прослойками ультрабазитов — с верхней.

Верхняя базавлукская серия в нижней части разреза представлена породами промежуточной ультрабазитовой свитой, характеризующейся развитием ультраосновного вулканизма наряду с основным. В ней развиты хлорито-актинолитовые, талько-карбонатные, антофиллитовые породы, серпентиниты и дуниты.

Средняя часть разреза — кератофировая сланцевая свита, является продуктом метаморфизма кислых туфогенных образований андезито-риолитового вулканизма.

Верхняя часть разреза железисто-кремнисто-вулканогенной свиты состоит из алюмосиликатных, филлитовых и зелено-филлитовых сланцев, среди которых наблюдаются линзовидные невыдержанные прослои железисто-кремнистых пород. Мощность свиты около 300 *м*.

Разрезы сурской серии, особенно ее центральной части, не изучены и вскрыты только единичными скважинами. Вопрос о положении развитых здесь толщ остается дискуссионным. Весьма вероятно, что в центральной части наблюдается брахисинклинальный перегиб, в котором повторяется нижняя базавлукская серия метабазитов, представленная зелеными сланцами. Если же принять нормальное брахисинклинальное залегание, то здесь выделяется третья верхняя серия, сложенная метабазитами, сменяющими кислые андезито-риолитовые образования верхней базавлукской серии.

Нижняя возрастная граница формирования метаморфических толщ, слагающих синклинальные структуры в зоне Базавлукского синклинория, определенная для пород Верховцевской, Сурской и Чертомлыкско-Соленовской синклиналей по роговым обманкам калий-аргоновым методом — 2600—2700 млн. лет. Формирование этих складчатых структур и основной метаморфизм проходили, по данным абсолютной геохронологии, в период 2300—2700 млн. лет, отвечающий циклам большого базавлукского орогенеза второго докембрийского мегацикла.

Лежащая западнее зона складчатых субширотных структур, обрамляющих с востока Криворожский синклинорий, сложенных вулканогенными толщами саксаганской метабазитовой серии — более молодое образование, которое формировалось в период от 2000 до 2200 млн. лет. Эти возрасты установлены также по роговым обманкам калий-аргоновым методом. Движения этого более молодого орогенического цикла наложились на древние базавлукские структуры, осложнили их, придав им дугообразный характер.

Наконец, в базавлукских толщах метаморфических пород калий-аргоновым методом по гидрослюдистым минералам установлено влияние метаморфизма, связанного с движениями криворожского орогенического цикла (1700—2000 млн. лет).

Днепровско-Запорожский массив

Днепровско-Запорожский массив дугообразно выступает по р. Днепру к северу и востоку от Базавлукского синклинория. Он характеризуется преобладающим развитием гранитов и мигматитов, среди которых устанавливаются разобщенные обрывки складок, сложенных метаморфическими породами. Так, по Днепру прослеживается аулы-романковская серия гнейсов с известковыми прослоями, а по р. Вольнянке — вольнянкская серия гнейсов, представленная метаморфизованными терригенными толщами.

Вулканогенные толщи метабазитов и ультрабазитов представлены амфиболитами, серпентинитами, магнезиальными кристаллическими сланцами и прослеживаются в районе сел Игрени и Рыбальского в устье реки Самары, в районе балок Кичкаса и Кудиновской на водоразделе рек Вольнянки и Мокрой Московки.

Нижняя возрастная граница этих толщ, определенная калий-аргоновым методом по роговым обманкам, а также урано-ториево-свинцовым методом по ортитам и монацитам — 3000—3100 млн. лет.

Формирование складчатых структур, по данным В. И. Орсы и М. Н. Ивантишина, проходило здесь в период от 2700 до 3100 млн. лет, отвечающий большому аульскому орогеническому циклу первого докембрийского мегацикла. Складчатые структуры характеризуются по р. Днепру от с. Мишурина Рога до с. Таромского преимущественно северо-западным простиранием. По новым данным В. И. Орсы, между г. Днепропетровском и излучиной реки Днепра они меняют простирание на северо-восточное, а далее к югу до г. Запорожья снова имеют северо-западное простирание.

Конкский синклинорий

Конкский синклинорий сложен складчатыми структурами Конкского и Белозерского районов, представляющими одну линейную сложно построенную чешуйчатую складчатую зону северо-восточного простирания общей длиной 150—160 *км*. В 1959 г. были частично изучены и описаны структура и состав метаморфических толщ Конкского района. О породах Белозерского района в то время были получены только первые сведения.

Разрез толщ для Белозерского района и его сравнение с Конкским, по данным В. Д. Ладиевой, даются в табл. 2.

Толщи Конкского и Белозерского районов характеризуются развитием наряду с вулканогенными продуктами терригенных глинистых, глинисто-песчанистых отложений, ритмически чередующихся с туфопесчанистыми и туфосланцевыми отложениями. Широко развиты в Бело-

Таблица 2

Сопоставление схем стратиграфических разрезов Конкского и Белозерского районов

Серия	Конкский район		Серия	Белозерский район		
	Свита	Мощность, *м*		Свита	Подсвита	Мощность, *м*
Верхняя конкская (КВ) железисто-кремнисто-метабазитовая	—	—	Верхняя белозерская (БВ) железисто-кремнисто-вулканогенно-сланцевая	Южная и северная железисто-кремнисто-сланцевая ($БВ_2$)	Зеленосланцево-метабазитовая	200—250
	Верхняя (веселянско-кирпотинская) железисто-кремнисто-сланцевая ($КВ_3$)	500			Верхняя роговиково-сланцевая Железисто-кремнистая Нижняя роговиково-сланцевая	20—150 200—300 100—150
	Средняя (веселянско-кирпотинская) сланцевая ($КВ_2$)	800		Вулканогенно-сланцевая ($БВ_1$)	Туфопесчано-сланцевая Туфопесчаная	500—1000 1000—3000
	Нижняя (веселянская) промежуточная сланцево-ультрабазитовая ($КВ_1$)	300		—	—	—
Нижняя конкская (КН) железисто-кремнисто-метабазитовая	Верхняя зелено-сланцевая ($КН_3$)	500	Нижняя белозерская (БН) железисто-кремнисто-вулканогенно-сланцевая	Зеленосланцево-порфировая ($БН_3$)	—	1500—2000
	Средняя (юльевская) кремнисто-спилитовая ($КН_2$)	200		Западная железисто-кремнисто-метабазитовая ($БН_2$)	—	40—300 40—300 50
	Нижняя метабазитовая с песчаниками ($КН_1$)	450		Нижняя метабазитовая ($БН_1$)	—	300—500

зерском районе устойчивые толщи железисто-кремнистых отложений, простирающихся непрерывно на десятки километров. Мощность этих слоев достигает 100—300 *м*.

В результате разведки промышленных железных руд в настоящее время получены разрезы толщ Белозерского района. По данным В. Д. Ладиевой, здесь выделяются две серии: нижняя белозерская (нижняя конкская) и верхняя белозерская (верхняя конкская) серии.

Сопоставляя разрезы этих серий, мы должны отметить, что в Белозерском и Конкском районах наблюдается ряд складчатых чешуй, выклинивающихся по простиранию синклинория. Мощность и литологический характер разрезов в них меняются, но в общем мы должны отметить, что нижняя серия характеризуется преобладанием в ее составе основных туфо-вулканогенных продуктов, а верхняя — ритмических глинисто-песчаных и туфосланцевых отложений алюмосиликатного ряда наряду с развитием толщ, содержащих хемогенные отложения железисто-кремнисто-сланцевых формаций. Нижняя конкская серия делится на три свиты.

Нижняя метабазитовая состоит из продуктов метаморфизма основных вулканогенных образований, представленных главным образом амфиболитами мощностью 300—500 *м*.

Средняя западная железисто-кремнисто-метабазитовая представлена переслаиванием ультраосновных, основных и средних вулканогенных продуктов с прослойками хемогенных кремнистых пород. В ней выделяются две пачки-подсвиты, содержащие подчиненные прослои железисто-кремнистых пород, и разделяющая их пачка-подсвита сланцев и микрогнейсов, без железисто-кремнистых прослоев; последняя содержит слои зеленых метабазитовых сланцев, слои магнезиальных и ультраосновных сланцев, а также актинолитов; мощность каждой подсвиты — 50—300 *м*.

Верхняя зеленосланцево-порфировая свита состоит из переслаивания метаморфизованных туфо-лавовых продуктов андезито-риолитового и диабазо-спилитового рядов, представленных зелеными сланцами, порфироидами, очковыми альбито-кварцево-серицитовыми филлитовыми сланцами с прослоями кремнистых отложений.

Верхняя белозерская, или верхняя конкская серия,— железисто-кремнисто-сланцево-вулканогенного состава. Нижняя свита этой серии представлена мощными ритмическими песчано-глинистыми и туфопесчано-сланцевыми отложениями кислого дацито-риолитового ряда, мощность до 3000—4000 *м*. В ней выделяется нижняя — туфопесчаная (мощностью 1000—3000 *м*) и верхняя — туфопесчано-сланцевая (мощностью 500—1000 *м*) подсвиты, представленные слюдистыми филлитовыми песчаниками, кварцитами, кварцево-серицитовыми и серицито-хлоритовыми филлитами и аспидными сланцами, туфобрекчиями, туфопесчаниками и кератофирами.

Верхняя свита на северном и южном участках сложена породами железисто-кремнисто-сланцевой формации. Она состоит из нижней — роговиково-сланцевой подсвиты мощностью 100—150 *м*, средней — железисто-кремнистой мощностью 200—300 *м*, представленной магнетито-силикатными роговиками с прослоями хлоритовых аспидных сланцев, и верхней — роговиково-сланцевой подсвиты мощностью 20—150 *м*, состоящей из сланцев с нерудными и малорудными железисто-кремнисто-кварцевыми прослоями. Железисто-кремнистая свита отличается большой устойчивостью и простирается на несколько десятков километров. К ней приурочены залежи богатых окисленных железных руд.

Завершается разрез зеленосланцево-метабазитовой подсвитой, представленной амфиболитами, эпидиабазами, кератофирами, спилитами, зелеными сланцами.

В нижней белозерской серии железисто-кремнистые пачки фациально неустойчивы, выклиниваются по простиранию. В составе этой серии, в основном метабазитовой, встречаются также залежи ультрабазитов, местами с хромитом.

Особое положение занимают ультрабазиты, залегающие в ядре Южно-Белозерской складки, представленные главным образом серпентинитами. Вопрос о синклинальном или антиклинальном характере складки является дискуссионным; в случае антиклинальной складки железисто-кремнисто-сланцевая свита залегает на ультрабазитах.

Метаморфизм толщ в краевых частях Белозерской структуры достигает гнейсово-амфиболовой ступени, а в центральной — отвечает ступени метаморфических аспидных сланцев, филлитовых и зеленых сланцев. Местами развиты кристаллические сланцы и метасоматиты, образовавшиеся в результате проявления в одних местах — калийного метасоматоза и выщелачивания, а в других местах, например на южном окончании северной Белозерской полосы — щелочно-натриевого метасоматоза, сопровождавшегося железным. Переходы от роговиков и микрогнейсов к гнейсам наблюдаются по западному контакту Кирпотинской полосы Конкской синклинали с мокромосковскими гранитами; здесь по периферии в гранитах и сланцах установлены процессы грейзенизации и образование слюдяных крупнокристиллических ставролито-андалузитовых сланцев и кварцевых гидротермальных жил, содержащих молибденит.

Возрасты метафоризма и кристаллизации пород Белозерского и Конкского районов, определенные по роговым обманкам, составляют до 3500 млн. лет и являются древнейшими для земной коры.

Формирование структур района проходило в период Конкского орогенеза (3100—3550 млн. лет).

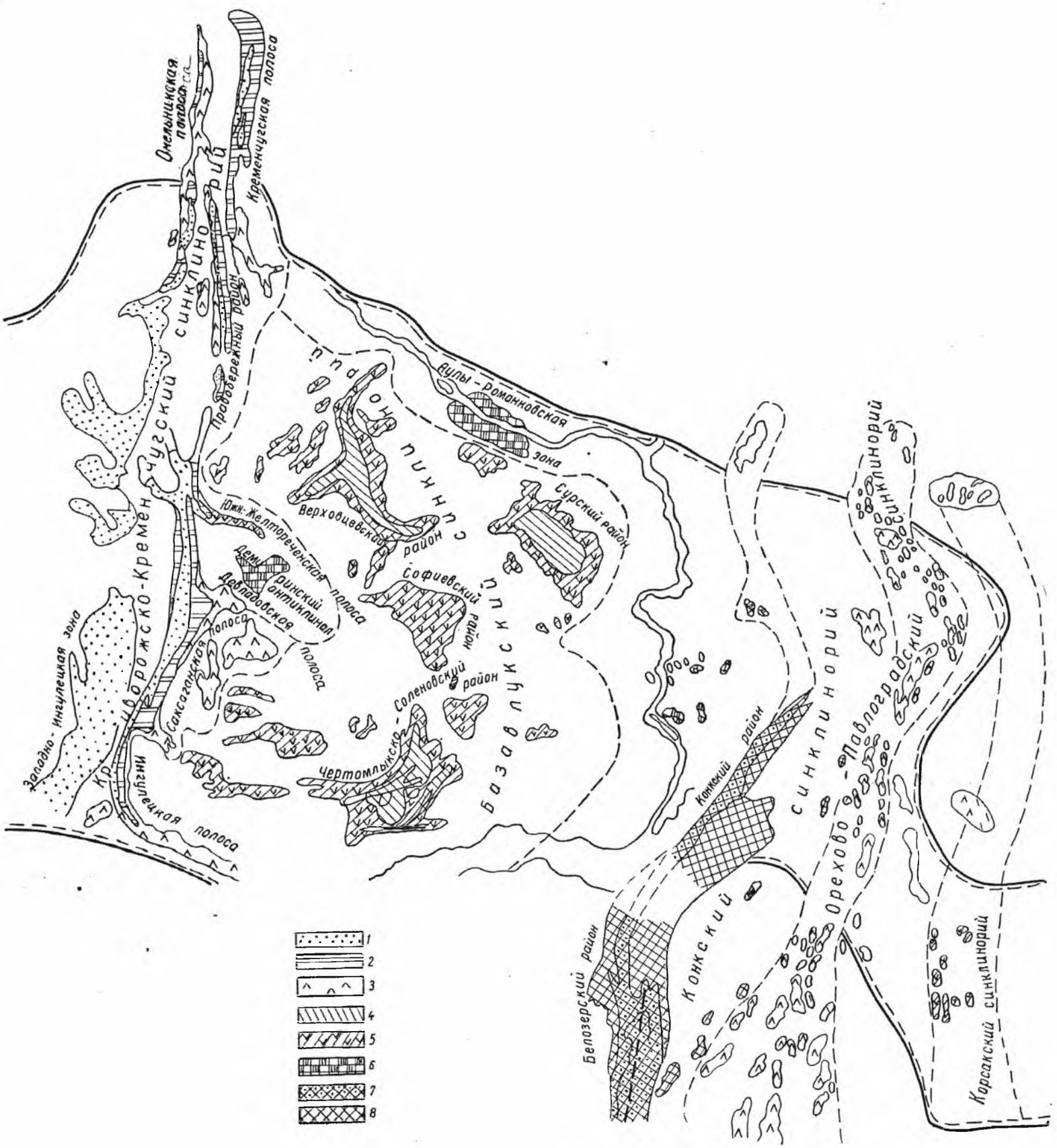

Рис. 1. Геологическая схематическая карта докембрийских осадочно-вулканогенных серий.

Докембрий III. *Криворожский орогенез* (1700—2100 млн. лет): *1* — ингулецкая серия, *2* — криворожская серия. Докембрий II. *Ореховский орогенез* (2100—2300 млн. лет): *3* — саксаганская метабазитовая и ореховская серии; *базавлукский орогенез* (2300—2700 млн. лет): *4* — верхняя базавлукская серия, *5* — нижняя базавлукская серия. Докембрий I. *Аульский орогенез* (2700—3100 млн. лет): *6* — аулы-романковская и вольнянкская серии; *конкский орогенез* (3100—3500 млн. лет): *7* — верхняя конкская серия, *8* — нижняя конкская серия.

Цифры на карте: *1* — Омельникская полоса.

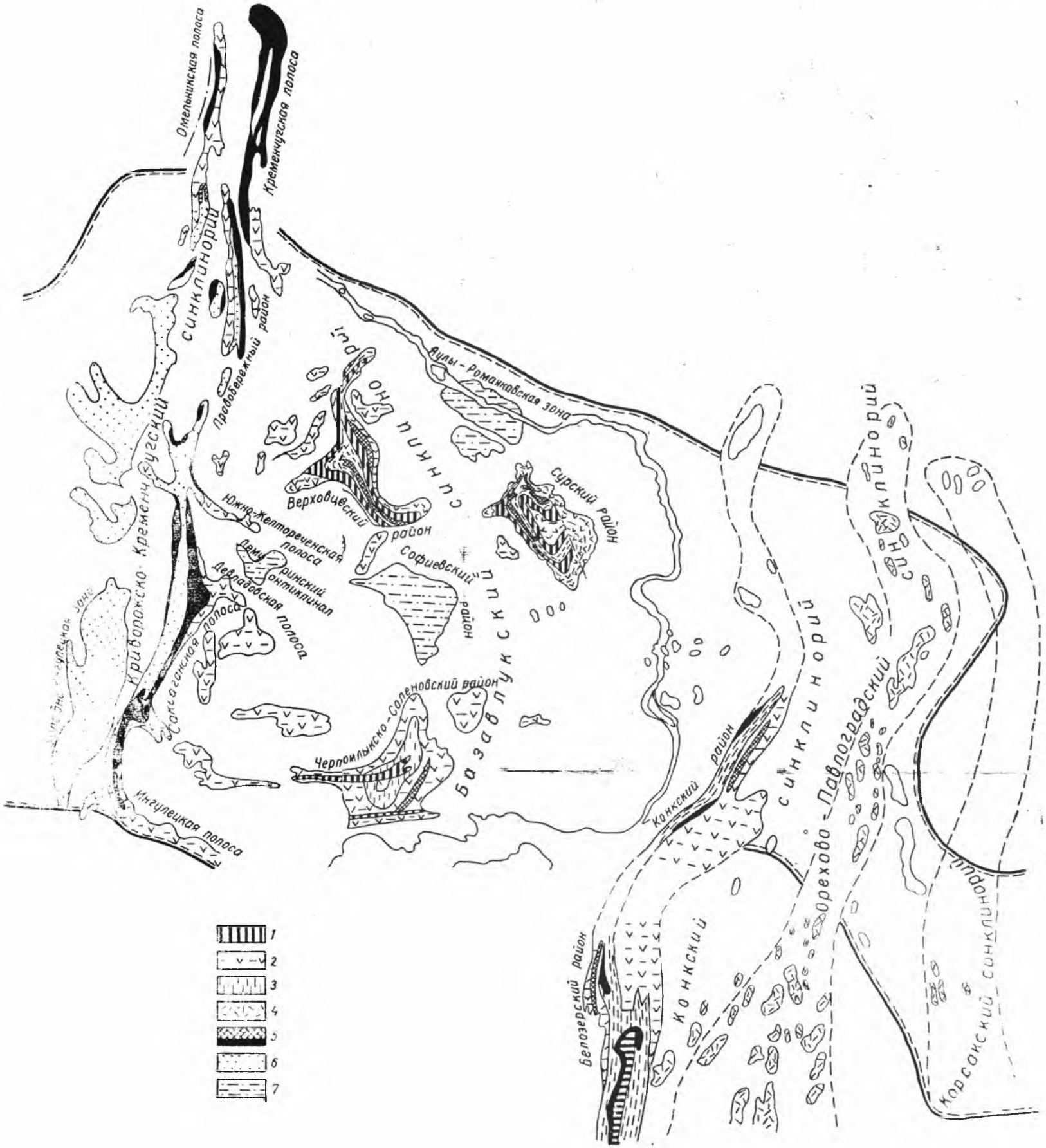

Рис. 2. Карта осадочно-вулканогенных докембрийских формаций.

1 — ультрабазитовая; *2* — метабазитовая — спилитовая; *3* — кератофировая — лептитовая; *4* — нерасчлененная осадочно-вулканогенная (лептитовая, метабазитовая, порфиритовая, диабазовая); *5* — джеспилитовая, сланцевая — метабазитовая; *6* — ритмические флишоидные и другие формации переслаивания; *7* — нерасчлененная терригенная аспидно-гнейсовая.

Ореховский и Корсак-Могильский синклинории

К востоку от Конкского располагается Ореховский синклинорий, сложенный осадочно-вулканогенными формациями, в составе которых постоянно имеются железисто-кремнистые породы. Как отмечал Г. В. Жуков в 1959 г., в Ореховской зоне выделяются две серии: железисто-кремнисто-гнейсовая и железисто-кремнисто-метаультрабазитовая вулканогенная. Характерной особенностью ореховской серии является наличие среди мигматитов в полосе шириной до 20 *км* разорванных линейных складок шириной 0,5—1 *км* и длиной до 210 *км*. Породы здесь глубоко метаморфизованы (до пироксеновогнейсовой ступени) и представлены гиперстено-гранато-магнетитовыми кварцитами, пироксенолитами, гранато-силлиманитовыми кварцитами и гнейсами, а также породами амфибологнейсовой ступени — роговообманковыми магнетитовыми кварцитами, кордиерито-гранато-антофиллитовыми кварцитами, амфиболитами и грюнерито-магнетитовыми кварцитами. Эта зона, очевидно, представляет собой обращенный синклинорий с синклинальными структурами, пронизанными гранитами; породы переработаны до пироксеногнейсовой и амфибологнейсовой ступеней. Это, вероятно, не исключает возможности вскрытия в этой зоне крупных непереработанных синклинальных структур, сложенных толщами метаморфизованных осадочных и осадочно-вулканогенных формаций. Такая складка встречена к западу в районе села Гуляйполя.

К западу располагаются Западно-Приазовский и Корсакский синклинории, сложенные короткими обрывками складок различных простираний, переработанных гранитами. Эта зона также сложена толщами пород, метаморфизованных до пироксеногнейсовых и амфиболо-гнейсовых ступеней. Здесь чередуются терригенные толщи (глинистые и глинисто-мергелистые), представленные кордиерито-гранато-силлиманитовыми и пироксеновыми гнейсами, а также слоями графитовых гнейсов реки Токмака, толщи вулканогенных образований — ультра- и метабазиты и хемогенные отложения, представленные железисто-кремнистыми породами в виде слоев гиперстено-магнетитовых и других кварцитов в районе сел Стульнево, Нельговки и др. Наблюдаются также песчаники-кварциты, относящиеся к терригенным отложениям.

Метаморфизм и кристаллизация толщ Ореховского синклинория проходила в период ореховского или синхронного ему подольского орогенических циклов (2000—2300 млн. лет).

К востоку располагается зона более древних образований — Западно-Приазовский и Корсак-Могильский синклинории — возрастом до 2800 млн. лет. Далее на восток, в среднем Приазовье, они, в свою очередь, сменяются более молодыми образованиями, сложенными здесь

вулканогенными толщами бердянской серии — метабазитами и ультрабазитами со слоями железисто-кремнистых пород. Возраст их формирования 2300 млн. лет. Следует отметить, что изучение состава и строения толщ Ореховского, Западно-Приазовского и Корсак-Могильского синклинориев не пополнились новыми данными по сравнению с описаниями 1959 г.

В районе Ялтинской аномалии в Восточном Приазовье вскрыты железисто-кремнистые отложения мощностью 100 *м* и более.

ВОЗРАСТЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

В работе о железисто-кремнистых формациях, опубликованной в 1959 г., было выдвинуто несколько схем возрастных взаимоотношений осадочно-вулканогенных толщ, вскрытых в средней части Украинского щита, среди которых превалировала схема о существовании двух серий: нижней — преимущественно метабазитовой (саксаганской метабазитовой, нижней базавлукской и нижней конкской) и верхней — сложенной криворожской, верхней базавлукской и верхней конкской сериями. Выдвигалось также предположение о том, что криворожская и саксаганская метабазитовые серии моложе, чем верхняя и нижняя базавлукские, а также верхняя и нижняя конкские серии, которые сопоставлялись между собой как одновозрастные. Наконец, главным образом на основании развития высоких ступеней метаморфизма (пироксеногнейсовой ступени) толщи пород нижней и верхней ореховских серий Ореховской зоны и корсакской серии Корсак-Могильской зоны, а также толщи западных полос Правобережного района Криворожско-Кременчугской зоны некоторые исследователи относили к наиболее древним образованиям — древнее базавлукской и конкской серий. На уровне исследований того времени не были вскрыты еще в должной мере метаморфические толщи многих складчатых структур, описанных в настоящем издании, и не могла быть дана в полной мере оценка превалирующей доли участия в этих разрезах вулканических толщ. Исследования базировались на результатах поисковых работ на железные руды и посвящались главным образом железисто-кремнистым формациям и сопутствующим им породам. Результаты работ последующих семи лет позволили изучить более полно разрезы толщ в ряде новых районов, что показало большее значение вулканических образований в сравнении с ранее известными криворожскими толщами и дало возможность по-новому оценить эти толщи.

Раньше мы не располагали в достаточной мере данными об абсолютном возрасте пород. Проведенные широкие систематические исследования абсолютного возраста и сравнение возрастов, определенных по роговым обманкам и слюдам аргоновым методом, а по акцессориям

урано-ториево-свинцовым методом, дали новые, более обоснованные критерии для установления возрастных взаимоотношений рассматриваемых толщ. Эти данные опубликованы в специальном издании, посвященном геохронологии докембрия Украинского щита (1965). Получены также новые дополнительные сведения о структуре района, позволяющие установить в некоторых случаях структурные взаимоотношения и несогласия ряда толщ.

Так, в пределах Криворожско-Кременчугской зоны прослежены разрезы, показывающие широкое развитие метаморфических толщ Западно-Ингулецкой полосы, которые ранее не были известны.

В основании саксаганской серии рудничными выработками вскрыты контакты с гранитами, указывающие на их несогласие с саксаганскими гранитами — наблюдаются валуны гранитов в основании толщ. Изучены складки, сложенные толщами пород саксаганской метабазитовой серии, которые простираются несогласно простиранию Криворожской складчатости.

В Криворожско-Кременчугском синклинории Н. И. Половко, Р. И. Сироштан и И. Н. Бордунов выделяют такие серии (сверху вниз): ингулецкую, отвечающую верхней сланцевой свите саксаганской серии возрастом от 1650—1700 до 1800—1850 млн. лет; криворожскую — возрастом от 1800—1850 до 2000 млн. лет. Ингулецкая серия залегает несогласно с размывом на саксаганской серии.

В Западно-Ингулецкой зоне метаморфические сланцы и гнейсы сопоставимы по возрасту с саксаганской и ингулецкой сериями в целом, сформированными в период третьего докембрийского мегацикла (1700—2000 млн. лет).

Для кварцито-песчаников нижней свиты криворожской серии имеются определения абсолютного возраста в пределах от 2300 до 2600 млн. лет по акцессорным минералам цемента, которые, по нашему мнению, отвечают возрасту терригенных продуктов, а по мнению А. В. Тугаринова,— возрасту аутигенных минералов, показывающих время отложения песчаников. Если принять правильной последнюю точку зрения, то возраст собственно железисто-кремнисто-сланцевой свиты был бы в пределах 2000—2300 млн. лет.

Время отложения ингулецкой серии, судя по возрасту апатито-карбонатных пород,— 1800 млн. лет.

Саксаганская метабазитовая серия, залегающая в складчатом фундаменте криворожской серии, имеет возраст метаморфизма по роговым обманкам 2000—2200 млн. лет. Она синхронна по времени формирования складчатых структур и метаморфизма верхней и нижней ореховским сериям Ореховской зоны. По данным В. Д. Ладиевой, возраст метаморфизма (по роговым обманкам) толщ этой зоны соответствует 2000—2300 млн. лет.

Складчатые структуры, слагающие саксаганскую метабазитовую серию и ореховские серии, сформировались, таким образом, в одно и то же время — в период ореховского цикла докембрия II.

Более древние — толщи верхней и нижней базавлукских серий, складчатые структуры которых сформировались в период 2300—2700 млн. лет, отвечающий базавлукскому орогенезу второго докембрийского мегацикла.

Зона складчатости Базавлукского синклинория отличается своеобразием брахискладчатых структур, а эпохи вулканизма этого периода отличаются обилием рудной сульфидной минерализации. Ширина Базавлукской зоны приблизительно равна 80 *км*, длина в пределах щита — 150 *км*. Эти зоны Базавлукского синклинория дугообразно с юга и запада окаймляют выступающий более древний структурный ярус Днепровско-Запорожского массива, который сложен мигматизированными гнейсовыми толщами, сформированными в период аульского орогенеза (2700—3100 млн. лет) первого докембрийского мегацикла. Массив отличается от Базавлукского синклинория по своему структурному плану и составу терригенных толщ. Этот древнейший ярус выступает и к западу от Базавлукской зоны в Демуринской брахиантиклинали. Здесь гнейсовая серия и ее интрудирующий демуринский гранит имеют возраст 2600—3000 млн. лет. Непосредственно на выступе древнего фундамента между Терновской флексурой и Желтореченской синклиналью залегает саксаганская серия. Толщи этого же возраста выступают также в Западно-Приазовском и Корсак-Могильском синклинориях, представленные преимущественно терригенными гнейсовыми толщами с подчиненными вулканогенными образованиями, содержащими и железисто-кремнисто-хемогенные отложения.

Самые древние — толщи серий осадочно-вулканогенно-метаморфических пород Конкского и Белозерского районов Конкского синклинория, которые сформировались в период конкского орогенеза первого докембрийского мегацикла (3100—3550 млн. лет).

В Конкском синклинальном районе метаморфические породы полосой приблизительно в 10 *км* шириной прослежены непрерывно на протяжении 50 *км*, а в Белозерском районе ширина синклинальной полосы, сложенной метаморфическими толщами, достигает 18 *км* и прослежена на протяжении 65 *км*.

Эти два района представляют собой стабилизированный блок земной коры, сохранившийся от гранитизации в необращенной синклинальной зоне древнейших метаморфических толщ на протяжении всей истории формирования Украинского щита, хотя здесь и проявились фазы многих последующих тектоно-магматических циклов, принимавших участие в формировании щита.

Так, в северном контакте Кирпотинской полосы Конкского синкли-

нория внедряется мокромосковский гранит, возраст которого, по данным В. И. Орсы,— 2600 млн. лет.

Процессы натриевого щелочного метасоматоза, которые в Белозерском районе образовали эгирино-рибекито-железнослюдково-магнетитовые метасоматиты, проходили, судя по возрасту эгирина, 2360 млн. лет тому назад.

В Белозерском районе возраст криптометаморфизма криворожской фазы (по гидрослюдистым минералам метаморфических сланцев) равен 1700—2000 млн. лет.

Весьма важное значение имеет и то, что в Конкском районе в составе нижней конкской метабазитовой серии среди амфиболитов установлен пласт слюдистых белых кварцитов мощностью до 70 *м*, представляющих собой глинисто-песчаные отложения. Эти песчаные отложения переходят по простиранию в микрогнейсы и гнейсокварциты, т. е. фациально переходят в глинистые отложения, а по степени метаморфизма, в связи с мигматизацией, переходят к гнейсовым ступеням. Таким образом, схема возрастных отложений и стратиграфического разреза осадочно-вулканогенных формаций центрального района Украинского щита представляется в следующем виде.

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА

КРИВОРОЖСКИЙ ОРОГЕНЕЗ (1700—2000 млн. лет)

Ингулецкие граниты

Ингулецкая серия

Ритмическое переслаивание метаморфических глинистых сланцев, гнейсов, углисто-графитовых сланцев, песчанико-кварцитов и линз конгломератов, прослоев карбонатных пород в нижней части

Несогласие

Криворожская серия

Верхняя железисто-кремнисто-сланцевая свита, содержащая в Кременчугском районе подчиненные вулканогенные продукты. Нижняя свита кварцито-песчанников, филлитов и ультрабазитов

ОРЕХОВСКИЙ ОРОГЕНЕЗ, СИНХРОННЫЙ БУГСКО-ПОДОЛЬСКОМУ ОРОГЕНЕЗУ (2000—2300 млн. лет)

Интрузии красных и серых гранитов

Саксаганская метабазитовая серия

Ореховские серии

Верхняя железисто-кремнисто-гнейсовая
Нижняя железисто-кремнистая метабазитовая

БАЗАВЛУКСКИЙ ОРОГЕНЕЗ (2300—2700 млн. лет)

Интрузии серых гранитов и гранодиоритов

Верхняя базавлукская серия

Чертомлыкско-Соленовский район

Верхняя соленовская кератофиро-спилитовая свита
Средняя сланцево-вулканогенная свита
Нижняя железисто-роговиково-сланцевая свита

Верховцевский и Сурский районы

Верхняя железисто-кремнисто-сланцевая свита
Средняя туфопесчано-сланцево-кератофировая свита
Нижняя ультрабазито-кератофиро-сланцевая свита

Нижняя базавлукская серия

Чертомлыкско-Соленовский район

Верхняя кератофиро-метабазитовая свита
Нижняя сланцево-роговиково-метабазитовая свита

Верховцевский район

Верхняя метабазито-сланцевая свита
Средняя железисто-кремнисто-метабазитовая свита
Нижняя метабазитовая свита

АУЛЬСКИЙ ОРОГЕНЕЗ (2700—3100 млн. лет)

Серые граниты, гранодиориты и мигматиты, красные граниты р. Днепра, демуринские пертитовые граниты.

Аулы-романковско-таромская серия гнейсов (сс. Аулы, Корбино, Романково, Таромское); вольнянкская серия гнейсов и ультрабазитов; демуринская серия гнейсов; стульневская (по р. Токмак) серия метабазитов и гнейсов.

КОНКСКИЙ ОРОГЕНЕЗ (3100—3500 млн. лет)

Верхняя белозерская серия

Южная и северная железисто-кремнисто-сланцевая свиты
Вулканогенно-сланцевая свита

Верхняя конкская серия

Веселянско-кирпотинская железисто-кремнисто-сланцевая свита
Средняя весляпская сланцевая свита
Нижняя промежуточная сланцево-метаультрабазитовая свита

Нижняя конкская и нижняя белозерская серии

Верхняя зеленосланцево-порфиритовая свита
Средняя железисто-кремнисто-метабазитовая свита
Нижняя метабазитовая свита с песчанико-кварцитами

ТИПЫ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

В центральной части Украинского щита среди изученных в различной степени разновозрастных метаморфических толщ можно выделить такие исходные переработанные метаморфизмом осадочные и осадочно-вулканогенные формации:

ультрабазитовые;
метабазитовые (спилитовые);
кератофиро-лептитовые (андезито-риолитовые);
железисто-кремнистые (джеспилитовые);
флишоидные — ритмические терригенные;
монотонные (сланцево-гнейсовые).

Распространение типов формаций показано на карте (рис. 2, стр. 16—17).

Ультрабазитовые метаморфические формации

Метаморфические ультрабазитовые формации в основном состоят из продуктов метаморфических ультраосно́вных пикритовых лав, их туфов и перидотитов, которые представлены магнезиальными метаморфическими тальковыми и тальково-хлоритовыми сланцами, талько-магнезитами, талько-актинолитами, актинолитами, серпентинитами, шпинеле-пироксено-форстеритовыми и антофиллитовыми ультрабазитами, пироксенолитами, горнблендитами, ультрабазитовыми геллефлинтами (ороговикованными ультрабазитами).

Образование ультрабазитовых формаций связано с этапами глубинных разломов в области подвижных зон и поступлением ультраосно́вных магматогенных продуктов в область формирующихся геосинклинальных отложений. Ультрабазитовые формации представляют собой сложные переслаивающиеся комплексы пород, преобладающим составным членом которых являются ультрабазиты. Различаются такие комплексы ультрабазитовых формаций: песчано-ультрабазитовые, сланцево-кератофиро-ультрабазитовые, метабазито-ультрабазитовые, железисто-кремнисто-ультрабазитовые и интрузивно-ультрабазитовые (интрузивные залежи).

Песчано-ультрабазитовые формации наблюдаются в основном в криворожской серии. Здесь на протяжении 200 *км* прослеживается горизонт тальковых, талько-хлоритовых, талько-актинолитовых сланцев, которые перемежаются в верхней и нижней частях с песчанико-кварцитами и филлитовыми сланцами. Формирование их отвечает этапу глубинных разломов, относящемуся к начальному периоду образования Криворожско-Кременчугской подвижной геосинклинальной зоны, когда

наряду с глинисто-песчанистыми толщами отлагались пикритовые ультрабазитовые туфы, которые далее сменились глинистыми отложениями, представленными филлитами нижней свиты Кривого Рога. Весьма характерно, что тальково-песчаные отложения наблюдаются на огромных пространствах от южного Ингулецкого района до северного Кременчугского района и мощности их измеряются десятками и сотнями метров.

В Западной Зеленовской зоне на Артемовском участке, где толщи метаморфизованы до пироксеногнейсовых ступеней, они представлены шпинеле-пироксено-форстеритовыми ультрабазитами. Такие явления характерны для начальных этапов формирования подвижных зон. Например, в Делийском складчатом поясе (Раджастан, Индия) в основании делийской системы, возрастом приблизительно 750 млн. лет, наблюдаются ультрабазитовые песчаные формации, которые выше сменяются толщей кварцитов. Здесь в начале формирования Делийской подвижной зоны возникали расколы и происходили извержения ультраосно́вных продуктов, представленных тальками и другими породами.

Сланцево-кератофиро-ультрабазитовые формации характеризуются чередованием ультрабазитовых продуктов — слоев талько-магнезитов, тальков, актинолититов со слоями филлитовых сланцев, кератофиров — кислых и средних вулканогенных продуктов. В этих зонах происходило ритмическое чередование ультраосно́вных и кислых вулканогенных продуктов, смешанных с терригенными. Толща эта, сложенная сланцево-кератофиро-ультрабазитовой формацией, наблюдается в Верховцевской синклинали. Она слагает промежуточную свиту, залегающую в нижней части верхней базавлукской серии и соответствует этапу глубинных разломов и поступления ультраосно́вных продуктов, которые ритмически сменяются развивающимся выше по разрезу андезито-риолитовым вулканизмом.

Сланцево-ультрабазитовая формация наблюдается также в составе Чертомлыкской чешуи.

Метабазито-ультрабазитовые формации установлены в составе нижней верховцевской и нижней конкской серий. Они характеризуются чередованием ассоциации слоев метабазитов (зеленых сланцев) со слоями ультрабазитов (актинолитов, талько-магнезитов) и слоев амфиболитов и пироксеновых амфиболитов.

В нижней верховцевской серии ультрабазиты носят подчиненный характер.

Интрузивно-ультрабазитовая формация выделяется как тип метаморфизованных интрузивных залежей ультрабазитов в слоистых метаморфических толщах. Нередко их выделение вызывает затруднение, так как в большинстве случаев они имеют межпластовый согласный характер.

Секущий линзовидный характер интрузивных залежей ультрабази-

тов-серпентинитов определен В. Л. Бойко при картировании в зоне Соленовского крыла Чертомлыкско-Соленовской брахисинклинали и в ее замке (Алексеевская и Грушевская чешуи).

Варваровская интрузивная серпентинитовая залежь мощностью до 3 *км* встречена в Верховцевской синклинали. Устанавливаются два этапа образования ультраосно́вных пород в Белозерском районе и высказывается предположение о залегании серпентинитов в ядре Белозерской синклинали. Среди ультрабазитовых метаморфических формаций большой интерес представляют интрузивные ультрабазитовые формации, которые являются потенциально рудоносными на хром, платину, никель, медь и кобальт, а также на месторождения хризотил-асбеста, антофиллит-асбеста и талько-магнезитов. В них могут наблюдаться как первичные рудные концентрации, так и вторичные, возникающие в процессах метасоматической переработки первых. Метасоматоз проходил как в период формирования вулканогенно-осадочных толщ, так и под воздействием позднейших метаморфических преобразований, связанных со складчато-интрузивными процессами. Рудные компоненты концентрируются в коре выветривания ультрабазитов, представленных серпентинитами, когда образуются бурожелезистые силикатно-никилевые окисные руды.

Метабазитовые (спилитовые) метаморфические формации

Метаморфические метабазито-спилитовые формации в основной массе состоят из продуктов метаморфизма туфов и туфобрекчий и осно́вных базальтовых лав, которые представлены зелеными хлорито-кварцево-карбонатными аспидными, альбито-эпидото-хлоритовыми и альбито-эпидото-актинолитовыми сланцами, альбито-роговообманковыми спилитами, зеленокаменными роговиками (метабазитовыми гелефлинтами), амфиболо-гранато-роговообманковыми гнейсами и пироксено-амфиболовыми амфиболитами.

Образование метабазито-спилитовых формаций связано с этапами развития подвижных геосинклинальных зон, характеризующихся возникновением разломов, излиянием осно́вных лав и отложением их туфов. Они чередуются с терригенными глинистыми и песчаными отложениями, пластами ультраосно́вных, средних и кислых продуктов, а также со слоями хемогенных кремнистых отложений. Среди туфогенных продуктов в них чередуются подчиненные лавовые слои, а в последних нередко наблюдаются миндалекаменные ноздреватые пористые структуры.

Метабазитовые формации часто имеют довольно однородный устойчивый состав. По характеру сочетания комплексов переслаивания в этой формации можно выделить: собственно метабазитовые, метабазито-железисто-кремнистые, метабазито-сланцево-песчаные, метабазитовые

сульфидно-колчеданные, ультрабазито-метабазитовые, промежуточные метабазито-андезито-порфирово-зеленосланцевые.

Собственно метабазитовые формации наиболее широко развиты. Представлены они толщами амфиболитов и зеленых сланцев в составе саксаганской метабазитовой и нижней базавлукской серий.

Метабазито-железисто-кремнистые формации, содержащие подчиненные прослойки железисто-кремнистых и просто кремнистых отложений, образуются в результате подводной эффузивной деятельности во внутренней области геосинклиналей и отвечают этапам проявления фумарольной деятельности.

Метабазитовые сульфидно-колчеданные формации характеризуют области вулканической деятельности, связанные с сульфидными гидротермальными процессами и переработкой вулканогенно-туфовых толщ в процессе их формирования и накопления. Такие толщи содержат прожилки сульфидов и прослои колчедана. Они нередко связаны с окварцеванием — вторичными кварцитами, замещающими туфовые отложения.

Метабазито-песчано-сланцевые формации характеризуются наличием в вулканогенных метабазитовых толщах терригенных песчано-глинистых слоев, которые представлены кварцитами, гнейсо-кварцитами и микро-гнейсами, известными, например, в нижней метабазитовой серии Конкского района.

Ультрабазито-метабазитовые формации содержат тонкие прослои ультраосновных туфогенных продуктов среди базальтовых основных туфов, прослои актинолититов, горнблендитов среди амфиболитов, спилитов и зеленых сланцев, известных как в саксаганской метабазитовой серии Кременчугского района, так и в нижней базавлукской серии Чертомлыкского и Верховцевского районов.

Промежуточные метабазито-андезито-порфирово-зеленосланцевые формации образовались в период смены основного спилито-базальтового вулканизма андезито-кератофировым. Они сложены зелеными хлорит-альбитовыми сланцами основного и среднего состава с прослоями кератофиров. Известны они в верхней базавлукской и верхней конкской сериях.

Кератофиро-лептитовые метаморфические формации

Метаморфические кератофировые или лептитовые формации состоят из метаморфизованных продуктов кислых дацито-риолитовых туфолав, которые представлены аспидными кварцево-серицитовыми сланцами, серицито-хлорито-кварцевыми и серицито-хлорито-альбито-кварцевыми филлитами, кварцевыми кератофирами, кварцевыми порфироидами, аль-

битофирами, вторичными алюмокварцитами, туфо-песчанико-кварцитами, кислыми геллефлинтами, лептитами.

Образование кератофировых или лептитовых формаций связано с этапами развития дацито-риолитового кислого вулканизма в области геосинклинального подводного вулканизма. Для низких ступеней метаморфизма сланцев и роговиков характерны в составе кислых вулканических толщ кератофиры, а для высоких гнейсовых ступеней метаморфизма — лептиты. Поэтому названия «кератофировые» и «лептитовые» отражают ступени метаморфизма.

Кератофиро-лептитовые (андезито-дацито-риолитовые) формации представляют сложный комплекс чередования туфогенных ингибиторов и лавовых продуктов (туфопесчаников, туфосланцев и кислых лавовых пород), и с другой стороны — чередования, обусловленного пульсацией извержения риолитовых, дацитовых, андезитовых и, наконец, порфирито-базальтовых лав. Различаются такие разновидности комплексов кератофиро-лептитовых формаций: кератофировые ритмические туфопесчано-сланцевые; спилито-кератофировые ритмические; кварцево-серицитовые и зеленосланцевые (спилито-андезито-риолитовые); спилито-кератофировые вкрапленные сульфидоносные формации; спилито-кератофировые железисто-кремнистые; ультрабазито-спилито-кератофировые.

Кератофировые ритмические туфопесчано-сланцевые формации характеризуются чередованием кислых вулканогенных продуктов, риолитовых туфов, туффитов и туфосланцев. Толщи таких формаций наблюдаются в верхней базавлукской серии, где в средней свите по Грановскому профилю отмечено восемь пачек переслаивания туфопесчаных и туфосланцевых слоев кислого и отчасти среднего состава мощностью до 2000 *м*. Эти толщи содержат прослои терригенного материала и постепенно переходят к ритмическим терригенным флюидным формациям, например в верхней конкской серии.

Спилито-кератофировые ритмические формации, состоящие из переслаивания кварцево-серицитовых филлитовых и зеленых хлоритовых сланцев, представляют собой толщи ритмически чередующихся туфо-лавовых продуктов спилито-андезито-дацитового и риолитового составов, среди которых преобладают образования кислого ряда. Толщи таких формаций характерны для верхней базавлукской серии. В северной части Верховцевского района по Самотканскому профилю наблюдается чередование восьми пачек кварцево-серицитовых и зеленых сланцев.

Спилито-андезито-кератофировые вкрапленные сульфидоносные формации сложены вулканогенно-туфовыми продуктами кислого и среднего состава, измененными в процессе сольфатарной гидротермальной вулканической деятельности с вкраплением сульфидов и окварцеванием в участках образования вторичных квар-

цитов и аргиллитов, преобразованных в метаморфические сланцы с вкрапленными сульфидами и прослоями колчедана. Такие формации характерны для верхней базавлукской серии Верховцевского, Сурского и Чертомлыкско-Соленовского районов.

В Верховцевском районе на западном крыле Верховцевской синклинали в сланцах верхней базавлукской серии встречена зона богатых колчеданов и ряд зон с вкрапленниками сульфидов. Весьма интересны развитые здесь тонкие полосчатые кремнисто-сульфидно-сидеритовые прослойки среди ороговикованных туфопесчаников и туфосланцев.

Спилито-кератофировые сланцево-железисто-кремнистые формации представляют собой чередующиеся кислые, средние и основные туфо-вулканогенные слои с железисто-кремнистыми хемогенными отложениями. Эта формация слагает верхнетепловскую свиту верхней базавлукской серии Верховцевского района.

В ультрабазито-спилито-кератофировых формациях преобладают кислые вулканогенно-туфовые продукты, среди которых чередуются основные зеленосланцевые слои и ультраосновные зеленосланцевые слои и ультраосновные слои магнезиальных и кальциево-магнезиальных сланцев; они наблюдаются в промежуточной свите верхней базавлукской серии.

Железисто-кремнистые (джеспилитовые) формации

Метаморфические железисто-кремнистые формации часто называют джеспилитовыми. Выделяются разные ритмические переслаивания железисто-кремнистых слоев с алюмосиликатными, и в зависимости от этого различаются такие типы железисто-кремнистых формаций: железисто-кремнисто-сланцевый, железисто-кремнисто-метабазитовый, железисто-кремнисто-кератофировый (лептитовый).

Железисто-кремнисто-сланцевые формации представляют собой толщи хемогенных железисто-кремнистых отложений, ритмически чередующихся с терригенными глинистыми и смешанными терригенно-хемогенными отложениями, состоящими из илистых глинистых слоев, содержащих лептохлориты или чередующиеся глинистые лептохлоритовые и кремнистые слои.

Далее разрез переходит в собственно железисто-кремнистые породы, в которых чередуются кремнистые, сидеритовые и окисно-железистые слои (магнетиты и гематиты). Такие железисто-кремнисто-сланцевые формации характеризуются большой фациальной устойчивостью и наблюдаются непрерывно на протяжении нескольких десятков километров.

В Криворожско-Кременчугском синклинории мощность их достигает 1 *км* на протяжении до 40 *км*. В пределах Саксаганской и Гале-

щинской синклиналей отдельные пласты выклиниваются на протяжении 10—15 *км*. Железисто-кремнистые породы в тех разрезах, где они переслаиваются со сланцами, составляют 45—75%.

В Правобережном районе в западных полосах мощность железисто-кремнистых отложений составляет 150—300 *м*, и пласты прослеживаются на протяжении до 50 *км*. Содержание железисто-кремнистых пород в разрезах достигает 30—100%.

В Кременчугском районе среди сланцев, чередующихся с железисто-кремнистыми отложениями, И. Н. Бордуновым установлены туфосланцевые, песчаниковые и колчеданные слои.

Особенностью Кременчугского района является широкое развитие грубообломочных пород и образование специфической железисто-кремнисто-песчано-сланцевой формации. Здесь в разрезах песчаниковые пласты мощностью от 10 до 40 *м* повторяются три раза через каждые 80—100 *м*. Кроме того, в середине формации на расстоянии 700—900 *м* от основания разреза появляется новый ряд повторяющихся пластов различных песчаников и полимиктовых конгломератов, что указывает на перерыв в отложениях внутри джеспилитовой формации.

Важной особенностью железисто-кремнистой формации Кременчугского района, по данным И. Н. Бордунова, является развитие метаморфизованных эффузивных пород основного состава, а также туфокластических пород. Амфиболиты в железисто-кремнистой формации Кременчугского района установлены на западном крыле Горишнеплавнинской и в Омельникской синклиналях. Альбитовые туффиты обнаружены на площади Горишнеплавнинского месторождения, где они образуют пропластки среди сидерито-магнетитовых железистых роговиков и сланцев.

В железисто-кремнистой формации Кременчугского района четко выражена смена геохимических фаций. В разрезах этого района развиты окисные гематито-магнетитовые, карбонатно-кварцево-сидеритовые, кварцево-лептохлоритовые и сульфидно-колчеданные железистые породы. Пласты колчеданов мощностью 4—5 *м* прослеживаются на несколько десятков километров во всей Кременчугской полосе, в пределах Горишнеплавнинской и Галещинской синклиналей.

Таким образом, в Кременчугском районе вулканическая деятельность установлена не только в начале формирования толщи, а и в разных частях разреза формации.

В Белозерском районе железисто-кремнисто-сланцевая формация мощностью до 200—300 *м* также устойчиво прослеживается на протяжении 60 *км*. Вместе с подстилающими и перекрывающими сланцевыми подсвитами, содержащими также в подчиненном количестве железисто-кремнистые прослои, мощность их достигает 500—600 *м*. Сланцевые слои содержат алюмосиликатные туфосланцевые вулканогенные про-

дукты кислого и среднего андезито-риолитового состава. Среди сланцев встречаются кератофиры и кератоспилиты. Таким образом, в Белозерском районе наблюдается промежуточная железисто-кремнисто-сланцевая формация, переходная к железисто-кремнисто-сланцевой кератофировой.

Железисто-кремнисто-кератофировые формации характеризуются чередованием железисто-кремнистых и алюмосиликатных туфосланцевых кератофировых кислых продуктов. К ним относится Чертомлыкская полоса мощностью от 100 до 300 *м*, где железисто-кремнистые отложения переслаиваются с алюмосиликатными сланцами; прослеживается полоса на протяжении до 6 *км*. К железисто-кремнисто-сланцево-кератофировым формациям относятся железисто-кремнистые отложения верхней базавлукской серии в Тепловской и Западно-Грановской полосах Верховцевского района и в Сурской синклинали. Здесь в них чередуются спилито-андезито-риолитовые вулканогенные продукты, представленные туфосланцами, со слоями железисто-кремнистых отложений. Максимальная суммарная мощность железисто-кремнистых отложений достигает 230 *м* при мощности отдельных слоев от 6 до 140 *м*. Они фациально выклиниваются по простиранию на протяжении 2—10 *км*.

Железисто-кремнистые отложения в толще переслаивания составляют 30%. В Конкском районе железисто-кремнисто-сланцевые формации достигают мощности 200—400 *м*, а суммарная мощность железисто-кремнистых пород в них достигает 100—300 *м*, составляя 20—70% разреза. Пласты железисто-кремнистых пород имеют мощность 30—150 *м*. Они прослеживаются по простиранию на протяжении до 10 *км*, однако в них наблюдаются переходы от пород, богатых железом к породам, бедным железом на протяжении 1—4 *км*.

Железисто-кремнисто-метабазитовые вулканогенные формации характеризуются чередованием слоев железисто-кремнистых хемогенных отложений с туфогенными слоями основного метабазитового состава. Эти формации характеризуются небольшой мощностью железисто-кремнистых отложений и большой фациальной неустойчивостью пластов по простиранию. Железисто-кремнистые слои в них носят линзовидный характер и составляют в разрезах всего 10—30%. Мощность отдельных пластов железисто-кремнистых пород колеблется от 1 до 25 *м*, при этом до 50% и более составляют бедные малорудные кремнистые слои.

Железисто-кремнисто-метабазитовые формации развиты в Грушевской и Алексеевской чешуях Чертомлыкско-Соленовского района, западной зоне Белозерского района, в Юльевской полосе Конкского района, в Восточно-Грановской, Домотканской и Малотепловской полосах Верховцевского района, а также в Южно-Кременчугском районе саксаганской метабазитовой серии.

В Восточно-Грановской полосе суммарная мощность этих формаций составляет 480 *м*, суммарная мощность железисто-кремнистых пород 24 прослоев в них составляет 78 *м*. В Малотепловском районе суммарная мощность формаций составляет 240 *м*, в пей мощность всех 18 слоев железисто-кремнистых пород составляет 57 *м*.

В Юльевском районе конкского синклинория мощность формации 85 *м*, суммарная мощность 10 прослоев 18 *м*.

Приведенные данные, в сравнении с другими типами железисто-кремнистых формаций, характеризуют малую фациальную устойчивость слоев и слабую насыщенность метабазитовых отложений железисто-кремнистыми образованиями. Эти отложения в основном подчиняют и рассеивают в своей туфогенной массе кремнистые и кремнисто-железистые хемогенные породы.

Ритмические терригенные метаморфические формации

Метаморфические ритмически переслаивающиеся флишоидные формации развиты главным образом в ингулецкой серии Криворожско-Кременчугского синклинория. Сложены они сланцево-песчано-кварцевыми или (высокотемпературные ступени метаморфизма) гнейсо-кварцитовыми толщами. К ним относятся также отложения нижней свиты криворожской серии — так называемая аркозо-филлитовая толща. В цементе этих толщ наблюдаются сульфиды. Среди ритмически переслаивающихся формаций ингулецкой серии, в нижней части ее разреза, наблюдаются толщи ритмического переслаивания сланцевых, углистых, песчаных и карбонатных слоев. Такие сложные песчано-сланцево-углисто-карбонатные ритмические формации наблюдаются в Западно-Ингулецкой полосе по Радионовскому профилю и в Петровской графитоносной гнейсовой полосе. Это породы низких ступеней метаморфических сланцев: аспидные сланцы, филлиты, углисто-глинистые аспидные сланцы, песчаники-кварциты и доломиты.

Гнейсовые и роговиковые ступени метаморфизма представлены микрогнейсами, графитовыми гнейсами, кварцито-гнейсами, кварцитами, кальцифирами и известковыми роговиками. В этих толщах наблюдаются гидротермальные медные рудопроявления. Ритмические формации — толщи переслаивания метаморфических сланцев и подчиненных им слоев песчаников, прослеживаются и в верхней конкской серии. Здесь они переходят в ритмические смешанные туфопесчано-сланцевые формации. Молассовые формации с конгломератами встречены в составе ингулецкой серии к западу от Саксаганской синклинали и в Галещинской синклинали, в центральном Саксаганском районе к западу от рудника Фрунзе в полосе шириною до 500 *м*. В их цементе встречены сульфиды.

Монотонные сланцево-гнейсовые формации

Монотонные сланцево-гнейсовые формации представлены толщами глинистых и мергелисто-глинистых отложений, известных в виде гнейсов и сланцев в ингулецкой, аулы-романковской сериях и др.

КРИТЕРИИ ПРОГНОЗА ПОИСКОВ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЯХ ДОКЕМБРИЯ

В разрезах древних метаморфических толщ наблюдаются комплексно чередующиеся, сменяющие закономерно друг друга осадочные и осадочно-вулканогенные формации и связанные с ними полезные ископаемые.

В научных работах о металлогенических эпохах докембрия Н. П. Семененко (1958—1960 гг.) на основе анализа геологических формаций показал перспективность формаций центральной части Украинского щита в отношении наличия в них сульфидных и других оруденений. Последующие работы и опытные исследования по структурным профилям подтвердили этот прогноз.

Осадочно-вулканогенные формации являются коллекторами многих видов полезных ископаемых, накопившихся в них как в процессе формирования и отложения самих толщ в геосинклинальных областях, так и в процессе последующих гидротемальной пневматолитической переработки и метаморфизма, связанных с тектоно-магматическими процессами, преобразовавшими геосинклинальные подвижные области в складчатые зоны. Осадочно-вулканогенные метаморфические формации, залегающие в необращенных синклиналях, представляют собой сохранившиеся кровли гранитных массивов, с которыми они контактируют и поэтому являются областями накопления продуктов магматических флюидов, фильтрующихся в этих толщах кровли.

В осадочно-вулканогенных формациях наряду с вулканогенными продуктами включены интрузивные залежи — силлы, которые образовались на субвулканических начальных доскладчатых этапах и содержат внутримагматические вкрапленные оруденения. К ним относятся сульфидные никелевые и медно-никелевые оруденения в ультрабазитовых залежах, представленных серпентинитами, а также рудопроявления хромита и платины. Такие вкрапленные никелевые сульфидные оруденения имеются в западном контакте Варваровской серпентинитовой залежи Верховцевского района.

Хромитовые оруденения обнаружены в ультрабазитах западного Белозерского района. В связи с гидротермальной вулканической деятельностью в процессе многократной смены извержений и накоплений

туфо-вулканогенных толщ различного состава происходят гидротермальные изменения вулканических пород: аргиллитизация, образование вторичных кварцитов, насыщение толщ вкрапленниками сульфидов, образование прослоев и линз серного колчедана. Колчеданные прослои, линзы и вкрапленные фальбанды наблюдаются как в метабазитовых зеленосланцевых сульфидно-вкрапленных, так и в андезито-кератофировых вкрапленных сульфидных формациях. Они известны в Верховцевском и Сурском районах. Фальбанды бедных вкрапленников серного колчедана установлены в Чертомлыкско-Соленовском районе. В связи с последующей пневматолитовой гидротермальной переработкой вулканогенных толщ и метаморфизмом в процессе складкообразования и внедрения гранитных интрузий проходил привнос, перераспределение и концентрация ряда компонентов. С гидротермально-кварцевым, кварцево-карбонатным, пропилитовым метасоматозом, образованием кварцевых жил и штокверков связаны медные, медно-кобальтовые, золото-мышьяковые, цинково-сурьмяные и мышьяковые рудопроявления, установленные в Верховцевском и, пока в меньшей мере, в Сурском районах. К кварц-грейзенам и кварцевым жилам приурочены молибденовые, вольфрамовые и медно-молибденовые рудопроявления Кременчугского и Южно-Криворожского районов, контактов Сурской и особенно Конкской полос. В связи с процессами карбонатного метасоматоза в серпентинитах образуются залежи талько-магнезитов, разведанные в Конкском районе на Веселянском участке и в Сурском районе.

Под воздействием силикатного метасоматоза в серпентинитах образуются залежи прожилкового хризотил-асбеста, установленные в Верховецком районе, и антофиллитового асбеста — в Сурском районе. С зонами щелочно-натриевого и натриево-железистого метасоматоза, сменяющимися зонами карбонатного метасоматоза, связаны редкометальные рудопроявления Криворожско-Кременчугской зоны и Белозерского района.

В процессе подводной гидротермальной деятельности в геосинклинальных вулканических областях происходило увеличение щелочности морской воды, вынос больших масс растворимой кремневой кислоты и отложение хемогенных железисто-кремнистых осадков.

Химические осадки отлагались в периоды затухания извержения туфолав и развития мощного вулканического гидротермального процесса. Цикличность отложения железистых и туфосланцевых толщ отражает цикличность вулканической деятельности в период ее затухания.

Наиболее устойчивыми в отношении отложения железисто-кремнистых осадков являются периферические зоны распространения железисто-кремнисто-сланцевых формаций. В описываемых в этом томе новых районах крупные промышленные толщи железисто-кремнистых пород развиты в Чертомлыкской чешуе и Белозерской синклинали.

Важной геохимической особенностью отложения железисто-кремнистых осадков является ассоциация с ними ряда акцессорных элементов, в том числе германия.

В процессе формирования песчано-конгломератовых отложений в докембрийских толщах накапливались рудные элементы, образуя залежи типа месторождений Джакобино и Витватерсранд. В них были встречены сульфиды в цементе песчаников и конгломератов Криворожско-Кременчугской зоны.

Среди этих формаций встречаются песчанико-кварцитовые слои с апатитом, представляющие собой метаморфизованные отложения древних докембрийских фосфоритов. Такие прослои с апатитом и кордиеритом мощностью 10—12 *см* встречены скважиной среди слюдистых силлиманитовых кварцитов балки Березнеговатой в Криворожско-Кременчугском синклинории.

Известный интерес представляют карбонатные доломитовые пласты ингулецкой серии, в которых образуются скарны. Сами пласты доломита образуют крупное месторождение флюсовых доломитов.

Белые кварциты интересны как динасовое сырье.

Дистеновые и андалузитовые сланцы являются глиноземистым сырьем для огнеупорной промышленности и производства силумина.

Зоны окисления и кор выветривания осадочно-вулканогенных формаций также представляют собой области формирования и концентрации минерального сырья.

Линейные зоны окисления богатых магнетитовых руд и железисто-кремнистых роговиков дают месторождения богатых окисленных железистых руд в Белозерском районе и Криворожско-Кременчугском синклинории.

С корами выветривания ультрабазитов связаны окисные силикатно-никелевые руды с кобальтом, известные в Девладовском, Чертомлыкско-Соленовском и Сурском районах. С корами выветривания метабазитов связаны остаточные месторождения бокситов, известные в Южно-Ингулецкой синклинальной полосе и отчасти в Южно-Кременчугском районе.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЭПОХИ И ПРОВИНЦИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Несмотря на общность процессов накопления минеральных месторождений в однотипных осадочно-вулканогенных формациях, в каждую эпоху для каждого структурного яруса характерен свой набор чередующихся формаций и своя специализация металлоносности как вулканических, так и постмагматических интрузивных процессов.

Криворожская геохимическая эпоха представлена в Криворожско-Кременчугской провинции. В эту эпоху, наряду с отложением мощных железисто-кремнисто-сланцевых формаций с крупнейшими в мире запасами железных руд, происходило отложение ритмической флишоидной формации ингулецкой серии. С формированием последней связано образование прослоев апатита, представляющих собой метаморфизованные фосфоритовые осадки.

В конгломерато-песчаных толщах возможны рудопроявления типа Джакобино и Витватерсранд.

В связи с гидротермальными процессами в эту эпоху образовались медные рудопроявления главным образом в Западно-Ингулецкой зоне. Для криворожской геохимической эпохи характерно широкое развитие зон натриевого щелочного метасоматоза с редкометальными оруденениями. С процессами грейзенизации связаны проявления топаза.

Саксаганская метабазитовая и ореховская геохимическая эпохи представлены в Восточно-Саксаганской метабазитовой и Ореховско-Павлоградской провинциях. Они охватывают период 2000—2300 млн. лет.

В Саксаганской метабазитовой провинции накопления железисто-кремнистых отложений проявились слабо. Здесь хорошо выражена молибденоносная и вольфрамоносная геохимическая провинция, связанная с процессами окварцевания и пропилитизации.

Медно-молибденовые и вольфрамовые оруденения установлены И. Н. Бордуновым в Мотринской, а молибденовые — в Южно-Криворожской метабазитовых полосах.

В Терновско-Девладовском районе в корах выветривания ультрабазитов установлены окисные силикатно-никелевые руды.

В Орехово-Павлоградской провинции железисто-кремнистые отложения находятся в виде разобщенных полос в полях пегматитов, поэтому здесь еще не обнаружено крупных залежей. В ультрабазитах этой провинции можно ожидать развитие вкрапленников сульфидов.

В северной части Павлоградского района встречены молодые интрузии овручско-волынской эпохи возрастом 1600—1700 млн. лет, например, Новотерсянский щелочной нефелиновый массив, в котором цирконовая и пирохлоровая минерализации обусловлены процессами мариуполитизации. В результате натрового метасоматоза в железисто-кремнистых формациях можно ожидать редкометальные рудопроявления.

Базавлукская геохимическая эпоха (2300—2700 млн. лет) в Базавлукской провинции характеризуется исключительно обильной сульфидной минерализацией, связанной с образованием вулканических формаций и их дальнейшей метаморфической и метасоматической гидротермальной переработкой. В результате структурно-профильного бурения в Верховцевском районе Н. П. Семененко, А. А. Макухи-

ной, А. А. Гаевым, С. М. Рябоконем и В. А. Стульчиковым установлены такие рудные парагенетические ассоциации:

1) медно-кобальтовые вкрапленные (кобальтин), кобальтпиритовые с халькопиритом и борнитом;

2) медные халькопирито-пирротиновые жильнопрожилковые;

3) никелевые сульфидные вкрапленные (миллерит, никелин, пентландит, хизлевудит с халькопиритом и борнитом);

4) никель-тальковые с содержанием никеля в тальке до 5%;

5) медно-колчеданные и колчеданные прослои и фальбанды;

6) мышьяково-сурьмяно-цинковые жильные (арсенопирит, сфалерит и бертьерит);

7) золото-мышьяковые кварцевые сетчато-прожилковые (золото, серебро, арсенопирит);

8) платина.

Потенциально рудоносными являются необращенные брахисинклинали Верховцевская, Сурская, Софиевская, Чертомлыкско-Соленовская и ряд более мелких.

В Верховцевской и Сурской синклиналях в пропилитизированных зонах установлены проявления молибдена и вольфрама; последние известны также в Кудашевских аплитах. Из нерудных ископаемых в Базавлукской провинции развиты антофиллито-асбестовые залежи Сурской синклинали и хризотил-асбест в Варваровской серпентинитовой залежи Верховцевского района, талько-магнезиты Сурского и Верховцевского районов. В коре выветривания серпентинитов Сурского и Чертомлыкско-Соленовского районов известны окисленные силикатно-никелевые руды, содержащие кобальт.

Базавлукская эпоха геохимически характеризуется наиболее широко развитыми отложениями цветных металлов в вулканических метаморфических толщах.

Железисто-кремнистые метабазитовые формации не дали мощных компактных пластов джеспилитов; последние находятся в виде линз и прослоек в туфогенной массе.

Железистые пласты в железисто-кремнисто-кератофиро-сланцевых формациях несколько более устойчивы, однако в Верховцевском и Сурском районах не встречены слои, которые могли бы служить базой для современных крупных горнообогатительных комбинатов. В отличие от этого в Чертомлыкско-Соленовской синклинали в периферической Чертомлыкской чешуе развиты железисто-кремнистые сланцевые формации, устойчивые по простиранию на протяжении до 10 *км*.

В Чертомлыкской чешуе, изученной В. Л. Бойко, залежь длиной 7 *км* и мощностью 150—200 *м* сидерито-магнетитовых роговиков дает возможность построить мощный горнообогатительный комбинат.

Конкская геохимическая эпоха (3000—3550 млн. лет). Конкско-Белозерская провинция образовалась в эту эпоху — формирования самых нижних ярусов земной коры, и является уникальной на земном шаре, так как в ней сохранились в относительно слабо переработанном виде метаморфические осадочно-вулканогенные формации ступени аспидных сланцев. Это позволяет восстановить геохимические условия осадконакопления в самые древние эпохи формирования земной коры. Здесь в стабилизированном блоке земной коры относительно близко к поверхности расположен базальтовый слой — слой Конрада. По сейсмическим данным, он находится на глубине всего 6—8 *км*. Таким образом, метаморфические осадочно-вулканогенные формации отложились здесь вблизи базальтового слоя.

Глубина распространения складчатых метаморфических толщ в этом районе, по сейсмическим данным В. Б. Соллогуба, —4 —5 *км*.

Важное значение для формирования новых представлений об эволюции геологических процессов имеет тот факт, что здесь развиты нормальные осадочно-вулканогенные геосинклинальные формации, характерные и для всех последующих эпох.

Для древнейших толщ характерно развитие железисто-кремнисто-кератофиро-сланцевой формации с устойчивыми железисто-кремнистыми пластами. Это эпоха формирования древнейших по возрасту (3500 млн. лет) богатых окисных железных руд с содержанием железа до 60%. В Белозерском районе залежи богатых железных руд, разведанные геологами В. Ф. Халло и М. В. Миткеевым, явились базой для строительства рудника.

Песчаные и песчано-глинистые терригенные отложения в толщах конкской серии свидетельствуют о том, что геохимические условия выветривания в докембрии I были сходны с условиями химического выветривания в последующие эпохи, и утверждение некоторых исследователей (Стоквелл, 1963) о том, что для древних периодов возможно только физическое выветривание и типичны только конгломераты, необосновано.

Окисные железисто-кремнистые отложения образовывались в окислительной обстановке, сменявшейся периодически окислительно-восстановительной при отложении лептохлоритов и сидеритов. Это приводит к важному геохимическому выводу о наличии свободного кислорода в атмосфере в конкскую эпоху докембрия I.

В древнейших толщах отмечены проявления кислого дацито-риолитового вулканизма, сменявшего основный базальтовый. Алюмосиликатные породы, представленные кислыми кератофирами, туфосланцами, туфопесчаниками и терригенными глинистыми, глинисто-песчаными ритмическими отложениями, составляют более 50% разреза. Поэтому мне-

ния о том, что для древнейших эпох характерны исключительно основный вулканизм и образование зеленокаменных ядер, неверны.

Наконец, для этих толщ характерно появление ультраосновных продуктов, поступивших из глубинных зон мантии и образовавших чередующиеся слои ультраосновного, основного, иногда — кислого составов, а также согласную силловую интрузивную формацию ультрабазитовых залежей. С ультрабазитами связаны проявления хромитовых оруденений и вкрапления сульфидов.

Серпентиниты участками преобразованы под воздействием карбонатного метасоматоза в талько-магнезиты.

В древнейших толщах развиты также процессы натриево-железистого метасоматоза. Весьма интенсивно вдоль контакта Мокромосковского массива и Кирпотинской полосы метаморфических толщ Конкской синклинали развиты процессы грейзенизации. С последними связано образование крупных кварцевых жил, в которых наблюдаются медно-молибденовые и молибденовые рудопроявления. Таким образом, в геохимической обстановке самой древней эпохи формирования земной коры есть много сходных черт с последующими эпохами.

Глава II

ГЕОЛОГИЯ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ КРЕМЕНЧУГСКОГО РАЙОНА

В Кременчугском рудном районе за 1962—1964 гг. трестом «Киевгеология» выполнена крупномасштабная геологическая съемка с применением глубинного структурно-профильного бурения в породах докембрия.

Этими работами обнаружены новые обширные площади метабазитов среди гранитов межаномальных участков. Впервые осуществлены сплошные пересечения складчатых толщ метабазитовой серии наклонными скважинами структурно-профильного бурения. По данным последнего составлены подробные разрезы метабазитовых толщ для Горишнеплавнинской, Успеновской и Мотринской полос.

Новые данные о составе позволили отнести весь суперкрустальный комплекс района, включая метабазитовые толщи, к геосинклинальным вулканогенно-осадочным формациям и пересмотреть с этих позиций перспективы металлоносности района.

В данной главе содержатся сведения по геологии докембрийских образований района, полученные автором при изучении вулканогенно-осадочных метаморфических формаций.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

Кременчугский железорудный район расположен на склоне Украинского щита у юго-западного борта Днепровско-Донецкой впадины. В геологическом строении его принимают участие слабонаклонные и горизонтальные толщи рыхлых мезо-кайнозойских осадков и докембрийский складчатый комплекс кристаллических пород.

На щите докембрий залегает на глубине 10—50 *м* от поверхности. На склоне щита по направлению к впадине глубина залегания кристаллических пород постепенно возрастает до 100—300 и далее до 500—700 *м*.

Тектоника докембрия

Складчатые толщи декембрия сложены в основном интрузивами гранитов и вулканогенно-осадочными метаморфическими формациями. Последние местами характеризуются многокилометровой мощностью и занимают большие площади, сильно вытянутые в направлении простирания складчатых структур. В отдельных синклиналях суммарная мощность вулканогенно-осадочных формаций составляет 4—6 *км*.

Структура докембрия Кременчугского района представляет собой сложное сочетание антиклинальных и синклинальных складок; в целом район, очевидно, является синклинорием. Для нее характерно кулисное расположение и фуркации складок, частые ундуляции осей и выходы шарниров к эродированной поверхности докембрия (рис. 3).

Синклинальные складки характеризуются линейными, реже брахискладчатыми формами с малым размахом крыльев (1—3 *км*) и большой протяженностью по простиранию (30—50 *км*). В синклиналях развит полный ряд и наиболее полный разрез вулканогенно-осадочных формаций.

Антиклинали представляют собой суббрахиформные структуры шириной 5—10, длиной 15—36 *км*. От синклиналей они отличаются не только формой и размерами, но и составом слагающих пород. Если синклинали сложены вулканогенно-осадочными формациями, то антиклинали представлены интрузивными формациями гранитов, причем граниты часто насыщены ксенолитами метаморфических пород, главным образом метабазитов.

Важными элементами тектоники района являются дизъюнктивные нарушения — надвиги и разломы, обнаруженные бурением в пределах складчатых структур. Приурочены они в основном к крупным синклинальным складкам и, также как последние, характеризуются кулисным расположением и большой протяженностью — на десятки километров.

Синклинальные структуры и слагающие их толщи метаморфических пород изучены крайне неравномерно, с разной детальностью поисково-разведочного и картировочного бурения. Поэтому пока невозможно сопоставить в деталях разрезы метаморфических толщ и параллелизовать мелкие стратиграфические подразделения разобщенных синклиналей. Сопоставляются лишь крупные стратиграфические единицы — серии пород.

Рассмотрим отдельные синклинали.

Галещинская и Горишнеплавнинская синклинали разбурены скважинами наиболее детально. В их пределах разведаны крупные железорудные месторождения, а вся территория покрыта сетью глубоких поисковых скважин.

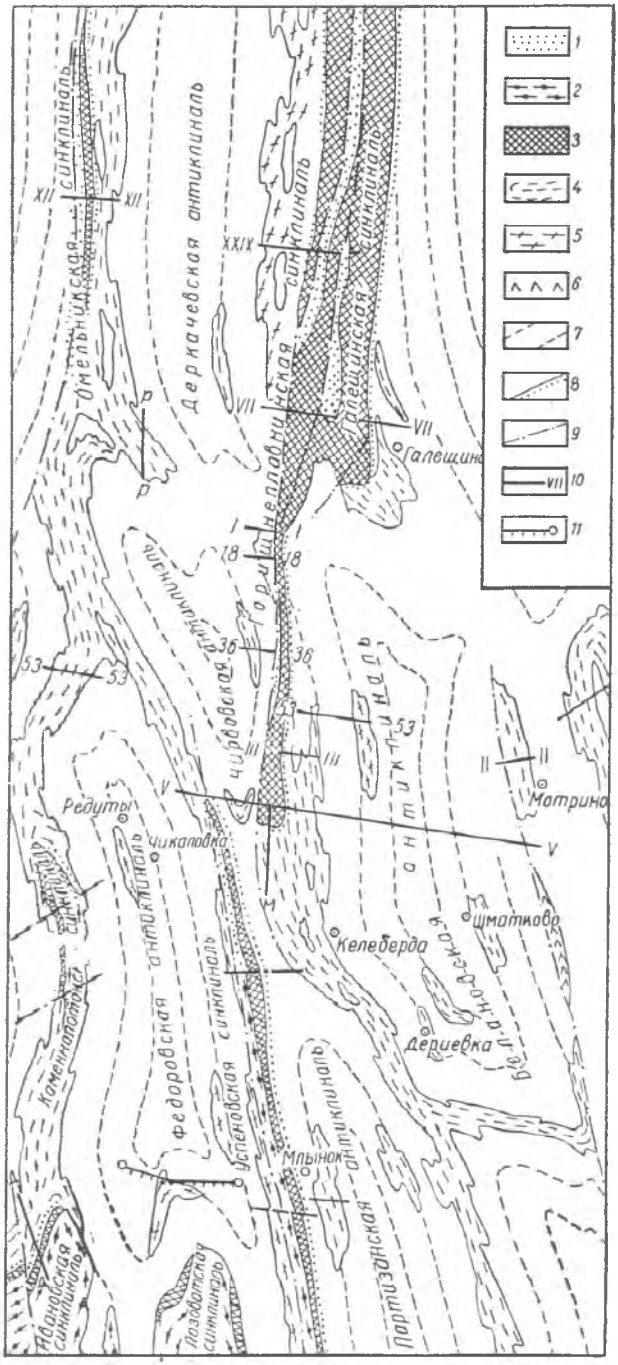

Рис. 3. Геологическая карта-схема осадочно-вулканогенных формаций Кременчугского района.

Ингулецкая серия: *1* — слабометаморфизованные породы (конгломераты, песчаники, графитовые сланцы, доломиты, кварциты); *2* — гнейсы и скарны. Криворожская серия: *3* — джеспилитовая формация. Саксаганская метабазитовая серия: *4* — зеленые сланцы и амфиболиты с подчиненными гнейсами; *5* — гнейсы и амфиболиты с подчиненными телами сланцев; *6* — диабазы, амфиболиты и гнейсы. Интрузивные формации: *7* — предполагаемые геологические структуры гранитов; *8* — структурные несогласия; *9* — тектонические несогласия; *10* — линии разбуренных профилей; *11* — линии сплошных обнажений докембрийских пород Украинского щита.

Эти две синклинали вместе с разделяющей Белановской антиклиналью образуют крупную синклинорную структуру Кременчугской аномалии протяженностью 55 и шириной 5—7 *км*. Размах крыльев каждой складки изменяется по простиранию от 1 до 2,5—3,0 *км*.

Детальной съемкой определена изоклинальная асимметричная форма Галещинской и Горишнеплавнинской синклиналей. В восточных нормально поставленных крыльях и шарнирах складок хорошо развиты толщи вулканогенно-осадочных формаций суммарной мощностью 1—3 *км*. Западные крылья складок срезаны надвигами и подвернуты, а вулканогенно-осадочные формации в них маломощны, не превышают сотню метров.

Очень важно при этом отметить наблюдаемые изменения мощностей и литолого-фациальных особенностей пород в связи с ундуляцией складчатых структур как в поперечном разрезе, так и по простиранию.

Омельникская синклиналь изображена на карте (см. рис. 3) по данным геофизических съемок и поэтому истинная структура и размеры ее менее достоверны. Длина складки около 18 *км*, ширина 0,5—2 *км*. Скважинами здесь разбурен только один профиль — XII, на котором вулканогенно-осадочные формации пересечены на всю их мощность (см. рис. 7). В южной части магнитной аномалии пройдены мелкие скважины с целью картирования метабазитовых пород.

По данным бурения и геофизических съемок, Омельникская синклиналь представляет собой асимметричную однокрылую структуру со срезанным по надвигу западным крылом. Восточное нормально поставленное крыло складки падает на запад под углом 70°. В нем развиты маломощные метабазитовая, джеспилитовая и ритмическая сланцевая (доломитовая) формации мощностью по 100—200 *м* каждая.

Успеновская синклиналь вырисовывается на геофизических картах в виде узкой полосы развития джеспилитовой формации, характеризующейся высокой магнитностью. Она равномерно разбурена наклонными скважинами, размещенными на профилях по всей ее 30-километровой длине. Ширина аномалии не превышает 1000 *м*.

Успеновская синклиналь, как и другие подобные структуры, характеризуется однокрылой асимметричной формой с разорванным по надвигу и подвернутым западным крылом. В восточном нормально поставленном крыле развиты джеспилитовая и ритмическая сланцевая формации, ограниченные с востока прорывающими гранитами и с запада — по разлому — метабазитами западного крыла синклинали. Мощность каждой формации на всем протяжении синклинали равна 200—500 *м*.

Каменнопотокская синклиналь представляет собой сильно сжатую изоклинальную складку, замыкающуюся на севере вследствие ундуляции и выхода шарнира к поверхности докембрия. Эта складка закартирована геофизическими методами и разбурена мел-

кими скважинами на редких опорных профилях. Протягивается она с юга на север на расстояние 15 *км*, ширина ее 1—2 *км*.

Вулканогенно-осадочные формации развиты наиболее полно в западном крыле Каменнопотокской синклинали; в восточном крыле они почти целиком ассимилированы гранитными интрузиями. Суммарная мощность всего комплекса метаморфических пород достигает 1 *км*.

Ивановская и Лозоватская синклинали отличаются по форме от всех рассмотренных выше линейных складок. Для них характерна изометричная форма брахисинклиналей, свойственная большинству участков Правобережного района и Западного Криворожья. Таким образом, эти две синклинали разграничивают Кременчугский и Правобережный тектонические районы с разными тектоническими формами складчатости.

В Кременчугском районе господствуют линейные формы синклиналей, а в слагающем их комплексе метаморфических пород доминирует джеспилитовая формация, достигающая местами 1—2 *км* мощности.

Правобережному району и Западному Криворожью свойственны преимущественно купольно-брахиформенные структуры, сложенные в основном толщами ритмической сланцевой формации, мощность которой иногда достигает 3—4 *км*.

При проведении геологической съемки была предпринята попытка увязать синклинали в зоне магнитных аномалий в единую складчатую структуру. С этой целью автором проведены работы по расшифровке структур на межаномальных площадях. Были исследованы все имеющиеся обнажения, керны пройденных скважин, а также материалы геофизических и геологических съемок.

Эти работы позволили выделить на межаномальных площадях Федоровскую, Белановскую и Чирвовскую антиклинали. Кроме того, по аналогии с ними выделены предполагаемые антиклинали: Партизанская и Деркачевская (см. рис. 3). Антиклинальные структуры пространственно сочетаются с синклинальными складками, образуя вместе с ними сложную складчатую типичную геосинклинальную зону.

Федоровская антиклиналь занимает межаномальную площадь между Каменнопотокской, Успеновской и Лозоватской синклиналями. По простиранию она протягивается на 25 *км*, размах крыльев равен 8—10 *км*. Южное замыкание складки надежно картируется в обнажениях по р. Омельнику, где наблюдаются сплошные выходы коренных пород по линии 0—0 (см. рис. 3) между селами Константиновкой и Морозовкой. Северный замок антиклинали оконтуривается дугообразной полосой метабазитов, фиксируемой геофизическими методами и скважинами на профилях V и 53. Свод антиклинали хорошо картируется в обнажениях по р. Днепру и в гранитных карьерах сел Редутов и Чикаловки.

В Редутском гранитном карьере в южном и северном забоях местами улавливаются фрагменты сводовых частей Федоровской антиклинали. В западном и восточном забоях карьера наблюдается противоположное падение пород с такими элементами залегания ксенолитов и полосчатых текстур в гранитах: в западном крыле азимут падения пород равен 70—80°, угол падения 76—85°; в восточном крыле азимут падения равен 250—260°, угол падения 65—86°.

Чикаловский карьер заложен в восточном крыле антиклинали. Падение вскрытых гранитов и мигматитов полосчатой текстуры во всем карьере и в ближайших обнажениях по р. Днепру северо-восточное (60—80°) под углом 62—78°.

По данным обнажений и многочисленных картировочных скважин, Федоровская антиклиналь сложена плагиогранитами ряда гранит-гранодиорит — диорит с подчиненными ксенолитами метабазитов, редкими аплито-пегматитовыми и кварцевыми жилами.

Белановская антиклиналь ограничивается Горишнеплавнинской и Галещинской синклиналями. Ее протяженность равна 30—35 *км*, размах крыльев — 8—10 *км*. Южное замыкание складки картируется в обнажениях и карьерах Шматкова, Келеберды, Дерисвки, Куцеволовки, а также по материалам буровых скважин. Северный замок складки четко фиксируется на Галещинском участке в слоистых слабо метаморфизованных толщах джеспилитовой формации.

Обнажения и пройденные скважины показывают, что Белановская антиклиналь, как и Федоровская, сложена плагиогранитами, насыщенными ксенолитами амфиболовых гнейсов, амфиболитов и зеленых сланцев. От гранитов Федоровской антиклинали они отличаются более интенсивной метасоматической переработкой и широким развитием жильных пород.

В гранитах и метабазитах Белановской антиклинали широко развиты процессы пропилитизации и окварцевания, выраженные в развитии альбититов, кварцевых жил, зон эпидотизации, турмалинизации, серицитизации, хлоритизации и карбонатизации, сопровождаемых медным, молибденовым, вольфрамовым и редкометальным оруденениями.

В гранитах на всей площади Белановской антиклинали широко представлена жильно-дайковая фация аплито-пегматитов и диабазов. Наиболее интенсивно дайки диабазов развиты в восточном борту антиклинали. Здесь, от с. Мотрино до с. Куцеволовки на расстоянии свыше 25 *км*, закартирована субмеридиональная зона крупных и мелких диабазовых даек.

Медно-кварцевые жилы обнажаются в Шматковском гранитном карьере в виде густо пронизанной жильной зоны в розовых гранитах. Средняя мощность кварцевых жилок равна 5—10 *см* отдельных разду-

вов — 0,5 *м*. Видимая мощность всей рудной зоны составляет 30 *м*. Содержание меди в жилах — от 0,03 до 1,78%.

Молибденовое рудопроявление мотринской полосы связано с вторично измененными серицитовыми турмалино-эпидотовыми плагиогранитами, пронизанными густой сетью мелких кварцевых жилок. Рудное тело мощностью 2 *м* характеризуется содержанием молибдена до 0,10—0,12%.

Чирвовская антиклиналь является сочленяющей структурой для Успеновской, Горишнеплавнинской и Омельникской синклиналей. Ее форма и размеры вырисовываются на современном эрозионном срезе докембрия в соответствии с простиранием оконтуривающих толщ метаморфических пород, принадлежащих синклиналям.

По простиранию эта антиклиналь протягивается на 15 *км*, ширина складки варьирует в пределах 5—6 *км*. По данным пройденных скважин, она сложена плагиогранитами, аналогичными по составу гранитам Федоровской антиклинали.

Деркачевская антиклиналь на севере и Партизанская в южной части района изображены на карте предположительно по аналогии с точно установленными. Нет пока прямых и достоверных данных о размерах этих структур и элементах залегания пород. Пройденные мелкие скважины только подтверждают геофизические данные о развитии гранитов на межаномальных площадях, но не дают представления о структуре.

Стратиграфия

Стратиграфия вулканогенно-осадочных формаций разработана детально пока только для Галещинской, Горишнеплавнинской и Успеновской синклиналей, и то лишь для верхних двух формаций — джеспилитовой и ритмической сланцевой, причем для них имеются две стратиграфические схемы, которые отражают существующие разногласия по многим вопросам геологии и стратиграфии докембрия района.

В схеме М. Н. Доброхотова (1959—1964) принято деление метаморфических толщ на две серии: приднепровскую и криворожскую. Приднепровская сланцево-амфиболитовая серия представлена толщами пород метабазитовой формации. Залегающая выше криворожская серия включает джеспилитовую и ритмическую сланцевую формацию, выделенные в пределах серии в виде свит. Все интрузивы гранитов относятся М. Н. Доброхотовым к позднеорогенным образованиям, прорывающим толщи вулканогенно-осадочных формаций.

И. Н. Бордунов (1964) весь комплекс метаморфических пород разделил на три серии: саксаганскую, криворожскую и ингулецкую. Сакса-

ганская серия представлена толщей метабазитов, криворожская — железисто-кремнистыми породами джеспилитовой формации и ингулецкая — мощной толщей доломито-кремнистых пород ритмической сланцевой формации.

На контактах между сериями наблюдаются региональные структурные несогласия, крупные перерывы в отложении, вызванные восходящими колебательными и складчатыми тектоническими движениями, которые сопровождались гранитными интрузиями.

Таким образом, вулканогенно-осадочные и интрузивные формации выделяются как естественные родственные члены седиментационных и тектоно-магматических циклов, как сложные полифациальные и многофазные образования. Выделенные геологические формации и соответствующие им крупные стратиграфические единицы отражают определенные этапы геологической истории района (табл. 3).

Таблица 3

Стратиграфия геологических формаций Кременчугского района

Серия пород и абсолютный возраст, млн. лет	Вулканогенно-осадочная формация и мощность, *м*	Интрузивные формации
Ингулецкая 1700—1900	Ритмическая сланцевая (доломитовая) 100—1000	Плагиограниты и гранодиориты с подчиненной слабо развитой жильной фацией аплито-пегматитов (Федоровская, Чирвовская и Деркачевская антиклинали; Ивановская, Каменнопотокская и Омельникская синклинали)
Региональное структурное несогласие		
Криворожская 1800—2100	Джеспилитовая (железисто-кремнистая) 100—2000	?
Региональное структурное несогласие		
Саксаганская метабазитовая 2100—2200	Метабазитовая (спилито-диабазовая)	Граниты микроклин-плагиоклазовые с интенсивным проявлением жильной фации аплито-пегматитов, развитые в Партизанской и Белановской антиклиналях, Горишнеплавнинской и Галещинской синклиналях

Саксаганская метабазитовая серия (спилито-диабазовая формация)

Метабазиты встречены большим количеством мелких картировочных скважин, что, наряду с геофизическими данными, позволило построить наиболее полную крупномасштабную схему распространения метабазитовых толщ и складчатых структур района (см. рис. 3).

Являясь составной частью сложноскладчатых геосинклинальных сооружений докембрия, метабазитовые толщи повсеместно характеризуются крутым падением. Несмотря на это, они занимают площади, гораздо более обширные, чем железорудные толщи джеспилитовой формации. Кроме развитых в синклиналях сплошных толщ метабазитов, в антиклиналях часто встречаются ксенолиты метабазитов, свидетельствующие о более широком первоначальном развитии этих толщ.

Самые крупные толщи метабазитовой формации перебурены наклонными скважинами в таких пунктах: в южной части Горишнеплавнинской синклинали по линии профиля V (рис. 4), в северном конце Успеновской синклинали на том же профиле V (см. рис. 6) на профиле II у с. Мотрино и в центральной части Омельникской синклинали на профиле XII (см. рис. 7).

В результате структурно-профильного бурения появилась первая возможность стратиграфического расчленения метабазитовой серии на более мелкие подразделения. На разбуренных профилях толщи метабазитовой формации характеризуются ритмическим строением. В них пласты зеленых и филлитовидных метаморфических сланцев, амфиболитов и гнейсов ритмически переслаиваются с пластами сливных кремнистых кварцитов, железистых роговиков и сланцев. В качестве вспомогательных критериев при расчленении использовались также миндалекаменные текстуры сланцев и амфиболитов, встреченных в виде маломощных пластов в Успеновской и Горишнеплавнинской толщах метабазитов.

Следует, однако, иметь в виду, что такое дробное стратиграфическое расчленение является предварительным, поскольку толщи метабазитов, простирающиеся на десятки километров, пересечены скважинами лишь в единичных местах, следовательно, неизвестно поведение выделенных пластов и пачек по простиранию.

Южно-Кременчугская полоса метабазитов. Наиболее полный разрез метабазитовых толщ района вскрыт скважинами в восточном борту железорудного карьера ДнепроГОКа. Мощность Южно-Кременчугской толщи метабазитов здесь достигает 2—3 *км*.

В северной половине полосы ясно видна структурная приуроченность метабазитов к восточному борту Горишнеплавнинской синклинали. Западное крыло складки, в том числе и толщи метабазитов, срезано над-

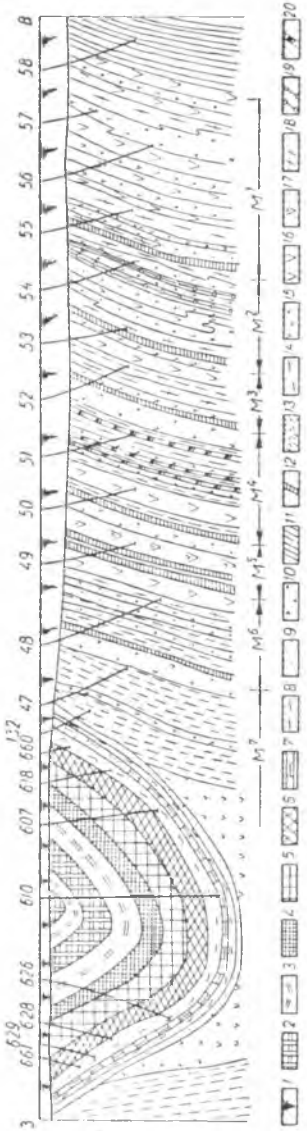

Рис. 4. Геологический разрез по профилю V—V Южно-Кременчугской полосы (Горишнеплавнинский участок).

1 — осадочные четвертичные и палеогеновые породы. Криворожская серия: *2* — кварциты железистые куммингтонито-магнетитовые; *3* — сланцы железистые биотито-куммингтонитовые; *4* — кварциты железистые магнетитовые и железнослюдково-магнетитовые; *5* — кварциты железистые магнетитовые; *6* — кварциты железистые, магнетитовые и куммингтонито-магнетитовые; *7* — кварциты и сланцы железистые магнетито-куммингтонитовые с гранатом; *8* — сланцы железистые и филлитовые; *9* — сланцы и песчаники филлитовидные кварцево-биотито-серицитовые; *10* — граниты и аплито-пегматиты; *11* — мигматиты (пересланивание гранитов и гнейсов). Саксаганская метабазитовая серия: *12* — кварциты кремнистые и силикатные; *13* — сланцы метаморфические зеленые и филлитовидные; *14* — сланцы актинолитовые; *15* — амфиболиты мелкозернистые и амфиболитовые роговики афанитовые; *16* — амфиболиты среднезернистые и крупнозернистые; *17* — амфиболиты (горнблендиты); *18* — гнейсы биотитовые и роговообманковые; *19* — эпидозиты; *20* — колчеданы.

вигом и ассимилировано гранитами. Ассимиляция гранитами метабазитовых толщ наблюдается и в восточном крыле Горишнеплавнинской синклинали на участке профилей III и 53.

Здесь хорошо видно, как толща метабазитов вначале расщепляется апофизами гранитов, а затем полностью замещается ими и далее к северу встречается лишь в виде ксенолитов в гранитах. Таким образом, надежно устанавливается активный контакт гранитов с толщами метабазитов.

Структурное положение Южно-Кременчугской полосы метабазитов в восточном крыле синклинали позволяет разобраться в стратиграфическом разрезе разбуренной толщи (см. рис. 4). Горизонты, контактирующие с криворожской серией, очевидно, принадлежат к верхней части разреза, а подстилающие представляют собой стратиграфические низы.

Исходя из этого, Южно-Кременчугская толща метабазитов расчленена на семь пачек по порядку с востока на запад. Границы между пачками приняты по кровле кварцитовых пластов, которые отражают перерыв в накоплении лавовых масс и развитие осадочного процесса с образованием терригенно-кремнистых пород.

В общем виде стратиграфическая колонка Горишнеплавнинской толщи метабазитов показана в табл. 4. Здесь

Таблица 4

Стратиграфическая колонка Южно-Кременчугской толщи метабазитов

Пачка и индекс	Пласт и индекс	Мощность, м	Вещественный состав
Седьмая, сланцевая (M^7)	Сланцевый (M^{7c})	250	Переслаивание филлитовидных и зеленых метаморфических сланцев с амфиболитами
Шестая, амфиболито-кварцито-сланцевая (M^6)	Кварцитовый ($M^{6к}$)	5	Кварциты слюдяно-кремнистые с пропластками сланцев
	Амфиболито-сланцевый ($M^{6а}$)	200	Переслаивание филлитовидных и зеленых метаморфических сланцев с амфиболитами и гнейсами
Пятая, амфиболитовая (M^5)	Кварцитовый ($M^{5к}$)	20	Роговообманковые кварциты с пропластками амфиболитов
	Амфиболитовый ($M^{5а}$)	90	Амфиболиты и амфибололиты (горнблендиты средне- и мелкозернистые)
Четвертая, колчедано-сланцево-ультрабазито-амфиболитовая (M^4)	Кварцитовый ($M^{4к}$)	8	Актинолитовые кварциты с пропластками зеленых актинолитовых сланцев
	Колчедано-сланцево-ультрабазито-амфиболитовый (M^{4c})	280	Сланцы, амфиболиты актинолитовые и актинолититы с пропластками вкрапленных колчеданных руд
Третья, железисто-кремнисто-амфиболитовая (M^3)	Железисто-кварцитовый ($M^{3ж}$)	11	Кварциты силикатные и железистые с прослоями зеленых биотитовых сланцев
	Амфиболитовый ($M^{3а}$)	150	Амфиболиты с редкими прослоями гнейсов

Пачка и индекс	Пласт и индекс	Мощность, м	Вещественный состав
Вторая, амфиболито-кварцито-гнейсовая (M^2)	Кварцитовый ($M^{2к}$)	12	Роговообманковые кварциты с прослоями амфиболо-биотитовых сланцев
	Амфиболито-гнейсовый ($M^{2а}$)	220	Переслаивание амфиболитов и амфиболовых гнейсов
Первая, гнейсово-кварцито-амфиболитовая (M^1)	Кварцитовый ($M^{1к}$)	17	Кварциты сливные и роговообманковые с прослоями амфиболитов
	Гнейсово-амфиболитовый ($M^{1г}$)	450	Переслаивание амфиболитов с биотитовыми и амфиболовыми гнейсами и гранитами

выделяются неравные по мощности пласты метабазито-гипербазитов и кварциты, образующие попарные сочетания стратиграфических пачек.

Первая пачка, M^1 (гнейсово-амфиболитовая), вскрыта скважинами 55с — 58с. Она находится в нижней части сохранившейся толщи метабазитов, на контакте с прорывающими гранитами. К сожалению, нигде пока не обнаружены признаки нижнего стратиграфического контакта метабазитовых толщ Кременчугского района ни в виде пластов базальных конгломератов или их ксенолитов в гранитах, ни в виде метаморфизованной коры выветривания подстилающих толщ. Поэтому нельзя утверждать, что выделенная первая пачка была самой нижней в первичных толщах метабазитовой формации.

Верхний контакт первой пачки определяется кварцитовым пластом $M^{1к}$, перебуренным скважиной 55с. Мощность пачки, очевидно, превышает 500 *м*.

От пачек, лежащих выше, она отличается большой мощностью и высоким метаморфизмом пород. В ее составе главное место занимают гнейсы, содержащие подчиненные пропластки амфиболитов и секущие тела гранитов.

Первичный состав пород сильно изменен прорывающими гранитами. Поэтому внутри пачки не улавливается закономерного изменения ее первичного состава. Возможно даже, что она охватывает два или более ритмов вулканизма и осадконакопления.

Наглядно проявляются признаки вторичных изменений, сопровождающих тела гранитов. Они выражены в виде зон развития мигматитов,

гнейсов, кварцевых и биотитовых амфиболитов, а также зон окварцевания, эпидотизации и карбонатизации гнейсов и амфиболитов.

Жильные граниты в метабазитах первой пачки относятся к двум типам — равномернозернистым плагиоклазовым гранитам ряда гранита — гранодиорита и аплито-пегматоидным красным гранитам микроклино-плагиоклазового состава.

Среди гнейсов также выделяются две разновидности: гнейсы биотитовые с амфиболом, переслаивающиеся с жильными гранитами, и гнейсы амфиболовые, образующие сплошные тела до 50 *м* мощности. Среди последних встречаются кварцевые и биотитовые амфиболиты.

Гнейсы — средне- и крупнозернистые зеленовато-темно-серые породы, грубосланцеватые, местами полосчатые. Полосчатость обусловлена неравномерной концентрацией темноцветных минералов— биотита и роговой обманки. Минеральный состав гнейсов количественно очень изменчив, хотя и постоянен по минеральным видам. Содержание главных породообразующих минералов изменяется в таких пределах (%): биотит — 10—32, роговая обманка — 5—25, кварц — 15—40, плагиоклаз — 10—30, эпидот — 1—12. По сравнению с амфиболитами гнейсы беднее железом и магнием, но богаче кремнеземом (табл. 5, ан. *2*).

Амфиболиты развиты по всему разрезу первой пачки, чаще всего это среднезернистые грубосланцевые зеленовато-черные породы. Изредка встречаются крупнозернистые или мелкозернистые амфиболиты.

Для пачки M^1 характерно полное отсутствие обычных плагиоклазо-роговообманковых амфиболитов, широко развитых в верхних пачках. В первой пачке распространены кварцевые, биотитовые и эпидотовые амфиболиты. Количество главных породообразующих и минералов-примесей изменяется в амфиболитах в таких пределах (%): роговая обманка — 30—50, плагиоклаз — 25—30, биотит — 5—15, кварц — 5—10, эпидот — 7—15; акцессоры — ильменит, сфен, магнетит, циркон. Химический состав амфиболитов близок к гнейсам (см. табл. 5 ан. *1*), что указывает на образование их за счет одних и тех же исходных пород, но в разных условиях метаморфизма.

Сливные кварциты отражают те периоды в образовании метабазитовой осадочно-вулканогенной формации, когда отложение кластических и химических осадков не подавлялось лавовыми и туфовыми продуктами вулканов.

В пласте $M^{1к}$ кварциты образуют пропластки мощностью 1—3 *мм*, разобщенные такими же пропластками амфиболитов. Это темно-серые зеленоватые породы грубополосчатой и массивной текстуры. Главный породообразующий минерал — кварц, составляющий 60—90% объема. Второстепенными являются биотит, роговая обманка и плагиоклаз. В контактах с амфиболитами кварциты обогащаются роговой обманкой и постепенно через роговообманковые кварциты переходят в квар-

Таблица 5

Химические анализы пород метабазитовой серии Южно-Кременчугской полосы*

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	51,56	62,49	91,42	51,66	87,36	42,77	44,05	40,29	48,72	65,81
TiO_2	0,75	0,46	0,03	0,62	0,28	0,58	0,33	0,27	0,69	0,55
Al_2O_3	13,37	16,33	2,22	10,20	2,12	6,83	13,40	3,46	12,87	11,39
Fe_2O_3	3,43	2,31	0,15	4,41	0,32	2,91	0,43	2,51	3,07	1,95
FeO	13,81	4,23	1,86	9,04	4,90	11,66	4,04	14,34	7,38	7,39
MnO	0,10	0,06	Следы	0,13	0,09	0,15	0,11	0,18	0,16	0,09
MgO	5,92	5,74	1,11	4,71	2,09	18,63	8,62	4,72	12,48	2,64
CaO	6,71	4,88	1,24	9,04	1,77	5,83	4,65	4,46	8,52	1,14
Na_2O	3,27	2,30	0,25	2,20	1,10	0,22	0,75	0,44	1,46	0,63
K_2O	0,22	0,71	1,24	0,70	0,10	0,03	0,30	0,30	0,86	4,99
CO_2	0,17	0,15	Не опр.	6,50	Не опр.	8,73	3,22	7,41	2,26	1,03
$Fe_{сульф}$	Не определяли						8,28	9,40	Не определяли	
$S_{сульф}$	Не определяли						9,52	10,80	Не определяли	
H_2O (+110° C)	0,76	0,50	0,36	1,47	0,37	1,42	1,07	0,94	1,65	2,22
$H_2O_{гигр}$	0,17	0,15	0,09	0,08	0,06	0,07	0,21	0,36	0,10	0,04
Сумма	100,24	100,31	99,97	100,76	100,56	99,83	99,97	98,98	100,22	99,87
Химические коэффициенты (по Н. П. Семененко)										
A	20,76	33,76	22,45	17,89	11,86	8,07	26,79	7,36	17,28	34,57
C	19,03	18,35	21,43	28,80	18,08	12,41	16,97	17,32	20,85	6,17
F	37,09	18,14	28,57	32,38	40,68	23,98	12,68	50,0	19,34	39,20
M	23,12	29.75	27,55	20.93	29,38	55,54	43,56	25,32	42,53	20,06
FM	60,21	47.89	56,12	53,31	70,06	79,52	56,24	75,32	61,87	59,26

* *1*—амфиболиты первой пачки — скв. 56с, гл. 193,25—194,65 *м*; *2* — гнейс амфиболовый первой пачки — скв. 55с, гл. 132,87—133,47 *м*; *3*—кремнистый кварцит первой пачки — скв. 55с, гл. 92,60—94.56 *м*; *4*— карбонатный эпидозит второй пачки — скв. 54с, гл. 193,34—193,97*м*; *5* — биотито-роговообманковый кварцит второй пачки — скв. 53с, гл. 217,97—218,50 *м*; *6*— сланец кварцево-карбонатно-актинолитовый четвертой пачки — скв. 51с, гл. 219,50—220,07; *м 7* —сланец колчедано-актинолитовый четвертой пачки — скв. 51с, гл. 120,50—121,0 *м*; *8*—сланец колчедано-карбонатно-актинолитовый четвертой пачки — скв, 51с, гл. 252,20—253,0 *м*; *9* — миндалекаменные амфиболиты шестой пачки —скв. 48с, 202,48 — 204,39 *м*; *10* — сланцы кварцево-слюдяные филлитовидные седьмой пачки — скв. 47с. гл. 224,0—225,16 *м*.

цевые амфиболиты. Химический анализ (см. табл. 5, ан. *3*) также указывает на существенно кремневый состав кварцитов.

Вторая пачка M^2 (амфиболито-гнейсовая) перебурена скважинами 53с, 54с и 55с. В ней меньше гнейсов и гранитов, чем в подстилающей пачке, и в основном развиты амфиболиты мелкозернистой и среднезернистой структуры. Причем переслаиваются они не только с гнейсами, как в первой пачке, но и со сланцами. Широко распространены

здесь эпидозиты, эпидотовые карбонатиты и амфибололиты. Мощность пачки 230 *м*.

Граниты в этой пачке маломощны и редки. По минеральному составу среди них выделяются серые плагиоклазовые граниты и розовые плагиоклазо-микроклиновые аплито-пегматиты. Большей частью они образуют серии послойных, реже секущих, жил мощностью 15—25 *м*.

Гнейсы представлены преимущественно амфиболовыми разностями, содержащими постоянную примесь биотита. Кроме равномернозернистых, встречаются очковые гнейсы с гнездовидными скоплениями кварца, микроклина и плагиоклаза. Минеральный состав гнейсов непостоянен. Содержание отдельных минералов изменяется в таких пределах (%): плагиоклаз — 25—45, кварц — 10—25, роговая обманка — 15—30, биотит — 7—20; акцессоры — рутил, сфен, циркон, магнетит, эпидот.

Во второй пачке наряду с кварцевыми, биотитовыми и эпидотовыми развиты нормальные плагиоклазо-роговообманковые амфиболиты бластофитовой структуры, а также амфиболиты с малым содержанием полевого шпата, так называемые амфибололиты, или горнблендиты.

Метаморфические сланцы образуют в амфиболитах подчиненные тела мощностью от 1—3 до 5 *м*. По внешнему виду и минеральному составу выделяются светлозеленые актинолитовые и темные биотитовые сланцы переменного состава — кварцево-альбито-роговообманково-актинолитовые, кварцево-альбито-актинолитовые, альбито-кварцево-биотитовые и кварцево-карбонатно-биотитовые.

Актинолитовые разности сланцев пространственно связаны с нормальными амфиболитами и амфибололитами, биотитовые сланцы — с кварцевыми, биотитовыми и эпидотовыми амфиболитами.

Во второй пачке широко развиты эпидозиты, перебуренные во многих местах скважиной 54с. Тела фисташково-зеленых афанитовых эпидозитов и эпидотовых карбонатитов мощностью 2—5 до 7 *м* переслаиваются с амфиболитами и сланцами.

Выделяется ряд петрографических разностей этих пород: эпидозиты роговообманковые, роговообманково-биотитовые, актинолитовые, карбонатно-биотитовые и эпидотовые карбонатиты. Содержание породообразующих минералов в эпидозитах изменяется в таких пределах (%): эпидот — 20—80, карбонат — 5—35, кварц — 15—45, роговая обманка — 1—15, биотит — 5—12, плагиоклаз — 7—15, актинолит — 12—20.

Химический анализ карбонатного эпидозита (см. табл. 5, ан. *4*) показывает существенное отличие его состава по сравнению с амфиболитами и гнейсами. Важной особенностью карбонатных эпидозитов является их металлоносность.

Кварциты образуют в верху пачки разрозненные прослои мощностью 30—50 *см*, перемежающиеся с прослоями амфиболо-биотитовых сланцев мощностью 1—3 *м*. Мощность толщи переслаивания 12 *м*.

Во всех прослоях кварциты однообразны по составу, представлены биотитовыми и биотито-роговообманковыми кварцитами со значительной примесью силикатов. Здесь нет чисто кварцевых кварцитов, как в первой пачке.

Внешне кварциты второй пачки, как и их аналоги из первой пачки, характеризуются темно-серой окраской, мелкозернистой структурой, местами афанитовой массивной текстурой.

Структура гранобластовая и гранонематобластовая. Содержание породообразующих минералов (%): кварц — 50—60, роговая обманка — 10—15, биотит — 5—15, альбит — 5—12.

Химический состав кварцитов второй пачки (см. табл. 5, ан. *5*) отличается повышенным содержанием железа, магния, кальция и глинозема, связанных с большой примесью силикатов.

Третья пачка M^3 (железисто-кремнисто-амфиболитовая) перебурена скважинами 52с и 53с. В ее составе выделяются нижний амфиболитовый пласт мощностью 150 *м* и пласт кварцитов мощностью 11 *м*.

Амфиболитовый пласт представляет собой тесное переслаивание амфиболитов переменного состава, различных сланцев, мелких тел гнейсов и редких пропластков кварцитов. Здесь встречаются мелко- и среднезернистые амфиболиты плагиоклазо-роговообманкового состава и существенно роговообманковые породы — амфиболиты типа горнблендитов. С ними перемежаются кварцевые и биотитовые, изредка эпидотовые амфиболиты, для которых характерны частичное обесцвечивание роговой обманки и наличие примеси игольчатого актинолита.

Наряду с амфиболовыми и слюдяными сланцами в этой пачке появляются кварцево-биотито-хлоритовые, актинолито-хлоритовые и гранато-хлоритовые сланцы, не встречающиеся в нижних двух пачках. Породообразующие минералы хлоритовых сланцев (%): хлорит — 20—40, биотит — 5—25, кварц — 25—40, альбит — 7—10, иногда актинолит — 12—20; из акцессоров содержатся карбонаты, циркон, сфен, магнетит, пирит.

Кварциты третьей пачки образуют вместе со сланцами маломощный кварцитовый пласт. Роговообманковые, актинолитовые и биотитовые кварциты и переслаивающиеся с ними амфиболовые и биотитовые сланцы имеют одну общую особенность. Для них характерны грубополосчатые текстуры и постоянное присутствие ощутимого количества (до 20%) магнетита, концентрирующегося в виде цепочек вдоль полосчатости. Кроме того, в этих породах часто наблюдается второстепенный гранат (до 3%).

Минеральный состав кварцитов довольно изменчив (%): кварц — 60—85; хлорит — 5—15; биотит — 5—12; магнетит — 3—20; альбит — 3—10; карбонаты — 5—10; иногда встречаются куммингтонит, гранат, мусковит, турмалин.

Четвертая пачка M^4 (колчедано-сланцево-амфиболитовая) перебурена скважинами 50с, 51с и 52с. Своеобразны в этой пачке колчедано-сланцево-амфиболитовые пласты. В них развиты пирито-актинолитовые сланцы, пирито-роговообманково-актинолитовые амфиболиты и пиритовые актинолититы. С ними переслаиваются подчиненные пласты нормальных плагиоклазо-роговообманковых, а также кварцевых, биотитовых, альбитовых и эпидотовых амфиболитов, карбонатных эпидозитов, эпидотовых кварцитов и альбититов. Причем среди амфиболитов наиболее распространены мелкозернистые и криптокристаллические афанитовые разности типа метаморфических роговиков.

Гнейсы в четвертой пачке не встречаются.

В актинолитовых сланцах, актинолитовых амфиболитах и актинолититах наблюдаются зоны вкрапленного колчедана мощностью 5—12 *м* (скв. 51с). По внешнему виду пирито-актинолитовые породы зеленовато-серые и светло-серые мелкозернистые и афанитовые. Разности, содержащие пирит, характеризуются узловатой текстурой с размерами порфиробластов и скоплений пирита от 1—4 до 10 *мм*. Пирит составляет 15—20% объема породы.

Минералого-петрографические особенности актинолитовых пород и химический состав (см. табл. 5, ан. *6, 7, 8*) указывают на их принадлежность к метаультрабазитам орторяда. Для них характерно высокое содержание магния, кальция, железа при низком содержании SiO_2 и Al_2O_3.

Пятая пачка M^5 (амфиболитовая). Она пробурена скважинами 49с—50с и целиком сложена амфиболитами и горнблендитами, содержащими в верху разреза ряд тонких пропластков роговообманковых кварцитов.

Амфиболиты и амфибололиты большей частью среднезернистые с подчиненными участками мелкозернистых разностей; текстура массивная, цвет зеленовато-темно-серый. Для них характерны бластоофитовые структуры, выраженные более отчетливо, чем у амфиболитов других пачек. Минеральный состав этих пород качественно постоянен. Роговая обманка и плагиоклаз являются главными породообразующими минералами в разных количественных сочетаниях от нормальных амфиболитов с 60% роговой обманки до горнблендитов с 85—90% этого минерала. Второстепенные минералы — кварц, биотит, иногда карбонаты. Акцессоры представлены сфеном, рутилом, магнетитом и цирконом.

Кварциты пятой пачки относятся к силикатно-кварцевому типу пород роговообманково-биотито-кварцевого состава (%): кварц — 50—70; биотит — 7—18; роговая обманка — 5—15; альбит — 3—8.

Шестая пачка M^6 (амфиболито-сланцевая) перебурена скважинами 48с и 49с, примерная мощность ее около 200 *м*. Верхняя часть этой пачки (приблизительно $^2/_3$ мощности) сложена зелеными метаморфическими сланцами и подчиненными им мелкозернистыми амфиболитами. В самом

верху сланцевой толщи содержатся маломощные пропластки слюдяных кварцитов, выделенных совместно с разделяющими сланцами в отдельный кварцитовый пласт.

В нижней части пачки развиты среднезернистые амфиболиты и гнейсы в ассоциации с послойными жилами прорывающих гранитов.

В разрезе пачки сланцы изменяются по минеральному составу в коротких интервалах мощности (порядка 3—5 *м*). Кварцево-биотитовые и биотито-хлоритовые филлитовидные сланцы перемежаются с зелеными альбититовыми разностями — альбито-кварцево-биотитовыми, кварцево-альбито-актинолитовыми и альбито-биотито-роговообманковыми. Причем последние часто служат промежуточной переходной породой между сланцами и мелкозернистыми амфиболитами.

Важно отметить появление в этой пачке, в верхней трети ее разреза, миндалекаменных амфиболитов, не встречавшихся ни в одной из подстилающих пачек. Миндалекаменные амфиболиты отличаются от подобных пород шестой и других пачек содержанием неравномерно рассеянных желтовато-белых карбонатно-кварцевых миндалин размером от 0,5 *мм* до 10 *см*. Среди обычных амфиболитов и сланцев они образуют прослои 0,3—1,5 *м* мощностью, группирующиеся в 20-метровом интервале пород.

Миндалекаменные амфиболиты мелкозернистые, местами афанитовые (типа метаморфических роговиков), массивные, зеленовато-темно-серого цвета с белой рябью миндалин. По минеральному составу они отвечают типу биотито-кварцевых амфиболитов. Содержание породообразующих минералов (%): роговая обманка — 45—55, плагиоклаз — 25—30, биотит — 7—15, кварц — 12—20, карбонат — 3—12. Из акцессорных минералов встречаются сфен, рутил, циркон, магнетит, пирит. Структура пород гранобластовая и порфирогранобластовая.

По химическому составу (см. табл. 5, ан. *9*) миндалекаменные не отличаются от аналогичных биотито-кварцевых амфиболитов других пачек. Для них характерны почти равные молекулярные количества магния, железа, кальция и глинозема: $M \geqslant F \geqslant C \geqslant A$.

Миндалекаменные амфиболиты в толще метабазитов Кременчугского района важны для понимания генезиса пород метабазитовых толщ. Так же как и пропластки кварцитов они указывают на подводное вулканическое образование геосинклинальной спилито-диабазовой (метабазитовой) формации.

Кварциты шестой пачки представлены силикатно-кварцевой разновидностью с повышенным содержанием биотита (до 30%) и роговой обманки (до 10%).

Седьмая пачка M^7 (сланцевая) перебурена скважинами 132иг, 47с и 48с. Ее видимая мощность равна 250 *м*. Нижний контакт определяется кварцитовым пластом подстилающей шестой пачки; верхний четко

отбивается по границе пород криворожской серии пластом серицитовых псаммито-песчаников.

Больше половины, около 200 *м*, этой пачки слагают метаморфические сланцы переменного состава — от филлитовидных кварцево-слюдяных до зеленых альбито-хлоритовых и альбито-актинолитовых. Нижняя маломощная часть пачки (около 50 *м*) представлена чередованием сланцев и мелкозернистых амфиболитов, аналогичных породам подстилающей шестой пачки.

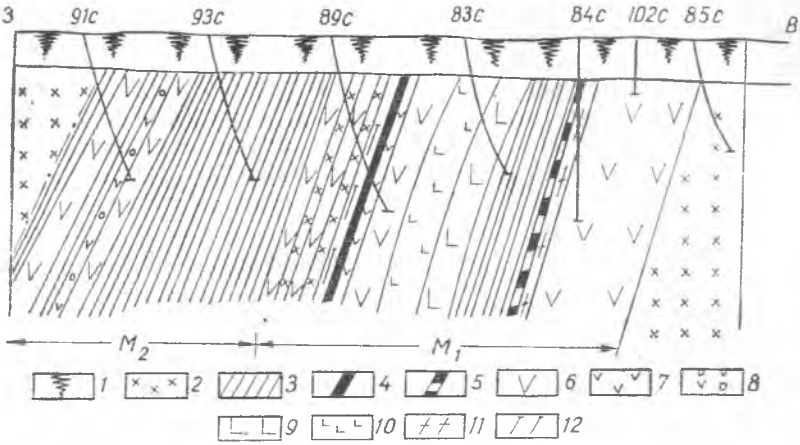

Рис. 5. Геологический разрез по профилю II (Мотринская полоса).

1 — осадочные четвертичные и неогеновые породы; *2* — граниты и аплито-пегматиты; *3* — мигматиты; переслаивание гранитов, гнейсов и амфиболитов; *4* — вольфрамовые рудопроявления; *5* — молибденовые рудопроявления. Саксаганская метабазитовая серия: *6* — амфиболиты среднезернистые и крупнозернистые разного минерального состава: нормальные, биотитовые, кварцевые и кварцево-эпидотовые; *7* — амфиболиты мелкозернистые и роговики афанитовые разного состава; *8* — миндалекаменные амфиболиты; *9* — диабазы с редкими прослоями амфиболитов; *10* — диабазы хлорито-пироксеновые и сланцы хлоритовые; *11* — гнейсы; *12* — талько-актинолитовые сланцы.

Сланцы седьмой пачки довольно своеобразны. Здесь широко развиты не встречавшиеся в предыдущих пачках кварцево-биотитовые и филлитовидные сланцы, аналогичные сланцам покрывающей криворожской серии. Они содержат 20—40% кварца и 60—80% силикатов: биотита, хлорита и серицита. Из акцессориев часто встречаются циркон, турмалин, магнетит, ставролит. В химическом составе сланцев (см. табл. 5, ан. *10*) значительную роль играют глинозем и калий при пониженных значениях кальция, магния и железа в сравнении с остальными метабазитами.

Филлитовидные и биотитовые сланцы в толще метабазитов, очевидно, могут быть важным литологическим критерием. Если предположить,

что они образовались за счет глинистых терригенных осадков, то накопление последних следует рассматривать как показатель ослабления лавового вулканизма на завершающем этапе осадочно-вулканического цикла и переход к нормальному осадконакоплению.

Зеленые метаморфические сланцы развиты по всему разрезу седьмой пачки. Вверху они переслаиваются с биотитовыми и филлитовидными сланцами, в основании пачки — с мелкозернистыми амфиболитами. Зеленые сланцы и амфиболиты местами характеризуются миндалекаменной текстурой, указывающей на принадлежность этих пород к метаморфическим образованиям орторяда.

Из приведенного краткого описания Южно-Кременчугской полосы виден довольно неоднородный состав выделенных стратиграфических пачек. Это свидетельствует о сложных и изменчивых условиях накопления дифференцированных магматических пород основного и ультраосновного состава метабазито-гипербазитовой формации со слоями гипербазито-сульфидноколчеданной, метабазито-железисто-кремнистой и кремнистой (яшмовой) формаций.

Петрографическое разнообразие пород саксаганской серии вызвано также вторичными изменениями, связанными с гранитизацией, окварцеванием, щелочным и карбонатным метасоматозом и эпидотизацией, развивающимися вблизи гранитных жильных тел.

Мотринская полоса метабазитов обнаружена в 1963 г. геофизической съемкой. К настоящему времени она перебурена скважинами структурно-профильного бурения на профиле II—II (см. рис. 3 и 5). Ширина полосы 1 *км*, длина около 5 *км*. С небольшим перерывом она продолжается на юг в виде Подгоринских аномалий, вытянутых в меридиональном направлении на десятки километров. Крупные ксенолиты амфиболитов этой полосы обнажаются в х. Шматково.

Толща метабазитов с. Мотрино расчленена гранитными жилами на прослои разной мощности. Восточная часть ее меньше инъецирована; жилы гранитов здесь сравнительно редки и маломощны, а мощности отдельных пачек метабазитов достигают 200 *м*. Эта часть толщи условно выделена в нижнюю свиту и названа амфиболито-диабазовой. Видимая мощность нижней свиты в плоскости разреза (рис. 5) равна 600 *м*. Остальная часть толщи, мощностью 350 *м* условно выделена в верхнюю гнейсово-амфиболитовую свиту. Она сложена инъекционными гнейсами, амфиболитами и диабазами, густо пронизанными жилами гранита и аплито-пегматита. Мощность перемежающихся амфиболитов, диабазов и гранитных жил колеблется в довольно широких пределах от 2—10 до 15—25 *м*.

Нижняя амфиболито-диабазовая свита M^1 перебурена скважинами 89с, 83с, 84с, 102с, 85с. В ее разрезе сверху вниз устанавливается такое чередование пластов:

	м
Пятый пласт: амфиболиты, гнейсы и мигматиты с тальково-актинолитовыми сланцами в основании	100
Четвертый пласт: амфиболиты среднезернистые с подчиненными прослоями мелкозернистых	80
Третий пласт: диабазы среднезернистые и мелкозернистые	110
Второй пласт: гнейсы, граниты и мигматиты	120
Первый пласт: амфиболиты с подчиненными прослоями диабазов	170

Амфиболиты и гнейсы пятого — верхнего — пласта первой свиты тесно переслаиваются с плагиоклазовыми гранитами и гранодиоритами, причем амфиболиты, гнейсы и плагиограниты пронизаны густой сетью жил аплито-пегматита, кварца и карбонатов. Наиболее интенсивно проявляются зоны окварцевания жильного и метасоматического кварца. С этими зонами связаны вольфрамовые рудопроявления.

Амфиболиты верхнего пласта отличаются сланцеватыми текстурами и постоянным содержанием второстепенных минералов: кварца, биотита и эпидота. Они относятся к типу кварцевых, кварцево-биотитовых и кварцево-эпидотовых амфиболитов. Амфиболиты переходят в гнейсы всегда постепенно путем увеличения содержания одного из второстепенных минералов до значения породообразующего.

Гнейсы подразделяются на два типа — биотитовые и биотито-роговообманковые. Первые из них находятся в экзоконтактах с гранитами, вторые — окаймляют тела амфиболитов.

Тальково-актинолитовые сланцы, представляющие собой метагипербазитовые слои, перебурены скважиной 89с на глубине 192—197 *м*. Подстилающими породами для них служат амфиболиты, в кровле находятся граниты. Сланцы — зеленовато-светло-серые мелкозернистые породы с узелками стяжений карбонатов размером 2—3 *мм*. Породообразующие минералы немногочисленны (%): тальк — 50—70, актинолит — 20—30, второстепенные и акцессорные минералы представлены карбонатами — 7—15, хлоритом — 7—12 и магнетитом — 0,1—2.

Амфиболиты четвертого — 80-метрового пласта заметно отличаются от вышележащих. Это массивные среднезернистые или мелкозернистые зеленовато-темно-серые породы, однородные по минеральному составу. Породообразующие минералы — роговая обманка и плагиоклаз — всегда хорошо выкристаллизованы; структуры большей частью бластоофитовые, реже гранобластовые. В последнем случае обычно наблюдается кварц, иногда биотит. По химическому составу (табл. 6, ан. *1*) амфиболиты очень сходны с подстилающими диабазами.

Диабазовый пласт нижней свиты характеризуется довольно большой мощностью — свыше 100 *м*. По данным бурения скважины 83с, он сложен хлорито-пироксеновыми диабазами, среди которых встречаются маломощные прослои (3—5 *м*) амфиболитов, аналогичных породам покрывающего пласта.

Таблица 6

Химические анализы пород метабазитовой серии Мотринской, Успеновской и Омельникской полос*

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO_3	48,85	49,34	76,12	75,31	43,17	53,32	50,00
TiO_2	1,04	0,56	0,01	сл.	0,40	0,65	0,70
Al_2O_3	15,14	12,69	13,96	13,26	17,33	13,73	15,30
Fe_2O_3	3,27	2,76	0,17	0,64	3,43	3,31	2,90
FeO	12,32	9,47	0,40	0,50	13,60	8,04	8,04
MnO	0,10	0,24	0,01	[illegible]	0,31	0,09	0,11
MgO	5,67	9,71	1,31	[illegible],85	12,10	10,52	9,29
CaO	7,74	8,15	0.61	1,14	5,19	0,92	3,20
Na_2O	4,70	2,17	6,44	3,96	1,67	0,42	3,33
K_2O	0,82	1,41	1,08	3,54	2,26	5,21	1,97
P_2O_5	0,30	0,13	0.06	0,05	0,33	0,17	0,11
SO_3	Не определяли			0,13	Не опр.	0,17	0,27
CO_2	Не определяли					0,37	1,93
$H_2O(+110^0)$	0,36	1,14	0,23	0,25	0,41	3,12	3,10
$H_2O_{гигр}$	0,04	0,03	0.05	0,03	0,11	0,06	0,10
Сумма	100,35	100,07	100,45	99,67	100,31	100,10	100,35
Химические коэффициенты (по Н. П. Семененко)							
A	23,23	18,46	72,87	69,89	21,41	23,80	25,64
C	21,51	21,42	5,85	10,75	11,71	2,84	9,74
F	33,44	24,52	4,26	8,06	29,09	27,18	25,13
M	21,82	35,60	17,02	11,30	37,79	46,18	39,49
FM	55,26	60,12	21,28	19,36	66,88	73,36	64,62

* *1* — амфиболит свиты M^1 Мотринской полосы — скв. 89с, гл. 217,52—217,99 *м*; *2* — диабаз свиты M^1 Мотринской полосы — скв. 83с, гл. 174,05—175 *м*; *3* — гранит Мотринской полосы, плагиоклазовый, окварцованный, с молибденитом — скв. 84с, гл. 93,60—95,78 *м*; *4* — эпидотовый плагиогранит Мотринской полосы — скв. 84с, гл. 87,80—89,42 *м*; *5* — амфибололит крупнозернистый Успеновской полосы — скв. 67с и 217,30—218,62 *м*; *6* — сланец филлитовидный Омельникской полосы — скв. 3с, гл. 353,04—354,96 *м*; *7* — зеленый метаморфический сланец Омельникской полосы скв. 3с, гл. 357,96—361,13 *м*.

Диабазы представляют собой темно-серые и зеленовато-темно-серые мелкозернистые массивные породы. Сложены они полевым шпатом, образующим диабазовую ткань породы, и мелкозернистым пироксеном, заполняющим промежутки между лейстами плагиоклаза. Вторичный хлорит, если он есть, развит на стыках зерен по спайности и трещинам отдельности пироксена. Изредка встречаются участки развития роговой обманки, замещающей пироксены и полевые шпаты. Химический анализ диабазов (табл. 6, ан. *2*) указывает на принадлежность этих пород к ортопородам основного состава.

Второй гнейсово-мигматитовый пласт при бурении полностью не пересечен. Скважины 83с и 84с вскрыли только верхнюю и нижнюю части разреза. По данным этих скважин, пласт сложен эпидото-биотитовыми и биотито-роговообманковыми гнейсами, густо рассеченными жилами плагиоклазового и микроклинового гранита, аплито-пегматита и кварца, причем жилы аплита часто содержат черные налеты, пленки и прожилки турмалина.

Зоны окварцевания и карбонатно-эпидотовых замещений в гранитах и гнейсах содержат рудопроявления молибдена.

Для вмещающих плагиогранитов характерны интенсивная серицитизация полевых шпатов, большое содержание кварца и развитие метасоматического микроклина. Повышенное количество кремнезема и щелочей в гранитах подтверждается также химическими анализами (см. табл. 6, ан. *3, 4*).

Нижний пласт первой свиты вскрыт скважинами лишь частично. Представлен он рассланцованными и массивными среднезернистыми амфиболитами. Кроме главных породообразующих минералов — полевого шпата и роговой обманки, в них постоянно содержатся кварц, биотит, эпидот. Структура амфиболитов большей частью гранобластовая, изредка бластоофитовая.

Нижняя гнейсово-амфиболитовая свита Мотринской полосы M^2 вскрыта скважинами 91с и 93с, но пересечена ими не полностью. Сложена она инъекционными гнейсами, амфиболитами и мигматитами. Последние представляют собой переслаивание 1—5-метровых прослоев гнейсов и амфиболитов с плагиоклазовыми и микроклиновыми гранитами, кварцевыми и карбонатными жилами.

Амфиболиты верхней свиты зеленовато-темно-серые, среднезернистые, массивные и сланцеватые породы изменчивого минерального состава. Даже в пределах маломощных прослоев наблюдается чередование кварцевых, кварцево-биотитовых, кварцево-эпидотовых и нормальных плагиоклазо-роговообманковых разностей амфиболитов. В зависимости от состава меняется и структура пород. Наиболее характерны гранобластовая и нематогранобластовая, порфирогранобластовая и бластоофитовая структуры. Большой интерес представляют миндалекаменные амфиболиты, перебуренные скважиной 91с в интервале 213—219 *м*.

Развитые в верхней свите биотитовые и биотито-роговообманковые гнейсы в одних случаях образуют небольшие самостоятельные прослои, чередующиеся с гранитными жилами, в других — более сложные сочетания с гранитами и амфиболитами.

По внешнему виду и минеральному составу гнейсы верхней свиты не отличаются от аналогичных пород подстилающих пластов нижней свиты. Это темно-серые и зеленовато-темно-серые среднезернистые сланце-

ватые породы переменного минерального состава. Содержание породообразующих минералов в них колеблется в таких пределах (%): роговая обманка — 5—35; биотит — 10—30; плагиоклаз — 15—25; кварц — 15—30; эпидот — 3—18; иногда микроклин — 3—9; акцессоры: карбонаты, сфен, циркон, магнетит и пирит.

Мотринская толща метабазитов прорвана гранитами и ассимилирована ими гораздо более интенсивно, чем южно-кременчугская. Это отразилось и на метаморфизме пород, отличающихся более высокой степенью перекристаллизации. Наряду с амфиболовыми разностями здесь развиты пироксеновые метабазиты (диабазы), а также слабо метаморфизованные талько-актинолитовые и хлоритовые сланцы с реликтами пироксена.

Следовательно, по степени метаморфизма пород Мотринская полоса, как и Южно-Кременчугская, очень пестрая. Разница состоит только в том, что в Южно-Кременчугской преобладают сланцы и роговики, а в Мотринской — породы пироксеногнейсовой ступени метаморфизма.

Таблица 7

Результаты определения абсолютного возраста пород метабазитовой серии Кременчугского района (по данным Б. Б. Зайдис)

Номер анализа	Местонахождение образца	Порода, минерал	K, %	$Ar^{40} \cdot 10^{-7}$, *г/г*	Возраст, млн. лет
1	Горишнеплавнинская синклиналь, скв. 732, гл. 62 *м*	Амфиболит, роговая обманка	0,62	1,210	1750
2	То же	Биотит	4,23	9,932	1960
3	Горишнеплавнинская синклиналь, скв. 746, гл. 84 *м*	Амфиболит, биотит	3,00	7,298 7,600	2010 2060
4	Омельникская синклиналь, скв. 905, гл. 291 *м*	Амфиболит, биотит	4,41	10,466 9,808	1980 1900
5	Омельникская синклиналь, скв. 3ГС, гл. 357 *м*	Амфиболит, биотит	4,43	10,858	2000

Анализ состава и тектонической позиции рассмотренных метабазитовых толщ, а также данные абсолютного возраста (табл. 7) указывают на принадлежность метабазитов Кременчугского района к одной возрастной серии пород, к одной геосинклинальной формации, получившей название ультрабазито-метабазитовой.

Успеновская полоса. Толща метабазитов Успеновской полосы приурочена к западному подвернутому крылу Успеновской синклинали и характеризуется обратным падением пород — на запад (рис. 6). Верхи этой толщи граничат по разлому с породами ритмической и джеспилитовой формаций, а также с гранитами восточного кры-

ла синклинали. На западе метаморфическая толща имеет очень сложный по очертаниям активный контакт с гранитами Федоровской антиклинали.

По данным скважин структурно-профильного бурения (65с, 66с, 67с и 68с) Успеновская полоса представлена тремя пачками пород такого состава:

Сланцевая пачка (M^3), мощность 120 *м*	Зеленые и филлитовидные метаморфические сланцы с подчиненными пластами амфиболитов, гнейсов и пропластками миндалекаменных пород
Амфиболитовая пачка (M^2), мощность 250 *м*	Амфиболиты и гнейсы с подчиненными пластами миндалекаменных пород
Гнейсовая пачка (M^1), мощность 200 *м*	Инъекционные гнейсы и мигматиты

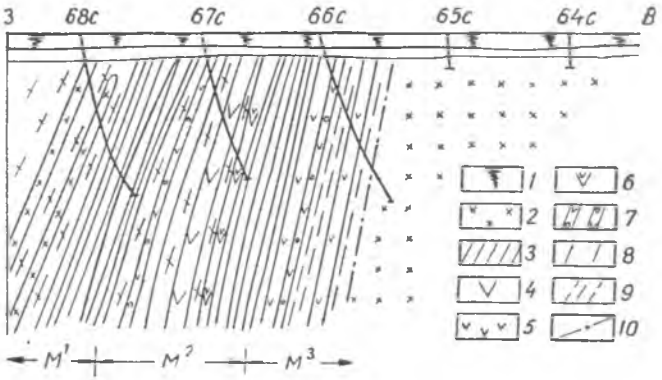

Рис. 6. Геологический разрез по профилю V (Успеновская полоса).

1 — осадочные четвертичные и неогеновые породы; *2* — граниты и аплито-пегматиты; *3* — мигматиты, переслаивание амфиболитов, гнейсов, гранитов. Саксаганская метабазитовая серия: *4* — амфиболиты среднезернистые и крупнозернистые переменного состава: нормальные, кварцевые, биотитовые и актинолитовые; *5* — амфиболиты мелкозернистые переменного состава; *6* — амфиболиты; *7* — миндалекаменные породы; *8* — гнейсы; *9* — сланцы метаморфические зеленые и филлитовидные.

В разрезе первая снизу гнейсовая пачка M^1 перебурена скважиной 68с. В основании она представлена инъекционными гнейсами, содержащими подчиненные жилы гранита и аплито-пегматита мощностью 10—30 *см* до 1—3 *м*. Верхняя часть пачки более переработана гранитами. Мигматиты здесь сложены мелкими пропластками гнейсов мощностью 1—5 *м* и жилами гранитов такой же мощности.

Гнейсы — среднезернистые, изредка крупнозернистые, сланцеватые породы темно-серого цвета. По минеральному составу среди них выде-

ляются роговообманковые, роговообманково-биотитовые и двуслюдяные. Первые две разновидности образуют толщу инъекционных гнейсов, третья встречается только в верхней толще мигматитов.

Во всех гнейсах в разной степени проявились наложенные процессы диафтореза: хлоритизации и серицитизации, эпидотизации и окварцевания, а также альбитизации с вторичными карбонатами.

Вторая — гнейсово-амфиболитовая — пачка M^2 пересечена скважиной 67с. В пачке равномерно переслаиваются в виде пропластков амфиболиты и гнейсы, мощностью 12—25 *м*. В керне эти породы отличаются друг от друга по текстуре, минеральному составу и окраске. У амфиболитов массивная и слабосланцеватая текстура, роговая обманка преобладает над бесцветными плагиоклазом и кварцем, поэтому окраска их более темная. Здесь развиты биотитовые, кварцевые, актинолитовые и нормальные амфиболиты.

В скважине 67с, в интервале 203—225 *м*, среди среднезернистых массивных амфиболитов встречаются 3—5-метровые пропластки крупнозернистого амфиболита (горнблендита), массивной спутанно-шестоватой текстуры. Кристаллы роговой обманки, составляющие 90% объема породы, достигают 2—3 *мм* толщины и 3—4 *см* длины. Химический состав амфиболитов (см. табл. 6, ан *5*), как и минеральный, указывает на принадлежность этих пород к метагипербазитам. Они характеризуются низким содержанием кремнезема и высоким количеством железа, магния и глинозема.

Гнейсы второй пачки также очень разнообразны. Здесь встречаются роговообманковые, роговообманково-биотитовые, биотитовые, гранато-биотитовые и двуслюдяные гнейсы. Амфиболовые гнейсы в ряде пропластков имеют миндалекаменную текстуру (скв. 67с, глубины 39—40, 44—46 и 126—129 *м*).

Третья сланцевая пачка M^3 перебурена скважиной 66с и сложена филлитовидными и зелеными метаморфическими сланцами, небольшие прослои которых (4—7 *м*) переслаиваются с мелкозернистыми амфиболитами и афанитовыми роговиками. Здесь, как и во второй пачке, встречаются метровые прослои миндалекаменных пород: сланцев и амфиболитов, пройденные скважиной 66с в интервалах глубин 61—65 и 75—78 *м*.

В самом верху пачки в контакте с гранитами по разлому развиты черные очковые сланцы типа рассланцованных милонитов. Очковые скопления в сланцах представлены остроугольными и округлыми обломками кварца, полевого шпата и хлорита. В основной массе в переменном количестве в виде тонких полосок содержатся биотит, хлорит, серицит и гидроокислы железа.

Сравнение Успеновской полосы метабазитов с другими метабазитовыми толщами района показывает полную аналогию их строения и

состава, метаморфизма пород и наложенных процессов диафтореза и метасоматоза.

Омельникская полоса метабазитов — наиболее крупная в левобережной части Днепра и наименее изучена. Имея в отдельных участках ширину 2—4 *км*, она протягивается в меридиональном направлении на расстояние 50 *км*. В северной части полоса приурочена к вос-

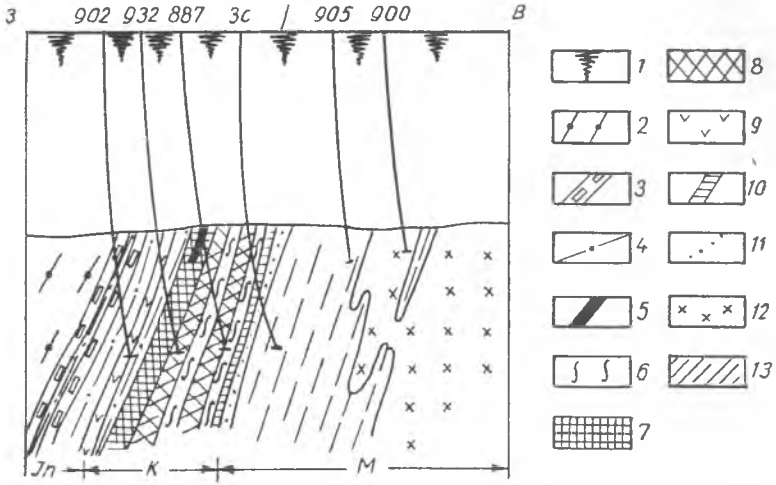

Рис. 7. Геологический разрез по профилю XII (Омельникская полоса).

1 — осадочные породы мезозоя и кайнозоя. Ингулецкая серия: *2* — гнейсы и скарны; *3* — доломиты и скарны; *4* — сланцы хлорито-слюдяные филлитовидные. Криворожская серия: *5* — железная руда (богатая); *6* — сланцы слюдяные, хлоритовые и магнетито-куммингтонитовые; *7* — джеспилиты; *8* — железистые роговики; *9* — амфиболиты; *10* — тальковые сланцы; *11* — кварциты и песчаники; *12* — граниты и мигматиты. Саксаганская метабазитовая серия: *13* — сланцы метаморфические зеленые и филлитовидные с пропластками амфиболитов.

точному крылу Омельникской синклинали. В южном замке этой структуры полоса метабазитов раздваивается: одна ветвь идет на соединение с Каменнопотокской и Ивановской синклиналями, другая — с Успеновской складкой. Таким образом, наблюдается обтекание Федоровской антиклинали толщей метабазитовой формации.

Омельникская полоса метабазитов пройдена скважинами в восточном крыле Омельникской синклинали на XII поисковом профиле. Скважины 3с и 905 (рис. 7) вскрывают эту толщу на различной глубине, но, к сожалению, не обеспечивают перекрытого разреза. К югу от Омельникской синклинали метабазитовая полоса прослежена геофизической съемкой и контрольными картировочными скважинами.

По данным этих скважин, Омельникская толща метабазитов сложена зелеными метаморфическими и филлитовидными сланцами с подчиненными пластами амфиболитов. Сланцы характеризуются повышенным содержанием щелочей и конституционной воды (см. табл. 6, ан. *6, 7*), что свидетельствует о низкой ступени метаморфизма пород.

Важно подчеркнуть вообще слабый метаморфизм пород Омельникской синклинали, находящейся в ряду так называемых западно-криворожских полос Криворожско-Кременчугской складчатой зоны. Здесь метабазитовая и криворожская серии представлены породами сланцево-роговиковой ступени метаморфизма.

Из этого следует, что западно-криворожские полосы, как и восточно-криворожские, представлены слабо метаморфизованными и интенсивно метаморфизованными породами, чередующимися в вертикальных разрезах и по простиранию структур.

Толщи пород саксаганской серии Кременчугского района сложены в основном метаморфизованными эффузивами основного состава, содержащими подчиненные пласты метагипербазитов и пласты нормально-осадочных пород — кварцитов и филлитовидных сланцев.

Химический состав метабазитов и метагипербазитов характеризуется почти равным молекулярным содержанием окислов магния, железа, кальция и глинозема, с незначительным преобладанием магния. Формула химических коэффициентов, по петрохимической классификации Н. П. Семененко, для пород метабазитовой формации имеет следующий вид: $M \geqslant F \geqslant C \geqslant A$.

Абсолютный возраст пород саксаганской метабазитовой серии определен калий-аргоновым методом по роговой обманке и биотиту. Результаты определений, выполненных в лаборатории абсолютного возраста АН УССР (см. табл. 7) показывают нижнепротерозойский возраст метабазитовой формации (1900—2060 млн. лет). Такой же возраст и у метабазитов других районов Криворожско-Кременчугского синклинория.

Следует, однако, отметить, что в ряде участков породы метабазитовой формации претерпели более молодой наложенный метаморфизм, относящийся ко времени формирования джеспилитовой и ритмической формаций. Именно возраст криворожской серии пород показывает, например, роговая обманка из амфиболитов Горишнеплавнинской синклинали — 1750 млн. лет (см. табл. 7, ан. *1*).

Криворожская серия (джеспилитовая формация)

Криворожская серия Кременчугского района, обладая большим сходством с аналогичными сериями Правобережного района и Кривбасса, имеет вместе с тем и свои специфические особенности, не свойствен-

ные другим районам. Как и в Кривбассе, она сложена железистыми роговиками, различными сланцами и песчаниками.

Первой характерной особенностью криворожской серии Кременчугского района является широкое развитие грубообломочных пород. В Кременчугской полосе, например, песчаниковые пласты мощностью 10—40 *м* в нижних толщах формации трижды повторяются в разрезе через каждые 80—100 *м*. Кроме того, примерно в середине формации, на расстоянии 700—900 *м* от ее основания, появляется новый ряд повторяющихся пластов различных песчаников и полимиктовых конгломератов.

Песчаниковые пласты с конгломератами, развитые в основании и в середине джеспилитовой формации, составляют важнейшую особенность ее разреза. Они служат литологическим признаком несогласного залегания пород джеспилитовой формации на породах подстилающей метабазитовой серии, а также указывают на несогласия и перерывы в осадконакоплении, проявившиеся внутри джеспилитовой формации.

Следует отметить, что в других участках Криворожско-Кременчугского синклинория пока не установлены внутриформационные несогласия.

Наличие песчанико-конгломератовых пластов не только в основании, но и в середине джеспилитовой формации свидетельствует о существовании по меньшей мере двух перерывов в осадконакоплении, о проявлении двух осадочно-тектонических циклов в период образования осадков этой формации.

Вторая важная особенность джеспилитовой формации Кременчугского района — широкое развитие в ее толщах не только ультрабазитов (тальковых сланцев), но и метаморфизованных эффузивных пород основного состава, а также туфокластических пород.

Амфиболиты в толщах джеспилитовой формации известны в Кременчугской полосе, в западном крыле Горишнеплавнинской синклинали (скв. 808), и в Омельникской синклинали, в ее восточном борту (скв. 932).

Альбитовые туффиты обнаружены в Кременчугской полосе, на площади разведанного Горишнеплавнинского железорудного месторождения, где они образуют полуметровые пропластки среди сидерито-магнетитовых железистых роговиков и сланцев.

Третьей отличительной чертой джеспилитовой формации Кременчугского района является наличие джеспилитов и богатых железных руд не только в восточных полосах развития метаморфических пород (таких, как Кременчугская), но и в так называемых западно-криворожских полосах, к которым относится, в частности, Омельникская полоса метаморфических пород. Здесь скв. 887 перебурен тридцатиметровый пласт тонкослоистых сине-краснополосчатых джеспилитов, содержащих

в своем составе магнетит, пластинчатый гематит (железную слюдку) и яшмовидный кварц с включениями эмульсоидов кровяно-красного гематита.

Четвертая специфическая и весьма важная особенность, не выявленная пока в других районах,— четко выраженная цикличность смены геохимических фаций, наличие окисных (гематито-магнетитовых), карбонатных (кварцево-сидеритових) и сульфидно-колчеданных железистых пород. Пласты колчеданов мощностью 4—5 *м* прослеживаются на несколько десятков километров через всю Кременчугскую полосу, в пределах Горишнеплавнинской и Галещинской синклиналей.

В разных складках Кременчугского района джеспилитовая формация несет на себе следы литолого-фациальных изменений и резко колеблется по мощности, причем в каждой полосе джеспилитовая формация имеет свои специфические особенности.

Кременчугская полоса. Джеспилитовая формация развита в трех складчатых структурах Кременчугской полосы: в двух синклиналях (Горишнеплавнинской и Галещинской), в Белановской антиклинали и на Криворудянском поперечном поднятии.

В синклиналях джеспилитовая формация характеризуется наибольшей мощностью (1500—2000 *м*); в антиклинали и на поперечном поднятии ее мощность сокращается до 300, а местами до 100 *м*.

Песчаники и конгломераты, развитые в основании и в средней части формации и фиксирующие несогласие отдельных толщ, залегают ингрессивно. Имея в синклиналях сто-двухсотметровую мощность, в антиклинали и на поперечном поднятии они уменьшаются по мощности и фациально выклиниваются.

Резкое уменьшение мощности, а иногда и полное выклинивание в своде антиклинали наблюдается в сланцевых и железистых пластах, причем в последних джеспилиты фациально замещаются силикатно-железистыми роговиками и сланцами.

Криворожская серия Кременчугской полосы имеет большую мощность (1500—2000 *м*) и содержит множество мощных железистых пластов (100—200 *м*), составляющих главную промышленную ценность всей полосы. Конгломерато-песчаниковый пласт, расположенный в середине серии, делит ее на две свиты примерно равной мощности. Свиты получили название первой и второй кременчугской (K_1 и K_2).

В свитах в свою очередь выделяются более мелкие стратиграфические подразделения — пачки и пласты. Всего в 1,5—2-километровой толще криворожской серии насчитывается 17 пачек мощностью 80—150 *м* каждая. Разрезы пачек начинаются снизу песчаниковыми или сланцевыми пластами: середины их занимают железистые пласты разного состава.

Различается три типа железистых пластов: 1) роговиково-джеспилитовые, сложенные тонкополосчатыми магнетитовыми и гематито-маг-

нетитовыми роговиками и джеспилитами; 2) сидерито-роговиковые, сложенные грубополосчатыми сидерито-магнетитовыми и куммингтонито-магнетитовыми роговиками и 3) серноколчеданные железистые, сложенные грубополосчатыми и массивными колчеданами.

Наиболее распространены в толщах саксаганской серии роговиково-джеспилитовые железистые пласты. Слагающие их роговики и джеспилиты представляют собой легко обогатимые бедные железные руды. В их минеральном составе главными являются магнетит и кварц; среднее содержание железа равно 35—36% (табл. 8, ан. *1, 2*).

Таблица 8

Химические анализы главнейших типов пород джеспилитовой формации Кременчугского района*

Компонент	*1*	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*	*7*	*8*	*9*
SiO_2	48,82	42,56	47,52	49,75	21,10	46,82	47,25	38,08	56,70
Al_2O_3	0,40	0,93	3,60	2,39	4,85	16,13	7,58	2,61	23,93
Fe_2O_3	35,42	38,51	10,42	10,87	7,11	3,41	1,41	1,40	3,36
FeO	13,98	13,79	20,82	18,84		11,78	7,46	7,68	1,29
MgO	3,22	0,91	1,83	2,43	2,29	4,57	27,74	28,50	2,75
CaO	—	—	—	—	—	8,82	0,56	3,22	1,30
CO_2	1,70	1,96	12,45	11,36	3,00	0,35	7,99	18,17	2,22
$S_{сульф}$	—	—	—	—	31,00	—	—	—	—

* *1* и *2* — магнетитовые джеспилиты окисной фации, *3* и *4* — сидеритовые роговики карбонатной фации, *5* — колчеданы, *6* — амфиболит, *7* — хлорито-тальковые сланцы, *8* — карбонатно-тальковые сланцы, *9* — сланцы филлитовые кварцево-серицитовые.

Разведанные в Кременчугской полосе Горишнеплавнинское и Еристовское месторождения с запасами бедных руд около 2 млрд. *т* представлены мощными железистыми пластами первого типа.

Сидерито-магнетитовые и куммингтонито-магнетитовые грубополосчатые роговики образуют пласты мощностью 100—300 *м*. По сравнению с магнетитовыми роговиками и джеспилитами они содержат валового железа меньше процентов на десять, в среднем 26—27%. Несмотря на это, они представляют собой ценное минеральное сырье, являясь комплексными железо-редкометальными рудами.

Серноколчеданные железистые породы с высоким содержанием серы (30—31%, табл. 8, ан. *5*) могут рассматриваться как сырье для сернокислотного производства. Кондиционные мощности пластов (10—15 *м*) и расположенные рядом действующие железорудные карьеры резко улучшают горнотехнические условия этого полезного ископаемого.

Сланцевые пласты саксаганской серии, перемежающиеся с железистыми пластами, включают несколько петрографических разностей пород. Здесь встречаются хлоритовые и слюдяные, куммингтонитовые и гранатовые, серицитовые и углистые сланцы. Первые четыре разности сланцев обычно содержат подчиненные полоски и пропластки железистых роговиков. В серицитовых сланцах встречаются полоски и пропластки песчаников бластоалевритовой и бластопсаммитовой структуры. Мощность сланцевых пластов 15—30 до 100 *м*.

Песчаниковые пласты сложены песчаниками и конгломератами, среди которых по структурным признакам выделяются алевритовые, псаммитовые и псефитовые, а по составу — полимиктовые, аркозовые, кварцево-слюдяные разности. Мощность песчаниковых пластов 10—40 до 200 *м*.

Довольно разнообразны туфо-эффузивные породы. Кроме тальковых сланцев нижней свиты здесь обнаружены амфиболиты и туффиты, перемежающиеся с железистыми и сланцевыми пластами.

Биотитовые амфиболиты и переслаивающиеся с ними амфиболо-биотитовые сланцы встречены скв. 808 в западном крыле Горишнеплавнинской синклинали в железистом пласте грубополосчатых сидерито-магнетитовых роговиков.

Туффиты обнаружены среди сидерито-магнетитовых и куммингтонито-магнетитовых роговиков на юге Кременчугской полосы в замке Горишнеплавнинской синклинали. Сложены они обломками альбита с сидерито-куммингтонитовым цементом.

В заключение следует указать на большие возможности прироста запасов железных руд в Кременчугской полосе. Здесь имеются еще неразведанные крупные месторождения легко обогатимых магнетитовых роговиков и джеспилитов (так называемых бедных железных руд), пригодных для открытой разработки. Крупнейшие из них — Белановское и Прядковское.

Белановское месторождение находится в средней части Кременчугской полосы. В пределах месторождения пласт бедных железных руд имеет мощность 600—800 *м* и протяженность 4—5 *км*. Руды представлены магнетитовыми роговиками и джеспилитами с содержанием железа 35—36% и сидерито-магнетитовыми роговиками с содержанием валового железа 26—27% (см. табл. 8). Высокожелезистые роговики и джеспилиты занимают четвертую часть рудной массы. Геологические запасы руд составляют 3 млрд. *т* до глубины 500 *м* от дневной поверхности. Глубина вскрыши при карьерной разработке будет равна 80—100 *м*.

Прядковское месторождение бедных железных руд примыкает с севера к разведанному Горишнеплавнинскому. Находится оно в тех же горнотехнических условиях, что и соседнее месторождение. Глубина за-

легания руд под осадочными породами составляет 30—50 м. Средняя мощность рудного пласта — 200 *м*, протяженность — 6 *км*. Руды представлены маложелезистыми сидерито-куммингтонито-магнетитовыми разностями.

Успеновская полоса. В своем северном окончании (Кременчугский район) эта полоса характеризуется малой мощностью джеспилитовой формации (50—130 *м*). Формация сложена в основном железистыми роговиками и сланцами разного состава, причем последние составляют более двух третей общей мощности.

Толщи джеспилитовой формации местами имеют четкие стратиграфические контакты с подстилающей метабазитовой и покрывающей ритмической сланцевой формациями. В ряде случаев осадочно-вулканогенные толщи прорваны гранитами и нижняя граница формации проявляется в виде сложных активных контактов с гранитными массивами антиклиналей.

Сводный геологический разрез саксаганской серии в северном конце Успеновской полосы имеет такой вид (по данным скважин двух профилей):

	м
Сланцы кварцево-слюдяные и хлоритовые с пропластками железистых роговиков в основании разреза	12—20
Железистый пласт: роговики магнетитовые с пропластками гранато-хлоритовых и гранато-амфиболо-биотитовых сланцев, джеспилиты магнетитовые краснополосчатые	22—30
Сланцевый пласт: сланцы филлитовидные, кварцево-слюдяные с гранатом, гранато-хлоритовые и гранато-куммингтонитовые с магнетитом	60—65
Тальковый пласт: сланцы карбонатно-тальковые, жедрито-тальковые и кварцево-слюдяные с гранатом и ставролитом	15—30

Омельникская полоса имеет стопятидесятиметровую толщу джеспилитовой формации, простирающуюся на 12 *км* с севера на юг. Вскрыта она всего лишь одним профилем скважин с полным перекрытым пересечением разреза (см. рис. 7).

Криворожская серия подстилается зеленокаменными породами метабазитовой формации и покрывается метаморфическими породами ингулецкой серии. Таким образом, криворожская серия в Омельникской полосе имеет нижний и верхний стратиграфические контакты.

Джеспилитовая формация представлена в Омельникской полосе такими породами (сверху вниз):

	м
Сланцы слюдяно-хлоритовые и гранато-хлоритовые с прослоями малорудных роговиков в основании	22
Роговики магнетитовые с хлоритом и куммингтонитом	12
Джеспилиты тонкослоистые сине-краснополосчатые	30

Роговики магнетитовые с пропластками хлорито-магнетитовых роговиков и сланцев в основании	16
Сланцы гранато-хлоритовые и гранато-магнетито-куммингтонитовые с пропластками малорудных роговиков	18
Роговики слюдяно-амфиболо-магнетитовые	14
Сланцы слюдяно-гранато-хлоритовые	8
Сланцы хлорито-тальковые и карбонато-хлорито-тальковые	5
Сланцы кварцево-серицитовые, филлитовидные, с прослоями псаммито-песчаника	9

Мы не имеем возможности охарактеризовать минеральный состав и петрографические особенности всех разновидностей пород джеспилитовой формации, развитых в трех структурных полосах Кременчугского района. Ограничимся лишь тем, что приведем химические анализы главнейших типов железистых и других пород Кременчугской полосы с учетом их фациальной принадлежности (см. табл. 8). Эти анализы показывают содержание полезных компонентов в породах (железо, сера и др.) и различие пород между собой, а также резкое отличие от пород подстилающей метабазитовой и покрывающей ритмической сланцевой формаций.

Если в породах метабазитовой серии преобладающими химическими элементами, по подсчетам молекулярных количеств, были магний, кальций и железо, то в породах джеспилитовой формации резко преобладающим элементом является железо. Формула химических коэффициентов, по классификации Н. П. Семененко, для джеспилитовой формации имеет вид: F>M>C>A.

Кварцево-серицитовые сланцы криворожской серии использовались для определения абсолютного возраста седиментации и метаморфизма пород. Полученные цифры (табл. 9) показывают протерозойский возраст джеспилитовой формации (1800—1820 млн. лет).

Таблица 9

Абсолютный возраст пород джеспилитовой формации Кременчугского района
(по данным Б. Б. Зайдис)

Местонахождение образца	Порода	K, %	$Ar^{40} \cdot 10^{-7}$, *г/г*	Возраст, млн. лет
Горишнеплавнинская синклиналь, саксаганская серия, скв. 725, глубина 191 *м*	Филлит	5,15	10,769	1820
Галещинская синклиналь, саксаганская серия, скв. V, глубина 260 *м*	Филлит	5,12	10,430	1800

Ингулецкая серия (ритмическая формация)

На участках со слабым метаморфизмом пород эта серия представлена конгломератами, песчаниками, углисто-глинистыми и известково-глинистыми сланцами, кремнистыми кварцитами и кремнистыми доломитами.

Интенсивно метаморфизованные участки сложены конгломератами, песчаниками, графитовыми, кианито-силлиманитовыми и гранато-слюдяными гнейсами, диопсидо-волластонитовыми и диопсидо-тремолитовыми породами, кремнистыми кварцитами и доломитами. Слабо метаморфизованные и сильно метаморфизованные породы этой формации встречаются также в виде ксенолитов среди мигматитов и гранитов, развитых в толщах ритмической сланцевой формации.

Кременчугская полоса составляет ту характерную особенность Кременчугского района, которая отличает его от соседнего Правобережного района и отождествляет с Кривбассом. Подобно Саксаганской полосе Криворожья она содержит мощные толщи осадочно-вулканогенных формаций, из которых ритмическая сланцевая формация почти на всем протяжении полосы имеет мощность 600—800 *м*, а подстилающая джеспилитовая — 1500—2000 *м*.

Ритмическая сланцевая формация развита в Горишнеплавнинской и Галещинской синклиналях. Представлена она перемежающимися пластами терригенных пород и химических осадков — кремнистых кварцитов и доломитов.

Снизу ингулецкая серия ограничена стратиграфическим контактом с породами джеспилитовой формации, сверху она контактирует по разломам с породами метабазитовой серии и развитыми в ней телами гранитов.

Стратиграфическая колонка ингулецкой серии в пределах Кременчугской полосы имеет такой сводный разрез:

	м
Песчаниковый пласт: песчаники аркозовые кварцевые и кварцево-слюдяные	25—32
Сланцевый пласт: сланцы и песчаники кварцево-серицитовые	28—33
Доломитовый пласт: доломиты кремнистые с пропластками кремнистых кварцитов, кварцево-глинистых и углисто-глинистых сланцев	25—30 до 200—300
Сланцевый пласт: сланцы и песчаники кварцево-слюдяные и углисто-глинистые	10—45
Песчаниковый пласт: песчаники кварцево-слюдяные, кварцевые, аркозовые и полимиктовые	10—45
Сланцевый пласт: сланцы кварцево-слюдяные и углисто-глинистые с пропластками кремнистых кварцитов и кремнистых доломитов	20—45
Кварцитовый пласт: кварциты кремнистые с пропластками углисто-глинистых сланцев и кремнистых доломитов в контактных зонах	25—40 до 90—130

Сланцевый пласт: сланцы кварцево-слюдяные и углисто-глинистые	4—5 до 30
Песчаниковый пласт: конгломераты и песчаники полимиктовые, песчаники кварцево-слюдяные, кварцевые и аркозовые	18—27 до 78—100

Важной литологической особенностью характеризуется базальный песчаниковый пласт ингулецкой серии. Он залегает не плащеобразно, а ингрессивно.

В Галещинской и Горишнеплавнинской синклиналях конгломераты и песчаники базального пласта имеют самую большую мощность — 70—100 *м*. В Белановской антиклинали и на Криворудянском поперечном поднятии в районе Еристовского железорудного месторождения мощность песчаникового пласта резко уменьшается, а местами он полностью фациально выклинивается. Так же ведет себя и вышележащий сланцевый пласт. Вследствие этого кремнистые кварциты ингулецкой серии залегают на железистых роговиках и сланцах джеспилитовой формации. Такие случаи ингрессивного залегания кремнистых кварцитов на железистых роговиках известны также в Криворожье, на территории Южного района.

Успеновская полоса представлена в Кременчугском районе своим северным окончанием, протягивающимся на левобережье Днепра более чем на 10 *км*.

Ингулецкая серия здесь включает толщу осадочно-метаморфических пород мощностью 80—120 *м*. Как и в Кременчугской полосе, в основании она имеет стратиграфический контакт с породами джеспилитовой формации, а вверху ограничивается по разлому породами самой ранней метабазитовой формации и развитыми в ее толщах гранитами.

Разрез ритмической сланцевой формации Успеновской полосы в общих чертах сходен с кременчугским. Разница состоит только в большей степени метаморфизма пород. В Успеновке ингулецкая серия не содержит глинистых и углистых сланцев. Вместо них широко развиты гранатовые, ставролитовые, дистено-андалузитовые сланцы, кремнистые кварциты и доломиты.

Сводный стратиграфический разрез ритмической сланцевой формации Успеновской полосы таков:

	м
Сланцевый пласт: сланцы гранато-ставролитовые	более 10
Доломитовый пласт: кремнистые доломиты с пропластками графито-биотитовых и гранато-ставролитовых сланцев	42—48
Сланцевый пласт: сланцы гранато-ставролитовые, графито-флогопитовые и ставролито-дистено-андалузитовые	18—25
Кварцитовый пласт: кварциты кремнистые с дистеном и андалузитом, с пропластками ставролитовых и углистых сланцев	20—25
Сланцевый пласт: сланцы черные графито-гранато-слюдяные с пропластками и линзами псаммито-песчаников в основании . . .	18—20

В Успеновской полосе плохо выражен базальный пласт конгломератов и песчаников. Объясняется это ингрессивным залеганием базальных пород ингулецкой серии и их фациальным выклиниванием по простиранию.

Омельникская полоса характеризуется наиболее высоким метаморфизмом пород ингулецкой серии. Доминирующее положение в ее составе занимают гнейсы, перемежающиеся с ними белые кварциты и кремнистые доломиты. Сланцы встречены лишь вблизи контакта с породами подстилающей саксаганской серии.

Вскрытый скважинами разрез ингулецкой серии имеет такую последовательность залегания пород сверху вниз:

	м
Гнейсы биотитовые, гранато-биотитовые и гранато-тремолито-биотитовые	более 30
Кремнистые доломиты и диопсидо-тремолитовые породы	12—16
Гнейсы биотитовые с гранатом	25—28
Кварциты кремнистые с пропластками графитовых гнейсов, кварцево-биотитовых микрогнейсов и гранато-ставролитовых сланцев	20—25
Гнейсы биотитовые и графито-флогопитовые, микрогнейсы и сланцы серицито-биотитовые со ставролитом и алевритовым кварцем	30—35

Как показывает приведенный разрез, для ингулецкой серии Омельникской полосы, также как для Успеновки и Еристовского участка Кременчугской полосы, характерно почти полное выпадение базальных грубообломочных и песчанистых пород.

В Успеновской и Омельникской полосах устанавливаются в нижнем сланцевом пласте лишь ничтожные (по 1—2 *м* мощностью) пропластки и линзы алеврито- и псаммито-песчаников.

Из пород, слагающих ингулецкую серию, наиболее интересными с точки зрения использования в народном хозяйстве являются кремнистые кварциты, доломиты и дистено-андалузитовые породы Успеновской полосы: первые — в качестве динасового сырья, вторые — для получения магния и как флюсовый материал для агломерационных фабрик Криворожских ГОКов, а третьи — в качестве огнеупоров.

Кремнистые кварциты — плотные афанитовые породы массивной и неяснополосчатой текстуры, сложены в основном мелкими полигональными зернами кварца размером 0,04—0,005 *мм*. В качестве второстепенных и акцессорных минералов в них содержатся красный гематит, бурый железняк, хлорит, карбонаты, серицит, магнетит, пирит, а в более метаморфизованных разностях — магнетит, слюды, ставролит, андалузит и графит.

В химическом составе кремнистых кварцитов двуокись кремния составляет 80—95%. Остальная часть — глинозем, окислы железа, магния и кальция (см. табл. 8).

Кремнистые доломиты Кременчугской и Успеновской полос представляют собой тонкокристаллические полосчатые и массивные породы светлой окраски. Доломиты Омельникской полосы напоминают мрамор. Это средне- и крупнозернистые светло-серые породы массивной текстуры. Главный породообразующий минерал их — доломит, акцессории — кварц, гидрослюды, графитит, пирит, магнетит, иногда биотит.

В химическом составе доломитов сумма MgO, CaO и CO_2 составляет 80—90%, остальную часть слагают окислы глинозема и железа (табл. 10).

Таблица 10

Химические анализы кварцитов и доломитов ингулецкой серии Кременчугского района*

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	79,48	60,60	79,52	73,70	95,62	14,44	4,38
Al_2O_3	2,87	3,26	3,71	3,45	0,75	1,76	0,99
Fe_2O_3	7,39	0,59	5,81	4,30	0,72	1,49	1,34
FeO	1,20	1,05	2,26	1,05	0,69	1,47	1,61
MgO	1,52	7,02	1,73	3,50	0,76	14,32	18,00
CaO	1,80	10,0	2,40	5,00	0,25	28,50	29,12
CO_2	2,54	15,00	2,27	6,50	0,68	36,20	42,10

* *1—5* — кремнистые кварциты, *6—7* — доломиты.

Расчеты молекулярных количеств отдельных окислов в приведенных здесь и других имеющихся анализах кварцитов и доломитов Кременчугского района указывают на преобладание в этих породах коэффициента известково-щелочности над другими химическими коэффициентами; формула отношений между химическими коэффициентами, по классификации Н. П. Семененко, для хемогенно-осадочных метаморфических пород ингулецкой серии имеет такой вид:

$$C > M > F \geqslant A.$$

ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ

В основу определения геосинклинальных формаций положены теоретические разработки Н. С. Шатского, В. В. Белоусова, Ю. А. Жемчужникова и других советских ученых. Под формацией понимаются естественно-исторические комплексы пород, отвечающие определенным структурно-фациальным зонам геосинклинальной системы и определенным

этапам ее развития. Формация включает парагенетически связанные слои, толщи и фации, образующие полициклические и полифациальные ряды.

Докембрийские формации Кременчугского района совместно с интрузивными гранитами образуют складчатую зону Криворожско-Кременчугского синклинория. Здесь выделяются метабазитовая, джеспилитовая и ритмическая сланцевая осадочно-вулканогенные формации, сложенные метаморфизованными эффузивами, туфами и хемогенно-терригенными осадками.

Разрезы формаций очень сложны. Одни характеризуются полициклическим чередованием эффузивных и осадочных метаморфических образований, другие имеют четко выраженные полифациальные ряды метаморфизованных хемогенно-терригенных осадков.

Между собой формации строго разграничены стратиграфическими контактами, выражением которых служат пласты базальных конгломератов и песчаников, поверхности размыва и четко выраженные признаки несогласного залегания пород.

Кроме общих черт, каждая формация имеет характерные, только ей свойственные особенности состава, степени распространения, геолого-структурного положения, метаморфизма и рудоносности.

Метабазитовая формация представляет собой полициклическую толщу переслаивания метаморфизованных эффузивных и осадочных пород с подавляющим преобладанием эффузивов. Ортопороды этой формации в петрохимическом отношении характеризуются почти равным молекулярным содержанием магния, железа, кальция и глинозема, с небольшим преимуществом магния. Формула отношений коэффициентов Н. П. Семененко для этой формации имеет вид $M \geqslant F \geqslant C \geqslant A$.

На территории Кременчугского района породы метабазитовой формации распространены повсеместно и сравнительно равномерно.

На отдельных участках они образуют длинные полосы и мощные толщи метабазитов; на остальной территории представлены большим количеством ксенолитов разной величины. Крупные и мелкие ксенолиты метабазитов в гранитах известны во всех обнажениях и карьерах района, а также встречены в скважинах.

Толщи метабазитовой формации участвуют в строении складчатых форм обоих знаков. В синклиналях они сохранились лучше, в виде крупных вытянутых полос большой мощности с развитием в них слабометаморфизованных сланцев и роговиков. В антиклиналях толщи сильно расчленены гранитами на отдельные тела и мелкие ксенолиты гнейсов и амфиболитов.

Для метабазитовой формации характерна брахиформная складчатость, частая изменчивость простирания с субмеридионального на северо-западное, северо-восточное и широтное.

Широкое распространение и одинаковое участие метабазитов в строении синклиналей и антиклиналей указывают на независимость первичного накопления толщ этой формации от наблюдаемых складчатых структур. На основании этого можно предполагать, что метабазитовая формация накапливалась в условиях равномерно прогибавшейся, тектонически слабо дифференцированной территории, в пределах которой складчатые структуры, очевидно, только зарождались.

Лишь под влиянием последующих этапов складкообразования и длительного роста антиклиналей метабазитовая формация в сводах складок была деформирована, расчленена и в значительной степени ассимилирована многократными интрузиями гранитов. Этим и объясняется высокий метаморфизм пород формации, сложенной в основном гнейсами и амфиболитами, а также ее отличие от джеспилитовой и ритмической формаций, представленных преимущественно сланцами и роговиками.

Рудоносность метабазитовой формации, как и ее состав, в деталях еще не изучены. Обнаруженные в ее толщах рудопроявления свидетельствуют о том, что она является благоприятной средой для вторичного рудонакопления. Здесь выявлены рудопроявления вольфрама, молибдена и серный колчедан, связанные с зонами окварцевания, эпидотизации, карбонатизации и пропилитизации метабазитов, ультрабазитов и жильных гранитов.

Кроме этого, очевидно, имеются предпосылки для обнаружения медноколчеданного оруденения, сульфидного никеля и кобальта, свойственных аналогичным формациям Кольского полуострова, Швеции и Норвегии. Повышенные кларки этих металлов отмечаются в каждой пробе метабазитов Кременчугского района.

Джеспилитовая формация является полифациальной толщей железисто-кремнистых и алюмосиликатных осадочно-метаморфических пород, содержащих подчиненные пласты эффузивов. В ней хорошо видны полифациальные ряды осадков разного порядка — микроритмы и мезоритмы.

В микроритмах циклический ряд представлен такими осадочными породами: псефиты — псаммиты — алевропелиты — железисто-кремнистые породы — алевропелиты — псаммиты. В мезоритмах наблюдается чередование геохимических фаций железисто-кремнистых осадков в такой циклической последовательности: окисная — карбонатная — сульфидная — карбонатная — окисная фации.

Железисто-кремнистые породы, составляющие основу джеспилитовой формации, характеризуются преобладанием железа над магнием, глиноземом и кальцием. Для них отношения химических коэффициентов следующие: $F > M > C > A$.

Распространение джеспилитовой формации имеет узко локальный

характер. Она развита только в синклиналях, мощность ее от десятков метров до 1—2 *км*. Колебания мощности тесно связаны с элементами синклинальных складок и всегда сопровождаются изменениями литолого-фациальных особенностей пород. Это свидетельствует о необращенной форме синклиналей, формировавшихся одновременно с осадконакоплением.

В антиклиналях толщи джеспилитовой формации, очевидно, фациально выклиниваются, и поэтому в них нигде не встречаются ксенолиты железистых роговиков и джеспилитов.

Джеспилитовая формация отличается от подстилающей метабазитовой разноплановостью структур. Первая участвует в строении брахискладчатого комплекса, вторая образует линейные синклинальные складки субмеридионального простирания с размахом крыла 1—5 *км*, длиной 20—50 *км*. Между формациями проходит региональное структурное несогласие.

Для джеспилитовой формации характерны слабо метаморфизованные сланцы и роговики, содержащие подчиненные пачки и участки гнейсов. Гнейсы обычно находятся в ассоциации с прорывающими гранитами. Этот факт, очевидно, свидетельствует о слабой интрузивной деятельности криворожского тектоно-магматического цикла на территории Кременчугского района.

Из осадочно-вулканогенных формаций джеспилитовая наиболее рудоносна. С нею связаны богатые железные руды криворожского типа и огромные запасы легко обогатимых железистых роговиков. Кроме железных руд, она содержит цветные металлы, тальковые породы и колчеданы.

Следующая в разрезе ритмическая (доломитовая) формация, как и джеспилитовая, представлена полифациальной толщей осадочно-метаморфических пород. В ней кремнистые и известково-карбонатные хемогенные породы чередуются с терригенно-метаморфическими сланцами, песчаниками и конгломератами, причем хорошо видно полифациальные ряды осадков разного порядка — микроритмы и мезоритмы.

Микроритмы обусловлены механической осадочной дифференциацией терригенных осадков и цикличностью их во времени. Представлены они таким рядом: псефиты — псаммиты — алевропелиты — кремнистые породы — алевропелиты — псаммиты.

Возникновение полифациальных мезоритмов связано с проявлением химической осадочной дифференциации и сменой во времени геохимических фаций в такой последовательности: окисная — карбонатная — окисная.

Доломиты и сливные кварциты создают облик ритмической формации и составляют ее главную геохимическую особенность. Кварциты при-

надлежат к окисной геохимической фации, доломиты — карбонатной. Характеризуются они формулой коэффициентов: C>M>F>A.

Тектоническое положение и распространение этих пород аналогично джеспилитовой формации. Находясь только в синклиналях, они образуют на поверхности узкие вытянутые полосы субмеридионального простирания.

В синклиналях при переходах от крыльев к замкам или поперечным поднятиям меняются мощности и литолого-фациальные особенности пород ритмической формации. Этим подчеркивается необращенный характер линейных синклиналей, сложенных породами джеспилитовой и ритмической формаций.

Весьма слабый метаморфизм пород отличает ритмическую формацию от подстилающих джеспилитовой и метабазитовой. Наиболее развиты в ней обычные глинистые и графитовые сланцы, песчаники и доломиты. Подчиненное значение имеют гнейсы и скарновые участки доломитов.

Полезными ископаемыми эта формация небогата. В народном хозяйстве, очевидно, могут быть использованы андалузито-дистеновые сланцы и кварциты Успеновской полосы, а также доломиты Успеновки и Еристовского месторождения.

Приведенный краткий анализ геосинклинальных формаций дает возможность хотя бы в самых общих чертах выяснить сложные условия образования формаций и историю развития подвижной зоны.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Для очерка по истории геологического развития протерозойской подвижной зоны Кременчугского района в последнее время собран необходимый материал. В работах автора (1964—1965 гг.) обобщены результаты формационного и геотектонического анализов суперкрустального комплекса; проведены анализы мощностей и литолого-фациальных особенностей пород; выделены трансгрессивные и регрессивные ряды, образующие ритмы осадков разного порядка; изучены несогласия и зоны размыва подстилающих толщ; определен абсолютный возраст метаморфических и магматических пород.

Данные проведенных исследований позволяют отнести осадочно-вулканогенные метаморфические формации района к геосинклинальным образованиям складчатой области.

Как показывают формационный и геотектонический анализы, подвижная зона в пределах района развивалась сложно, многоэтапно, в определенном направлении. Тектоническое развитие шло от простых складок, зарождавшихся в период образования метабазитовой формации,

через промежуточные формы периода формирования джеспилитовой формации к сложным складчатым системам периода седиментации ритмической формации. При этом менялся и состав формаций — от простой метабазитовой двучленного строения к полифациальным и сложно ритмическим джеспилитовой и доломитовой формациям.

Анализ состава формаций позволяет проследить изменение процессов вулканизма и осадконакопления в развивавшейся подвижной зоне. Преимущественно эффузивная, метабазитовая формация сменяется во времени (в разрезе) промежуточной по составу джеспилитовой и, наконец, существенно осадочной ритмической формацией. Породы этих формаций резко отличаются петрохимически. По преобладанию химических коэффициентов их ряд можно записать так: магнезиальная — железистая — известковая. Ряд этот наглядно отражает качественную сторону вулканогенно-осадочного процесса.

Ритмичность толщ, несогласия и перерывы в отложениях помогают расшифровать тектонический режим осадконакопления каждой формации. При этом большое значение имеет выявленная автором (1964) ритмичность разного масштаба, обусловленная сложным режимом колебательных движений подвижной зоны. Среди последних выделяются простейшие — слоеобразующие и более значительные, сложные колебания, обусловившие формирование рядов и циклов геохимических железистых фаций. Фациеобразующие колебания сопровождаются и завершаются межформационными фазами складкообразования, которые сопровождаются перерывами в отложениях и несогласием.

Тесно связанные с тектоникой значительные градиенты мощностей, сопровождаемые изменениями литолого-фациальных особенностей пород в верхних двух формациях, свидетельствуют о длительности образования складчатого комплекса — в течение всего существования геосинклинальной области.

Глава III

ГЕОЛОГИЯ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ ЧЕРТОМЛЫКСКО-СОЛЕНОВСКОГО РАЙОНА

Чертомлыкско-Соленовский район развития осадочно-вулканогенных пород входит в состав Никопольского и Апостоловского административных районов Днепропетровской области УССР. Площадь его составляет около 2700 *км*². Располагается он между реками Желтенькой на западе и Малой Каменкой на востоке. Кроме этих рек, на территории района протекают Базавлук, Соленая, Чертомлык со сложной системой балок. Все они являются правыми притоками Днепра.

До 1925 г. в работах различных авторов (В. А. Домгер, Н. О. Коцовский, Н. А. Соколов, Е. С. Федоров, П. И. Покровский, Н. И. Каракаш) приводятся отрывочные сведения о кристаллических породах района. С 1925 г. начались планомерные геологосъемочные, поисковые и геофизические работы, которыми до войны занимались С. Г. Буренин и Ю. И. Фрейвальд (1925), Н. Н. Трубятчинский (1929), В. А. Бойко (1933), И. С. Педан (1934), П. И. Горбунова и С. Г. Вишняков (1936—1939), В. Н. Гладкий и К. И. Тимофеев (1938—1939), С. П. Родионов (1940—1941).

С 1945 г. возобновились геологические исследования, прерванные войной. Были проведены большие поисково-разведочные работы на марганцевые руды, бурые угли, строительные материалы, бокситы, силикатные никелевые и железные природнолегированные никелем, кобальтом и хромом руды коры выветривания ультраосновных пород, железистые роговики (бедные железные руды) и пр. Параллельно с названным работами производились геологическая и геофизическая съемки разных масштабов, выполненные И. С. Усенко, Г. Г. Зацерковнюк (1945), Г. К. Кужеловым (1945—1950), П. И. Ливановым (1947), Ю. Б. Бассом, К. И. Тимофеевым и др. (1948), И. И. Усенко и К. М. Грицюк (1949), В. И. Андрухом (1949), К. Ф. Тяпкиным (1951), Е. А. Безнер, А. А. Зайцевым и др. (1955).

К 1955 г. по территории Криворожского железорудного и Никопольского марганцеворудного бассейнов был накоплен огромный материал, полученный при поисках и разведке раличных полезных ископаемых, а также при геологических съемках по долинам рек и балок.

Однако большие водораздельные пространства не были изучены и оставались своего рода «белыми пятнами». Для составления геологической основы территории Никополь-Криворожской провинции по решению бывшего Украинского геологического управления Южно-Украинская экспедиция начала комплексную съемку. С 1955 г. геологи А. Г. Виногродский, Н. Ф. Поддубный, Б. Т. Осадчий, С. Т. Мазалова, И. Е. Сторожук, Г. М. Карпов, В. Ф. Киктенко и Д. Ф. Володин полностью засняли территорию района. В отличие от предыдущих, геологические съемки 1955—1959 гг. сопровождались бурением, был использован не обобщавшийся ранее керновый материал по другим видам геологических работ, а также данные геофизических исследований. Все это дало возможность авторам съемки впервые для территории нашего района составить карты: геолого-петрографические, рельефа кристаллических пород, коры выветривания и др.

Наибольший интерес представляют для нас съемочные работы, проведенные непосредственно на территории Чертомлыкско-Соленовского района геологом А. Г. Виногродским (1956, 1960) и их результаты. Он впервые назвал осадочно-вулканогенными породы Чертомлыкско-Соленовского района, среди которых выделен целый ряд метаморфических образований: кварцевые кератофиры, двуслюдяные сланцы, кварцево-серицитовые и кварцево-хлоритовые сланцы, слюдисто-хлорито-плагиоклазово-кварцевые породы, амфиболо-плагиоклазовые породы и др. Автор отмечает, что амфиболиты сравнительно ограниченно распространены и приурочены в основном к периферии района. Биотитовые парагнейсы, описанные ранее по р. Базавлуку и в других местах района, представляют собой типичные полосчатые мигматиты плагиогранита, так называемые артериты. Ультраосновные породы района — это трещинные платформенные интрузии.

Недостатком проведенных работ явилось то, что на геолого-петрографической карте не были расчленены метаморфические породы, не был выяснен их генезис, не показаны структурно-тектонические особенности участков распространения метаморфических пород, необоснованно увеличена площадь гранитов и мигматитов за счет осадочно-вулканогенных образований.

Начиная с 1939 г. территорию района систематически изучает И. С. Усенко. Результаты его исследований были опубликованы в серии статей и монографий (1946—1965). В этих работах были освещены петрография амфиболитов, ультрабазитов, диабазов, гранитов и мигматитов района, их залегание, стратиграфическое положение, генезис, структура и тектоника района, вопросы практического использования основных пород для нужд каменнолитейного производства и др.

Много лет проводит свои научные работы в описываемом районе Н. П. Семененко (1949, 1957, 1959, 1964). Им установлены широко

распространенные по Базавлуку круто погружающиеся структуры, возникающие вследствие поперечных деформаций круто поставленных пород, в связи с чем происходят расслоения, поперечные изгибы и внедрения мигматитов как послойные, так и секущие. Под влиянием этих дислокаций субмеридионально простирающаяся полоса метаморфических пород претерпевает крупные крутые поперечные изгибы и в южной части имеет субширотное простирание.

Автор данной главы изучает геологию района с 1957 г. В ряде статей (1962, 1963, 1963а, 1964, 1965) опубликовал результаты исследований по геологическому строению, петрографии, стратиграфии, абсолютной геохронологии и т. д.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Тектоника района

В геологическом строении района принимают участие кристаллические породы, их кора выветривания и осадочные образования неогена, палеогена и четвертичного периода. Докембрийский фундамент сложен комплексом осадочно-вулканогенных пород (различными гранитами и мигматитами, дайковыми диабазами и ультрабазитами). Кора выветривания имеет мощность 20—30 *м*, но иногда достигает 100—150 *м*. Осадочный покров составляет 20—40 *м*.

Поверхность кристаллических пород характеризуется общим наклоном к югу, в сторону Причерноморской впадины. В северной части района она поднимается значительно выше уровня базиса эрозии, вследствие чего в большинстве долин, балок и рек образуются хорошие обнажения. Такая локализация обнажений, несмотря на наличие мелких скважин на водоразделах, при полном отсутствии обнажений на последних очень затрудняет изучение сложного геологического строения района. В южной части, примерно на широте Каховского водохранилища, кристаллическая основа уходит на значительную глубину под покров осадочных пород.

В кристаллическом фундаменте геолог А. Г. Виногродский отмечает два крупных выступа: на западе — по р. Базавлуку (выступ сложен токовскими гранитами, серыми плагиогранитами и их мигматитами) и на востоке — по р. Малой Каменке (выступ сложен серыми микроклино-плагиоклазовыми гранитами и их мигматитами, серыми плагиогранитами и их мигматитами и розово-серыми мигматитами). Оба выступа имеют субмеридиональное простирание. Пространство между ними занимает котловинообразное понижение, выполненное осадочно-вулканогенными породами.

Базавлукская складчатая зона, в южную часть которой входит Чертомлыкско-Соленовский район, простирается в субмеридиональном направлении в центральной части Украинского щита от г. Верхнеднепровска до Никополя в 40—50 *км* восточнее Криворожско-Кременчугской зоны.

На современном эрозионном срезе в Чертомлыкско-Соленовском складчатом районе (рис. 8) более или менее полно сохранились вулканогенно-осадочные формации, развитые в центре района в междуречье Соленой и Чертомлыка. На северо-западе и северо-востоке имеются реликтовые участки ранее развитых здесь синклинальных структур. Сводовые части антиклиналей, соединявшие синклинали в единую структуру и занимавшие верхние горизонты складчатого сооружения, теперь эродированы. В ядрах антиклиналей находятся граниты и мигматиты.

Исходя из сказанного, можно объединить все имеющиеся «реликты» (корни складчатых сооружений) в одну крупную геологическую структуру под названием Чертомлыкско-Соленовский синклинальный район.

Северо-западная группа «реликтовых» участков (Чемеринский, Новоивановский, Мариопольский и Лошкаревский) представлена телами амфиболитов различных размеров от 0,7 × 0,2 *км* до 16,0 × 5,0 *км*. Интересно отметить, что амфиболиты Чемеринского и Новоивановского участков имеют строго широтное простирание. На Мариопольском участке они испытывают поворот на северо-восток, а на Лошкаревском участке имеют меридиональное простирание.

Северо-восточная группа состоит из небольших тел амфиболитов Любимовского участка, вытянутых в меридиональном направлении (размер тел от 2,5 × 1,5 до 5,0 × 2,5 *км*), и крупного Орловского участка амфиболитов, не имеющего определенно выраженного простирания. Форма последнего треугольная, размер — 12,0 × 10,5 *км*.

Чертомлыкско-Соленовский синклинорий, расположенный в центре района, представляет собой крупный регион осадочно-вулканогенных пород площадью около 500 *км*^{2} и является главной структурой района. По отношению к Базавлукской складчатой зоне он выступает синклинальной структурой второго порядка северо-восточного простирания с общим размахом крыльев 15—18 *км*; эта структура осложнена рядом синклинальных и антиклинальных структур третьего порядка, а также тектоническими нарушениями.

У западной границы метаморфических толщ простирание пород почти широтное, далее на восток оно меняется на северо-восточное, а у северных границ района в долине р. Соленой — на меридиональное. В южной части поворот простирания пород к северу незначительный, на юго-восточной границе простирание пород широтное.

В крыльях Чертомлыкско-Соленовского синклинория залегают амфиболиты и апоспилиты, образующие как бы более высокометаморфизованную оторочку. Залегание амфиболитов крутое (45—80°), падение направлено к центру. Центральная часть синклинория сложена более слабо метаморфизованными породами осадочно-эффузивного комплекса: апокератофирами, кварцево-серицитовыми, кварцево-хлоритовыми сланцами, сложно переслаивающимися друг с другом. В ядре вновь появляются апоспилиты.

В Чертомлыкско-Соленовском синклинории выделяются следующие важнейшие структуры: Соленовская синклиналь, Кисличеватская антиклиналь, Чертомлыкская чешуя, на юге — Алексеевская и Грушевская чешуи. Чешуи отделены системой надвигов северо-восточного и широтного простираний.

Соленовская синклиналь является самым крупным сооружением в Чертомлыкско-Соленовском синклинории. Она представляет собой очень вытянутую брахискладку корытообразной формы с размахом крыльев на юге — 14 *км*, на севере — 5 *км*. Ось синклинали в южной части подверглась виргации, когда к первоначальному простиранию добавилось направление, близкое к широтному. В северной части складки, где простирание оси строго меридиональное, ось ундулирует на участке Марьино-Чистопольского поднятия и Чистополь-Александровского замыкания. Наибольшая видимая мощность пород, слагающих Соленовскую синклиналь, отмечается в южном замыкании. Здесь общая мощность составляет более 10 *км*, причем на долю верхней базавлукской серии приходится около 8 *км*. Западное крыло южной части Соленовской синклинали имеет полный разрез нижней и верхней базавлукской серии. Мощность нижней базавлукской серии здесь 8—9 *км* и к северу постоянно уменьшается до 1—4 *км*. Восточное крыло не повторяет полностью разрез западного крыла, так как в большей части его нет нижней базавлукской серии. Очевидно, эти породы были развиты в Кисличеватской антиклинали, а затем денудированы. Мощность пород верхней базавлукской серии на юге — до 5 *км*, на севере — 2—3 *км*. В центральной части Марьино-Чистопольского поднятия развиты в основном кварцево-хлоритовые и кварцево-серицитовые сланцы нижней железисто-роговиково-сланцевой свиты (соленовская сланцевая подсвита $Б_2^{1c}$ верхней базавлукской серии. Породы залегающих выше свит на этом участке видимо размыты. В северном замыкании Соленовской синклинали кристаллический фундамент на участке Чистополь — Александрополь несколько погружается. Здесь на породах нижней железисто-роговиково-сланцевой свиты ($Б_2^1$) верхней базавлукской серии залегают породы средней сланцево-вулканогенной свиты той же серии, представленные апотуфами, апоспилитами, апокератофирами.

Северо-западное крыло Соленовской синклинали разбито Александровско-Марьинским разломом, простирающимся на северо-восток 40°. Длина разлома около 20 *км*; затухает он у с. Марьино. По разлому внедрялись ультраосновные породы. Участок южного замыкания синклинали, где развиты породы нижней базавлукской серии, разбит системой параллельных широтных разломов и надвигов на две чешуи — Грушевскую (северную) и Алексеевскую (южную). На восточном окончании Алексеевской чешуи имеется ряд оперяющих надвигов, между которыми расположены мелкие чешуи, образованные породами нижней и верхней базавлукских серий.

Кисличеватское антиклинальное поднятие сложено амфиболитами нижней базавлукской серии, прорванными серыми плагиогранитами. Простирание антиклинали — северо-восток 65—70°. Мощность толщ амфиболитов составляет 500—2500 *м*.

На востоке с Кисличеватской антиклиналью граничит Чертомлыкская складчатая чешуя. Простирание ее между южным замыканием и с. Чкалово 60—70°, изменяющееся далее на северо-восточное 50°. Чертомлыкская чешуя представляла собой синклинальную асимметричную складку изоклинальной формы с хорошо развитым восточным крылом. Западное крыло срезано Северо-Восточным надвигом Кисличеватской антиклинали на Чертомлыкскую складку. Плоскость надвига фиксируется лишь по определенной стратиграфической последовательности пород, залегающих восточнее места контакта кварцево-серицитовых сланцев второй сланцевой подсвиты нижней базавлукской серии Чертомлыкской чешуи и амфиболитов Кисличеватской антиклинали, а непосредственно скважинами или обнажениями не вскрыта. В Чертомлыкской чешуе, как и в Соленовской синклинали, развиты породы нижней и верхней базавлукских серий. Здесь нет лишь верхней соленовской кератофиро-спилитовой свиты ($Б_2^3$) верхней базавлукской серии. Однако мощность отложений в Чертомлыкской чешуе значительно меньше, чем в Соленовской синклинали. Это уменьшение мощности свит, подсвит, пачек и пластов сопровождалось изменениями литолого-фациальных особенностей пород. По-видимому, в Чертомлыкской синклинали, отделенной от главной Соленовской синклинали Кисличеватским антиклинальным поднятием, были несколько иные условия осадконакопления, причем здесь, в верхней базавлукской серии, имела место интенсивная фумарольно-сольфатарная деятельность, которая привела к значительным накоплениям хемогенных осадков, образующих пять пластов железисто-кремнистых пород мощностью от 15 до 100 *м*. В Соленовской синклинали этим породам соответствуют отложения кварцево-хлоритовых и кварцево-серицитовых сланцев с редко встречающимися пропластками железисто-кремнистых пород (с. Чистополь). С Чертомлыкской чешуей граничат розово-серые мигматиты и

серые плагиограниты, отделенные от нее тектоническим швом — разломом Кужелова. Розово-серые мигматиты и серые плагиограниты образуют восточный выступ антиклинального характера.

Формирование синклиналей, выполненных метабазитовой серией соседнего Криворожско-Кременчугского синклинория и имеющих северо-западное простирание, происходило после образования Базавлукской складчатой зоны и отразилось на ней в виде наложенной системы складчатости северо-западного простирания (Н. П. Семененко, 1963). В Чертомлыкско-Соленовском районе можно выделить следующие (с северо-востока на юго-запад) поперечные перегибы, представленные: Орловско-Любимовской синклиналью, Дмитровско-Криничеватской антиклиналью, Чистопольской синклиналью, Чкалово-Марьинской антиклиналью, Екатериновской синклиналью, Токовским антиклинальным поднятием. Этот второй структурный план, наложенный на первоначальные структуры меридионального направления, изменил последние, придав им широтное и субширотное простирания. В связи с этим наблюдается резкое изменение простирания Чертомлыкской чешуи на севере, виргация оси Соленовской синклинали, вытянутость в широтном направлении шолоховских амфиболитов, Покровского и Восточного ответвлений Алексеевской чешуи. Очевидно, такая перестройка сказалась и на простираниях Чемеринского, Новоивановского и Мариопольского участков. На территории Чертомлыкско-Соленовского района, по данным ранее проведенных исследований и нашим наблюдениям, находится большое количество жил аплита, пегматита, даек диабаза и тел ультраосно́вных пород, приуроченность которых к определенным местам и направлениям говорит об их связи с разломами и зонами смятия кристаллических пород.

Указанные породы залегают по-разному. Жилы аплита, пегматита и дайки диабаза характеризуются прямолинейностью и четкостью очертаний, одинаковой мощностью на больших расстояниях и несогласованностью с элементами залегания вмещающих пород. Тела ультраосно́вных пород приурочены обычно к разломам, развитым в периферических частях складчатых структур. Они залегают более или менее согласно с вмещающими породами (разломы Перевизский и Грушевский) или несогласно (разлом Александровско-Марьинский). Для них характерна невыдержанность мощности как по простиранию, так и по падению, частое выклинивание и четковидность.

В северо-западной части района, в обнажениях по рекам Базавлуку и Базавлучку, встречается большое количество даек диабазов субширотного и субмеридионального простираний. И. С. Усенко (1964) предполагает, что эти дайки связаны с зоной меридионального разлома. Возможно, что в этом месте находится зона смятия, приуроченная к сводовой части Демуринского меридионального антиклинального поднятия.

Стратиграфия

При стратиграфическом расчленении метаморфических толщ мы исходили из предположения об одновозрастности составных частей Чертомлыкско-Соленовского синклинория (Соленовской синклинали и Чертомлыкской чешуи), являющегося главной структурой Чертомлыкско-Соленовского складчатого района.

Однако прежде чем перейти к стратиграфической характеристике района, необходимо остановиться на некоторых различиях между отдельными участками или их частями.

Как уже отмечалось, одни участки представляют собой корни размытых складчатых структур и сложены наиболее древними породами — амфиболитами (участки Чемеринский, Новоивановский, Мариопольский, Лошкаревский, Любимовский, Орловский), на других (Чертомлыкско-Соленовский синклинорий) сохранились залегающие на амфиболитах породы более молодого возраста.

В Чертомлыкско-Соленовском синклинории имеются существенные стратиграфические различия между структурами третьего порядка. Так, в Соленовской синклинали не совпадают полностью стратиграфические разрезы западного и восточного крыльев, а они, в свою очередь, отличаются в некоторых частях от разреза Чертомлыкской чешуи.

Метаморфические породы Чертомлыкско-Соленовского района по геологическим, геохронологическим и петрографическим данным делятся на две серии: нижнюю базавлукскую ($Б_1$), включающую преимущественно комплекс основных эффузивных пород, сложно переслаивающихся с апокератофирами, туфогенными породами, ультрабазитами, метаморфическими сланцами и роговиками и верхнюю базавлукскую ($Б_2$), представленную комплексом осадочных и кислых эффузивных пород с подчиненными основными эффузивами и хемогенными железисто-кремнистыми осадками.

Стратиграфическая схема, которая приводится в табл. 11, распространяется на весь Чертомлыкско-Соленовский синклинорий, хотя некоторые свиты участков фациально и по мощностям очень отличаются друг от друга. Поэтому мы также приводим стратиграфическую схему — сопоставление западного и восточного крыльев Соленовской синклинали и Чертомлыкской чешуи (табл. 12). Из этой схемы видно, что нижняя сланцево-роговико-метабазитовая свита ($Б_1^1$) нижней базавлукской серии ($Б_1$) в обоих крыльях Соленовской синклинали нерасчленена, а в Чертомлыкской чешуе она представлена двумя подсвитами: чертомлыкской амфиболитовой ($Б_1^{1а-ч}$) и чертомлыкской сланцево-роговиково-амфиболитовой $Б_1^{1б-ч}$. Нужно отметить, что и в Соленовской синкли-

Таблица 11

Стратиграфическая схема Чертомлыкско-Соленовского синклинория

Группа	Серия	Свита	Подсвита		Мощность, *м*
Базавлукская (днепровская) — 2300—2700 млн. лет	Верхняя базавлукская ($Б_2$)	Верхняя соленовская кератофиро-спилитовая ($Б_2^3$)	Спилитовая ($Б_2^{3б—с}$)		700—1500
			Вторая кератофировая ($Б_2^{3а—с}$)		200—500
		Средняя сланцево-вулканогенная ($Б_2^2$)	Вторая сланцевая ($Б_2^{2г}$)		250—700
			Первая кератофировая ($Б_2^{2в}$)		300—3500 (?)
			Первая сланцевая ($Б_2^{2б}$)		300—700
			Вулканогенная ультрабазито-туфо-спилито-кератофировая ($Б_2^{2а}$)		470—2500
		Нижняя железисто-роговиково сланцевая ($Б_2^1$)	Соленовская сланцевая ($Б_2^{1—с}$)	Чертомлыкская железисто-роговиково-сланцевая ($Б_2^{1—ч}$)	150—2000 (?)
	Нижняя базавлукская ($Б_1$)	Верхняя соленовская кератофиро-метабазитовая ($Б_1^2$)	Спилитовая ($Б_1^{2б—с}$)		400—2500 (?)
			Кератофировая ($Б_1^{2а—с}$)		400—700
		Нижняя сланцево-роговиково-метабазитовая ($Б_1^1$)	Соленовская нерасчлененная железисто-роговиково-сланцево-амфиболитовая ($Б_1^{1—с}$)	Верхняя чертомлыкская сланцево-роговиково-амфиболитовая ($Б_1^{1б—ч}$)	500—5000
				Нижняя чертомлыкская амфиболитовая ($Б_1^{1а—ч}$)	

нали, и в Чертомлыкской чешуе свиту ($Б_1^1$) слагают идентичные породы, но в Соленовской синклинали они разбиты системой разломов, по которым затем внедрились ультраосновные породы. В результате этих процессов породы, слагающие замок Соленовской синклинали, состоящий из Алексеевской и Грушевской чешуй, оказались разделенными на отдельные небольшие участки, имеющие вид линз. Породы сложно и бессистемно перемежаются друг с другом, и это не позволило их расчленить на две подсвиты, как в Чертомлыкской чешуе.

Верхняя соленовская кератофиро-метабазитовая свита ($Б_1^2$), имеющая огромные мощности, прослеживается только в западном крыле Соленовской синклинали, полностью отсутствуя в стратиграфическом разрезе восточного крыла и Чертомлыкской чешуе. Этот факт можно объяснить фациальными различиями или тем, что эти породы были развиты в Кисличеватской антиклинали, а затем денудированы.

В верхней базавлукской серии ($Б_2$) стратиграфический разрез обоих крыльев Соленовской синклинали полностью совпадает, но зато имеются существенные расхождения с соответствующей толщей Чертомлыкской чешуи. Прежде всего, фациально очень сильно отличаются породы нижней железисто-роговиково-сланцевой свиты ($Б_2^1$). В Соленовской синклинали они сложены мощными толщами кварцево-хлоритовых и кварцево-серицитовых сланцев соленовской сланцевой подсвиты ($Б_2^{1c}$), представляющих метаморфизованные осадочные образования с редкими подчиненными пропластками железисто-кремнистых роговиков и метаморфических сланцев. В Чертомлыкской чешуе они прослежены в южной хорошо разбуренной части в виде 430-метровой толщи хемогенных образований (железисто-кремнистых роговиков), разделенных осадочными сланцами и туфогенными породами. В северо-восточной части Чертомлыкской чешуи железистые породы фациально выклиниваются, и здесь встречаются кварцево-хлоритовые, кварцево-серицитовые сланцы, апотуфы и апотуффиты.

Средняя сланцево-вулканогенная свита ($Б_2^2$) разделена на четыре подсвиты и относительно неплохо сопоставляется в Соленовской синклинали и Чертомлыкской чешуе.

Наконец, в Соленовской синклинали выделяется верхняя соленовская кератофиро-спилитовая свита ($Б_2^3$), полностью отсутствующая в Чертомлыкской чешуе. По данным геофизических исследований и отчасти буровых работ, между Чертомлыкской чешуей и Кисличеватской антиклиналью существует тектоническое нарушение типа надвига. Возможно, вдоль этого надвига были приподняты, а потом срезаны породы верхней свиты ($Б_2^3$) и в соприкосновение с метаморфическими сланцами второй сланцевой подсвиты ($Б_2^{2г}$) были приведены древние амфиболитовые толщи Кисличеватской антиклинали ($Б_1^1$).

Такие существенные различия отдельных частей Чертомлыкско-Соленовского синклинория объясняются неодинаковыми условиями вулканизма и накопления осадочного материала, имевшими место в этой геосинклинальной области, что привело к специфическим фациальным особенностям. Это предположение мы учли при составлении общей стратиграфической схемы района.

Таблица 12

Стратиграфическая схема сопоставления западного и восточного крыльев Соленовской синклинали и Чертомлыкской чешуи

Серия	Свита	Западное крыло		Восточное крыло		Чертомлыкская чешуя	
		Подсвита	Мощность, *м*	Подсвита	Мощность, *м*	Подсвита	Мощность, *м*
Верхняя базавлукская ($Б_2$)	Верхняя соленовская кератофиро-спилитовая ($Б_2^3$)	Спилитовая ($Б_2^{3б-с}$)	700—1500	Спилитовая ($Б_2^{3б-с}$)	700—1500	—	—
		Сланцево-кератофировая ($Б_2^{3а-с}$)	200—500	Вторая кератофировая ($Б_2^{3а-с}$)	200—500		
	Средняя сланцево-вулканогенная ($Б_2^2$)	Вторая сланцевая ($Б_2^{2г}$)	250—500	Вторая сланцевая ($Б_2^{2г}$)	250—500	Вторая сланцевая ($Б_2^{2г}$)	0—700
		Кератофировая ($Б_2^{2в}$)	300—3500(?)	Первая кератофировая ($Б_2^{2в}$)	300—3500(?)	Вулканогенная ($Б_2^{2в}$)	200—900
		Первая сланцевая ($Б_2^{2б}$)	300—700	Первая сланцевая ($Б_2^{2б}$)	300—700	Первая сланцевая ($Б_2^{2б}$)	0—400

		Ультрабазито-туфо-спилитово-кератофировая ($Б_2^{2а}$)	600—2500	Ультрабазито-туфо-спилитово-кератофировая ($Б_2^{2а}$)	1000(?)	Ультрабазито-туфо-спилитово-кератофировая ($Б_2^{2а}$)	470—1000
Нижняя базавлукская ($Б_1$)	Нижняя железисто-роговиково-сланцевая ($Б_2^{I}$)	Соленовская сланцевая ($Б_1^{I-с}$)	400—2000(?)	Соленовская сланцевая ($Б^{I-с}$)	500—4000(?)	Чертомлыкская железисто-роговиково-сланцевая ($Б_2^{Iч}$)	150—700
	Верхняя соленовская-кератофиро-метабазитовая ($Б_1^{2}$)	Амфиболито-спилитовая ($Б_1^{2б-с}$)	400—2500	—	—	Чертомлыкская сланцево-роговиково-амфиболитовая ($Б_1^{Iб-ч}$)	460—1000
		Кератофировая ($Б_1^{2а-с}$)	400—700				
	Нижняя сланцево-роговиково-метабазитовая ($Б_1^{I}$)	Соленовская нерасчлененная сланцево-роговиково-сланцево-амфиболитовая ($Б_1^{I-с}$)	500—5000	Соленовская нерасчлененная-роговиково-сланцево-амфиболитовая ($Б_1^{I-с}$)	500—2500	Чертомлыкская амфиболитовая ($Б_1^{Iа-ч}$)	400—1500

Нижняя базавлукская серия ($Б_1$)

Нижняя часть геологического разреза метаморфических толщ Чертомлыкско-Соленовского района состоит из двух свит: нижней сланцево-роговиково-метабазитовой ($Б_1^1$) и верхней соленовской кератофиро-метабазитовой ($Б_1^2$). Для этих свит характерно широкое развитие и большие (с резкими перепадами) мощности.

Метабазиты на северо-западе и северо-востоке района (Новоивановский, Мариопольский, Орловский и другие участки) являются породами самых нижних частей разреза нижней сланцево-роговиково-метабазитовой свиты ($Б_1^1$). В Чертомлыкско-Соленовском синклинории породы этой свиты наиболее широко развиты в западном крыле и южном замыкании (Грушевская и Алексеевская чешуи) Соленовской синклинали, а также в Кисличеватской антиклинали и Чертомлыкской чешуе. Верхняя соленовская кератофиро-метабазитовая свита развита только в западном крыле Соленовской синклинали. В северном замыкании, в Кисличеватской антиклинали и Чертомлыкской чешуе ее нет. Обе свиты почти полностью отсутствуют в восточном крыле Соленовской синклинали.

НИЖНЯЯ СЛАНЦЕВО-РОГОВИКО-МЕТАБАЗИТОВАЯ СВИТА ($Б_1^1$)

Из схемы сопоставления (см. табл. 12) видно, что свита $Б_1^1$ имеет определенные фациальные различия в западном и восточном крыльях Соленовской синклинали и Чертомлыкской чешуе. Наиболее пестрый состав — в замке Соленовской синклинали (Грушевская и Алексеевская чешуи), в южной части ее западного крыла, а также в Чертомлыкской чешуе. Здесь сложно переслаиваются амфиболиты различных типов, метаморфические сланцы, железистые роговики (рис. 9, стр. 88—89). В Соленовской синклинали эти породы расчленить не удалось. Они маломощные, бессистемно перемежаются друг с другом, быстро выклиниваются на небольшом расстоянии.

В Чертомлыкско-Соленовском синклинории на южном замыкании Соленовской синклинали выделяются Алексеевская и Грушевская чешуи, далее следуют участок западного крыла Соленовской синклинали севернее Грушевского разлома, северный участок, представляющий часть восточного крыла Соленовской синклинали, Кисличеватский антиклинальный участок и восточный борт Чертомлыкской чешуи.

Кроме того, на северо-западе и северо-востоке района выделяются также Чемеринский, Новоивановский, Мариопольский, Лошкаревский, Любимовский и Орловский участки. Всего выделено двенадцать участков, которые описываются ниже.

Соленовская нерасчлененная сланцево-роговиково-амфиболитовая подсвита ($Б_1^{1-с}$)

АЛЕКСЕЕВСКАЯ ЧЕШУЯ

Длина чешуи около 20 *км*. Тянется она в строго широтном направлении от с. Перевизские Хутора на западе до верховьев б. Сухой Чертомлык на востоке. Породы, слагающие чешую, скрыты под осадочным чехлом и нигде не обнажаются. Их мощность на западе около 2 *км* и постепенно уменьшается до 400 *м* на востоке. На юге Алексеевская чешуя отделена от розово-серых мигматитов Алексеевским разломом, на севере от Грушевской чешуи — Перевизским разломом.

На западном окончании чешуи в месте впадения р. Базавлука в Каховское водохранилище имеется Покровское ответвление треугольной формы, отделенное от Алексеевской чешуи Алексеевским разломом. Размеры ответвления 5 × 3,5 *км*.

На территории чешуи были прослежены многочисленные магнитные аномалии, поэтому она разбурена большим количеством мелких поисковых и разведочных скважин. Буровые работы показали, что чешуя сложена сложно переслаивающимися амфиболитами, сланцами, ороговикованными сланцами и железисто-кремнистыми роговиками. Среди них согласно и несогласно в виде разветвленных дайкообразных тел залегают интрузии ультраосно́вных пород, внедрившиеся по разломам.

Ниже приводится описание пород, слагающих чешую. Исключение составляют ультраосно́вные породы, которые описаны в разделе «Интрузивные породы».

Амфиболиты преобладают среди других пород Алексеевской чешуи, представляя собой глубокометаморфизованные эффузивные образования осно́вного состава. Среди них выделяются следующие разности: неизмененный, окварцованный, эпидотизированный (спилитизированный), биотитизированный, актинолитизированный амфиболиты и амфиболит с гранатами. Первые две разности распространены широко, эпидотизированные и биотитизированные амфиболиты занимают подчиненное положение; актинолитизированные амфиболиты и амфиболиты с гранатами встречаются редко.

Макроскопически перечисленные разности друг от друга почти не отличимы. Цвет пород темно-серый, иногда до черного, серовато-зеленый, темно-зеленый, серовато-зеленый с участками черного. Преобладают мелкозернистые разности амфиболитов. В краевых частях чешуи возле тектонического контакта с розово-серыми плагиоклазо-микроклиновыми мигматитами величина зерен роговой обманки возрастает. Здесь преобладают окварцованный, эпидотизированный (спилитизированный) и биотитизированный амфиболиты. Обычно это хорошо рас-

сланцованные, иногда полосчатые или плойчатые, породы. Массивные текстуры встречаются редко. В краевых частях Алексеевской чешуи часто встречаются участки гранитизированного амфиболита, секущие жилы аплита, кварца, карбоната. По трещинам в породе развиваются корочки-налеты сульфидов.

Структура этих пород гранонематобластовая, гранобластовая, гетеробластовая, очковая, лепидогранобластовая, порфиробластовая, реликтовая диабазовая.

Минеральный состав амфиболитов относительно простой.

Неизмененный амфиболит (%): роговая обманка зеленая и синевато-зеленая — 50—95, плагиоклаз (олигоклаз — андезин № 15—40, изредка лабрадор № 52) — 3—47. Среди вторичных минералов, встречающихся спорадически, можно назвать кварц — до 3%, биотит и хлорит, развивающиеся иногда по роговой обманке — до 2, эпидот, цоизит и карбонат, замещающие роговую обманку и плагиоклаз — до 3%. По плагиоклазу развивается серицит. Из акцессорных минералов изредка встречаются сфен, апатит, циркон. В отдельных участках отмечается довольно высокое содержание магнетита и ильменита — до 6—8%, сульфидов (пирита и пирротина) — до 3%.

Окварцованный амфиболит (%): роговая обманка — 50—80, плагиоклаз (первичный андезин № 31—33 и вторичный альбит — олигоклаз — № 8—15) — 5—30; вторичные минералы: кварц — 6—25, эпидот и цоизит — до 5, биотит, хлорит, серицит — до 3, карбонат — в единичных зернах; акцессорные минералы: сфен 0—8, апатит — единичные зерна; рудные минералы: ильменит — до 4, магнетит — до 2, сульфиды (пирит и пирротин) — до 2.

Эпидотизированный (спилитизированный) амфиболит (%): роговая обманка — 40—80, плагиоклаз (альбит — олигоклаз № 7—16) — 8—15; вторичные минералы: эпидот и цоизит — 5—30, кварц — 0—20, карбонат — 0—15, биотит — 0—7, хлорит — единичные чешуйки; акцессорные минералы встречаются редко: гранат — 0—10, сфен — 0—4, ильменит — до 2. В единичных зернах обнаружены апатит и пирит.

Биотитизированный амфиболит (%): роговая обманка — 50—80, плагиоклаз (первичный андезин № 29—31, вторичные альбит — олигоклаз № 10—25) — 10—45; вторичные минералы: биотит — 7—25, кварц — 0—4, эпидот — 0—7, карбонат — 0—2, хлорит; акцессорные минералы: сфен — 0—1, апатит — единичные зерна; рудные минералы: ильменит — 0—2, пирит — единичные зерна.

Актинолитизированный амфиболит. Актинолитизация роговых обманок в амфиболитах — процесс довольно широко распространенный. При этом наблюдается появление светлых пятен в зернах роговой обманки, вплоть до превращения отдельных зерен в светло-зеленый, почти бесцветный актинолит. Реже встречается полное превращение всей ро-

говой обманки в актинолит. В Алексеевской чешуе актинолитизированные амфиболиты встречены скв. 13809, 13820, 13893. Это зеленовато-серая или темно-зеленая рассланцованная порода, мелко- и серднезернистая. Структура гранонематобластовая. Минеральный состав (%): актинолит — 60—85, плагиоклаз (альбит — олигоклаз № 6—10; олигоклаз — андезин № 21—31) — 10—40, кварц до 3, эпидот и цоизит — до 3, ильменит — до 2, сфен и пирит — единичные зерна.

Амфиболит с гранатами (скв. 13677, 14015). Структура гранонематобластовая с порфиробластами граната. Минеральный состав (%): роговая обманка — 55—60, альбит — 10—15, кварц — 10—20, гранат — 10, эпидот и цоизит — до 5; биотит, серицит, апатит, сфен — единичные чешуйки и зерна; ильменит и пирит — до 1.

Описанные разновидности амфиболитов относятся к щелочноземельным глиноземистым породам орторяда *.

Метаморфические сланцы и роговики широко распространены среди амфиболитов Алексеевской чешуи. Они прослежены скважинами в виде прерывистой полосы более чем на 18 *км*. Полоса сложена из отдельных, большей частью линзовидных, участков различной мощности (от 1—2 до 200 *м*) и протяженности (от десятков метров до нескольких километров). Сланцы и роговики залегают согласно среди амфиболитов, сложно чередуясь с ними и ультрабазитами, причем часто переходы от амфиболитов к зеленым метаморфическим сланцам постепенны.

Среди метаморфических сланцев и роговиков выделяются следующие группы:

зеленые метаморфические сланцы и роговики (щелочноземельные глиноземистые основные породы орторяда);

ороговикованные рассланцованные микрогнейсы (магнезиально-железисто-алюмосиликатные и алюмосиликатные породы);

двуслюдяные ороговикованные сланцы (магнезиально-железисто-алюмосиликатные породы);

олигоклазит (натровая алюмосиликатная порода);

магнетито-кварцевые роговики (малорудные железисто-кремнистые породы);

вторичные зеленые аспидные сланцы.

Зеленые метаморфические сланцы и роговики

Хлорито-биотито-роговообманково-кварцево-плагиоклазовый ороговикованный сланец широко распространен в Алексеевской чешуе (скв. 13655, 13684, 13883 и др.). Порода мелкозернистая, зеленовато-серая,

* Здесь и далее приводится классификация пород по изохимическим рядам, предложенная Н. П. Семененко (1956).

Таблица 13

Химический анализ гранато-кварцево-олигоклазо-хлорито-биотито-роговообманкового ороговикованного сланца (скв. 13168, гл. 66,0 *м*; аналитик Б. В. Мирская)*

Компонент	Вес. %
SiO_2	58,67
TiO_2	0,29
Al_2O_3	19,37
Fe_2O_3	1,54
FeO	3,59
MnO	0,17
MgO	3,10
CaO	5,98
Na_2O	5,19
K_2O	0,64
P_2O_5	0,15
SO_3	0,07
CO_2	0,07
$H_2O_{гигр}$	0,09
П. п. п.	0,85
Сумма	99,77

Химические коэффициенты

F	15,42
A	43,08
M	17,46
C	24,04
FeO : MgO : CaO	1 : 1,50 : 2,05

* Химические коэффициенты здесь и в последующих таблицах химических анализов пересчитаны по методу Н. П. Семененко (1956).

реже серая, неясно сланцеватая, иногда полосчатая, с прожилками кальцита и кварца, мелкой вкрапленностью сульфидов и (реже) граната. Структура лепидогранобластовая, нематогранобластовая, роговиковая. Основную массу в породе составляют плагиоклаз, кварц и роговая обманка. Отмечаются значительные колебания количественных соотношений этих минералов (%): плагиоклаз (альбит № 7—10, олигоклаз № 22—24) — 20—55, кварц — 10—35, сине-зеленая роговая обманка — 7—30. Из вторичных минералов отмечаются биотит — 10—20 и хлорит (рипидолит) — 5—25%, развивающиеся по роговой обманке. Хлорит также замещает биотит и плагиоклаз; последний замещается эпидотом и цоизитом — до 5 и кальцитом — до 5%. Акцессорные минералы представлены сфеном — (до 1%); рудные: магнетитом — до 3 и ильменитом — до 1%.

Роговообманково-альбито-эпидото-кварцевый роговик встречается редко (скв. 258). Это серая с зеленоватым оттенком порода, массивная, мелкозернистая. Состав породы (%): кварц — 45, эпидот — 30, альбит — 15, сине-зеленая роговая обманка — 10. Структура роговиковая, порфиробластовая.

Хлорито-биотито-гранато-роговообманково-олигоклазо-кварцевый ороговикованный сланец встречается редко (скв. 13168). Он среднезернистый, неясносланцеватый, темно-серого цвета. По трещинам наблюдаются выделения кварца и сульфидов. Структура нематогранобластовая. Состоит порода из (%): олигоклаза (№ 31—33) — до 50, кварца — до 15, шестоватой и широкопризматической зеленой и сине-зеленой роговой обманки — до 15. Вместе они образуют основную ткань. В подчиненном количестве находятся (%): биотит, замещающий роговую обманку,— 10—15, гранат — 3, хлорит (пенин), развивающийся по биотиту, плагиоклазу и гранату,— 2—3. Акцессорные минералы в виде единичных зерен представлены апатитом и монацитом. Магнетит и ильменит составляют 2%. Изредка встречается пирит.

В табл. 13 приведен химический анализ описанного сланца. Химические коэффициенты позволяют отнести эту породу к щелочноземельным глиноземистым образованиям орторяда с преобладанием содержания магния и кальция над железом и с пониженным содержанием ферромагнезиальных компонентов, составляющих в сумме $(F + M)$ всего 32,88. Необходимо отметить повышенное содержание Na_2O.

Гранато-биотито-роговообманково-кварцевый роговик — редко встречающаяся разность (скв. 13594, 13595, 13677). Порода темно-серая со слабым зеленоватым оттенком, среднезернистая до крупнозернистой, полосчатая, с крупными (до 5,0 × 3,0 *мм*) зернами граната, вытянутыми по сланцеватости. Структура роговиковая, лепидонематогранобластовая с порфиробластами граната. Минеральный состав (%): кварц — 25—60, сине-зеленая роговая обманка — 5—45, биотит — 5—7, гранат — 7—25. Иногда отмечается кальцит в количестве до 4%, апатит, сфен, ильменит, сульфиды — единичные зерна.

Исходным материалом для образования этой группы пород, очевидно, послужили вулканогенные продукты основных лав (щелочноземельные глиноземистые породы орторяда), метаморфическая переработка которых проходила в условиях термоконтактового метаморфизма *.

Ороговикованные рассланцованные микрогнейсы **

Эта группа пород наиболее широко распространена среди метаморфических сланцев Алексеевской чешуи.

Биотито-кварцево-альбитовый микрогнейс (скв. 13207, 13225, 13559, 13843 и др.). Порода серая и темно-серая, иногда с зеленоватым оттенком, мелко- и (реже) среднезернистая, часто полосчатая, с мелкими выделениями сульфидов и прожилками кварца. В состав главных породообразующих минералов входят (%): альбит — 40—65, кварц — 25—50, биотит — 10—15. В небольших количествах встречаются мусковит, хлорит, эпидот. Акцессорные минералы представлены апатитом, турмалином, цирконом, монацитом, сфеном; рудные — ильменитом, магнетитом. Структура лепидогранобластовая, микролепидогранобластовая, участками порфиробластовая, роговиковая.

Химический анализ породы (табл. 14) позволяет отнести ее к подгруппе магнезиально-железисто-алюмосиликатных пород. Из отношения FeO: MgO: CaO видно, что в описанном сланце MgO преобладает над FeO, в то время как содержание CaO вполовину меньше FeO.

Хлорито-биотито-кварцево-плагиоклазовый микрогнейс — широко распространенная порода (скв. 385, 13159, 13216, 13597, 13670, 13864

* Ступени метаморфизма здесь и далее приводятся по Н. П. Семененко (1956, 1963).
** Для краткости далее мы пишем: микрогнейс.

Таблица 14

Химический анализ биотито-кварцево-альбитового микрогнейса
(скв. 13843, гл. 49,5 *м*; аналитик Е. В. Романишина)

Компонент	Вес. %
SiO_2	73,86
TiO_2	0,34
Al_2O_3	11,56
Fe_2O_3	1,42
FeO	2,73
MnO	0,05
MgO	2,06
CaO	1,12
Na_2O	4,41
K_2O	1,28
P_2O_5	0,11
SO_3	0,18
CO_2	0,07
$H_2O_{гигр}$	0,04
П. п. п.	0,56
Сумма	99,79

Химические коэффициенты

F	23,24
A	47,30
M	21,16
C	8,30
FeO : MgO : CaO	1 : 1,34 : 0,51

Таблица 15

Химический состав (вес. %) хлорито-биотито-кварцево-плагиоклазового микрогнейса
(аналитики Б. В. Мирская и А. В. Служенко)

Компонент	Скв. 13159, гл. 581 *м*	Скв. 13670, гл. 49,70 *м*
SiO_2	64,47	65,25
TiO_2	0,41	0,49
Al_2O_3	16,74	19,24
Fe_2O_3	0,47	0,64
FeO	3,45	2,01
MnO	0,07	0,01
MgO	3,51	2,29
CaO	4,13	3,57
Na_2O	3,17	4,47
K_2O	0,85	0,37
P_2O_5	0,14	0,17
SO_3	0,14	0,13
CO_2	0,17	0,11
$H_2O_{гигр}$	0,11	0,15
П. п. п.	1,93	1,07
Сумма	99,76	99,97

Химические коэффициенты

F	14,29	10,44
A	43,39	54,49
M	23,01	16,52
C	19,31	18,55
FeO : MgO : CaO	1 : 1,83 : 1,52	1 : 2,00 : 2,26

и др.). В виде маломощных (до нескольких метров) полос встречается среди амфиболитов в восточной части чешуи между ультраосно́вными породами и железистыми роговиками. В первом случае контакты расплывчатые, во втором — резкие.

Описываемый микрогнейс представляет собой мелкозернистый серый, темно-серый, иногда с зеленоватым оттенком сланец, часто заметно полосчатый. По трещинам встречаются корки сульфидов, прожилки светло-серого кварца и карбоната. Структура преимущественно лепидогранобластовая, иногда — порфиробластовая, очковая, пирокластическая.

Минеральный состав (%): плагиоклаз (олигоклаз № 20—24, андезин № 39—40) — 25—75, кварц — 20—40, биотит — 5—20, хлорит (ри-

пидолит) — 2—15. Встречаются в единичных зернах апатит, циркон, изредка — гранат, сфен, турмалин, эпидот, цоизит, карбонат; рудные: ильменит — до 1%, пирит, магнетит (редко).

Химический состав породы приведен в табл. 15. Химические коэффициенты соответствуют подгруппе алюмосиликатных пород. Соотношения FeO : MgO : CaO указывают на значительное преобладание щелочноземельных компонентов над закисным железом.

Гранато-биотито-кварцево-плагиоклазовый микрогнейс преимущественно развит в восточной половине Алексеевской чешуи (скв. 138, 13155, 13204, 13813, 13847, 13886 и др.). Это серая, темно-серая, черная с зеленоватым оттенком, мелко- и среднезернистая, сланцеватая, иногда неяснополосчатая, изредка массивная порода. По сланцеватости встречаются тонкие прожилки кварца, корки или тонкая вкрапленность сульфидов. Зерна сплюснуты или разлинзованы, размеры их 1,0 × 1,5 *см*. Встречаются порфиробласты биотита размером 4,0 × 2,0 *мм*. Структура лепидогранобластовая с порфиробластами граната, участками мозаичная со следами катаклаза, роговиковая. Содержание породообразующих минералов изменяется в широких пределах (%): плагиоклаз, представленный олигоклазом — андезином (№ 27—35) — 25—50, кварц — 15—40, биотит — 15—30; в заметных количествах находится гранат 1—7. Из акцессорных встречаются турмалин, сфен, циркон, апатит, монацит. В скв. 13813 на глубине 104,6 *м* встречены силлиманит и андалузит. Иногда присутствуют цоизит и хлорит, а из рудных пирит — до 3%.

Минеральные составы и химические анализы описанных микрогнейсов позволяют сделать вывод, что эти богатые глиноземом породы образовались в условиях высокотемпературной ступени термоконтактового метаморфизма из глинистых и туфогенных отложений с привносом щелочей, концентрировавшихся в плагиоклазе и биотите.

Двуслюдяные ороговикованные сланцы *

Эти породы по составу, структуре и пространственному положению очень близки к описанным микрогнейсам. Отличие заключается в содержании значительных количеств серицита и мусковита.

Серицито-хлорито-биотито-плагиоклазо-кварцевый сланец широко распространен в Алексеевской чешуе (скв. 13158, 13162, 13207, 13215, 13599, 13652, 13834 и др.). Макроскопически это темно-серая, зеленовато-серая, на плоскостях сланцеватости — матово-серебристая, мелкозернистая, тонкополосчатая порода. Почти всегда в трещинах по сланцеватости наблюдаются значительное количество тонкозернистого и пленковидного пирита, кальцита и линзы молочно-белого кварца. Струк-

* Далее для краткости мы пишем: сланец.

тура — лепидогранобластовая, гранолепидобластовая, фрагментами — порфиробластовая, роговиковая. Минеральный состав породы (%): кварц — 30—60, плагиоклаз (олигоклаз — андезин № 20—32) — 10—40, биотит — 10—25, хлорит (рипидолит, развивающийся по биотиту) — 5—20, серицит (замещает биотит, плагиоклаз) — 3—15. В скв. 13834 в сланцах обнаружены единичные зерна андалузита. Из акцессорных минералов часто встречается апатит, реже — сфен и очень редко — турмалин и циркон. Рудные минералы — пирит, ильменит, изредка — магнетит.

В табл. 16 приводится химический состав описанного сланца. Полученные при расчетах химические коэффициенты позволяют отнести его к подгруппе магнезиально-железисто-алюмосиликатных пород. Отмечается преобладание магнезиального компонента над FeO, а также K_2O над Na_2O.

Биотито-мусковито-кварцево-плагиоклазовый сланец встречается несколько реже, чем его хлоритизированная разность, описанная выше (скв. 13191, 13674, 13819, 13899). Обычно он залегает среди амфиболитов или на контакте между амфиболитами и ультрабазитами в виде пачек мощностью от десятков сантиметров до нескольких метров. Порода мелкозернистая, серого цвета, обычно сланцеватая, изредка массивная, рассеченная прожилками кварца. Структура лепидогранобластовая, гетеробластовая, роговиковая, псаммитовая, пирокластическая, алевролитовая. Порода состоит из (%): альбита (№ 7—10) и олигоклаза (№ 21—25) — 20—70, кварца — 20—45, мусковита — 15—20, биотита — 8—18. Изредка встречаются кальцит — до 3, пирит — до 3 и ильменит — до 1%; в единичных зернах — апатит, циркон, турмалин (иногда до 2%), гранат (очень редко).

Химический анализ (табл. 17) подтверждает принадлежность биотито-мусковито-кварцево-плагиоклазового сланца к подгруппе магнезиально-железисто-алюмосиликатных пород.

Гранато-биотито-серицито-хлорито-кварцево-плагиоклазовый сланец встречается локально (скв. 13674, 13844). Порода мелкозернистая, темно-серого или зеленовато-серого цвета, неяснополосчатая. По сланцеватости располагаются тонкие жилки и четковидные выделения кварца, с которыми часто связан пирит. Последний в виде мелких зерен кубической формы наблюдается непосредственно и в породе. Структура основной ткани роговиковая, лепидогранобластовая, очковая с порфиробластами граната, иногда плагиоклаза. Содержание в породе (%): плагиоклаза (альбит — олигоклаз № 10—16) — 25—70, кварца — 20—40, хлорита (рипидолита) — до 20, серицита — до 10, биотита — до 8, граната — до 6, турмалина — до 2, ильменита и пирита — до 2. В единичных зернах встречается апатит.

Гранато-карбонатно-биотито-хлорито-серицито-кварцевый сланец — редко встречающаяся порода восточной части чешуи (скв. 13657, 13838).

Таблица 16

Химический анализ серицито-хлорито-биотито-плагиоклазо-кварцевого сланца (скв. 13215, гл. 94,7 *м*; аналитик Б. В. Мирская)

Компонент	Вес. %
SiO_2	61,73
TiO_2	0,44
Al_2O_3	16,16
Fe_2O_3	1,02
FeO	6,46
MnO	0,12
MgO	4,91
CaO	1,63
Na_2O	1,27
K_2O	2,01
P_2O_5	0,12
SO_3	0,04
S	0,15
CO_2	0,28
$H_2O_{гигр}$	0,07
П. п. п.	3,52
Сумма	99,93

Химические коэффициенты

F	24,82
A	38,69
M	29,44
C	7,05
FeO:MgO:CaO	1:1,32:0,32

Таблица 17

Химический анализ мусковито-биотито-плагиоклазо-кварцевого сланца (скв. 13899, гл. 65,5 *м*; анализ А. Г. Виногродского)

Компонент	Вес. %
SiO_2	61,53
TiO_2	0,68
Al_2O_3	18,65
Fe_2O_3	0,77
FeO	4,17
MnO	0,003
MgO	4,00
CaO	2,50
Na_2O	1,57
K_2O	2,42
P_2O_5	0,066
SO_3	0,93
Cr_2O_3	0,056
NiO	Сл.
CoO	0,01
$H_2O_{гигр}$	0,08
П.п.п.	2,88
Сумма	100,32

Химические коэффициенты

F	17,26
A	46,19
M	25,13
C	11,42
FeO:MgO:CaO	1:1,69:0,76

Отличается от описанной выше отсутствием плагиоклаза, который, возможно, полностью заместился серицитом. Порода грубополосчатая, узловатая. В ней чередуются темные полосы биотито-хлорито-кварцевого состава с большим количеством крупных (5,0 × 5,0 *мм*) округлых зерен розовато-бурого граната и полосы светлые, карбонатно-хлорито-серицито-кварцевые также с крупными зернами граната. По трещинкам наблюдаются тонкие кварцевые жилки, с которыми иногда связан пирит. Структура породы лепидогранобластовая с порфиробластами граната. Минеральный состав (%): кварц — до 55, серицит (по биотиту и, возможно, плагиоклазу) — до 20, карбонат — до 10, хлорит (представ-

лен пеннином, развитым по биотиту) — до 7, биотит — до 5, гранат — 1—5, ильменит и магнетит — до 2.

Сравнивая структуры, минеральные составы и химические анализы двуслюдяных сланцев с микрогнейсами, можно говорить о близких условиях образования их из глинистых и пирокластических алюмосиликатных осадков; кроме того необходимо отметить, что образование двуслюдяных сланцев происходило под воздействием калийного метасоматоза при большой гидратации осадочного материала, в условиях высокотемпературной ступени термоконтактового метаморфизма.

Олигоклазит

Он встречен на юго-западном окончании Алексеевской чешуи в Покровском ответвлении (скв. 13715). Представляет собой массивную, мелкозернистую, серую породу. По трещинам в ней развиты сульфиды. Структура лепидогранобластовая. Главным минералом является олигоклаз № 17—21, составляющий около 70%. Кроме того, в переменных количествах встречаются кварц — до 15, биотит — до 10, эпидот и цоизит — до 3 и хлорит (рипидолит) — до 2%. В единичных зернах — сфен, апатит, магнезит и ильменит.

Олигоклазит является натровой алюмосиликатной породой, обычно возникающей в зонах большой фильтрации натровых растворов. Чаще всего такие зоны образуются в тектонически подвижных участках. Не исключено более широкое распространение олигоклазитов и в других участках Алексеевской чешуи.

Железисто-кремнистые роговики

Породы, которые мы отнесли к этой группе, располагаются в восточной половине Алексеевской чешуи, где они обнаружены скважинами, пробуренными в центре магнитных максимумов. Железистые породы имеют локальное распространение в виде линз размером до 750 × 200 *м*, в которых они, в свою очередь, чередуются с амфиболитами, микрогнейсами и двуслюдяными ороговикованными сланцами, образуя маломощные прослои от 1 до 20 *м*.

В этой группе преобладают малорудные окисно-закисно-железисто-силикатно-кремнистые породы: кварцево-магнетито-роговообманково-куммингтонитовый, альбито-магнетито-гранато-кварцево-роговообманковый, магнетито-гранато-биотито-кварцевый и кварцево-магнетито-хлоритовый роговики. Реже встречаются малорудные окисно-закисно-железисто-карбонатно-кремнистые породы: гранато-магнетито-хлорито-биотито-роговообманково-куммингтонито-сидерито-кварцевый и магнетито-кварцево-биотито-хлорито-сидеритовый роговики.

А. Малорудные окисно-закисно-железисто-силикатно-кремнистые роговики

Кварцево-магнетито-роговообманково-куммингтонитовый роговик встречается в восточной части Алексеевской чешуи довольно часто (скв. 13200, 13681, 13830, 13857 и др.) в виде маломощных (1—7 *м*) пластов. Он мелко- и среднезернистый, темно-серого цвета, иногда — с зеленоватым оттенком, полосчатый. Полосчатость обусловлена чередованием прослоев мощностью от 0,5 до 2 *мм*, из которых одни образованы магнетитом, сидеритом и сине-зеленой роговой обманкой, другие — куммингтонитом с единичными зернами роговой обманки и магнетита, третьи — кварцем с включениями куммингтонита. Породу часто секут тонкие жилки кварца мощностью до 1 *мм*. По трещинам развиты корки сульфидов. Структура роговиковая, гранонематобластовая, нематогранобластовая.

Минеральный состав отличается значительными колебаниями содержания породообразующих минералов (%): при общем преобладании куммингтонита — 20—60 и сине-зеленой роговой обманки — 20—40, в подчиненных количествах находятся магнетит — 15—25 и кварц — 5—15; иногда встречаются гранат — до 15, сидерит — до 7, биотит и хлорит, замещающие роговую обманку и гранат,— до 2; из акцессорных минералов обнаружен апатит; рудные представлены пиритом — до 4.

В табл. 18 приводятся химические анализы описанных железистых роговиков.

Альбито-магнетито - гранато-кварцево-роговообманковый роговик встречается редко (скв. 13221,

Таблица 18

Химические анализы (вес. %) **роговиков** (аналитик А. В. Служенко)

Компонент	Кварцево-магнетито-куммингтонито-роговообманковый роговик, скв. 13663, гл. 45,8 *м*	Гранато-кварцево-магнетито-роговообманково-куммингтонитовый роговик, скв. 13857, гл. 64,5—70,9 *м*
SiO_2	39,80	45,20
TiO_2	0,98	0,08
Al_2O_3	Не обн.	0,37
Fe_2O_3	22,72	13,04
FeO	29,60	32,04
MnO	0,44	0,40
MgO	2,63	3,73
CaO	2,47	2,82
Na_2O	0,20	Следы
K_2O		
P_2O_5	0.35	0,13
SO_3	Не обн.	0,29
CO_2	То же	0,63
$H_2O_{гигр}$	» »	0,05
П.п.п.	1,24	1,23
Сумма	100,43	100,01
Химические коэффициенты		
F	86,34	80,61
A	0,00	0,53
M	8,07	12,22
C	5,59	6,64
O	0,34	0,18
FeO:MgO:CaO	1:0,15:0,15	1:0,21:0,11

13880). Обычно эта порода залегает на контакте с ультрабазитами, причем в скв. 13880 пласт ее мощностью до 1,2 *м* зажат внутри толщи актинолититов. Цвет зеленовато-серый, темно-зеленый до черного. В скв. 13221 роговики неясносланцеватые, почти массивные, в скв. 13880 — полосчатые, мелко- и среднезернистые, содержат многочисленные выделения пирита и гнезда кварца. Структура роговиковая, нематогранобластовая с элементами сидеронитовой и пайкилитовой. Минеральный состав (%): сине-зеленая роговая обманка — 30—40, кварц — 25—45, гранат — 15, магнетит — 10—15, альбит — 1—5. Иногда присутствуют эпидот — до 25%, единичные чешуйки биотита и хлорита, зерна карбоната. Рудный минерал — пирит — до 5%.

Магнетито-гранато-биотито-кварцевый роговик встречен в скв. 13666 и 13889, на контакте с ороговикованными микрогнейсами. Мощность неизвестна. Порода темно-серая, неравномернозернистая, иногда резкополосчатая с крупными изометричными и вытянутыми по сланцеватости многочисленными зернами граната малинового цвета. Встречаются тонкие (до 3 *мм*) прослои белого кварца. Структура лепидогранобластовая, роговиковая. Роговик состоит из (%): кварца — 50—70, биотита — 5—12, граната — 7—25, магнетита — 8—15, сидерита — 0—5, в единичных чешуйках обнаружен хлорит, а также зерна апатита, изредка циркона.

Кварцево-магнетито-хлоритовый роговик встречен скв. 13655, 13822, 13837 на контакте с зелеными метаморфическими сланцами и двуслюдяными ороговикованными сланцами. Мощность неизвестна. Порода плотная, неясносланцеватая, почти массивная, стально-серого цвета с густо-зеленоватым оттенком, очень тонкозернистая. По трещинам — толстые корки пирита. Структура роговиковая, микрогранолепидобластовая с порфиробластами магнетита. Основную массу роговика составляют хлорит(рипидолит) — 50—75% и магнетит — 15—25%, в подчиненных количествах встречается кварц — 1—25%.

Б. Малорудные окисно-закисно-железисто-карбонатно-кремнистые роговики

Гранато-магнетито-хлорито-биотито-роговообманково-куммингтонито-сидерито-кварцевый роговик — одна из разновидностей железистых пород, развитых в восточной части Алексеевской чешуи (скв. 13587, 13592, 13670, 13680),— образует быстро выклинивающиеся пласты, залегающие среди амфиболитов или на контакте с ультраосновными породами, а также находится в ксенолитах осадочно-вулканогенных пород среди розово-серых мигматитов (скв. 13589 и 13592). Характер контактов неясен из-за плохой сохранности керна. Макроскопически это серая до темно-серого, почти черного с зеленоватым оттенком цвета, полосчатая, иногда массивная порода мелко- и крупнозернистая с радиально-

лучистыми агрегатами куммингтонита и эллипсоидальными зернами полупрозрачного красного граната размером от нескольких миллиметров до 3,0×2,0 *см*. Структура роговиковая лепидонематогранобластовая с порфиробластами граната, участками микрогранобластовая — кварца и карбоната, фибробластовая — куммингтонита и центрическая, радиальнолучистая — сидерита. В породе отмечаются широкие колебания количественного состава минералов (%): кварц — 25—45, сидерит и (реже) кальцит — 5—40, куммингтонит — 3—35, биотит — 1—25, магнетит — 3—20, хлорит (рипидолит?) — 0—20, роговая обманка — 1—7, гранат — 1—8. Изредка в единичных зернах встречаются эпидот и циркон (табл. 19).

Магнетито-кварцево - биотито-хлорито-сидеритовый роговик встречается на контакте с ороговикованными микрогнейсами и амфиболовыми сланцами (скв. 13654, 13861, 13875), мощность пластов до 5—6 *м*. Мелкозернистая, темно-серая с зеленоватым оттенком порода, иногда — полосчатая с редкими зернами граната и тонкими прожилками кварца. Структура лепидогранобластовая, роговиковая. Кроме сидерита — 20—53%, в переменных количествах в породе содержатся хлорит (рипидолит) — 5—28, биотит — 15—18, кварц — 2—25 и магнетит — 1—25%. Иногда встречаются роговая обманка — до 5%, единичные зерна граната, апатита и пирита.

Таблица 19

Химический анализ гранато-магнетито-хлорито-биотито-роговообманково-куммингтонито-сидерито-кварцевого роговика (скв. 13686, гл. 61,4 *м*; аналитик А. В. Служенко)

Компонент	Вес. %
SiO_2	46,24
TiO_2	0,05
Al_2O_3	0,58
Fe_2O_3	10,37
FeO	22,41
MnO	0,57
MgO	1,93
CaO	5,52
Na_2O	0,12
K_2O	0,33
P_2O_5	0,12
SO_3	0,53
CO_2	8,80
$H_2O_{гигр}$	0,20
П.п.п.	3,02
Сумма	100,49

Химические коэффициенты

F	75,00
A	1,02
M	8,16
C	15,82
O	0,21
FeO:MgO:CaO	1:0,15:0,30

Химические составы железистых пород обеих подгрупп отличаются высокой железистостью — коэффициент железистости $F = 75{,}0—86{,}34$. Коэффициент окисления $O = \frac{Fe_2O_3}{FeO} = 0{,}18—0{,}34$ свидетельствует о вхождении закиси железа в силикаты первой подгруппы и в силикаты и железистые карбонаты — второй. Из примесей присутствуют в небольшом количестве Al_2O_3 ($A = 0—1{,}02$), и в больших количествах — CaO ($C = 5{,}59 — 15{,}82$) и MgO ($M = 8{,}07—12{,}22$). Исходным материалом для образования описываемых пород послужили железисто-кремнистые хемогенные осадки с примесью глинистого материала.

По степени метаморфической переработки роговики кварцево-магнетито-роговообманково-куммингтонитового, альбито-магнетито-гранато-кварцево-роговообманкового, гранато-магнетито-хлорито-биотито-роговообманково-куммингтонито-сидерито-кварцевого составов отвечают высокотемпературной ступени кристаллических сланцев с переходом к роговиковой ступени. Роговики магнетито-гранато-биотито-кварцевый, кварцево-магнетито-хлоритовый, магнетито-кварцево-биотито-хлорито-сидеритовый отвечают ступени термоконтактового метаморфизма — группе роговиков и узловатых сланцев.

Под влиянием процессов привноса щелочей и глинозема образовался альбит, по куммингтониту развилась роговая обманка и биотит.

Вторичные зеленые сланцы

Альбито-хлорито-биотитовый сланец (скв. 13218, 13219 и др.) встречается обычно в виде маломощных (десятки сантиметров) прослоев, за которыми следуют ороговикованные микрогнейсы, и представляет собой темно-серую мелкочешуйчатую породу, иногда с плойчатой текстурой. Структура гранолепидобластовая. Минеральный состав (%): биотит — 40—45, альбит (№ 8) — 25—35, хлорит (пеннин) — 10—30, мусковит — 0—10, кварц — 0—1, апатит — до 6, сфен — единичные зерна.

Хлорито-кварцевый сланец образуется в контактной зоне (ближе к ультраосно́вным породам). Мощность небольшая (до десятка сантиметров). Цвет серовато-зеленый, на изломе по сланцеватости виден шелковистый блеск; как правило, содержит много секущих кварцевых и карбонатно-кварцевых жилок, к которым приурочены выделения сульфидов. Структура в зависимости от содержания хлорита и кварца лепидогранобластовая или гранолепидобластовая. Порода состоит из (%): кварца — 25—60, хлорита (пеннина) — 15—60, кальцита — до 15; иногда встречаются биотит — до 5, эпидот — до 6, актинолит — до 2, сфен — до 8, ильменит — до 3; лейкоксен, магнетит, пирит.

Эта группа вторичных сланцев образовалась в результате глубокого изменения ультраосно́вных пород в контакте с микрогнейсами, двуслюдяными, зелеными метаморфическими сланцами и амфиболитами под влиянием низкотемпературного динамотермального метаморфизма и процессов гидратации.

ГРУШЕВСКАЯ ЧЕШУЯ

Грушевская чешуя отделена на юге от Алексеевской Перевизским надвигом, а на севере от Соленовской синклинали — Грушевским разломом. Длина чешуи около 13 *км*. Тянется она, как и Алексеевская, в строго широтном направлении от восточного борта массива токовских гранитов до южного окончания Чертомлыкской чешуи. Мощность осадочно-вулканогенных пород, слагающих чешую, составляет 1,5—2 *км*,

иногда уменьшается до 750 *м*. Большей частью кристаллические породы покрыты осадочным чехлом и лишь в восточном окончании, в устье б. Казарской, имеются обнажения амфиболитов, описанные И. С. Усенко (1948).

Буровые и геофизические работы, проведенные на территории Грушевской чешуи, обнаружили то же геологическое строение, что и в Алексеевской чешуе. Слагают чешую амфиболиты, рассеченные согласными и несогласными телами ультраосно́вных пород; последние здесь развиты значительно шире, чем в Алексеевской чешуе. Метаморфические сланцы, сложно переслаивающиеся с мета- и ультрабазитами, встречаются реже, а железистых роговиков совсем нет.

Ниже приводится краткое описание пород, слагающих чешую. Ультраосно́вные породы будут описаны в разделе «Интрузивные породы».

Амфиболиты в Грушевской чешуе представлены, в отличие от Алексеевской, всего тремя разностями: неизмененной, окварцованной и эпидотизированной, из которых две последние встречаются редко. Влияния кислых пород здесь не наблюдается, нет мигматизированных участков и секущих жил аплита.

Внешний облик, текстуры, структуры и минеральные составы амфиболитов Грушевской чешуи не отличаются от таковых Алексеевской чешуи. В связи с этим ниже нами приводятся только их минеральные составы.

Неизмененный амфиболит. Породообразующие минералы (%): роговая обманка — 53—91 и плагиоклаз (олигоклаз — андезин № 15—40) — 5—42. В небольших количествах встречается вторичный кварц — 0—2%. Рудные минералы представлены ильменитом — до 6%, изредка магнетитом — 4 и пиритом — 2%. Химический анализ породы приводится в табл. 33 (ан. *1*).

Окварцованный амфиболит. В состав его входят (%): роговая обманка — 70—75, плагиоклаз (первичный андезин № 31—33, вторичные альбит — олигоклаз № 8—15) — 15—18, кварц (вторичный) — до 7, ильменит — 1—2, пирит — до 2.

Эпидотизированный (спилитизированный) амфиболит. Порода состоит из (%): роговой обманки — до 75, эпидота, развивающегося по роговой обманке и образующего тонкие прожилки,— до 13 и вторичного плагиоклаза (альбита и олигоклаза) — 10—15. Встречаются ильменит — до 2% и пирит.

Метаморфические ороговикованные сланцы встречаются в виде редких линзовидных тел, залегающих согласно среди амфиболитов. Подсечены они, как правило, одиночными скважинами и поэтому достоверно судить об их размерах и мощности трудно. Выделяются следующие разности, аналогичные выделенным в Алексеевской чешуе.

Зеленый метаморфический сланец хлорито-кварцево-роговообманкового состава встречается редко (скв. 200 и др.), залегает между амфиболитом и ультрабазитом. Представляет собой темную серовато-зеленую, плотную, тонкозернистую, сланцеватую породу. В ее состав входят (%): зеленая роговая обманка — до 55, кварц — до 25, хлорит (рипидолит), развивающийся по роговой обманке,— до 15. Кроме того, иногда в небольших количествах имеются: кальцит, эпидот, биотит, сфен, пирит. Структура лепидогранонематобластовая, роговиковая.

По минеральному составу описанный сланец является щелочноземельной глиноземистой основной породой орторяда, образовавшейся из основных эффузивов.

Ороговикованный микрогнейс кварцево-биотито-альбитового состава встречается чаще всего в западной части чешуи (скв. 17012, 17013 и др.) между амфиболитами и серпентинитами. Порода полностью аналогична подобным образованиям, описанным в Алексеевской чешуе. Состоит из (%): альбита — 40—75, биотита — 10—58 и кварца — 15—25. Акцессорные минералы — турмалин, апатит; ильменит — до 2%. Структура — роговиковая, лепидогранобластовая.

Порода образовалась из магнезиально-железисто-алюмосиликатных осадков терригенного и вулканогенного происхождения.

Двуслюдяной ороговикованный мусковито-хлорито-биотито-плагиоклазо-кварцевый сланец, в отличие от Алексеевской чешуи, встречается довольно редко (скв. 13189 и др.). Минеральный состав (%): кварц — до 50, плагиоклаз (олигоклаз № 20—22) — до 25, биотит — до 20, хлорит (рипидолит) — до 8, серицит — до 7. Иногда в единичных зернах обнаруживаются эпидот и ильменит. Структура лепидогранобластовая, участками роговиковая.

Генезис породы тот же, что и у описанного выше микрогнейса. Отличается от последнего тем, что она образовалась под воздействием калийного метасоматоза при большой гидратации осадков материала. Метаморфическая переработка описанных образований происходила в условиях высокотемпературных ступеней термоконтактового метаморфизма.

Из приведенных описаний метаморфических сланцев Грушевской чешуи следует, что эти породы представлены немногочисленными разностями, встречающимися значительно реже, чем в Алексеевской чешуе. Возможно это объясняется более слабой разбуренностью.

ЗАПАДНОЕ КРЫЛО СОЛЕНОВСКОЙ СИНКЛИНАЛИ

Породы, слагающие этот участок, особенно его южную часть в районе сел Усть-Каменки, Александровки, Шолохово, изучены лучше всего по сравнению с другими участками. Это объясняется, с одной стороны, хорошей обнаженностью по долинам балок и рек (Каменки, Базавлука,

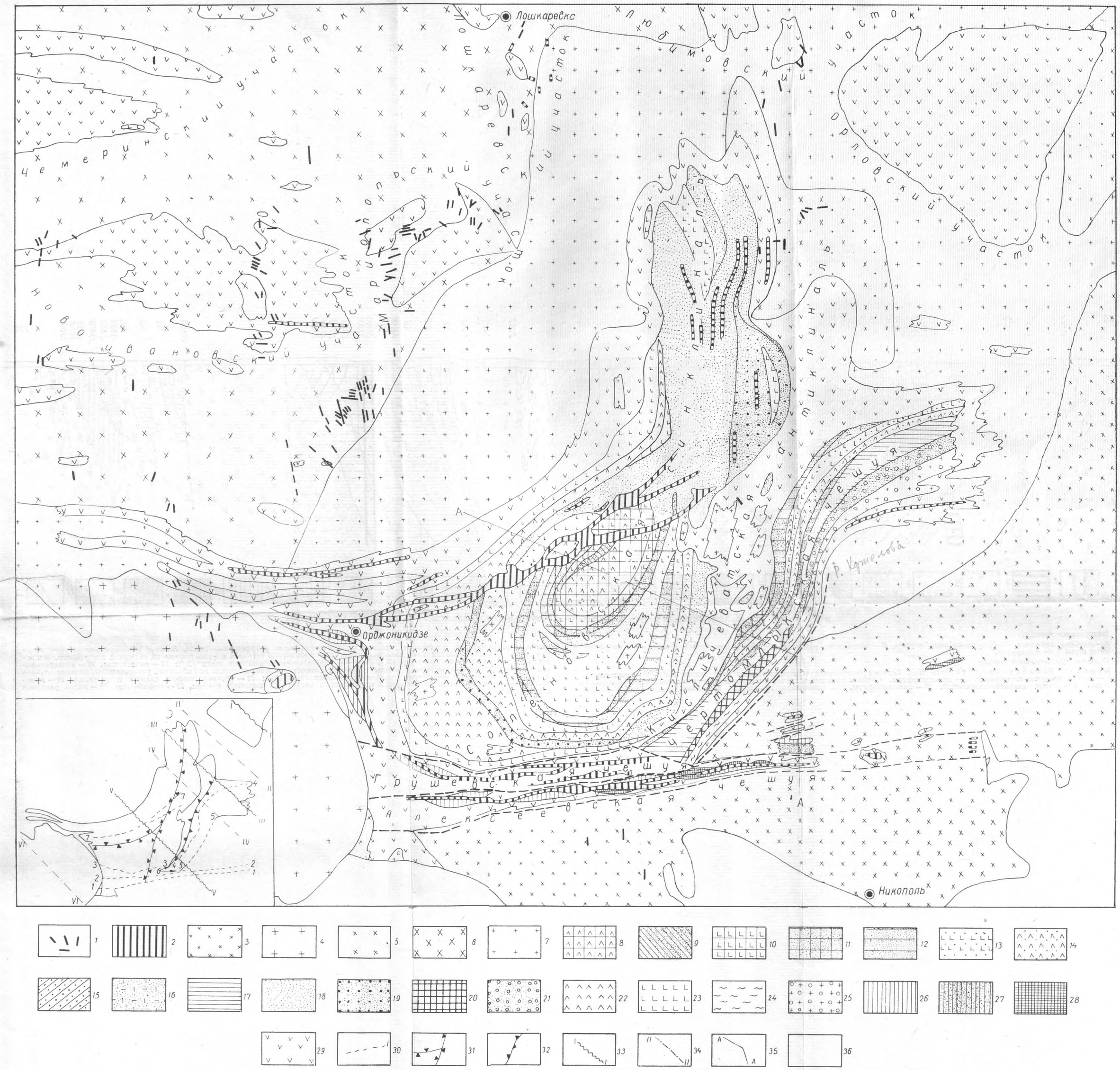

Рис. 8. Схематическая геологическая карта Чертомлыкско-Соленовского района.

Интрузивные породы:

1 — диабазы дайковые, *2* — ультраосно́вные породы, *3* — мигматиты розово-серые микроклино-плагиоклазовые, *4* — граниты розовые токовские и их мигматиты, *5* — граниты серые микроклино-плагиоклазовые и их мигматиты, *6* — плагиограниты розово-белые аплито-пегматоидные и их мигматиты, *7* — плагиограниты серые и их мигматиты. Осадочно-вулканогенные породы.

Верхняя базавлукская серия ($Б_2$). *Верхняя соленовская кератофиро-спилитовая свита* ($Б_2^3$): *8* — апоспилиты, *9* — сланец кварцево-хлоритовый, *10* — апокератофиры. *Средняя сланцево-вулканогенная свита* ($Б_2^2$): *11* — сланец кварцево-серицитовый, *12* — сланец кварцево-хлоритовый, *13* — апокератофиры, *14* — апоспилиты, *15* — межпластовые интрузии ультраосно́вных пород, *16* — апотуффиты, *17* — сложно переслаивающиеся пласты апоспилитов, апокератофиров, альбититов, олигоклазитов, ультрабазитов, туфогенных пород, кварцево-хлоритовых и кварцево-серицитовых сланцев. Нижняя железисто-роговиково-сланцевая свита ($Б_2^1$): *18* — сланец кварцево-хлоритовый, *19* — сланец кварцево-серицитовый, *20* — железистые роговики и разделяющие их сланцы и апотуффиты, *21* — перемежающиеся пласты апотуффитов и кварцево-хлоритовых сланцев. Нижняя базавлукская серия ($Б_1$). *Верхняя кератофиро-метабазитовая свита* ($Б_1^2$): *22* — апоспилиты, *23* — апокератофиры, *24* — сложно переслаивающиеся пласты узловатых сланцев, апотуффитов, амфиболитов, ультрабазитов, зеленых сланцев и роговиков; *25* — апотуффиты и олигоклазиты. *Нижняя сланцево-роговиково-метабазитовая свита* ($Б_1^1$): *26* — метаморфические сланцы и роговики, *27* — кварцево-хлоритовые и кварцево-серицитовые сланцы, *28* — железисто-кремнистые роговики, *29* — амфиболиты; *30* — разломы: *1—1* — Алексеевский, *2—2* — Перевизский, *3—3* — Грушевский, *4—4* — Северо-Восточный надвиг, *5—5* — разлом Кужелова, *6—6* — Южный разлом, *7—7* — Александровско-Марьинский; *31* — ось Соленовской синклинали, *32* — ось Кисличеватской антиклинали; *33* — синклинали: *I—I* — Орловско-Любимовская, *III—III* — Чистопольская, *V—V* — Екатериновская; *34* — антиклинали: *II—II* — Дмитровско-Криничеватская, *IV—IV* — Чкалово-Марьинская, *VI—VI* — Токовское антиклинальное поднятие; *35* — линия геологического разреза *А—А*, *36* — участки, занятые Каховским водохранилищем.

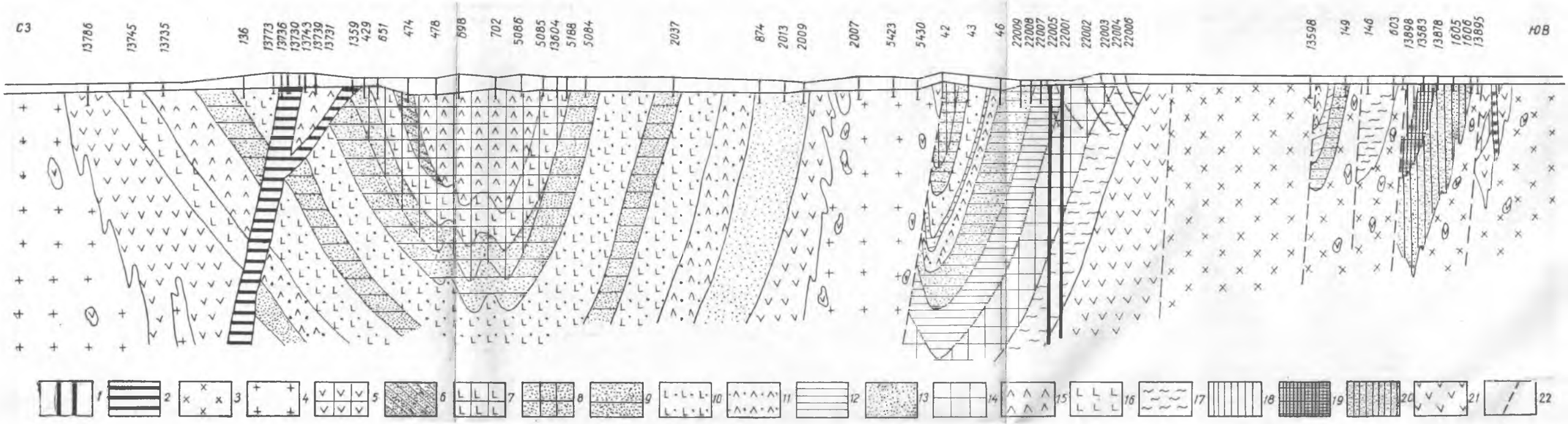

Рис. 9. Геологический разрез по линии *А—А* Чертомлыкско-Солёновского района.

Интрузивные породы:

1 — диабазы дайковые, *2* — ультраосновные породы, *3* — мигматиты розовато-серые микроклино-плагиоклазовые, *4* — плагиограниты серые и их мигматиты.

Осадочно-вулканогенные породы.

Верхняя базавлукская серия$_3$ ($Б_2$). *Верхняя соленовская кератофиро-спилитовая свита* ($Б_2^3$): *5* — апоспилиты, *6* — сланец кварцево-хлоритовый, *7* — апокератофиры. *Средняя сланцево-вулканогенная свита* ($Б_2^2$): *8* — сланец кварцево-серицитовый, *9* — сланец кварцево-хлоритовый, *10* — апокератофиры, *11* — апоспилиты, *12* — сложно переслаивающиеся пласты апоспилитов, апокератофиров, альбититов, олигоклазитов, ультрабазитов и туфогенных пород. *Нижняя железисто-роговиково-сланцевая свита* ($Б_2^1$). *13* — сланец кварцево-хлоритовый, *14* — железистые роговики и разделяющие их сланцы и апотуффиты. Нижняя базавлукская серия ($Б_1$). *Верхняя кератофиро-метабазитовая свита* ($Б_1^2$): *15* — апоспилиты, *16* — апокератофиры, *17* — сложно переслаивающиеся пласты узловатых сланцев, туфогенных пород, амфиболитов, ультрабазитов, зеленых сланцев и роговиков. *Нижняя сланцево-роговиково-метабазитовая свита* ($Б_1^1$): *18* — метаморфические сланцы и роговики, *19* — железисто-кремнистые роговики, *20* — кварцево-хлоритовые и кварцево-серицитовые сланцы, *21* — амфиболиты, *22* — линии разломов и надвигов.

Соленой), с другой,— наличием месторождений силикатных никелевых руд коры выветривания, где был выполнен большой объем буровых и горных работ.

Здесь обнажаются кроме гранитов и мигматитов амфиболиты, ультраосно́вные породы, метаморфические сланцы. Среди перечисленных пород преобладают амфиболиты, значительно реже встречаются ультраосно́вные породы в виде интрузивных согласно и несогласно залегающих тел, еще реже — метаморфические сланцы.

В южной части крыла мощность метаморфических образований составляет 2—4 *км*. Эти породы как бы окаймляют восточную часть массива токовских гранитов и продолжаются на запад в виде полос длиной от 3,5 до 17 *км* и мощностью 0,25—1,0 *км*.

Северо-северо-восточнее с. Шолохово в амфиболитах перестают встречаться ультрабазиты и метаморфические сланцы. Мощность амфиболитов значительно уменьшается по сравнению с южной частью крыла: до 0,5—1, изредка 2 *км*. Породы здесь слабо обнажены, вскрыты немногочисленными скважинами и потому изучены недостаточно.

Амфиболиты западного крыла Соленовской синклинали несколько отличаются от амфиболитов Алексеевской и Грушевской чешуй. Это отличие заключается прежде всего в том, что здесь в центральных частях преимущественно развиты крупнозернистые, массивные разности, а мелкозернистые, сланцеватые встречаются реже и только в краевых частях. Здесь наблюдается большее однообразие структур. Преобладает гранобластовая структура, реже встречается нематогранобластовая, гранонематобластовая, порфиробластовая, реликтовая бластоофитовая.

Краевые участки амфиболитов, находящиеся в непосредственном контакте с гранитами, часто мигматизированы и рассечены жилами аплита, пегматита и кварца. Проникновение жил происходило обычно по вертикальным зонам смятия и поперечным сколам. В краевых участках амфиболиты биотитизированы, эпидотизированы и окварцованы.

Контакты между амфиболитами и кислыми породами встречаются как резкие, так и расплывчатые, постепенные. В местах резких контактов амфиболиты как бы одеты в тонкую биотитовую «рубашку». На контактах амфиболитов с ультраосно́вными породами образуется почти мономинеральная крупнозернистая амфибололитовая разность.

Представлены амфиболиты неизменной, окварцованной, эпидотизированной, биотитизированной и скаполитизированной разновидностями, а также амфибололитами.

Амфиболит неизмененный распространен наиболее широко. Отсутствует лишь в северо-западном окончании крыла. Вскрыт обнажениями и скважинами. Внешне представляет собой темно-серую, иногда до черной с зеленоватым оттенком породу. Чаще всего встречается среднезер-

нистая разность, реже — мелкозернистая и совсем редко — крупнозернистая. Порода преимущественно рассланцованная, однако довольно широко распространены и массивные текстуры, особенно в районе с. Шолохово. По сланцеватости в амфиболитах наблюдается вкрапленность сульфидов (размер зерен до 1 *мм*), полоски и примазки. Структура плагиоклазо-роговообманковых амфиболитов с массивной текстурой преимущественно гранобластовая и гетерогранобластовая, изредка бластодиабазовая. Для рассланцованных разностей характерны микрогранонематобластовая структура основной ткани с крупными нематобластами роговой обманки. Содержание породообразующих минералов изменяется в очень широких пределах (%): зеленая роговая обманка — 55—95, плагиоклаз (первичный андезин — битовнит № 30—75, вторичные альбит, олигоклаз) — 5—45. По роговой обманке и реже — по первичному плагиоклазу в небольших количествах (0—2%) развиваются эпидот, цоизит, биотит, хлорит, кальцит. Иногда встречается кварц — 0—3%. Из акцессорных нужно отметить сфен — 1—5, апатит — 0—2% и циркон. Рудные минералы представлены ильменитом — до 5, пиритом и пирротином — 0—2% и единичными зернами магнетита, гетита и гидрогетита.

Химический анализ породы приводится в табл. 33 (ан. 2).

Окварцованный амфиболит встречается так же широко, как и плагиоклазо-роговообманковый, нет его лишь в районе с. Усть-Каменки. Располагается обычно в краевых частях амфиболитовых массивов, в зонах интенсивного рассланцевания. Обычно это темно-серая с зеленоватым оттенком порода, реже черная, преимущественно мелко- и среднезернистая, рассланцованная. Структура чаще всего гранонематобластовая, реже — гетерогранобластовая, бластодиабазовая, порфиробластовая. Порода состоит из (%): синевато-зеленой и зеленой, иногда неравномерно окрашенной роговой обманки — 30—70, плагиоклаза (вторичного альбита — олигоклаза № 8—20, реже — первичного основного олигоклаза и андезина № 21—40) — 10—55. Кварц разъедает роговую обманку и плагиоклаз, образует агрегатные скопления, тонкие прожилки. Содержание кварца в породе достигает иногда 25%. Минералы группы эпидота, биотит и хлорит в этой разности амфиболита встречаются нечасто. Развиваются они по роговой обманке и плагиоклазу в количестве до 5%. По последнему развивается серицит, иногда кальцит. Акцессорные минералы представлены сфеном — до 5% и, изредка, апатитом и цирконом. Из рудных минералов можно назвать ильменит — до 3, пирит и пирротин — до 2% и магнетит (редко).

Эпидотизированный (спилитизированный) амфиболит встречается часто, но по отношению к описанным выше разностям находится в подчиненном количестве. Преобладает в северо-западном окончании крыла. Представляет собой темно-серую, серовато-зеленую и темно-зеленую породу, мелкозернистую, тонкополосчатую. Структура преимущественно

гранонематобластовая и нематогранобластовая, реже встречаются гетерогранобластовая, очковая, бластодиабазовая и порфиробластовая. Состоит в основном из (%): светло-зеленой, зеленой и синевато-зеленой роговой обманки — 45—88 и кислых плагиоклазов (альбита — олигоклаза № 10—25) — 15—40. В виде породообразующих выступают также минералы группы эпидота — 5—28%, причем преобладает эпидот, замещающий роговую обманку; цоизит, развивающийся по плагиоклазу, находится в подчиненном количестве, клиноцоизит — редок. Кварц (0—20%) встречается спорадически в виде пойкилобластов в роговой обманке или прожилков. По трещинам спайности в роговой обманке обнаруживаются изредка биотит и хлорит — 0—3%. Замещает роговую обманку и карбонат, содержание которого достигает 5%. Из акцессорных можно назвать сфен — 3% и апатит, встречающийся редко в виде единичных крупных столбчатых зерен размером 1,0×0,5 *мм*. Ильменит — до 2% находится постоянно, иногда почти полностью лейкоксенизирован. Рудные минералы представлены единичными зернами пирита, пирротина и изредка — магнетита и гидрогетита.

Биотитизированный амфиболит. Биотит в амфиболитах, так же как и кварц, и минералы группы эпидота, образуются в результате наложившихся процессов диафтореза. Явление биотитизации амфиболитов особенно часто наблюдается вблизи контактов с кислыми и ультраосновными породами. Текстура этой разности за редким исключением сланцеватая. Порода мелко- и среднезернистая, темно-серого, зеленовато-серого и темно-зеленого цвета. Минеральный состав — обычный для амфиболитов (%): роговая обманка заленая с синеватым оттенком — 40—77; олигоклаз (№ 15—20) — 8—22, биотит, образующийся по роговой обманке и изредка по хлориту и плагиоклазу,— 7—15, кварц — 3—7; встречаются иногда хлорит — до 2, карбонат — до 2, сфен — до 4, циркон — в единичных зернах, ильменит — до 5, магнетит — до 1, пирит и пирротин — до 2.

Амфиболит со скаполитом — очень редкая разность. Обнаружена скважинами на окраине с. Перевизских Хуторов (скв. 13633, 13638). Порода мелкозернистая, рассланцованная, цвет темно-серый с зеленоватым оттенком. Минеральный состав (%): сине-зеленая роговая обманка — 40—68, альбит и олигоклаз (№ 6—10 и 22—24) — 15—22, скаполит (мейонит), развивающийся по плагиоклазу, а также встречающийся в тончайших прерывистых трещинках в роговой обманке,— 10—17. В небольших количествах наблюдаются биотит, кварц, цоизит, эпидот, карбонат, сфен, апатит, ильменит, магнетит, сульфиды.

Амфибололиты. Амфиболиты, как указывалось, рассекаются жилами и дайками ультраосновных пород. В месте контакта амфиболиты перекристаллизованы на глубину от 2 до 20 *см*. Перекристаллизованные участки представляют собой массивную крупно- и среднезернистую

породу, состоящую из широкопризматических крупных зерен роговой обманки. Цвет породы темно-зеленый, почти черный. Структура гранобластовая, иногда нематобластовая. Главный минерал, составляющий 90—99% объема породы,— роговая обманка зеленого цвета. В переменных небольших количествах встречаются: олигоклаз (№ 20) — 0—5%, кварц — 0—5, эпидот и цоизит — 0—5, биотит — 0—4, хлорит — 0—4, ильменит — до 2%; сфен, лейкоксен, магнетит — единичные зерна.

Сланцы и ороговикованные сланцы вскрыты немногими скважинами на участке между западным окончанием Грушевского разлома и с. Александровкой; по отношению к амфиболитам находятся в подчиненном положении. Залегают сланцы согласно среди амфиболитов и даек ультраосновных пород в виде линзообразных тел размером до 3,0×0,4 *км*. Среди сланцев выделяются следующие разновидности:

зеленые метаморфические сланцы и роговики (щелочноземельные глиноземистые основные породы орторяда);

ороговикованные рассланцованные микрогнейсы и роговики магнезиально-железисто-алюмосиликатные и натровые алюмосиликатные породы орторяда;

двуслюдяной ороговикованный сланец (магнезиально-железисто-алюмосиликатная порода).

Поскольку выделенные разновидности микроскопически, текстурно, структурно и по составу почти не отличаются от аналогичных пород Алексеевской чешуи, ниже приводятся о них только краткие сведения.

Зеленые метаморфические сланцы и роговики

Хлорито-биотито-роговообманково-кварцево-альбитовый сланец встречен в южном окончании крыла у Грушевского разлома (скв. 13628, 13634 и др.). Породообразующими минералами являются (%): альбит — олигоклаз (№ 12—18) — до 40 и кварц — до 30; существенные составные части: роговая обманка — до 10, биотит — до 7, хлорит — до 5, мусковит — до 2. В переменных количествах обнаружены кальцит — 0—4 и гранат — 0—1%. Иногда наблюдаются апатит, ильменит, пирит.

Гранато-биотито-хлорито-роговообманково-кварцево-плагиоклазовый сланец описан в ряде скважин (17005, 17018, 17021 и др.), пробуренных в районе участка Нового. Минеральный состав (%): плагиоклаз (олигоклаз № 20—30) — 30—55, кварц — 20—45, роговая обманка — до 20, хлорит — до 7, биотит — до 3, гранат — до 1. В небольших количествах содержатся мусковит, эпидот, цоизит, кальцит, апатит, ильменит, сульфиды.

Исходным материалом для образования этой группы сланцев, очевидно, послужили вулканогенные продукты основных лав, метаморфическая переработка которых проходила в условиях термоконтактового метаморфизма.

Ороговикованные рассланцованные микрогнейсы и кристаллические сланцы

Биотито-альбито-кварцевый микрогнейс ассоциирует с описанными выше зелеными метаморфическими сланцами. В состав породы входят (%): кварц — до 40, альбит (№ 8—10) — 25—35, биотит — до 30. Встречаются также эпидот — до 5%, серицит, апатит, ильменит.

Гранато-биотито-кварцево-плагиоклазовый микрогнейс — редко встречающаяся порода (скв. 114, 17006). 70—80% ее объема составляют кварц и олигоклаз. В подчиненных количествах выступают биотит и гранат. В единичных зернах обнаруживаются цоизит, сфен, турмалин, циркон, апатит.

Обе разновидности микрогнейса образовались из смеси терригенных осадков магнезиально-железисто-алюмосиликатного состава, измененных высокотемпературными процессами термоконтактового метаморфизма.

Альбито-мусковито-кварцевый кристаллический сланец. Эта ранее не описывавшаяся порода встречается на Усть-Каменском участке (скв. 62, 140, 155, 156 и др.). Сланец серый или серебристо-белый, среднезернистый, сланцеватость не всегда отчетливо выражена. Структура породы гранолепидобластовая, лепидогранобластовая. Минеральный состав довольно простой (%): кварц — 25—55, мусковит — 15—50, альбит — 5—50. В единичных зернах отмечаются турмалин, монацит, апатит.

Исходным материалом для образования этих сланцев явились, возможно, кварцевые песчаные отложения, содержавшие значительную примесь глинистого вещества, послужившего продуктом для образования мусковита и альбита, которые, таким образом, представляют новообразования, возникшие при процессах миграционно-контактового метаморфизма, а не первичную обломочную часть осадка. Процессы метаморфизма происходили со значительным привносом щелочей. Породы относятся к натровым алюмосиликатным образованиям.

Двуслюдяные ороговикованные сланцы

Эти породы представлены редко встречающейся мусковито-биотито-альбито-кварцевой разностью (скв. 13630, 17007 и др.). Содержание породообразующих минералов изменяется в широких пределах (%): кварц — 25—50, альбит — 25—60. В заметных количествах содержатся биотит — 15—20 и мусковит — до 10%, а также хлорит, кальцит. Акцессорные минералы представлены гранатом, апатитом, цирконом; рудные — ильменитом — до 2% и пиритом.

Порода образовалась из смеси терригенных осадков магнезиально-железисто-алюмосиликатного состава, измененных высокотемпературными процессами термоконтактового метаморфизма.

СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ ВОСТОЧНОГО КРЫЛА СОЛЕНОВСКОЙ СИНКЛИНАЛИ

Нижняя свита нижней базавлукской серии слагает северную часть восточного крыла, где она окаймляет метаморфические сланцы и другие породы, развитые в северном замыкании Соленовской синклинали. Длина участка около 8 *км*, ширина до 1 *км*. Почти вся площадь участка занята амфиболитами, ультрабосновные породы (в виде согласно залегающих жил) и метаморфические сланцы встречаются редко. Указанные породы вскрыты многочисленными обнажениями по р. Соленой, а также редкими скважинами.

Амфиболиты северной части восточного крыла Соленовской синклинали представляют собой темно-серые с зеленоватым оттенком, темно-зеленые до черного, большей частью мелкозернистые, вплоть до тонкозернистых, породы. Обычно они массивные, иногда содержат вытянутые зоны тонкосланцеватых разностей. В ряде мест амфиболиты как бы сильно перемяты или имеют сланцевато-плойчатый вид; здесь же встречаются участки амфиболо-хлоритовых сланцев.

Наиболее часто встречается эпидотизированный (спилитизированный) амфиболит, иногда со значительным содержание кварца (до 12%). Значительно реже встречаются неизмененные окварцованные и миндалекаменные амфиболиты. Окварцованные и эпидотизированные амфиболиты часто хлоритизированы, иногда значительно (хлорита до 20%) вплоть до перехода в амфиболо-хлоритовые сланцы.

Поскольку бо́льшая часть перечисленных разновидностей амфиболитов была охарактеризована, здесь приводится описание тех амфиболитов, которые ранее не упоминались; для остальных разностей приводятся краткие сведения о составе.

Миндалекаменный амфиболит. По р. Соленой в мелкозернистых массивных эпидотизированных (спилитизированных) амфиболитах согласно залегают маломощные (5—10 *м*) пачки этих своеобразных пород, которые в 1950 г. отмечала в районе с. Чистополя В. Д. Степанец (1950). Они отличаются от вмещающих амфиболитов тонкозернистой тканью и миндалекаменной текстурой. Размер миндалин 0,5—3,0 *см*. Миндалины имеют яйцевидную форму и в рассланцованных разностях вытянуты по сланцеватости. Цвет этих пород серовато-зеленый, они массивные, реже рассланцованные. Переход от вмещающих эпидотизированных амфиболитов к миндалекаменным постепенный. Жилы аплита, пегматита и кварца секут породы очень редко. Основная микрогранонематобластовая ткань породы состоит из (%): мелкозернистой (0,1—0,5×0,05—0,2 *мм*) игольчатой и удлиненнопризматической роговой обманки зеленого цвета — 65—85 и очень мелкозернистого плагиоклаза, представленного альбитом и олигоклазом,— 3—15; в качестве обязательной сос-

тавной части содержится цоизит — 5—30, который видимо заменил в какой-то степени первичный плагиоклаз, а возможно, и роговую обманку. Кроме перечисленных минералов, в небольших переменных количествах встречаются (%): хлорит — 0—4, кварц — 0—3, биотит — 0—1. Из акцессорных минералов постоянно наблюдается сфен — 1—5; рудные (ильменит, изредка гидрогетит) встречаются в единичных зернах.

Миндалины имеют зубчатую гранобластическую структуру. Сложены они преимущественно цоизитом и клиноцоизитом — 60—70, альбитом — олигоклазом — 20—30%. Из других минералов нужно отметить роговую обманку — до 3, хлорит — до 5%; кварц, ильменит и гидрогетит — в единичных зернах. Химический анализ породы приводится в табл. 33, ан. *4*.

Хлоритизированный амфиболит чаще всего встречается в зонах смятия, на участках проявления магнезиально-силикатного метасоматоза. Иногда при этом хлорит полностью замещает роговую обманку, и порода превращается в альбито-кварцево-хлоритовый сланец (обнажения верховьев р. Соленой).

Эта разновидность амфиболита представляет собой мелкозернистую всегда рассланцованную породу серовато-зеленого цвета. Структура гранолепидобластовая, лепидогранобластовая, участками — порфиробластовая, бластодиабазовая. Составные части (%): роговая обманка светло-зеленая, реже — синевато-зеленая — 40—60, альбит и олигоклаз (№ 10—28) — 3—35, хлорит (рипидолит) развивается по роговой обманке, плагиоклазу и биотиту — 5—45. В небольших переменных количествах содержатся (%): кварц — 0—8, биотит — 0—7, кальцит — 0—3; из акцессорных развиты сфен — 0—10, апатит — 0—1; рудные: ильменит — 0—8, сульфиды — 0—7, гидрогетит — 0—2.

Окварцованный амфиболит состоит из (%): из роговой обманки — 50—80, альбита — 5—35, кварца — 5—20; иногда встречаются хлорит — до 8, биотит — до 1, ильменит — до 3 и сфен.

Эпидотизированный (спилитизированный) амфиболит. Минеральный состав (%): роговая обманка — 50—80, альбит — 5—20, эпидотовые минералы (эпидот, цоизит, клиноцоизит) — 6—30, хлорит — до 7, кварц — до 5, биотит (редко) — до 4, сфен — до 7, ильменит (редко) — до 1.

Химический анализ приводится в табл. 33 (ан. *3*).

Зеленые метаморфические сланцы развиты ограниченно, в виде небольших маломощных (2—3 *м*) зон, залегающих согласно среди амфиболитов. В обн. 10 встречен альбито-кварцево-цоизито-роговообманково-хлоритовый сланец серовато-зеленого цвета, мелкозернистый. Структура нематолепидобластовая. Минеральный состав (%): хлорит (рипидолит) — 45, роговая обманка — 28, цоизит — 15, кварц — 4, альбит — 3, биотит — 3, сфен — 2. Относится к группе щелочноземельных основных пород орторяда.

В обн. 14 встречен альбито-кварцево-хлоритовый сланец в виде маломощных (2—3 *м*) прерывистых полос. Порода темно-серая с зеленоватым оттенком, мелкозернистая. Породообразующие минералы (%): хлорит (рипидолит) — до 45, кварц — до 40, альбит — до 15, сфен — до 2. Относится к группе глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистых пород.

Оба сланца образовались в переходных условиях от динамотермального до низкотемпературных ступеней термоконтактового метаморфизма из туфовых продуктов основных лав.

КИСЛИЧЕВАТСКИЙ АНТИКЛИНАЛЬНЫЙ УЧАСТОК

Кисличеватский антиклинальный участок отделяет Соленовскую синклиналь от Чертомлыкской чешуи. Длина его около 20 *км*, ширина от 0,5—1 *км* на юге до 8 *км* на северо-востоке. На северном окончании участка кристаллические породы обнажаются по б. Каменоватой, в остальной части они покрыты осадочным чехлом и разбурены несколькими десятками мелких поисковых скважин.

Кристаллические породы представлены амфиболитами и метаморфическими сланцами, которые прорываются серыми плагиогранитами. И метаморфические, и интрузивные породы сечет дайка пироксенового диабаза. Возможно, что состав и геологическое строение Кисличеватской антиклинали значительно сложнее, чем мы считаем сейчас, в связи со слабой разбуренностью.

Амфиболиты. Породы этой группы представлены неизмененными амфиболитами и их окварцованными и эпидотизированными разностями, находящимися примерно в равных соотношениях. Они по минеральному составу, структурным и текстурным особенностям почти полностью аналогичны амфиболитам, развитым в западном борту Соленовской синклинали в районе с. Шолохово. Чаще всего амфиболиты имеют массивный, реже — сланцеватый облик. Они среднезернистые, темно-серого и зеленовато-серого цвета. Структура гранонематобластовая, реликтовая диабазовая. Обычно вблизи контактов с гранитами амфиболиты мигматизированы, рассечены жилами аплита, пегматита, гранита, эпидотизированы, окварцованы.

Минеральный состав выделенных разностей амфиболитов (%) следующий:

неизмененный амфиболит: роговая обманка — 75—93, плагиоклаз (олигоклаз — андезин № 20—40) — 3—20, эпидот и цоизит — 2—5, кварц (редко) — до 2, сфен — 1—2, ильменит — до 3;

окварцованный амфиболит: роговая обманка — 65—70, плагиоклаз (олигоклаз № 15—16, андезин № 30—36) — 15—20, кварц — 10, эпидот и цоизит — до 4, сфен — в единичных зернах, ильменит — до 5;

эпидотизированный (спилитизированный) амфиболит: роговая обманка — 77—85, альбит — 5—12, эпидот и цоизит — 7—12, сфен — 1—2, ильменит — в единичных зернах.

Ороговикованные и аспидные сланцы. Несколькими мелкими скважинами (13572, 13574 и др.) вскрыты мусковито-кварцевые роговики, кварцево-мусковито-хлоритовые и кварцево-хлоритовые сланцы. В связи с недостаточной разбуренностью судить о распространении и залегании этих пород или об их взаимоотношениях с вмещающими амфиболитами невозможно. Скорее всего, это реликтовые останцы когда-то залегавшей выше верхней базавлукской серии ($Б_2$). Иногда эти образования встречаются в виде ксенолитов в серых плагиогранитах.

Мусковито-кварцевый роговик — светло-серая, тонкозернистая, слабо рассланцованная порода с тонкими согласными жилами кварца. Главная составная часть породы — кварц — 75—80%, мусковит — 15, хлорит — 3, гетит — 5%. Структура породы гранобластовая с порфиробластами мусковита, местами роговиковая.

Исходным материалом для образования мусковито-кварцевых роговиков послужили осадки алюмосиликатного состава. Метаморфическая переработка их проходила в условиях низкотемпературного термоконтактового метаморфизма.

Кварцево-мусковито-хлоритовый пиритизированный сланец — зеленовато-серая, полосчатая, тонкорассланцованная порода. Минеральный состав (%): хлорит (рипидолит) — 55, мусковит — 20, кварц — 15, ильменит и пирит — 10. Структура гранолепидобластовая.

Материалом для образования этого сланца явились магнезиально-железисто-алюмосиликатные глинистые осадки, обогащенные щелочами. По степени метаморфизма относятся к зеленым сланцам динамотермального метаморфизма.

Кварцево-хлоритовый зеленый сланец — серо-зеленая, тонкосланцеватая с шелковистым блеском, очень мелкозернистая порода, состоящая из (%): хлорита (рипидолита) — 60—65, кварца — 35—40 и сфена — до 1. Структура гранолепидобластовая.

Исходный материал для образования этого сланца и степень метаморфизма те же, что и у предыдущей породы. Относится к глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистой группе.

Нижняя чертомлыкская амфиболитовая подсвита ($Б_1^{1а-ч}$)

В соленовской нерасчлененной сланцево-роговиково-амфиболитовой подсвите были описаны, как видно из названия подсвиты, нерасчлененные образования. В Чертомлыкской чешуе такое расчленение анало-

гичных пород оказалось возможным. К чертомлыкской амфиболитовой подсвите ($Б^{1а-ч}$) мы также отнесли толщи, сложенные одними амфиболитами. Такие монотонные толщи известны не только в Чертомлыкской чешуе, но и на северо-западе и северо-востоке района в участках Чемеринском, Новоивановском, Мариопольском, Лошкаревском, Любимовском и Орловском, представляющих собой, очевидно, останцы размытых складчатых структур.

ЧЕМЕРИНСКИЙ УЧАСТОК

Чемеринский участок находится в северо-западной части района, состоит из трех тел амфиболита, вытянутых между пос. Нововасильковкой № 2 и пос. Чемеринкой в широтном направлении и продолжающихся за пределы района. Размер тел от 3 до 10 *км* в длину, ширина — 1,5—2 *км*. Вскрыты они буровыми скважинами. В меридиональном направлении участок пересекает р. Желтенькая, но нигде не вскрывает кристаллических пород.

Цвет амфиболита темно-серый, зеленовато-серый; текстура массивная, реже — сланцеватая. Породу секут жилы аплитов и пегматитов, а также дайки диабаза. В краевых частях тел амфиболит часто мигматизирован вплоть до образования роговообманковых мигматитов. В центральных частях он мелкозернистый, на периферии — среднезернистый до крупнозернистого. Амфиболит представлен неизмененной разностью, иногда с небольшой примесью кварца. Основную массу его составляет роговая обманка — до 80—90%. Содержание (%) плагиоклаза (андезин № 40—42) — до 8, биотита до 5, кварца — до 3, хлорита — до 1. В единичных зернах присутствуют эпидот и цоизит. Акцессорные минералы представлены апатитом — до 2%. Структура породы гранобластовая, неравномернозернистая.

НОВОИВАНОВСКИЙ УЧАСТОК

Представляет собой вытянутую в широтном направлении полосу амфиболита длиной 16 *км*, шириной — 1—5 *км*.

Участок располагается между пос. Спасовским на западе и пос. Мироновским на востоке на водоразделах между Желтенькой и Базавлучком, и между Базавлучком и Базавлуком. Породы вскрыты в обнажениях по Желтенькой и Базавлуку, а также рядом картировочных скважин.

Амфиболит зеленовато-серый, мелкозернистый до среднезернистого. Обычно рассланцован, но есть и массивная разность. Часто встречаются мигматизированные амфиболиты, содержащие гранаты. Обычно гранаты

приурочены к зальбандам жил кварца, аплита и пегматита, иногда они относительно равномерно распределены в породе, что особенно характерно для маломощных пачек и ксенолитов амфиболита в мигматитах. Амфиболиты пересечены многочисленными дайками роговообманкового диабаза и дайкой хлорито-тремолитовой породы.

Полоса сложена неизмененными, окварцованными и эпидотизированными (спилитизированными) амфиболитами, которые на контакте с гранитами переходят в роговообманковые мигматиты.

Ниже приводится минеральный состав этих пород (%).

Неизмененный амфиболит: роговая обманка — 60—70, плагиоклаз (олигоклаз — андезин № 18—35) — 30—35, кварц — 2—3, эпидот и цоизит — до 3, сфен — до 1, ильменит — встречается редко.

Окварцованный амфиболит: роговая обманка — 60—70, плагиоклаз (олигоклаз и андезин № 20—38) — 20—30, кварц — 7—15, сфен и апатит встречаются изредка в единичных зернах. Химический анализ породы приводится в табл. 33 (ан. *5*).

Эпидотизированный (спилитизированный) амфиболит: роговая обманка — 45—60, альбит — олигоклаза (№ 10—16) — 12—30, эпидот и цоизит — 5—25, кварц — до 3, сфен — до 1, изредка в единичных зернах встречаются гранат и ильменит.

Между Новоивановским участком и полосами амфиболита Чертомлыкско-Соленовского синклинория, огибающими массив токовских гранитов на юге, располагается целый ряд небольших массивчиков и ксенолитов амфиболита размером от 4×1 *км* до нескольких десятков метров, которые вскрыты обнажениями по р. Базавлуку и балкам Криничной, Часноковой, Криничеватой, Бакулину Броду, Московской, Рожковой, Желтенькой и Андрюшиной, а также по рекам Базавлуку и Каменке.

Цвет пород темно-серый, иногда с зеленоватым оттенком. Как правило, амфиболиты среднезернистые, встречаются массивные и рассланцованные разности. Очень часто породы мигматизированы, вплоть до образования роговообманковых мигматитов, наблюдается много секущих даек диабазов, жил аплитов и пегматитов.

Амфиболиты в крупных ксенолитах представлены неизмененной разностью с повышенным содержанием кварца — до 7%; роговая обманка составляет 65—70%, плагиоклаз (олигоклаз — андезин № 18—36) — 15—30, эпидот и цоизит — до 3, биотит — до 5, сфен — до 2, ильменит — до 2%, хлорит в единичных чешуйках (редок), апатит — в единичных зернах. Изредка встречается эпидотизированный (спилитизированный) амфиболит с содержанием эпидота до 20%, роговой обманки — до 55, альбита — до 17, кварца — до 7, сфена — до 1%.

Габбро-амфиболит. На левом склоне р. Базавлука напротив устья р. Базавлучка выходы кристаллических пород образуют почти отвесную стену длиною до 500 *м* и высотою 20—30 *м* (обн. 175). Обнажение сло-

жено светло-серыми аплитоидными и аплито-пегматоидными плагиогранитами с крупными (30—50 *м*) ксенолитами амфиболитов и роговообманковых мигматитов.

В этом месте обнаружены самые древние породы (габбро-амфиболиты) на территории района — 2700 млн. лет (определение сделано по роговой обманке).

Габбро-амфиболиты представляют собой темно-серую, среднезернистую, массивную породу, рассеченную жилами белого аплита. Структура гранобластовая, реликтовая, бластодиабазовая. Минеральный состав (%): густо сине-зеленая роговая обманка — 40—45, моноклинный пироксен (ряда диопсид-геденбергит) — 30—35, плагиоклаз (андезин № 37—38) — 8—10. По роговой обманке развивается актинолит, составляя 3—5%; эпидот и клиноцоизит замещают: первый роговую обманку, второй — плагиоклаз — 1—2%. Постоянно наблюдается в небольших количествах кварц. Акцессорные минералы представлены сфеном — до 1%, рудные — единичными зернами ильменита.

Химический анализ породы приводится в табл. 33 (ан. *6*). По соотношению фемических компонентов габбро-амфиболит относится к группе щелочноземельных глиноземистых основных пород орторяда с преобладанием магния над железом.

МАРИОПОЛЬСКИЙ УЧАСТОК

Расположен на той же широте, что и Новоивановский и состоит из двух полос амфиболита размером 3×1 *км* и 6×2 *км*, разделенных мигматитами. Породы вскрыты обнажениями по реке Базавлуку и впадающим в нее балкам Отвершку, Кондриной, Криничевской и немногочисленными скважинами. Участок вытянут в широтном направлении между пос. Петровским на западе и пос. Мариополем на востоке.

Как правило, амфиболиты рассланцованы, иногда тонкополосчаты. Цвет породы зеленовато-серый, темно-серый до черного с зеленоватым оттенком. Изредка встречаются массивные миндалекаменные амфиболиты. Преобладают среднезернистые разности, мелкозернистые встречаются реже. Крупнозернистые амфиболиты обнаружены в периферических участках. Окраины массивов мигматизированы. Амфиболиты пересечены дайками роговообманкового диабаза, жилами аплита и пегматита. На контактах наблюдаются маломощные зонки биотитизации, иногда — гранаты.

В Мариопольском участке преобладают *неизмененные амфиболиты*, иногда с небольшой примесью кварца и эпидота. Минеральный состав их (%): роговая обманка — 50—82, плагиоклаз (олигоклаз — андезин № 20—42) — 16—40, кварц — 0—5, биотит (редко) — до 2, эпидот и цоизит — до 2, изредка хлорит — до 1, сфен — до 5, апатит и ильменит —

единичные зерна. Химический анализ породы приводится в табл. 33 (ан. 7).

Реже встречаются окварцованные и эпидотизированные (спилитизированные) амфиболиты. В *окварцованном амфиболите* роговая обманка составляет 60—70, плагиоклаз (олигоклаз № 16, андезин) — 15—30, кварц — 8—15, эпидот (редко) — до 3, сфен — 1—2%. В *эпидотизированном амфиболите* роговая обманка составляет 37—50, плагиоклаз (альбит и олигоклаз № 8—20) — 10—30, эпидот и цоизит — 25—30, кварц — до 8%, сфен и пирит — в единичных зернах.

Диабазы описываются в разделе «Интрузивные породы».

ЛОШКАРЕВСКИЙ УЧАСТОК

Участок находится в северной части района, где обнажается ряд массивов амфиболита по течению р. Базавлука от б. Мельникова на юге до с. Лошкаревки на севере. Размер отдельных тел колеблется от 700×200 *м* до 1,5×1,5 *км*.

Амфиболиты окрашены в темно-серый цвет с зеленоватым оттенком, мелко- и среднезернистые, большей частью рассланцованные. Представлены они *окварцованной* разностью, состав которой (%): роговая обманка — 70, плагиоклаз — 20, кварц — 7, эпидот — 3, биотит — единичные чешуйки, сфен — 1. Изредка встречается амфибололит, состоящий на 98% из роговой обманки с небольшой примесью кварца (до 1%) и рудных минералов. Амфиболиты часто мигматизированы, содержат большое количество секущих жил аплита и пегматита, а также дайки роговообманкового диабаза и хлорито-тремолитовой породы.

ЛЮБИМОВСКИЙ УЧАСТОК

Расположен в северной части района по р. Соленой между с. Любимовкой на западе и пос. Криничеватым на востоке. Участок состоит из двух массивов — полос амфиболита размером 2,5×1,5 *км* и 5,0×2,5 *км*. Амфиболиты вскрыты обнажениями и скважинами.

Породы имеют темно-серый с зеленоватым оттенком цвет, рассланцованы мелко- и среднезернистые, в краевых частях массива — крупнозернистые, мигматизированы, содержат секущие жилы аплитов и пегматитов, а также дайки диабаза.

Массивы сложены *неизмененным амфиболитом,* состоящим из роговой обманки — 90%, плагиоклаза — 9, кварца и эпидота — до 1%; *окварцованным амфиболитом,* сложенным роговой обманкой — 70—80%, плагиоклазом — до 15, кварцем — 5—10, эпидотом — до 1, сфеном до 1%; *эпидотизированным (спилитизированным) амфиболитом,* минеральный состав которого (%): роговая обманка — 35, эпидот — 52, кварц — 5, альбит — 3, сфен — 5.

Химический анализ неизмененного амфиболита приводится в табл. 33 (ан. 8).

ОРЛОВСКИЙ УЧАСТОК

Этот участок находится в северо-восточной части нашего района. Назван по пос. Орлову. Амфиболиты, вскрытые небольшим количеством мелких картировочных скважин, образуют массив треугольной формы размером 12×10 *км*.

Цвет амфиболитов темно-серый, до черного со слабым зеленоватым оттенком. Иногда они пятнисты. Встречаются как массивные, так и рассланцованные разности. Порода сильно мигматизирована, с крупными жилами пегматита, аплита, с прожилками эпидота.

Амфиболиты представлены (состав, %): *неизмененной разностью* (роговая обманка — 75—90, плагиоклаз — 8—23; кварц — 0—5, эпидот — 1—7, биотит — до 4, редко хлорит — единичные чешуйки, сфен — до 1, редко апатит — единичные зерна, ильменит — до 2) и *эпидотизированной (спилитизированной) разностью* (роговая обманка — 50, эпидот и цоизит — 30, альбит — 15, кварц — 4, апатит — 1).

В таблице 33 (ан. 9) приводится химический состав неизмененного амфиболита.

ЧЕРТОМЛЫКСКАЯ ЧЕШУЯ

Амфиболиты и зеленые метаморфические сланцы, слагающие нижнюю чертомлыкскую амфиболитовую подсвиту, располагаются в восточном борту Чертомлыкской чешуи в виде полосы, протягивающейся от верховьев б. Чертомлыка на севере до ст. Алексеевки на юге. Длина полосы составляет более 20 *км*. На севере мощность амфиболитов — до 1,5 *км*, к югу она постепенно уменьшается, достигая 200 *м*. Простирание полосы повторяет общее простирание чешуи в целом на северо-восток с резким перегибом у с. Чкалово до почти широтного простирания (см. рис. 8). Породы покрыты осадочным чехлом и нигде не обнажаются. Разбурены небольшим числом поисковых и разведочных скважин (10, 13551, 13576, 14019, 14030 и др.). На востоке амфиболиты отделены от розово-серых микроклино-плагиоклазовых мигматитов разломом Кужелова, впервые обнаруженные геофизиком Г. К. Кужеловым и затем подтвержденным, по буровым данным, геологом А. Г. Виноградским. Западнее на амфиболитах согласно залегают породы верхней чертомлыкской сланцево-роговиково-амфиболитовой подсвиты ($Б_1^{1б}$) нижней базавлукской серии.

Амфиболиты Чертомлыкской чешуи мало отличаются от описанных ранее для других участков Чертомлыкско-Соленовского района. Это темно-зеленые, темно-серые породы, чаще всего мелкозернистые, рассланцованные, иногда тонкополосчатые. В некоторых местах они кажутся перетертыми, смятыми, наблюдаются зеркала скольжения и микросмещения. Очевидно, ряд тонкорассланцованных разностей пред-

ставляет собой образования зон катаклаза. Такие амфиболиты характеризуются очень мелкими, угловатыми, раздробленными зернами породообразующих минералов и повышенным содержанием биотита, образующего неясные полосы. Плагиоклаз в таких участках представлен альбитом.

Породу секут жилы кварца, карбоната, аплитоидного гранита; встречаются согласно залегающие хлорито-актинолитовые жилы, по трещинам в породе наблюдаются примазки и налеты сульфидов, в жилах кварца — гнезда сульфидов. Структура преимущественно гранонематобластовая, изредка лепидогранонематобластовая, милонитовая.

Амфиболиты представлены следующими разностями: неизмененной, окварцованной, эпидотизированной, хлоритизированной, биотитизированной, карбонатизированной и амфиболитами. Измененные разности образуют локальные участки, которые чаще всего приурочены к тектоническому контакту.

Неизмененный амфиболит является преобладающим. Породообразующие минералы (%): роговая обманка — 55—85, олигоклаз — 10—45; изредка встречаются в амфиболите кварц, биотит, хлорит — 3—5, сфен — 4, ильменит — до 3, сульфиды (изредка) — до 2, магнетит — единичные зерна.

Окварцованный амфиболит встречается значительно реже. Минеральный состав (%): роговая обманка — 40—70, плагиоклаз (олигоклаз, и, возможно, андезин) — 10—20, кварц — 7—25; изредка встречаются эпидот и цоизит, биотит, хлорит — 4—5 каждый, кальцит — до 10, пирит — до 7, магнетит — до 3.

Эпидотизированный (спилитизированный) амфиболит встречается очень редко и состоит из (%): роговой обманки — 20—40, альбита и олигоклаза — 10—20, эпидота и цоизита, развившихся по роговой обманке,— 25—30; кальцит — 8—25. Акцессорные минералы представлены сфеном — до 3, рудные — пиритом — до 2%.

Хлоритизированный амфиболит встречается также редко. Порода состоит из (%): роговой обманки 25—50, альбита и олигоклаза — 15—30, хлорита (рипидолита) — 10—40 и кварца 8—15. Иногда обнаруживается кальцит — до 10%, наблюдаются сфен и ильменит — в единичных зернах.

Биотитизированный амфиболит — очень редкая разность. Кроме роговой обманки — 40—60%, альбита — 25—35 и биотита — 10—15, в породе в переменных количествах встречаются кварц — 0—5, хлорит — 0—5, кальцит — 0—1, магнетит — 0—1%, пирит и апатит — в единичных зернах.

Карбонатизированный амфиболит. Явление карбонатизации широко распространено в Чертомлыкско-Соленовском районе и относится, видимо, к наиболее поздним процессам, которые здесь проходили. Карбо-

натизации подвержены обычно рассланцованные, трещиноватые, катаклазированные амфиболиты. Карбонатизированный амфиболит — макроскопически сланцеватая, полосчатая, мелкозернистая до крупнозернистой порода темно-серого до черного цвета с зеленоватым оттенком. Структура гранонематобластовая, порфиробластовая, катакластическая. В состав амфиболита входят (%): сине-зеленая роговая обманка — 40—50, плагиоклаз (альбит — олигоклаз № 8—20) — 25—30, кальцит — 15—35; изредка встречаются цоизит — до 7, кварц — до 5, хлорит — до 2; из акцессорных обнаружен только сфен — до 6; рудные — пирит до — 3 и магнетит — до 2.

Амфибололит встречается очень редко (скв. 14030). Мелкозернистая, сланцеватая порода, темно-зеленого, почти черного цвета; структура нематобластовая. 97% породы составляет роговая обманка, в небольших количествах встречаются ильменит и пирит.

Зеленые метаморфические сланцы (щелочноземельные глиноземистые основные породы орторяда). Зеленые сланцы встречаются среди амфиболитов в виде маломощных прослоев от нескольких сантиметров до 1—2 *м*. Поскольку эти сланцы текстурно, структурно, по минеральному составу и по степени метаморфической переработки не отличаются от аналогичных пород, описанных в Соленовской железисто-роговиково-сланцево-амфиболитовой нерасчлененной подсвите ($Б_1^{1c}$), мы приводим лишь краткие сведения о минеральном составе выделенных разностей.

Карбонатно-кварцево-роговообманковый ороговикованный сланец встречается наиболее часто. Минеральный состав подвержен самым широким колебаниям (%): роговая обманка — 20—60, кварц — 30—50; обязательная составная часть — кальцит — от 3 до 25; изредка встречаются биотит и хлорит — до 8. Акцессоры представлены сфеном — до 1%. Содержание магнетита в породе составляет 1—7%. Структура гранонематобластовая, нематогранобластовая, роговиковая.

Биотито-гранато-роговообманково-карбонатно-кварцевый ороговикованный сланец встречается редко. Минеральный состав (%): кварц — 20—40, роговая обманка — 15—20, кальцит — 5—25, гранат — 10, биотит — 7—8, магнетит — 1—5. Структура нематогранобластовая с порфиробластами граната, участками роговиковая.

Роговообманково-альбито-карбонатно-биотито-кварцевый ороговикованный сланец встречается часто. Породообразующими минералами являются (%): кварц — 15—40, биотит — 10—30, альбит — 10—30, роговая обманка в виде порфиробластов — 5—15, кальцит — 5—30. Ряд минералов содержится в переменных количествах (%): цоизит — 0—15, гранат — 0—10, магнетит — 0—5, пирит — 0—5, турмалин изредка встречается в единичных зернах. Структура лепидогранобластовая, участками порфиробластовая.

Верхняя чертомлыкская сланцево-роговиково-амфиболитовая подсвита ($Б_1^{16-ч}$)

Залегающие согласно на амфиболитах породы верхней чертомлыкской подсвиты ($Б_1^{16-ч}$) образуют толщу, состав и мощность которой изменяются по простиранию. Относительно полно толща разбурена и изучена в своей южной половине от с. Чкалово до ст. Алексеевки (рис. 10). Здесь разбурены 4 геологических профиля, один из которых (рис. 11) почти полностью перекрытый (скв. 22002, 22003, 22004, 22006 и др.). Мощность вскрытых пород, представленных сланцами, роговиками, амфиболитами и ультрабазитами, составляет около 400 *м*, постепенно уменьшаясь к ст. Алексеевка.

В районе с. Чкалово породы, развитые на юге, видимо, фациально выклиниваются и изменяются; увеличиваются также мощности от 400 *м* у с. Чкалово до 1200 *м* (?), в верховьях р. Чертомлыка на северо-востоке. Однако ввиду слабой разбуренности толщи на этом отрезке, стратиграфически расчленить и достоверно судить о ее составе в настоящее время нельзя, поэтому мы ограничимся перечислением пород, вскрытых немногими скважинами (13550, 13555, 13560 и др.) — олигоклазитов, стратиграфически выше которых располагаются апотуффиты. Характеристика их будет приведена в конце описания разреза южной части толщи.

Она состоит из сложно переслаивающихся без определенной закономерности сланцев, ороговикованных сланцев, роговиков, амфиболитов и ультраосновных пород общей мощностью до 400 *м*. Наиболее мощные пачки амфиболитов приурочены к верхам описываемой толщи.

В толще выделяется 9 пачек сланцев и роговиков, разделенных пачками-пластами амфиболитов и пластовыми залежами ультраосновных пород. Мощности пачек сланцев и разделяющих пород самые разнообразные — от нескольких метров до нескольких десятков метров. Описание производится снизу вверх.

Первая пачка сланцев и роговиков

Пачка состоит из переслаивающихся пластов (1—10) сланцев и роговиков различной мощности — от 0,3 до 9,3 *м*. Общая мощность пачки 70—75 *м*, однако первые 35—40 *м* пород, залегающих непосредственно на амфиболитах, скважинами не вскрыты. Данные, полученные по скв. 13601, 13605, пробуренным в этой толще на другом профиле, позволяют считать, что в этом интервале залегают породы, аналогичные образованиям первой пачки. Отделяет толщу амфиболитов от первой пачки пластовая залежь ультрабазитов.

Последовательное залегание пластов пород первой пачки (снизу вверх):

		м
1.	Хлорито-серицито-биотито-плагиоклазо-кварцевый ороговикованный сланец	0,1
2.	Карбонатно-эпидото-биотито-хлорито-кварцевый сланец	6,5
3.	Хлорито-серицито-биотито-плагиоклазо-кварцевый ороговикованный сланец	1,95
4.	Гранато-хлорито-плагиоклазо-биотито-кварцевый роговик	4,6
5.	Цоизито-биотито-хлорито-серицито-плагиоклазо-кварцевый ороговикованный сланец	8,3
6.	Гранато-эпидото-биотито-плагиоклазо-хлорито-кварцево-роговообманковый ороговикованный сланец	2,75
7.	Роговообманково-биотито-эпидото-хлорито-кварцевый ороговикованный сланец	0,3
8.	Хлорито-серицито-кварцевый и серицито-кварцевый роговик	9,3
9.	Плагиоклазо-хлорито-кварцевый ороговикованный сланец	2,5
10.	Биотито-хлорито-серицито-плагиоклазо-кварцевый роговик	2,1

1. *Хлорито-серицито-биотито-плагиоклазо-кварцевый ороговикованный сланец* представлен темно-серой и серой, мелкозернистой, полосчатой, иногда плойчатой породой с тонкими кварцево-плагиоклазовыми, выклинивающимися по сланцеватости прожилками. Структура роговиковая, лепидогранобластовая, реликтовая, пирокластическая. Минеральный состав (%): кварц — 40—50, плагиоклаз (олигоклаз № 21—23) — 10—20, биотит — 7 — 20, серицит — 8—15, хлорит (рипидолит?) — 5—8, цоизит — 5—7. Встречаются в единичных зернах карбонат, турмалин, апатит, циркон, ильменит.

По минеральному составу этот сланец можно отнести к группе алюмосиликатных пород, образовавшихся из глинистых осадков и вулканического пепла (апотуффит). По степени метаморфической переработки его можно отнести к низкотемпературной ступени термоконтактового метаморфизма — ступени роговиков. Подобные двуслюдяные породы были описаны в Соленовской синклинали.

2. *Карбонатно-эпидото-биотито-хлорито-кварцевый сланец.* Макроскопически это зеленовато-серая тонкосланцеватая порода. Часто встречаются секущие кварцевые и карбонатно-кварцевые жилки, с которыми связаны выделения сульфидов. Структура гранолепидобластовая. Состав породы (%): кварц — 20—35; хлорит (рипидолит) — 20—25, биотит — 12—15, карбонат (кальцит) — 8—30, эпидот и цоизит — 10—15; из акцессорных изредка встречается апатит. Рудные минералы представлены ильменитом — 1—3 и пиритом 2—4%.

В табл. 20 приводится химический состав, позволяющий по вычисленным химическим коэффициентам отнести описанный сланец к группе глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистых пород, образовавшихся при динамометаморфизме из смешанных глинистых и железисто-

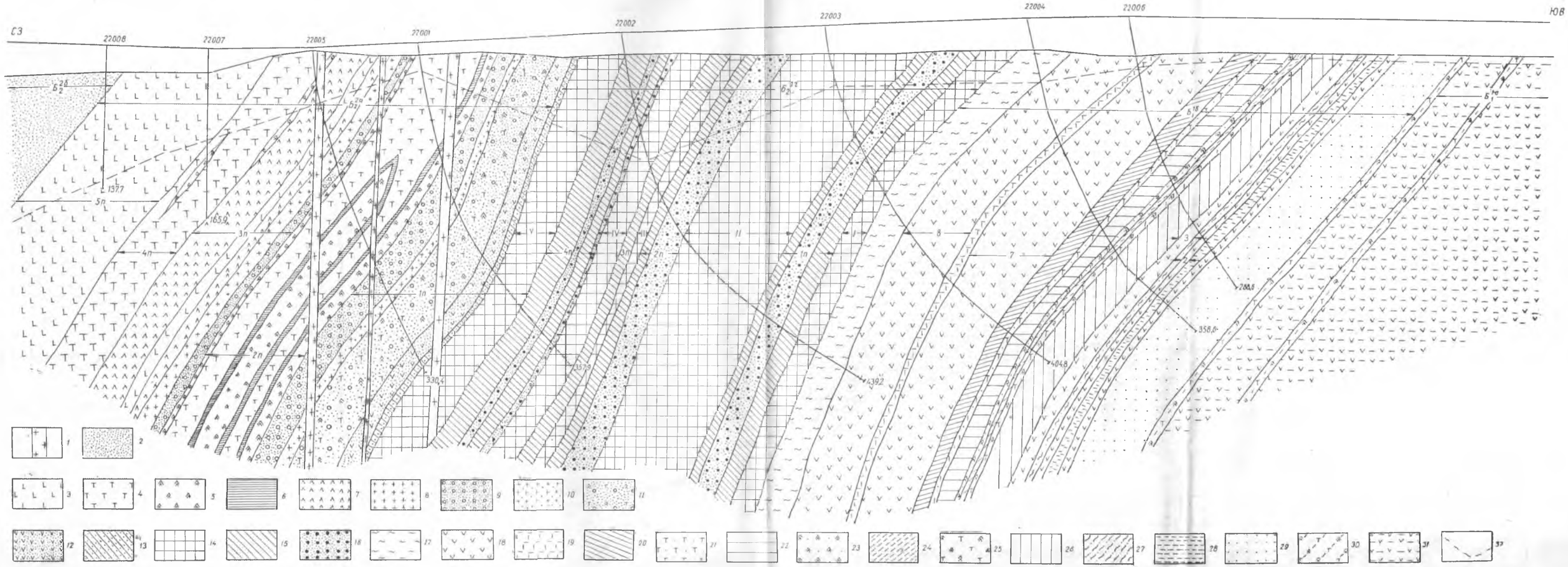

Рис. 11. Геологический разрез Чертомлыкс кой чешуи по линии *А—А*.

Интрузивные породы:
1 — диабазы дайковые.
Осадочно-вулканогенные породы.
Верхняя базавлукская серия ($Б_2$). *Средняя сланцево-вулканогенная свита* ($Б_2^2$). *Первая сланцевая подсвита* ($Б_2^{2б}$); *2* — кварцево-хлоритовый сланец. *Вулканогенная (ультрабазито-спилито-кератофировая) подсвита* ($Б_2^{2а}$); *3* — апокератофиры (5, 3), *4* — карбонатно-тальковая порода (4, 2), *5* — актинолитит (4, 2), *6* — переходная зона между карбонатно-тальковой породой и актинолитами (2), *7* — апоспилиты (3), *8* — альбититы (3), *9* — апотуффиты (3), *10* — олигоклазит (1), *11* — апотуффит с прослоями ультрабазитов и железистых роговиков (1), *12* — зеленокаменные апотуф и апотуффит (1). *Нижняя железисто-роговиково-сланцевая свита* ($Б_2^1$). *Чертомлыкская железисто-роговиково-сланцевая подсвита* ($Б_2^{1—ч}$); *13* — надрудный кроющий пласт, *14* — железистые роговики (пятый — первый) *15* — разделяющие сланцы (4, 3, 2, 1), *16* — разделяющие апотуффиты (4, 2, 1). Нижняя базавлукская серия ($Б_1$). *Нижняя сланцево-роговиково-метабазитовая свита* ($Б_1^1$). *Верхняя чертомлыкская сланцево-роговиково-амфиболитовая подсвита* ($Б_1^{1б—ч}$); *17* — девятая пачка сланцев и роговиков, *18* — разделяющие пачки амфиболитов (8—1), *19* — восьмая пачка сланцев и роговиков, *20* — седьмая пачка сланцев и амфиболитов, *21* — карбонатно-тальковая порода, *22* — шестая пачка сланцев, роговиков и амфиболитов, *23* — актинолитит, *24* — пятая пачка сланцев, *25* — актинолито-тальковая порода, *26* — четвертая пачка сланцев и роговиков, *27* — третья пачка сланцев и роговиков, *28* — вторая пачка сланцев и роговиков, *29* — первая пачка сланцев и роговиков. *Нижняя чертомлыкская амфиболитовая подсвита* ($Б_1^{1а—ч}$); *30* — актинолито-тальковая порода, *31* — амфиболиты, *32* — нижняя граница коры выветривания.

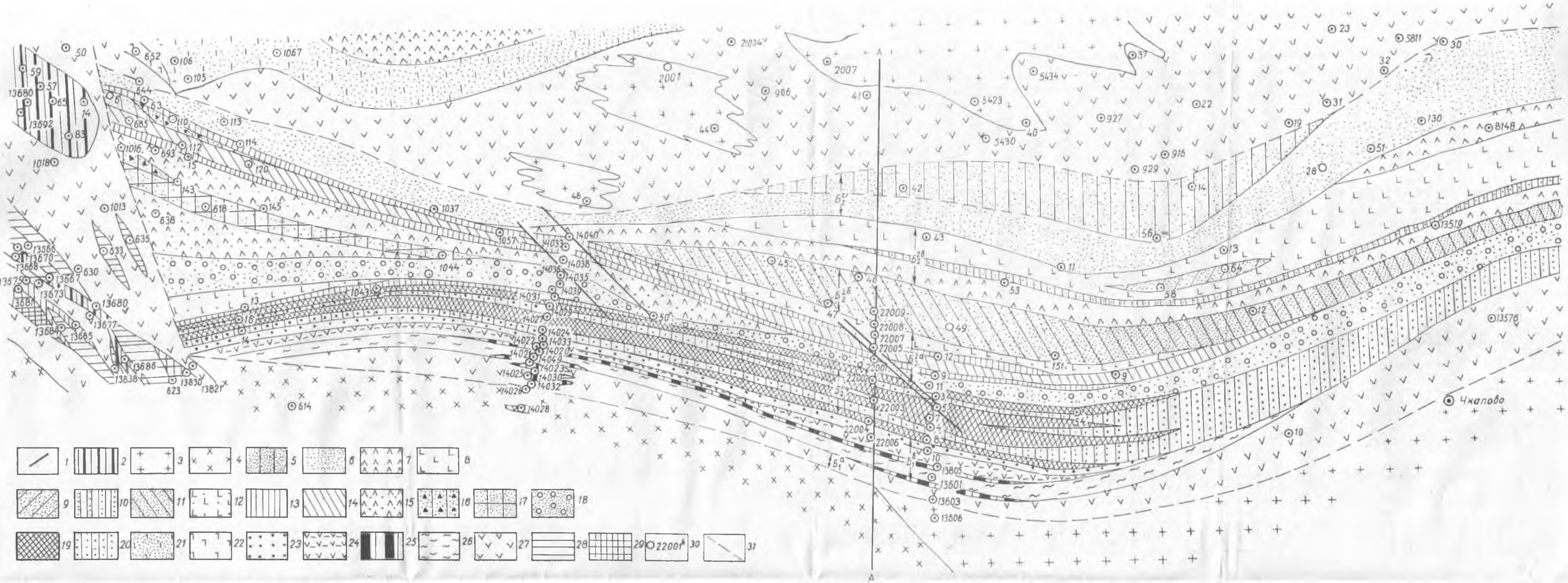

Рис. 10. Схематическая геологическая карта южной части Чертомлыкской чешуи.

Интрузивные породы:

1 — диабазы дайковые, *2* — ультраосновные породы, *3* — плагиограниты серые и их мигматиты, *4* — мигматиты розово-серые микроклин-плагиоклазовые.

Осадочно-вулканогенные породы.

Верхняя базавлукская серия ($Б_2$). *Вторая сланцевая подсвита* ($Б_2^{2г}$): *5* — кварцево-серицитовый сланец, *6* — кварцево-хлоритовый сланец. *Вулканогенная подсвита* ($Б_2^{2в}$): 7 — апосиллиты, *8* — апокератофиры, *9* — кварцево-хлоритовый сланец, *10* — ультраосновные породы. *Первая сланцевая подсвита* ($Б_2^{2б}$): *11* — кварцево-хлоритовые сланцы. *Вулканогенная (ультрабазито-спилито-кератофировая) подсвита* ($Б_2^{2а}$): *12* — апокератофиры, *13* — ультраосновные породы, *14* — третья пачка вулканогенных пород, *15* — апосиллиты. *16* — кварцево-серицитовый сланец, *17* — кварцево-хлоритовый сланец, *18* — туфогенные породы. *Нижняя железисто-роговиково-сланцевая свита* ($Б_2^1$). *Чертомлыкская железисто-роговиково-сланцевая подсвита* ($Б_2^{1ч}$); *19* — железистые роговики, *20* — сланцы и апотуффиты, переслаивающиеся с железистыми роговиками и фациально замещающие их. *Соленовская сланцевая подсвита* ($Б_2^{1с}$); *21* — кварцево-хлоритовый сланец. Нижняя базавлукская серия ($Б_1$). *Верхняя соленовская кератофиро-метабазитовая свита* ($Б_1^2$): *22* — апокератофиры. *Нижняя сланцево-роговиково-метабазитовая свита* ($Б_1^1$). *Верхняя чертомлыкская сланцево-роговиково-амфиболитовая подсвита* ($Б_1^{1б-ч}$): *23* — девятая пачка сланцев и роговиков; *24* — восьмая и седьмая пачки сланцев и роговиков и разделяющих их амфиболитов; *25* — четвертая, пятая и шестая разделяющие пачки ультраосновных пород, пятая и шестая пачки сланцев, роговиков и амфиболитов; *26* — первая, вторая, третья и четвертая пачки роговиков и сланцев и разделяющих их пачек амфиболитов. *Нижняя сланцево-роговиково-метабазитовая свита* ($Б_1^1$): *27* — амфиболиты, *28* — метаморфические сланцы и роговики, *29* — железистые роговики; *30* — номер скважины, *31* — линии разломов и надвигов.

кремнистых отложений, где содержания FeO и MgO примерно равны, а CaO по отношению к ним занимает явно подчиненное положение.

3. *Хлорито-серицито-биотито-плагиоклазо-кварцевый ороговикованный сланец.* Порода, аналогичная описанной в первом пласте.

4. *Гранато-хлорито-плагиоклазо-биотито-кварцевый роговик* — серая, зеленовато-серая, мелкозернистая порода, полосчатая, с круглыми

Таблица 20

Химический анализ карбонатно-эпидото-биотито-хлорито-кварцевого ороговикованного сланца (скв. 22004, гл. 354,65 *м*; аналитик А. В. Служенко)

Компонент	Вес. %
SiO_2	52,58
TiO_2	1,18
Al_2O_3	11,98
Fe_2O_3	2,46
FeO	12,05
MnO	0,24
MgO	6,92
CaO	5,22
Na_2O	0,08
K_2O	1,43
P_2O_5	0,17
S	0,42
CO_2	1,93
П.п.п.	3,42
Сумма	100,08
Химические коэффициенты	
F	34,25
A	20,31
M	29,43
C	16,01
FeO:MgO:CaO	1:1,02:0,54

Таблица 21

Химический анализ серицито-кварцевого роговика (скв. 22006, гл. 255,95 *м*; аналитик Б. В. Мирская)

Компонент	Вес. %
SiO_2	88,84
TiO_2	0,04
Al_2O_3	9,25
Fe_2O_3	0,13
FeO	0,14
MnO	Следы
MgO	0,66
CaO	0,42
Na_2O	0,57
K_2O	2,58
P_2O_5	0,23
SO_3	0,05
CO_2	0,14
П.п.п.	1,07
Сумма	100,16
Химические коэффициенты	
F	3,42
A	76,92
M	13,68
C	5,983
FeO:MgO:CaO	1:8,0:5,3

зернами розового граната размером до 3 *мм* в диаметре. По трещинам в породе часто встречаются корки сульфидов. Структура роговиковая, лепидогранобластовая с порфиробластами граната. Породообразующие минералы (%): кварц — 30—45, биотит — 15—30, плагиоклаз (альбит — олигоклаз № 10—16) — 5—15, хлорит — 3—15, гранат — 1—8 (изредка 15). В небольших количествах встречаются эпидот и циозит —

до 5%, в единичных чешуйках — серицит. Пирита и пирротина — до 1%. По минеральному составу породу можно отнести к ороговикованным микрогнейсам (подгруппа магнезиально-железисто-алюмосиликатных пород), образовавшихся из глинистых терригенных и пирокластических осадков при высокотемпературных процессах термоконтактового метаморфизма.

5. *Биотито-хлорито-серицито-плагиоклазо-кварцевый ороговикованный сланец.* По минеральному составу и структуре порода данного пласта аналогична породам пластов 1 и 3.

6. *Гранато-эпидото-биотито-плагиоклазо-хлорито-кварцево-роговообманковый ороговикованный сланец* темно-серого и зеленовато-серого цвета, с выклинивающимися кварцевыми выделениями. Содержит гнезда сульфидов. Структура лепидогранобластовая, нематолепидогранобластовая, участками роговиковая. Минеральный состав (%): роговая обманка — 30—35, биотит — 10—28, кварц — 10—20, плагиоклаз (олигоклаз № 16—20) — 5—15, хлорит (рипидолит) — 15—20, эпидот и цоизит — 3—20, кальцит — 0—10, гранат — 5—8, ильменит — до 5, пирит и пирротин — до 2, мусковит — единичные чешуйки, апатит — единичные зерна.

Описанный сланец относится к щелочноземельным глиноземистым основным породам орторяда, представляющим собой измененные в условиях термоконтактового метаморфизма основные эффузивы.

7. *Роговообманково-биотито-эпидото-хлорито-кварцевый ороговикованный сланец.* Это серовато-зеленая, тонкосланцеватая, мелкозернистая порода с серовато-белыми прожилками кальцита. Структура лепидогранонематобластовая, участками роговиковая. Состав породы (%): кварц — 30, хлорит (рипидолит?) — 30, эпидот — 25, биотит — 7, роговая обманка — 3, ильменит — 5.

Генезис породы и ступень метаморфизма те же, что и в предыдущем пласте.

8. *Хлорито-серицито-кварцевый* и *серицито-кварцевый роговики.* Они сложно переслаиваются друг с другом, причем переходы между ними постепенные.

Хлорито-серицито-кварцевый роговик, преобладающий в пласте, окрашен в зеленовато-серый цвет. Иногда в нем наблюдается редкая вкрапленность сульфидов, изредка магнетита. Структура роговиковая, лепидогранобластовая. Минеральный состав (%): кварц — 50—58, серицит — 25—30, хлорит — 5—10, цоизит — 1—3, апатит, турмалин, ильменит — 3, пирит — 2.

Серицито-кварцевый роговик образует маломощные (до десятка сантиметров) пропластки. Это светло-серая или почти белая порода с хорошо заметными серебристо-перламутровыми чешуйками мусковита. Порода обычно среднезернистая, реже — мелкозернистая. Структура ро-

говиковая, лепидогранобластовая, анизометрическая. Состав (%): кварц — 60, серицит — 40, эпидот и ильменит (?) — единичные зерна.

Химический анализ (табл. 21) позволяет отнести эти породы к алюмосиликатным образованиям с высокой степенью глиноземистости (A = 76,92). Из отношения FeO : MgO : CaO видно значительное преобладание MgO и CaO над FeO. Под воздействием низкотемпературного термоконтактового метаморфизма первичные глинистые осадки были превращены в слюдистые роговики.

9. *Плагиоклазо-хлорито-кварцевый ороговикованный сланец* — мелкозернистая, темно-серая с зеленоватым оттенком порода. Структура лепидогранобластовая, участками роговиковая. Породообразующие минералы (%): кварц — 50, плагиоклаз (олигоклаз № 24—28) — 22, хлорит — 25, сфен и лейкоксен — 2, ильменит — 1.

Порода образовалась из туффитов глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистого состава, измененных в переходных условиях от динамотермального до низкотемпературных ступеней термоконтактового метаморфизма.

10. *Биотито - хлорито - плагиоклазо - серицито - кварцевый роговик.* Внешне роговик представляет собой темно-серую, мелкозернистую, иногда тонкополосчатую породу. На матово-серебристого цвета плоскостях сланцеватости часто видны тонкозернистый и пленковидный пирит, а также кальцит. Структура роговиковая, лепидогранобластовая. Состав породы (%): кварц — 40, серицит — 25, плагиоклаз (олигоклаз № 20—22) — 20, хлорит (рипидолит) — 7, биотит — 4, ильменит и пирит — до 4. Макроскопически, по минеральному составу и степени метаморфической переработки порода близка к двуслюдяным алюмосиликатным ороговикованным сланцам пластов 1, 3, 5.

Первая разделяющая пачка амфиболитов

Пачка состоит из окварцованного амфиболита и тонких прослоев цоизито-плагиоклазо-роговообманково-карбонатно-кварцево-хлоритового сланца. Мощность пачки 4,9 *м*.

Окварцованный амфиболит представляет собой породу зеленовато-серого цвета с трещинами, выполненными кварцем, биотитом и сульфидами. Минеральный состав (%): роговая обманка — 40, кварц — 25, биотит — 8, цоизит — 7, альбит и олигоклаз — 5, кальцит — 6, сфен — 5; рудные минералы — пирит и пирротин. Структура лепидогранонематобластовая.

Сланец состоит из следующих минералов (%): хлорит (рипидолит) — 30, кварц — 20, кальцит — 10, цоизит — 8, эпидот — 4, роговая обманка — 10, альбит — 10, биотит — 5. В единичных зернах встречаются сфен, ильменит, пирит. Структура лепидогранобластовая.

Вторая пачка сланцев и роговиков

Пачка состоит из переслаивающихся пластов сланцев и роговиков мощностью от 0,75 до 2,85 *м*. Общая мощность пачки 7,9 *м*.

Последовательное залегание пластов пород второй пачки (снизу вверх):

	м
1. Эпидото-серицито-биотито-плагиоклазо-кварцевый ороговикованный сланец	2,85
2. Биотито-кварцево-плагиоклазо-роговообманковый сланец, переслаивающийся с плагиоклазо-роговообманково-цоизито-хлорито-биотито-кварцевым сланцем	2,25
3. Хлорито-биотито-плагиоклазо-кварцево-цоизитовый сланец	1,9

1. *Эпидото-серицито-биотито-плагиоклазо-кварцевый ороговикованный сланец.* Подобная порода была описана в первой пачке (пласты 1, 3, 5, 10). Она представляет собой серый, неяснополосчатый сланец с лепидогранобластовой, участками — роговиковой, порфиробластовой структурой. Минеральный состав (%): кварц — 43, плагиоклаз (олигоклаз № 18—24) — 25, биотит — 15, эпидот и цоизит — 8, серицит — 8, хлорит — до 1, апатит, турмалин, ильменит — до 1.

2. *Биотито-кварцево-плагиоклазо-роговообманковые* и *роговообманково-плагиоклазо-цоизито-хлорито-биотито-кварцевые сланцы,* переслаивающиеся друг с дугом. Это переслаивание происходит постепенно и макроскопически не видно. Порода окварцована послойно. Кварц выделяется в виде тонких (до 0,5 *см* толщиной) вытянутых линз длиною до 5 *см*, что придало породе своеобразный облик. Цвет породы темно-серый до черного с зеленоватым оттенком.

Структура биотито-кварцево-плагиоклазо-роговообманкового сланца гранонематобластовая. Состав породы (%): роговая обманка — 40—52, плагиоклаз (альбит — олигоклаз № 7—24) — 30—33, кварц — 10—20, биотит — 5, ильменит — 2—3, карбонат, цоизит. Порода относится к щелочноземельным глиноземистым породам орторяда, представляющим измененные в условиях термоконтактового метаморфизма основные эффузивы.

Структура роговообманково-плагиоклазо-цоизито-хлорито-биотито-кварцевых сланцев лепидогранобластовая. Минеральный состав (%): кварц — 33—50, биотит — 12—27, хлорит (рипидолит) — 10—13, плагиоклаз (альбит — олигоклаз № 7—24) — 5—10, эпидот и цоизит — 3—18, роговая обманка — 3—5, ильменит — до 2. Генетически эта порода связана с описанной выше.

3. *Хлорито-биотито-альбито-кварцево-цоизитовый сланец* — серая, темно-серая, мелкозернистая, иногда полосчатая порода с тонкими выклинивающимися жилами кварца. Содержит мелкие, а иногда и крупные

зерна сульфидов. Структура лепидогранобластовая, гранолепидобластовая, гетеробластовая, очковая. Минеральный состав (%): цоизит — 45, кварц — 20, альбит — 15, биотит — 10, хлорит (рипидолит) — 5, пирротин.

По минеральному составу сланец можно отнести к магнезиально-железисто-алюмосиликатным породам, образовавшимся из основных вулканогенов при низкотемпературных процессах термоконтактового метаморфизма.

Вторая разделяющая пачка амфиболитов

Породы мелкозернистые, сланцеватые, темно-зеленого цвета. По сланцеватости наблюдаются прожилки кварца и кальцита мощностью 2—3 *см*. Возле прожилков порода, как правило, хлоритизирована. Структура гранонематобластовая. Минеральный состав (%): роговая обманка — 55, цоизит — 20, кварц — 8, плагиоклаз — 7, кальцит — 5, хлорит — 3, биотит — 2. Мощность пачки 4,9 *м*.

Третья пачка сланцев и роговиков

Пачка состоит из двух пластов. Общая мощность пачки 6,7 *м*. Последовательное залегание пластов второй пачки (снизу вверх):

	м
1. Гранато-роговообманково-хлорито-биотито-плагиоклазо-кварцевый зеленый сланец	5,6
2. Карбонатно-хлорито-биотито-кварцево-плагиоклазовый роговик . . .	1,1

1. *Гранато-роговообманково-хлорито-эпидото-биотито-плагиоклазо-кварцевый зеленый сланец* — серая, темно-серая с зеленоватым оттенком порода. Встречаются вкрапленники буровато-красного граната. По трещинам развиваются карбонатные прожилки мощностью 0,5—1,0 *см*, чешуйки биотита и пленки сульфидов.

Структура лепидогранобластовая. Порода состоит из следующих минералов (%): кварц — 28—30%, плагиоклаз (альбит — олигоклаз № 10—22) — 10, эпидот (реже цоизит) — 5—25, биотит — 15, хлорит (пеннин) — 8—10, роговая обманка — 5—10, кальцит — 10, гранат — 2—3, пирротин.

По составу сланец относится к группе щелочноземельных глиноземистых пород орторяда, представляющих собой основный эффузив, метаморфизованный до степени зеленых сланцев на низкотемпературной ступени термоконтактового метаморфизма. Примерно в середине этого пласта находится прослой карбонатно-хлорито-биотито-кварцево-плагиоклазового роговика мощностью 0,8 *м*, аналогичного описанному ниже во втором пласте.

2. *Карбонатно-хлорито-биотито-кварцево-плагиоклазовый роговик* — серая, мелкозернистая порода с тонкими выклинивающимися жилами кварца и мелкой вкрапленностью пирита. Структура лепидогранобластовая. Минеральный состав (%): плагиоклаз (олигоклаз № 21—23) — 40, кварц — 25, биотит — 15, хлорит (рипидолит) — 10, кальцит — 8, эпидот — 2. Порода представляет собой типичный ороговикованный микрогнейс, образовавшийся из алюмосиликатных глинистых осадков, измененных в процессе термоконтактового метаморфизма низкотемпературной ступени.

Третья разделяющая пачка амфиболитов

Амфиболит представлен окварцованной, хлоритизированной разностью. Цвет породы темно-зеленый, текстура сланцеватая, мелкозернистая. По сланцеватости очень часто встречаются маломощные карбонатные и кварцевые прожилки мощностью 1—2 *см*. Содержание породообразующих минералов (%): роговая обманка — 55, кварц — 20, плагиоклаз (олигоклаз?) — 15, хлорит — 10. В единичных зернах встречаются эпидот, кальцит, сфен, турмалин, пирит.

Среди амфиболитов в нескольких местах встречены прослои эпидото-хлорито-биотито-плагиоклазо-кварцевого сланца мощностью 0,15—0,20 *м*. Контакты с вмещающими породами резкие. Мощность пачки 13,00 *м*.

Четвертая пачка сланцев и роговиков

Мощность пород 33,9 *м*. Состоит пачка из 10 пластов различной мощности — от 0,7 до 9,50 *м*. Последовательное залегание пластов (снизу вверх):

		м
1.	Гранато-биотито-хлорито-цоизито-плагиоклазо-кварцевый сланец	9,5
2.	Хлоритизированный и окварцованный амфиболит с прослоями ороговикованных сланцев	2,15
3.	Хлорито-биотито-плагиоклазо-кварцевый ороговикованный сланец	2,8
4.	Роговообманково-биотито-карбонатно-хлорито-плагиоклазо-кварцевый сланец	4,2
5.	Биотито-мусковито-плагиоклазо-кварцевый ороговикованный сланец	0,7
6.	Кварцево-роговообманковый сланец	2,3
7.	Гранато-цоизито-роговообманково-биотито-хлорито-кварцевый сланец	6,0
8.	Гранато-кварцево-карбонатно-хлорито-эпидото-биотитовый сланец	0,7
9.	Серицитовый кварцит	4,35
10.	Хлорито-плагиоклазо-кварцевый роговик	0,7

1. *Гранато-биотито-хлорито-цоизито-плагиоклазо-кварцевый ороговикованный сланец* — серая мелко- и среднезернистая, рассланцованная порода. Пласт неоднороден. Часто встречаются темно-зеленые почти

черные прослои мощностью от 1—2 до 10 *см*, обогащенные роговой обманкой. Возле прослоев особенно часто встречаются выделения буровато-красного граната размером до 0,5 *см* в поперечнике. В породе имеются бесформенные участки, как бы пропитанные кальцитом; в то же время прожилки карбоната редки. С выделениями карбоната по сланцеватости связаны пленки сульфидов. Структура лепидогранобластовая с порфиробластами граната, роговиковая. Состав породы (%): кварц — 45, плагиоклаз (альбит — олигоклаз № 7—15) — 15, цоизит — 13, хлорит — (пеннин) — 10, биотит — 8, гранат — 5, кальцит — 2, турмалин — 1, ильменит — 1, апатит.

Структура гранато-плагиоклазо-кварцево-роговообманковых прослоев гранонематобластовая. Минеральный состав (%): роговая обманка — 50, кварц — 33, плагиоклаз — 6, гранат — 6, кальцит — 5, эпидот — 3.

В этом пласте наблюдается, видимо, переслаивание двух разностей апотуфа. Первая разность относится к группе магнезиально-железисто-алюмосиликатных пород, вторая — к щелочноземельным глиноземистым основным породам орторяда. По степени метаморфической переработки обе породы относятся к высокотемпературной ступени термоконтактового метаморфизма.

2. *Биотитизированный, хлоритизированный и окварцованный амфиболит с прослоями сланцев.* Амфиболит — мелкозернистая рассланцованная порода темно-зеленого цвета, в которой в двух местах встречены прослои биотито-хлорито-цоизито-плагиоклазо-кварцевого сланца, описанного в пласте 1, но без граната. Контакты амфиболитов с этими прослоями и с пластом 1 резкие. По сланцеватости амфиболит рассечен жилой роговообманково-кварцево-плагиоклазо-цоизито-турмалинового состава мощностью 15 *см*.

Структура амфиболита лепидогранобластовая. Состав породы (%): роговая обманка — 40—70, кварц — 7—15, хлорит (пеннин) — 7—15, плагиоклаз — 5—20, карбонат — 1—5, биотит — 1—7, сфен и лейкоксен — 3, ильменит и магнетит — 5, пирит — единичные зерна.

Химический состав породы приведен в табл. 33 (ан. *10*).

Структура прослоев ороговикованного сланца лепидогранобластовая, роговиковая. Минеральный состав (%): кварц — 50, плагиоклаз (олигоклаз № 22—23) — 15, хлорит — 15, цоизит — 15, биотит — 8, кальцит — 2, апатит, сфен, ильменит.

Структура жилы нематогранобластовая. Она состоит из следующих минералов (%): турмалин — 33, цоизит и эпидот (редко) — 30, плагиоклаз — 20, кварц — 6, роговая обманка — 5, кальцит — 5, серицит — 1, биотит — единичные чешуйки.

3. *Хлорито-биотито-плагиоклазо-кварцевый ороговикованный сланец* — порода серого цвета, мелкозернистая, тонкорассланцованная.

Вкрапленники граната мелкие — 2—3 *мм*. По сланцеватости изредка встречаются прожилки кальцита. Структура роговиковая, лепидогранобластовая. Состав сланца (%): кварц — 35—40, плагиоклаз (олигоклаз № 21—23) — 20—25, биотит — 12—20, хлорит (рипидолит) — 3—20, цоизит — 5—8, гранат — 1—2; апатит, турмалин, ортит — единичные зерна; ильменит — 2. По минеральному составу сланец можно отнести к микрогнейсам из подгруппы алюмосиликатных осадков, преобразованных процессами высокотемпературной ступени термоконтактового метаморфизма.

4. *Роговообманково-биотито-карбонатно-хлорито-плагиоклазо-кварцевый сланец* — тонкосланцеватая, зеленого цвета порода, мелкозернистая с секущей хлорито-кальцито-кварцевой жилой и крупными выделениями пирита и пирротина. Структура лепидогранобластовая. Состав породы (%): кварц — 20, плагиоклаз (олигоклаз?) — 20, хлорит (рипидолит) — 10, кальцит — 15, роговая обманка — 10, биотит — 10, цоизит — 5, сфен — единичные зерна. Сланец относится к щелочноземельным глиноземистым породам орторяда, образовавшимся из основных эффузивов при низкотемпературных процессах термоконтактового метаморфизма.

5. *Биотито-мусковито-плагиоклазо-кварцевый ороговикованный сланец*. Это серая, слоистая порода. Часто встречаются прослойки сульфидов мощностью до 2,5—3 *мм*. Контакт с нижележащим сланцем резкий. Структура роговиковая, лепидогранобластовая. Минеральный состав (%): кварц — 45, плагиоклаз (альбит — олигоклаз № 8—20) — 30, мусковит и серицит — 18, биотит — 5, пирротин — 2. Порода является двуслюдяным сланцем, аналогичным описанным в Соленовской синклинали. Принадлежит к подгруппе магнезиально-железисто-алюмосиликатных пород, образовавшихся из глинистых осадков, измененных процессами высокотемпературного термоконтактового метаморфизма.

6. *Кварцево-роговообманковый ороговикованный сланец* — темнозеленая порода, среднезернистая, рассланцованная с редкими прожилками кальцита. Структура гранонематобластовая, участками — роговиковая. Состав породы (%): роговая обманка — 50, кварц — 34, кальцит — 8, биотит — 5, хлорит — 3, цоизит, мусковит, ильменит. По минеральному составу сланец относится к группе щелочноземельных глиноземистых основных пород орторяда, представляя собой глубоко измененный процессами термоконтактового метаморфизма продукт основных эффузивов.

7. *Гранато-цоизито-роговообманково-биотито-хлорито-кварцевый ороговикованный сланец* — серая тонкосланцеватая, мелкозернистая порода. Структура лепидогранобластовая, участками — роговиковая. Минеральный состав (%): кварц — 40, хлорит — 30, биотит — 8, роговая

обманка — 7, цоизит — 4, гранат — 1, кальцит, серицит, турмалин, ильменит.

В породе встречается несколько прослоев (мощностью до 15 *см*) следующего минерального состава (%): роговая обманка — 65, хлорит — 10, биотит — 5, кварц — 5, ильменит — 10. Контакты прослоев и вмещающего сланца резкие. Обе породы относятся к тому же изохимическому ряду и ступени метаморфизма, что и сланец пласта шестого.

8. *Гранато-кварцево-карбонатно-хлорито-эпидото-биотитовый сланец.* Сланец темно-серого цвета, мелкозернистый, с многочисленными мелкими выделениями пирротина. Изредка породу секут тонкие карбонатные прожилки; кварцевые жилки располагаются согласно сланцеватости. Структура гранолепидобластовая с порфиробластами граната. Минеральный состав (%): биотит — 30, эпидот — 20, хлорит (пеннин) — 15, кальцит — 15, кварц — 10, гранат — 8, апатит, турмалин, пирротин — единичные зерна, ильменит — 2. Минеральный состав сланца позволяет отнести его также к группе щелочноземельных глиноземистых основных пород орторяда, измененных процессами динамотермального метаморфизма до степени зеленых сланцев.

9. *Серицитовый кварцит* — серая мелкозернистая, рассланцованная порода с редкими округлыми зернами красно-бурого граната размером 0,3—0,4 *см* в поперечнике. Структура роговиковая, лепидогранобластовая с порфиробластами граната. Минеральный состав (%): кварц — 83, серицит — 8, турмалин — 5, карбонат — 2, хлорит — 1, биотит, гранат.

В кварцитс встречаются участки гранато-карбонатно-хлорито-кварцевого роговика. Состав породы (%): кварц — 43, хлорит — 35, кальцит — 20, гранат, биотит; пирротин — 2. Состав кварцевой жилы, секущей роговик (%): кварц — 95, серицит — 5, хлорит, кальцит, пирротин. Кварцит, видимо, представляет собой кварцевые песчаники с небольшой примесью глинистого материала, измененные процессами низкотемпературного термоконтактового метаморфизма. Относится к группе кремнистых пород.

10. *Хлорито-плагиоклазо-кварцевый роговик* — серая сланцеватая порода. Структура роговиковая. Минеральный состав: кварц — 40—65%, плагиоклаз (олигоклаз № 20—22) — 20—25%, хлорит (пеннин) 15—20%. Сформировался роговик при низкотемпературных процессах термоконтактового метаморфизма из тех же песчаных отложений, что и серицитовый кварцит, но с большей примесью глинистого вещества, которое послужило основой для образования плагиоклаза и хлорита. По минеральному составу относится к группе глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистых пород.

Четвертая разделяющая межпластовая залежь ультраосновных пород

В контакте с описанным хлорито-плагиоклазо-кварцевым роговиком находится зона хлоритов мощностью 10—15 *см* (хлорит — пеннин — 92, апатит — 5, сфен — 3%). Затем следует актинолито-тальковая порода (тальк — 55, актинолит — 40, хлорит — 5%). Далее содержание актинолита уменьшается и соответственно увеличивается содержание талька (до 80%) и карбоната (до 20—40%); наблюдаются хлорит — до 2 и магнетит — до 2%. Внутри залежи проходит кварцевая жила с карбонатом и хлоритом. Верхний контакт аналогичен нижнему. В зоне контакта расположена жила крупнокристаллического карбоната желто-кремового цвета мощностью около 10 *см*.

Таблица 22

Химические анализы (вес.%) **карбонатно-тальковой породы**
(аналитик Н. И. Марич)

Компонент	Скв. 22003, гл. 398,6 *м*	Скв. 22006, гл. 177,5 *м*
SiO_2	42,71	41,56
TiO_2	0,21	Следы
Al_2O_3	2,74	1,85
Fe_2O_3	1,39	1,07
FeO	5,46	7,19
MnO	0,08	0,19
MgO	27,01	24,47
CaO	6,26	8,19
Na_2O	Следы	0,19
K_2O	Следы	
P_2O_5	0,035	0,034
SO_3	0,79	1,32
$H_2O_{гигр}$	Следы	0,18
П.п.п.	13,72	14,33
Сумма	100,41	100,57
Химические коэффициенты		
F	10,42	12,88
A	2,88	2,03
M	74,28	68,59
C	12,42	16,50
FeO:MgO:CaO	1:8,67:1,44	1:5,92:1,42

В табл. 22 приводится химический состав карбонатно-тальковой породы, который позволяет отнести ее к собственно магнезиальным образованиям орторяда. Она характеризуется высоким содержанием MgO, CaO и FeO, причем содержание MgO во много раз превышает содержание FeO и CaO.

Породы переходных зон, содержащие хлорит и актинолит, характеризуются повышенным содержанием глинозема. Степень метаморфической переработки колеблется от ступени аспидных сланцев динамотермального метаморфизма до ступени гидротермалитов гидротермально-пневматолитического метаморфизма.

Пятая пачка сланцев

Состоит пачка из трех слоев мощностью 0,4—0,65 *м*; общая мощность — 1,45 *м*.

Залегают породы снизу вверх в таком порядке:

	м
1. Хлорито-кварцево-биотитовый сланец	0,4
2. Хлорито-кварцево-роговообманковый сланец	0,45
3. Плагиоклазо-кварцево-хлоритовый сланец	0,6

1. *Хлорито-кварцево-биотитовый сланец* — темная, почти черная, тонкосланцеватая порода, содержит мелкие секущие кварцевые и карбонатно-кварцевые жилки с гнездами сульфидов. Структура гранолепидобластовая. Минеральный состав (%): биотит — 40, кварц — 35, хлорит (рипидолит) — 25, карбонат.

Такого рода сланцы мы описывали в Алексеевской чешуе. Они образуются на контакте интрузий ультрабазитов с самыми разнообразными по составу породами в результате процессов низкотемпературного динамотермального метаморфизма, процессов гидратации и щелочного метасоматоза.

2. *Хлорито-кварцево-роговообманковый сланец* — среднезернистая порода темного серо-зеленого цвета. Структура гранонематобластовая. Минеральный состав (%): роговая обманка — 85, кварц — 10, хлорит — 5, эпидот. Подобная порода была описана в четвертой пачке, пласт 6.

3. *Плагиоклазо-кварцево-хлоритовый сланец* — темно-зеленая сланцеватая порода. Структура гранолепидобластовая. Состав породы (%): хлорит (пеннин) — 72, кварц — 15, плагиоклаз (альбит?) — 10, рутил — 2, магнетит и пирротин — до 1.

Эта пачка пород испытала на себе большое влияние межпластовых интрузий ультраосно́вных пород, выразившееся в сильной хлоритизации, биотитизации первичных пород.

Пятая разделяющая межпластовая залежь ультраосновных пород

Межпластовая залежь сложена хлорито-актинолитовой (хлорит — пеннин — 50, актинолит — 50%), актинолито-тальковой (тальк — 60, актинолит — 33, магнезит — 7%, пирит и ильменит — единичные зерна) и актинолититовой (актинолит — 90—95, хлорит — пеннин — 4—8%, пирит, пирротин и ильменит — единичные зерна) породами.

В табл. 23 приводится химический состав актинолитита. По петрохимическому составу он представляет собой метаморфизованную ультраосно́вную породу типа пироксенитов и по степени метаморфического преобразования относится к низкотемпературной роговиковой ступени термоконтактового метаморфизма. Принадлежит к группе глиноземисто-магнезиальных пород орторяда, причем, в отличие от карбонатно-талько-

Таблица 23

Химические анализы (вес. %) **крупнозернистого актинолитита** (аналитик Н. И. Марич)

Компонент	Скв. 10 гл. 44,5 *м*	Скв. 22006, гл. 168,4 *м*
SiO_2	40,07	50,00
TiO_2	0,37	0,19
Al_2O_3	11,05	4,44
Fe_2O_3	0,63	0,42
FeO	10,93	9,41
MnO	0,16	0,22
MgO	21,37	19,29
CaO	7,33	11,73
Na_2O		
K_2O	0,19	0,23
P_2O_5	0,05	0,06
SO_3	0,90	0,85
$H_2O_{гигр}$	Не опр.	0,15
П.п.п.	6,45	2,81
Сумма	99,45	99,80
Химические коэффициенты		
F	17,22	15,78
A	11,63	4,95
M	57,16	55,19
C	13,99	24,08
FeO:MgO:CaO	1:3,82:1,06	1:3,63:1,63

вых пород, здесь отмечается повышенное содержание глинозема. Из отношения FeO : MgO : CaO следует, что MgO почти в четыре раза превышает содержание FeO, соотношение FeO и CaO почти равное. Мощность залежи 3,05 *м*.

Шестая пачка сланцев, роговиков и амфиболитов

Пачка состоит из переслаивающихся пластов сланцев, роговиков и амфиболитов мощностью от 0,7 до 7,5 *м*. Общая мощность 15,7 *м*. Последовательное залегание пластов пород (снизу вверх):

	м
1. Биотито-кварцевый роговик . . .	0,7
2. Карбонатно-биотито-кварцево-серицитовый и плагиоклазо-биотито-мусковито-карбонатно-кварцевый ороговикованные сланцы	7,5
3. Окварцованный рассланцованный амфиболит	8,8
4. Серицито-кварцевый, мусковито-биотито-плагиоклазо-кварцевый и карбонатно-плагиоклазо-биотито-кварцевый ороговикованные сланцы . .	3,4

1. *Биотито-кварцевый роговик* — темно-серая, неясносланцеватая, мелкозернистая порода. Структура роговиковая, участками — лепидогранобластовая. Состоит из следующих минералов (%): кварц — 50—70, биотит — 27—50, сфен — 3, эпидот. Образовалась в зоне контакта с ультрабазитами.

2. *Карбонатно-биотито-кварцево-серицитовый* и *плагиоклазо-биотито-мусковито-карбонатно-кварцевый ороговикованные сланцы.* Обе породы различаются только микроскопически. Они серые, мелкозернистые, сланцеватые, с тонкими (1—2 *см*) пропластками биотита. По трещинам в породе встречаются корки сульфидов и карбоната.

Структура карбонатно-биотито-кварцево-серицитового сланца гранолепидобластовая, участками роговиковая. Минеральный состав (%): серицит — 40, кварц — 35, биотит — 15, карбонат — 10, цоизит. Плагио-

клазо-биотито-мусковито-карбонатно-кварцевый сланец имеет лепидогранобластовую, порфиробластовую и роговиковую структуру. Состав (%): кварц — 40, кальцит — 25, мусковит — 12, биотит — 10, эпидот — 8, плагиоклаз (олигоклаз № 14—20) — 3—5, апатит, пирротин. Минеральный состав этих двуслюдяных сланцев позволяет отнести первый

Таблица 24

Химический анализ мусковито-биотито-плагиоклазо-кварцевого роговика
(скв. 22003, гл. 360.0 *м*; аналитик Е. В. Романишина)

Компонент	Вес. %
SiO_2	81,03
TiO_2	0,29
Al_2O_3	8,60
Fe_2O_3	1,19
FeO	1,70
MnO	0,01
MgO	1,44
CaO	0,41
Na_2O	1,71
K_2O	2,10
P_2O_5	0,03
SO_3	0,44
CO_2	0,28
$H_2O_{гигр}$	0,21
П.п.п.	1,09
Сумма	100,53
Химические коэффициенты	
F	23,0
A	50,9
M	21,8
C	4,3
FeO:MgO:CaO	1:1,50:0,28

Таблица 25

Химический анализ карбонатно-тальковой породы
(скв. 22003, гл. 357,0 *м*; аналитик Н. И. Марич)

Компонент	Вес. %
SiO_2	37,32
TiO_2	0,19
Al_2O_3	2,75
Fe_2O_3	4,01
FeO	4,38
MnO	0,17
MgO	26,13
CaO	9,00
Na_2O	Следы
K_2O	Следы
P_2O_5	0,04
SO_3	0,14
$H_2O_{гигр}$	0,39
П.п.п.	15,84
Сумма	100,36
Химические коэффициенты	
F	11,75
A	2,75
M	68,46
C	17,04
FeO:MgO:CaO	1:10,57:2,71

из них к подгруппе алюмосиликатных, второй — к подгруппе магнезиально-железисто-алюмосиликатных пород, образовавшихся из глинистых осадков при переработке в условиях высокотемпературной ступени термоконтактового метаморфизма.

3. *Окварцованный и рассланцованный амфиболит* — темно-зеленая почти черная мелко- и среднезернистая порода, с частыми карбонатными,

карбонатно-кварцевыми прожилками мощностью до 30 *см*. Иногда с жилами связаны выделения сульфидов. В контакте с амфиболитами жилы одеты в биотитовую «рубашку». Структура гранонематобластовая. Состав породы (%): роговая обманка — 70—90, плагиоклаз (альбит — олигоклаз?) — 5—13, кварц — 5—20, карбонат (кальцит) — до 10, биотит — до 5, хлорит — до 7, ильменит, магнетит.

4. *Серицито-кварцевый, мусковито-биотито-плагиоклазо-кварцевый и карбонатно-плагиоклазо-биотито-кварцевый роговики.* Эти породы макроскопически трудно различить. В толще можно лишь наблюдать постепенный переход от светло-серого (это обычно серицито-кварцевый роговик) до серого цвета. Серицито-кварцевый сланец аналогичен описанному в первой пачке (восьмой пласт). Мусковито-биотито-плагиоклазо-кварцевый сланец отличается от аналогичной породы, описанной в четвертой пачке (пятый пласт) меньшим содержанием мусковита и большим — биотита. Структура лепидогранобластовая, псаммитовая, пирокластическая. Порода состоит из следующих минералов (%): плагиоклаз (альбит — олигоклаз № 8—21) — 40, кварц 30, биотит — 25, мусковит — 5, эпидот, хлорит, турмалин, ильменит, лейкоксен.

Химический состав этого сланца приводится в табл. 24.

Карбонатно-альбито-биотито-кварцевый роговик имеет роговиковую, участками пирокластическую структуру. Минеральный состав (%): кварц — 60, биотит — 15, альбит (№ 8—10) — 13, карбонат (кальцит) — 12, ильменит.

Роговики этого пласта образовались в результате метаморфической переработки песчано-глинистых и туфогенных осадков в условиях низкотемпературного термоконтактового метаморфизма и относятся к подгруппе магнезиально-железисто-алюмосиликатных пород.

В контакте с залегающей выше межпластовой интрузией ультраосно́вных пород развит кварцево-биотито-хлоритовый сланец. На самом контакте находится кварцево-турмалиновая жила мощностью 15 *см*. Состав жилы (%): кварц — 68, турмалин — 30, сфен — 2, мусковит, хлорит, плагиоклаз.

Шестая разделяющая межпластовая залежь ультраосновных пород

Залежь слагают хлоритовые сланцы, залегающие как в верхнем, так и в нижнем контактах (хлорит — пеннин — 93—100, биотит 0—7, ильменит — 1%, апатит, циркон, лейкоксен) и магнезито-тальковая порода (тальк — 73, магнезит — 25, магнетит — 2%). Химический состав (табл. 25) и коэффициенты идентичны аналогичным образованиям четвертой разделяющей залежи. Мощность залежи 6,1 *м*.

Седьмая пачка сланцев и амфиболитов

Пачка состоит из двух пластов сланцев и одного пласта окварцованного, биотитизированного амфиболита. Общая мощность пачки 17,3 м.

Пласты залегают в такой последовательности снизу вверх:

	м
1. Кварцево-плагиоклазо-биотитовый сланец	0,2
2. Биотитизированный, окварцованный амфиболит	8,8
3. Биотито-плагиоклазо-карбонатно-кварцево-хлоритовый сланец	8,3

1. *Кварцево-плагиоклазо-биотитовый сланец* представляет собой зону контакта между амфиболитом и ультрабазитом. Структура лепидогранобластовая. Минеральный состав (%): биотит — 35, плагиоклаз (олигоклаз № 22—24) — 30, кварц — 27, хлорит (пеннин) — 5, апатит, магнетит — 3.

2. *Окварцованный, биотитизированный, рассланцованный амфиболит.* Это темно-серая с зеленоватым оттенком, мелкозернистая порода, рассеченная трещинами, по которым выделился кальцит. Кварцево-карбонатные прожилки редки. Структура лепидонематогранобластовая. Порода состоит из минералов (%): кварц — 41, роговая обманка — 30, биотит — 12, плагиоклаз (альбит — олигоклаз) — 10, кальцит — 5, цоизит — 2, пирит, пирротин и ильменит — 1.

3. *Биотито-плагиоклазо-карбонатно-кварцево-хлоритовый сланец* — серая, зеленовато-серая, иногда — чуть полосчатая, мелкозернистая порода с жилками кальцита по трещинам. Структура лепидогранобластовая, пирокластическая. Состав (%): хлорит (рипидолит) — 30, кварц — 25—30, кальцит — до 25, плагиоклаз (олигоклаз № 22—26) — 12—15, биотит — до 5, ильменит — 1.

Аналогичные породы встречались уже многократно. Они представляют собой преобразованные высокотемпературными процессами термоконтактового метаморфизма туфогенные образования из подгруппы магнезиально-железисто-алюмосиликатных пород.

Седьмая разделяющая пачка амфиболитов

Пачка общей мощностью 80,2 *м* сложена чередующимися участками окварцованного, эпидотизированного и неизмененного амфиболитов. Преобладают мелко- и среднезернистые рассланцованные разности. Порода разбита трещинами, выполненными кварцевыми и карбонатными прожилками мощностью до 15 *см*.

Рассланцованный неизмененный амфиболит встречается редко; отличается от окварцованного и эпидотизированного амфиболитов более темным серовато-зеленым цветом. Структура гранонематобластовая.

Порода состоит из (%): роговой обманки — 85, плагиоклаза (олигоклаза № 22—24) — 10, кварца — 3, сфена — 2, цоизита и ильменита — единичные зерна. В верхах пачки встречен участок мощностью более 2 *м* среднезернистого, массивного, неизмененного амфиболита темно-зеленого цвета. Структура порфиробластовая с микрогранобластовой основной тканью. Минеральный состав (%): роговая обманка — 70, плагиоклаз (олигоклаз № 22—26, андезин № 38—42) — 15, кварц — 5, эпидот и цоизит — 1—4, кальцит — 3—5, хлорит — 3. Акцессорные минералы представлены сфеном (0—2%) и апатитом; рудные — ильменитом и лейкоксеном (0—1%) и пиритом.

Химические анализы неизмененного рассланцованного и массивного амфиболитов приведены в табл. 33. (ан. *11*, *12*, *13*).

Окварцованный амфиболит имеет гранонематобластовую структуру. Состоит порода из следующих минералов (%): роговая обманка — 45—66, кварц — 20—25, плагиоклаз (олигоклаз № 16—24) — 2—26, хлорит — до 8, кальцит — 3—7. Акцессорные минералы представлены единичными зернами сфена, рудные — ильменитом — до 1%. Встречаются участки, где содержание кварца возрастает до 60%, а кальцита — до 20; роговая обманка составляет 15, плагиоклаз — до 5%.

Минеральный состав *эпидотизированного (спилитизированного) амфиболита* (%): эпидот и цоизит — 40, кварц — 25, роговая обманка — 20, кальцит — 10, альбит — 4, ильменит, сульфиды — пирит, халькопирит — 1.

Изредка встречаются маломощные участки рассланцованного карбонатизированного амфиболита с гранатами. Структура гранонематобластовая с порфиробластами граната. Минеральный состав (%): роговая обманка — 35, олигоклаз — 35, кальцит — 15, кварц — 7, биотит — 5, гранат — до 1, пирит и пирротин — 3, ильменит — 1.

В начале пачки и примерно до ее середины встречаются среди амфиболитов согласно залегающие участки крупнозернистой амфиболовой породы с гранатами (мощностью от 10—20 *см* до 2 *м*). Часто эти участки неоднородны. Сначала они сложены крупнозернистой *гранато-кварцево-роговообманковой породой* темно-зеленого, почти черного цвета. Минеральный состав (%): щелочная сине-зеленая роговая обманка — 65, кварц — 20, гранат — 10, карбонат — 3, магнетит — 2, пирит. Затем количество щелочной роговой обманки резко уменьшается (1—7%) и появляется куммингтонит (20—35%), сидерит составляет около 10%. Дальше состав такой (%): куммингтонит — 40—50, сидерит — 30—37, магнетит — 12—20, гранат — 6, биотит — единичные чешуйки. В конце интервала в породе появляется хлорит (рипидолит) — 15—20%, замещающий амфибол.

В этих участках минералы хорошо видны макроскопически. Выделения белого и серого кварца имеют линзообразную форму размером

0,5—0,7 *см*; кроме того, кварц образует прожилки молочно-белого цвета. Отдельные зерна граната достигают размера до 1,0 × 1,0 *см*, зерна магнетита — до 2 *мм*. Выделения карбоната из-за многочисленных мелких включений граната имеют палево-розовый цвет.

Эти породы образовались за счет изменения основных туфов и железисто-кремнистых отложений при высокотемпературных процессах термоконтактового метаморфизма.

В низах пачки амфиболитов встречен прослой мощностью до 4 *м*, состоящий из кварцево-хлоритового и биотито-кварцево-цоизито-хлоритового сланца. Обе породы мелкозернистые, зеленовато-серые. Структура лапидогранобластовая. Минеральный состав (%) первой разновидности: хлорит (рипидолит) — 50, кварц — 40, цоизит — 5, кальцит — 3—4, ильменит — до 1; второй разновидности: хлорит (рипидолит) — 30, кварц — 25, цоизит — 45, кальцит — 10, биотит — 8, эпидот — 2, ильменит — 1.

Оба сланца, очевидно, представляют глубоко измененный основный эффузив.

Восьмая пачка сланцев и роговиков

Пачка состоит из трех пластов мощностью от 0,7 до 7,0 *м*. Общая мощность пород пачки — 9,2 *м*.

Последовательное залегание пород восьмой пачки (снизу вверх):

	м
1. Плагиоклазо-хлорито-кварцевый, хлорито-биотито-кварцевый роговики и плагиоклазо-кварцево-мусковито-карбонатно-хлоритовый сланцы . .	7,0
2. Хлорито-кварцево-роговообманковый ороговикованный сланец . .	0,7
3. Мусковито-биотито-кварцевый и гранато-биотито-кварцевый роговики .	1,5

Первый пласт представляет собой сложное переслаивание мелкозернистых плагиоклазо-хлорито-кварцевого, хлорито-биотито-кварцевого роговиков и плагиоклазо-кварцево-мусковито-карбонатно-хлоритового сланцев. Переходы одной породы в другую постепенные, цвет зеленовато-серый различной интенсивности. Мощности отдельных разностей измеряются десятками сантиметров. Часто встречаются кварцевые жилы молочно-белого цвета мощностью до 10 *см*. По сланцеватости развиты пленки, а иногда прожилки сульфидов мощностью до 1 *см*.

Плагиоклазо-хлорито-кварцевый роговик. Структура роговиковая, лепидогранобластовая, реликтовая, пирокластическая. Состав породы (%): кварц — 50, хлорит (рипидолит) — 40, плагиоклаз (олигоклаз?) — 7, биотит и турмалин — единичные чешуйки, ильменит — 3.

Хлорито-биотито-кварцевый роговик. Структура роговиковая, лепидогранобластовая. Порода состоит (%) из кварца — 75, биотита — 15, хлорита (рипидолита) — 10, пирротина, пирита — единичные зерна.

Плагиоклазо-кварцево-мусковито-карбонатно-хлоритовый сланец. Структура лепидогранобластовая. Минеральный состав (%): хлорит (рипидолит) — 30, кальцит — 25, мусковит — 25, кварц — 10, плагиоклаз (олигоклаз № 20—24) — 8, биотит — 2, пирротин, ильменит.

Перечисленные породы образовались из глинистых, песчанистых и пирокластических осадков магнезиально-железисто-алюмосиликатного и глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистого составов, измененных высокотемпературными процессами термоконтактового метаморфизма.

Второй пласт — *хлорито-кварцево-роговообманковый ороговикованный сланец* — зеленая, среднезернистая порода, имеет следующий минеральный состав (%): роговая обманка — 38—52, кварц — 28—40, хлорит (рипидолит) — 13—20, кальцит — до 5, эпидот, цоизит, сфен, ильменит — до 2. Структура лепидогранонематобластовая, роговиковая. Аналогичная порода была описана в четвертой пачке, пласт шестой. Представляет собой по минеральному составу основную щелочноземельную глиноземистую породу орторяда, являющуюся глубокоизмененным продуктом основных эффузивов в результате процессов термоконтактового метаморфизма.

Третий пласт — *мусковито-биотито-кварцевый* и *гранато-биотито-кварцевый роговики.* Названные роговики сложно перемежаются друг с другом. Цвет пород серый. По сланцеватости встречаются маломощные кварцевые прожилки.

Мусковито-биотито-кварцевый роговик. Структура роговиковая. Состав породы (%): кварц — 67, биотит — 25, мусковит — 7, хлорит — 2, турмалин, пирит, пирротин.

Гранато-биотито-кварцевый роговик. Структура роговиковая. Минеральный состав (%): кварц — 50, биотит — 45, гранат — 5, пирит — пирротин.

Описанные роговики, представляющие собою алюмосиликатные породы, образовались, видимо, из глинистых отложений в условиях термоконтактового метаморфизма.

Восьмая разделяющая пачка-пласт амфиболитов

Общая мощность пачки 46,6 *м*.

На роговиках восьмой пачки согласно залегает *хлоритизированный амфиболит* мощностью до 2,65 *м*, рассланцованный, зеленого цвета, мелкозернистый. В отличие от ранее описанных рассланцованных амфиболитов кварца в нем нет. Минеральный состав (%): роговая обманка — 60, плагиоклаз (олигоклаз № 22—24) — 25, хлорит (рипидолит) — 10, кальцит — 5, сфен, ильменит. Структура лепидогранобластовая.

Выше хлоритизированных амфиболитов располагается согласно залегающий прослой *биотито-хлорито-плагиоклазо-кварцевого роговика*

мощностью 1,15 *м* серого цвета, мелкозернистого, рассланцованного, разбитого системой трещин, выполненных кальцитом, кварцем, биотитом и сульфидами. Структура роговиковая, лепидогранобластовая, реликтовая, очковая. Минеральный состав (%): кварц — 55—75, плагиоклаз (андезин № 39—40, олигоклаз № 22—24) — 15—30, хлорит (рипидолит) — 15—30, биотит — 7—20. Изредка встречаются цоизит — до 5%, карбонат — до 1%, апатит, ильменит. Роговик представляет собой алюмосиликатную породу, образовавшуюся из песчано-глинистых отложений при высокотемпературных процессах термоконтактового метаморфизма. Выше залегают амфиболиты (мощность более 37 *м*), аналогичные амфиболитам седьмой разделяющей пачки. Они также неоднородны по минеральному составу и по текстуре. Преобладают рассланцованные разности, переходящие иногда по простиранию в массивные.

По сланцеватости часто встречаются карбонатные, кварцево-карбонатные, эпидото-карбонатно-кварцевые и кварцевые прожилки и жилы, достигающие полуметровой мощности. С ними связаны выделения сульфидов в виде отдельных зерен, иногда — гнезд размером до 4,0 × 1,5 *см*. Вблизи крупных жил амфиболит часто хлоритизирован.

Амфиболиты представлены следующими минеральными разностями.

Неизмененный амфиболит (состав, %): роговая обманка — 50—65, плагиоклаз (олигоклаз — андезин № 20—24) — 35—45, кварц — 3—5, хлорит — 0—8, биотит, эпидот, кальцит, сфен — до 3, ильменит, пирит, пирротин — до 1.

Химический анализ рассланцованного и массивного неизмененного амфиболитов приводится в табл. 33 (ан. *14*).

Окварцованный амфиболит (состав, %): роговая обманка 50—65, плагиоклаз (олигоклаз — андезин № 16—40) — 17—30, кварц — 10—20, изредка цоизит — до 7, биотит — до 5, хлорит — до 3, кальцит — до 5, ильменит — до 5, пирит, пирротин.

Хлоритизированный амфиболит (состав, %): роговая обманка — 40, хлорит-рипидолит — 25, плагиоклаз (олигоклаз № 18—20) — 20, кварц — 8, биотит — 3, кальцит — 2, апатит, ильменит — 2 (см. табл. 33, ан. *15*).

Амфибололит. Сланцеватая темно-зеленая, почти черная порода. Структура гранонематобластовая. Минеральный состав (%): роговая обманка — 90, кварц — 7, биотит, хлорит, турмалин, сфен, ильменит — 3.

Химический анализ породы приведен в табл. 33 (ан. *16*).

Амфиболиты изредка переслаиваются с маломощными прослоями *туфогенных сланцев хлорито-биотито-плагиоклазо-кварцевого состава*. Структура породы лепидогранобластовая, реликтовая, пирокластическая. Порода состоит (%) из кварца — 26—30, плагиоклаза (олигокла-

за № 20—24) — 25—30, биотита — 15, хлорита (рипидолита) — 10—15, кальцита — 7—25; изредка попадаются зерна циркона, ильменит — до 1.

Иногда в амфиболитах встречается *роговообманково-плагиоклазо-цоизито-кварцево-хлоритовый сланец*. Структура лепидогранобластовая. Минеральный состав (%): хлорит (рипидолит) — 35, кварц — 35, цоизит — 20, плагиоклаз — 5, роговая обманка — 3, гранат, ильменит — 2. Порода представляет собой глубоко измененный основный эффузив.

В самых верхах пачки залегает согласно прослой *диабаза* мощностью 1,5—2,0 *м*, представляющий собой массивную, мелкозернистую серовато-зеленую породу. Контакты с амфиболитом резкие. В месте контакта диабаз рассланцован, хлоритизирован. Трещины выполнены кальцитом. Иногда встречаются линзовидные выделения кварца. Структура диабазовая. Минеральный состав (%): актинолит — 68—82, плагиоклаз (альбит — олигоклаз № 5—15) — 5—15, кварц — 1—10, хлорит (пеннин) — 8—10, кальцит — до 2.

Девятая пачка сланцев и роговиков

Состав пачки пестрый. Выделяются четыре пласта, которые, в свою очередь, имеют по несколько разновидностей пород. Общая мощность пачки составляет около 35 *м*.

Последовательно пласты залегают следующим образом (снизу вверх):

	м
1. Узловатые сланцы	10,4
2. Эпидото-биотито-роговообманково-кварцево-хлорито-плагиоклазовый ороговикованный сланец	20,4
3. Гранато-карбонатно-хлорито-плагиоклазо-биотито-кварцевый ороговикованный сланец	1,5
4. Биотито-карбонатно-серицито-плагиоклазо-кварцевый и карбонатно-биотито-серицито-кварцевый роговики	2,5—3

1. Узловатые сланцы. Залегают на описанной пачке амфиболитов. В основании находится маломощная межпластовая залежь ультраосно́вных пород, представленных хлорито-актинолитовой и хлорито-талько-актинолитовой разностями. Узловатые сланцы — неоднородные в минеральном отношении породы. Среди них выделяются следующие разности: гранато-плагиоклазо-хлорито-роговообманково-серицито-кварцевый сланец (встречается наиболее часто), реже встречаются гранато-плагиоклазо-биотито-мусковито-хлорито-кварцевый сланец и гранато-хлорито-биотито-кварцевый роговик. Сланцы и роговики в свою очередь переслаиваются с биотито-роговообманково-плагиоклазо-кварцево-хлоритовым и серицито-биотито-хлорито-плагиоклазо-кварцевым сланцами.

В узловатых сланцах встречаются согласно залегающие по сланцеватости кварцевые, карбонатные и гранато-турмалино-карбонатно-кварцевые жилы. В ряде мест жилы содержат сульфиды.

Гранато-альбито-хлорито-роговообманково-серицито-кварцевый узловатый сланец — темно-серая порода с характерными «узлами» на

Таблица 26

Химический анализ узловатого сланца
(скв. 22004, гл. 61,6 *м*; аналитик А. В. Служенко)

Компонент	Вес. %
SiO_2	55,22
TiO_2	0,64
Al_2O_3	16,53
Fe_2O_3	2,54
FeO	9,42
MnO	0,26
MgO	2,75
CaO	4,93
Na_2O	4,22
K_2O	0,22
P_2O_5	0,17
S	0,75
CO_2	1,14
$H_2O_{гигр}$	Не обн.
П.п.п.	2,03
Сумма	100,44
Химические коэффициенты	
F	34,03
A	33,61
M	14,20
C	18,16
FeO:MgO:CaO	1:0,52:0,65

Таблица 27

Химический состав хлорито-серицито-биотито-плагиоклазо-кварцевого ороговикованного сланца
(скв. 22002, гл. 422,8 *м*; аналитик А. В. Служенко)

Компонент	Вес. %
SiO_2	73,55
TiO_2	0,30
Al_2O_3	11,84
Fe_2O_3	1,70
FeO	2,49
MnO	0,04
MgO	1,50
CaO	2,96
Na_2O	3,68
K_2O	0,97
P_2O_5	0,12
S	0,32
CO_2	0,14
$H_2O_{гигр}$	Не обн.
П.п.п.	0,42
Сумма	99,87
Химические коэффициенты	
F	21,67
A	44,11
M	14,07
C	20,15
FeO:MgO:CaO	1:1,68:1,32

сколах сланцеватости. В узлах находятся гранат, турмалин, роговая обманка. Структура породы неравномернозернистая. Минеральный состав (%): кварц — 15—40, серицит (мусковит) — 10—30, роговая обманка — 5—25, хлорит (рипидолит) — 7—20, альбит — 5—10, гранат — 3—15; встречаются спорадически: цоизит — 0—10, биотит — 0—5, кальцит — 0—1. Из акцессорных минералов содержатся турмалин и цои-

зит — до 15%, апатит, сфен. Рудные минералы представлены ильменитом — 0—3%, пиритом и пирротином 0—2%.

Химический состав пород приведен в табл. 26. Вычисленные химические коэффициенты позволяют отнести гранато-альбито-хлорито-роговообманково-серицито-кварцевый сланец к группе глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистых пород, представляющих собой смешанные хемогенные (железисто-кремнистые) и терригенные (глинистые) отложения, метаморфически переработанные в условиях термоконтактового метаморфизма.

Гранато-плагиоклазо-биотито-мусковито-хлорито-кварцевый узловатый сланец. Макроскопически эта порода похожа на описанную выше. В узлах нет лишь роговой обманки. Структура неравномернозернистая. Порода состоит из следующих минералов (%): кварц — 20—40, хлорит (рипидолит) — 15—40, серицит (мусковит) — 10—30, биотит 3—20, плагиоклаз (альбит — олигоклаз № 10—16) — 10—15, гранат — 5—7, цоизит — до 8, турмалин — до 1, апатит, ильменит — до 1, пирит и пирротин. По минеральному составу сланец можно отнести к подгруппе магнезиально-железисто-алюмосиликатных пород, образовавшихся из глинистых и пирокластических осадков. По степени метаморфической переработки они относятся к промежуточным между образованиями высокотемпературной ступени термоконтактового метаморфизма и двуслюдяной ступени плутонометаморфизма.

Гранато-хлорито-биотито-кварцевый узловатый роговик. Макроскопически порода похожа на описанные выше. Структура роговиковая, неравномернозернистая, лепидогранобластовая. Минеральный состав (%): кварц — 50, биотит — 25, хлорит (рипидолит) — 11, гранат — 8, цоизит — 5, турмалин — 1. Порода представляет собой измененный в условиях термоконтактового метаморфизма глинисто-песчаный осадок магнезиально-железисто-алюмосиликатного состава.

Биотито-роговообманково-хлорито-альбито-кварцевый ороговикованный сланец — полосчатая, иногда тонко рассланцованная, мелкозернистая порода зеленовато-серого цвета. Структура роговиковая, лепидогранобластовая. Минеральный состав (%): кварц — 20—50, альбит — 15—35, хлорит (рипидолит) — 25—30, роговая обманка — 5—25, биотит — 3—5; спорадически встречаются: кальцит — до 7, эпидот — до 2, ильменит — до 2.

Порода близкая по составу к описанной в четвертой пачке (пласт 4), представляет собой основный эффузив (щелочноземельная глиноземистая порода орторяда), измененный в условиях термоконтактового метаморфизма.

Серицито-биотито-плагиоклазо-хлорито-кварцевый ороговикованный сланец — темно-серый, зеленовато-серый мелкозернистый, иногда тонкополосчатый. Структура роговиковая, лепидогранобластовая. Порода

состоит из следующих минералов (%): кварц — 25—55, хлорит (рипидолит) — 10—40, плагиоклаз (олигоклаз № 20—26) — 15—30, биотит — 7—25, мусковит (серицит) — 1—5; встречаются спорадически эпидот и цоизит — до 10, кальцит (редко) — до 15. Акцессорные минералы представлены турмалином, апатитом, изредка сфеном, монацитом, из рудных встречаются ильменит — до 2%, пирит, пирротин, халькопирит.

Таблица 28

Химический состав хлорито-эпидото-биотито-роговообманково-плагиоклазо-кварцевого сланца (скв. 22003, гл. 195,4 *м*; аналитик А. В. Служенко)

Компонент	Вес. %
SiO_2	53,72
TiO_2	1,77
Al_2O_3	16,90
Fe_2O_3	2,35
FeO	7,76
MnO	0,18
MgO	5,69
CaO	6,06
Na_2O	1,97
K_2O	0,93
P_2O_5	0,14
S	0,17
CO_2	0,21
$H_2O_{гигр}$	Не обн.
П.п.п.	2,17
Сумма	99,96
Химические коэффициенты	
F	24,68
A	30,13
M	25,59
C	19,60
FeO : MgO : CaO	1:1,33:1

Таблица 29

Химический анализ хлорито-карбонатно-альбито-кварцево-биотитового сланца (скв. 22002, гл. 386,1 *м*; аналитик Е. В. Романишина)

Компонент	Вес. %
SiO_2	61,37
TiO_2	0,58
Al_2O_3	13,36
Fe_2O_3	0,65
FeO	8,67
MnO	0,13
MgO	4,31
CaO	2,08
Na_2O	3,03
K_2O	0,72
P_2O_5	0,03
SO_3	0,38
CO_2	1,75
$H_2O_{гигр}$	0,09
П. п. п.	3,40
Сумма	100,55
Химические коэффициенты	
F	31,8
A	32,4
M	26,4
C	9,4
FeO : MgO : CaO	1 : 0,87 : 0,30

В табл. 27 приведен химический состав, позволяющий отнести описанный ороговикованный сланец к группе алюмосиликатных пород высокотемпературной ступени роговиков термоконтактового метаморфизма. Исходным материалом послужили глинистые отложения, в которых MgO и CaO преобладали над FeO.

2. Эпидото-биотито-роговообманково-кварцево-хлорито-плагиоклазовый ороговикованный сланец — темно-зеленый, зеленовато-серый, темно-серый, иногда — почти черный, мелкозернистый. В отдельных участках порода как бы перемята, иногда бывает плойчатой. Структура породы лепидогранобластовая, нематолепидогранобластовая, участками — роговиковая. Сланец состоит (%) из: плагиоклаза (альбита — олигоклаза № 7—22) — 15—35, хлорита (рипидолита, изредка пеннина) — 5—30, кварца — 10—25, сине-зеленой роговой обманки — 5—25, биотита — 5—25, эпидота и цоизита — 2—25. Часто встречается кальцит, иногда до 10%. Акцессорные минералы очень редки и представлены единичными зернами апатита, сфена, циркона, турмалина. Рудные минералы — ильменит — 1—5%, пирит и пирротин — до 2%.

Химические коэффициенты (табл. 28) позволяют отнести описанный ороговикованный сланец к группе щелочноземельных глиноземистых пород орторяда, в которых отмечается преобладание MgO над FeO и CaO. Первичным материалом для образования этих пород послужили основные эффузивы, метаморфическое преобразование которых происходило в условиях низкотемпературного термоконтактового метаморфизма.

Среди эпидото-биотито-роговообманково-кварцево-хлорито-плагиоклазового ороговикованного сланца согласно залегают прослои мощностью 10—30 *см* с высоким содержанием роговой обманки (до 50—70%) и граната (до 3%). Встречаются также слои мощностью до 4 *м* *карбонатно-эпидото-биотито-плагиоклазо-хлорито-кварцевого ороговикованного микрогнейса.* В скв. 22002 этот же сланец в верхах пласта образует раздув мощностью до 7 *м*.

Описываемые сланцы представляют собой серую, темно-серую мелкозернистую, рассланцованную, иногда полосчатую породу; контакты с вмещающими породами резкие. Структура породы лепидогранобластовая, роговиковая, реликтовая псефитовая и пирокластическая. Минеральный состав (%): кварц — 20—50, хлорит (рипидолит) — 10—45, плагиоклаз (олигоклаз № 21—23) — 5—35, биотит — 7—25, эпидот и цоизит — 4—20, кальцит — 5—15. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, турмалином, встречающимися очень редко; из рудных обнаружены ильменит — 1—7%, пирит и пирротин — до 3%.

Минеральный состав позволяет отнести породу к группе алюмосиликатных образований высокотемпературной ступени роговиков термоконтактового метаморфизма. Аналогичные породы описывались в третьем пласте четвертой пачки, а также среди метаморфических сланцев Соленовской синклинали. Исходным материалом для этих пород послужили смешанные глинистые и пирокластические осадки.

Среди описанных пород часто встречаются как согласные, так и секущие прожилки и жилки кварца и карбоната, с которыми иногда связаны выделения черного турмалина, пирита и пирротина.

3. Гранато-карбонатно-хлорито-плагиоклазо-биотито-кварцевый ороговикованный сланец. Темно-серая порода с крупными линзовидными выделениями граната, кварца и карбоната. Иногда карбонат вместе с мелкими зернами граната и магнетита образует тонкие прослойки. Часто встречаются согласно залегающие жилки кварца и карбоната с выделениями сульфидов. Структура лепидогранобластовая, неравномернозернистая, роговиковая. Состав породы (%): кварц — 25—40, биотит — 15—35, плагиоклаз (альбит — олигоклаз № 7—10) — 10—20, хлорит (пеннин) — 5—20, кальцит — 2—20, гранат — 0—40. Акцессорные минералы — апатит, изредка турмалин и сфен. Рудные минералы: магнетит 0—5%, ильменит — 1—2, пирит и пирротин — 1—2%.

Химический анализ сланца приведен в табл. 29. Вычисленные химические коэффициенты позволяют отнести его к группе глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистых пород, образовавшихся из смешанных пирокластических и хемогенных железисто-кремнистых осадков. В отличие от ранее описанных аналогичных сланцев здесь отмечается небольшой недостаток MgO (по сравнению с содержанием FeO) и значительная нехватка CaO. Степень метаморфической переработки соответствует двуслюдяной гнейсовой ступени плутонометаморфизма.

4. Биотито-карбонатно-серицито-плагиоклазо-кварцевый и карбонатно-биотито-кварцевый роговики. Первая разность роговиков преобладает в верхней половине пласта, вторая — в нижней. Макроскопически породы однотипны. Они мелкозернисты, серого цвета, иногда с зеленоватым оттенком, неясносланцеватые. В нижней половине пласта встречаются округлые зерна граната размером до 0,5 × 0,5 *см*.

Карбонатно-биотито-серицито-кварцевый роговик. Структура роговиковая, бластоалевритовая. Минеральный состав (%): кварц — 40—50, серицит — 20—50, биотит — 0—25, кальцит — 4—10. Акцессорные минералы: гранат — до 5%, апатит, турмалин, изредка рутил, куммингтонит. Рудные минералы: магнетит и ильменит — до 2%, пирит и пирротин — до 3%.

Биотито-карбонатно-серицито-плагиоклазо-кварцевый роговик. Структура роговиковая, бластоалевритовая. Минеральный состав (%): кварц — 35—40, плагиоклаз (альбит — олигоклаз № 8—16) — 15—20, серицит — 10—15, кальцит — 3—20; спорадически встречаются хлорит (рипидолит) — до 10, гранат — до 25, турмалин — до 2, апатит — единичные зерна, ильменит и магнетит — до 5. Минеральный состав обеих

Таблица 30

Химический анализ биотито-карбонатно-плагиоклазо-серицито-кварцевого роговика (скв. 22002, гл. 383,65 *м*; аналитик А. В. Служенко)

Компоненты	Вес. %
SiO_2	62,28
TiO_2	0,98
Al_2O_3	15,23
Fe_2O_3	1,03
FeO	3,46
MnO	0,12
MgO	2,90
CaO	5,36
Na_2O	2,34
K_2O	2,34
P_2O_5	0,13
S	0,21
SO_2	2,36
$H_2O_{гигр}$	Не обн.
П.п. п.	1,26
Сумма	99,90

Химические коэффициенты

F	15,92
A	39,52
M	19,10
C	25,46
FeO : MgO : CaO	1 : 1,50 : 2,05

разновидностей двуслюдяных роговиков позволяет отнести эти образования к группе магнезиально-железисто-алюмосиликатных глинисто-алевритовых осадков, переработанных высокотемпературными процессами термоконтактового метаморфизма. Химический анализ этого роговика, приведенный в табл. 30, показывает преобладание MgO и CaO над FeO. Отмечается и довольно высокое содержание щелочей.

Среди двуслюдяных роговиков встречаются маломощные прослои гранато-магнетито-куммингтонито-кварцевого роговика следующего минерального состава (%): кварц — 45—50, куммингтонит — 25—30, магнетит — 10—15, кальцит — 5, гранат — 5, хлорит — единичные чешуйки. Появление таких прослоев свидетельствует о временном установлении благоприятных физико-химических условий для отложений хемогенных железисто-кремнистых осадков, обычно подавлявшихся терригенным материалом.

В связи с тем, что северо-восточная половина Чертомлыкской чешуи разбурена несколькими одиночными скважинами, ее набор пород и разрез почти не изучены. Как отмечалось выше, скважинами вскрыты олигоклазиты, на которых залегают туфогенные образования.

Олигоклазит — неясносланцеватая, участками массивная порода, мелкозернистая, серая с зеленоватым оттенком. По трещинам развиты сульфиды. Доминирующим минералом является олигоклаз № 17—21, составляющий 70—85% состава породы, биотит — до 15%, в отдельных участках он почти полностью замещен хлоритом (рипидолитом). Изредка встречается кварц — до 3%. В единичных зернах обнаружены эпидот, цоизит, апатит, сфен, магнетит, ильменит. Идентичная порода была описана в Алексеевской чешуе. Представляет натровую алюмосиликатную породу, возникшую, по-видимому, в зоне большой фильтрации натровых растворов.

Серицито-плагиоклазо-кварцевый ороговикованный сланец (апотуффит) — тонкозернистая, серая порода с многочисленными мелкими выделениями пирита и халькопирита. Со-

стоит более чем на 80% из тонкозернистых кварца и плагиоклаза, соотношение между которыми примерно равное. Встречаются зерна плагиоклаза более крупных размеров, чем в основной ткани. Плагиоклаз представлен альбит — олигоклазом № 15—16. Кроме этих минералов, в породе находится до 15% мусковита, кальцита — до 2%, в единичных чешуйках встречается хлорит. Структура породы лепидогранобластовая, бластопсаммитовая, участками — роговиковая.

По минеральному составу сланец относится к алюмосиликатным породам, образовавшимся из смешанных глинистых и пирокластических осадков под воздействием высокотемпературных процессов термоконтактового метаморфизма.

ВЕРХНЯЯ СОЛЕНОВСКАЯ КЕРАТОФИРО-МЕТАБАЗИТОВАЯ СВИТА ($Б_I^2$)

Верхняя соленовская кератофиро-метабазитовая свита развита только в западном крыле Соленовской синклинали и не имеет аналогов в Чертомлыкской чешуе (см. рис. 8, 9).

Свита ($Б_I^2$) состоит из двух подсвит — кератофировой ($Б_I^{2а-с}$) и спилитовой ($Б_I^{2б-с}$). Апокератофиры и апоспилиты, слагающие эти подсвиты, образуют мощные (особенно спилиты) толщи, прослеживающиеся от ст. Чертомлык на юге в замке Соленовской синклинали до с. Чистополя на севере.

В северо-западной части района пласты апокератофиров и апоспилитов разбиты и смещены по Александровско-Марьинскому разлому, по которому внедрились ультраосно́вные породы.

Несмотря на большую мощность (до 3 *км* и более) и протяженность (более 30 *км*), породы свиты ($Б_I^2$) изучены недостаточно. В естественных обнажениях они не встречаются, а в связи с тем, что с ними не связаны магнитные максимумы, здесь не производились широкие поисковые работы. Поэтому огромная толща оказалась разбуренной всего несколькими десятками мелких скважин, часть из которых даже не вышла из зоны коры выветривания.

Кератофировая подсвита ($Б_I^{2а-с}$)

Измененные кислые вулканические породы типа кератофиров (апокератофиры), залегающие в основании свиты ($Б_I^2$), образуют пласт довольно хорошо выдержанной мощности (400—500 *м*, изредка до 700 *м*).

Внешне апокератофиры — мелкозернистая до среднезернистой порода серого и темно-серого цветов, неяснорассланцованная, иногда — полосчатая. Согласно со сланцеватостью залегают многочисленные жилки кварца с гнездами пирита, реже — халькопирита. Встречаются участки, сложенные порфировидным апокератофиром. Белые порфиро-

Таблица 31

Химический анализ апокератофира
(скв. 13187 гл. 113,7 *м*; аналитик Б. В. Мирская)

Компонент	Вес. %
SiO_2	63,99
TiO_2	0,49
Al_2O_3	16,31
Fe_2O_3	1,44
FeO	4,60
MnO	0,11
MgO	2,86
CaO	3,34
Na_2O	3,48
K_2O	1,15
P_2O_5	0,25
SO_3	0,12
CO_2	0,28
$H_2O_{гигр}$	0,01
П. п. п.	1,29
Сумма	99,72

Химические коэффициенты

F	22,10
A	43,13
M	18,87
C	15,90
FeO : MgO : CaO	1 : 1,09 : 0,94

видные вкрапленники округлоовальной формы представлены плагиоклазом. Структура породы лепидогранобластовая, порфиробластовая. Содержание породообразующих минералов изменяется в весьма широких пределах (%): плагиоклаз (альбит — олигоклаз № 7—14) — 10—40, кварц — 30—45, биотит — до 15, мусковит — до 10. В отдельных участках отмечается повышенное содержание хлорита (рипидолита) — до 25%, эпидота и цоизита — до 15%, кальцита — до 15%. Акцессорные минералы представлены турмалином, сфеном, апатитом и цирконом, причем содержание турмалина в отдельных участках достигает 7% (скв. 13748). Рудные минералы (ильменит) и сульфиды составляют до 2%. Относятся апокератофиры к натровым алюмосиликатным породам (табл. 31).

Выше апокератофиров в южной части пласта залегает маломощный (1—5 *м*) прослой андалузито-серицитового сланца, прослеженный несколькими скважинами по простиранию почти на 5 *км* (скв. 126, 156, 13174). Макроскопически это мелкочешуйчатая белая порода. Структура микролепидобластовая с порфиробластами андалузита. Сланец состоит (%): из серицита — 97, андалузита — 2, рутила — 1. Встречаются единичные зерна сфена. Относится к группе алюмосиликатных пород, образовавшихся из чистых глиноземистых отложений, куда было привнесено довольно большое количество щелочей. Ступень метаморфизма низкая — аспидных сланцев динамотермального метаморфизма.

Спилитовая подсвита ($Б_1^{26-с}$)

В основании подсвиты залегают выклинивающиеся пласты амфиболитов мощностью 250—300 *м* и протяженностью по простиранию от 500 до 6,5 *км*. На амфиболитах залегает маломощная и быстро выклинивающаяся пачка метаморфических сланцев. На этих породах и на апокератофирах залегает более или менее согласно мощная толща метаморфически и метасоматически измененных основных пород типа спилитов (апоспилитов). Мощность ее в южной части крыла около

2,5 *км*, к северу постепенно уменьшается до 500 *м*, а затем и совсем выклинивается. В нескольких местах апоспилиты прорваны серым плагиогранитом.

Пачка амфиболитов и метаморфических сланцев

Амфиболиты представлены неизмененной и изредка хлоритизированной разностями темно-серого, иногда — почти черного цвета, мелко- и крупнозернистыми, большей частью рассланцованными, полосчатыми, изредка массивными, с кварцевыми, кварцево-эпидотовыми и карбонатными жилками и пленками сульфидов, развитыми по трещинам.

Неизмененный амфиболит состоит из (%): роговой обманки — 80, плагиоклаза (андезина № 34—38) — 7—15, кварца — до 5. Иногда встречаются кальцит, эпидот, цоизит, хлорит — до 1%, в единичных зернах — апатит, ильменит, магнетит, пирит. Структура гранонематобластовая, реликтовая диабазовая.

Хлоритизированный амфиболит (скв. 13612) состоит из (%): хлорита (рипидолита) — до 20, роговой обманки — 55—60, плагиоклаза (олигоклаза?) — до 8, кварца — до 7, кальцита — до 4, биотита — 1, ильменита — 2.

Залегающие выше очень выветренные метаморфические сланцы представлены следующими разностями: *кварцево-хлоритовым сланцем, двуслюдяным роговиком с прослоем амфиболита* и *талько-хлоритовым сланцем.*

Пачка апоспилитов

Мощная толща пород, образующая эту пачку, не однородная — в ней выделяется несколько разностей, отличающихся друг от друга текстурой, структурой, количественным минеральным составом и степенью метаморфизма. Имеется три таких разности: слюдяной диабазовый апоспилит, порфировидный апокератоспилит и апоспилит с высоким содержанием роговой обманки. Выделить участки преимущественного развития той или иной разности трудно из-за отсутствия достаточного количества фактического материала; кроме того, выделенные разности очень сложно перемежаются между собой.

Слюдяной диабазовый апоспилит. Распространен широко (скв. 13735, 13737, 13772 и др.). В основном слагает полосу апоспилитов севернее Александровско-Марьинского разлома и крупный останец (ксенолит?) среди ультраосновных пород, внедрившихся по этому же разлому. Здесь встречаются и другие разности апоспилитов.

Описываемая порода имеет темно-серый, иногда почти черный цвет, мелко- и крупнозернистая, массивная, местами трещиноватая с корочками пирита по трещинам. Структура диабазовая, участками — гломеробластовая, лепидогранобластовая, интерсертальная. Содержание

Таблица 32

Химический анализ слюдяного диабазового апоспилита (скв. 13737, гл. 84,3—99,5 *м*; анализ А. В. Виногродского)

Компонент	Вес. %
SiO_2	48,95
TiO_2	2,40
Al_2O_3	14,02
Fe_2O_3	4,37
FeO	13,78
MnO	0,28
MgO	2,46
CaO	6,00
Na_2O	0,80
K_2O	1,63
P_2O_5	0,87
C_2O_3	0,03
SO_3	0,38
$H_2O_{гигр}$	0,14
П. п. п.	3,40
Сумма	99,51

Химические коэффициенты

F	44,93
A	24,82
M	10,87
C	19,38
FeO : MgO : CaO	1 : 0,32 : 0,57

минералов в породе широко колеблется: плагиоклаз — 30—70%, представлен альбитом № 4—8 и олигоклазом № 17—29; кроме кислых плагиоклазов, встречаются реликты более основных плагиоклазов: от андезина № 33—35, 39—41 до лабрадора № 53—55. Сине-зеленая роговая обманка, часто сохраняющая реликтовую форму пироксена, достигает размеров 7,0 × 2,5 *мм*; ее количество в породе составляет 5—30%. Биотит развивается по роговой обманке и плагиоклазу, иногда образует отчетливые псевдоморфозы; количество его составляет 5—20, изредка — до 40%. Кварц — вторичный, замещает плагиоклаз, а также встречается в виде тончайших извилистых жилок, пронизывающих минералы; количество его в породе — 2—10, изредка — до 30%.

Хлорит, представленный железистой разностью — рипидолитом, развивается по роговой обманке и плагиоклазу (возможно, по биотиту); содержание его обычно невелико — 1—5, в редких случаях возрастает до 15%. Карбонат представлен большей частью кальцитом и изредка доломитом (скв. 13737). Чаще всего встречается вместе с кварцем в соссюритизированных участках; замещает хлорит и плагиоклаз, образует с кварцем прожилки. Для породы минерал не характерный, содержится в ней от единичных зерен до 5%. Изредка встречаются эпидот и цоизит, развивающиеся по роговой обманке и плагиоклазу. Из акцессорных постоянно наблюдается только апатит; содержание его в отдельных участках достигает 5%. Сфен встречается очень редко. Из числа рудных минералов отмечаются ильменит — 1—5%, пирит и пирротин — до 1, изредка магнетит — до 1%.

Слюдяной диабазовый апоспилит относится по химическому составу (табл. 32) к щелочноземельным глиноземистым породам орторяда с небольшим избытком железа и значительной недосыщенностью магнием. Отмечается пониженное содержание Na_2O, недостаточное для образования альбита и олигоклаза, что заставляет предположить преобладание основных плагиоклазов в образце, взятом для анализа. Минеральный и химический составы этих пород позволяют считать, что они

являются продуктом метаморфического изменения основных лав андезито-порфиритового состава.

Порфировидный апокератоспилит — также широко распространенная разность (скв. 13623, 13705, 13711 и др.). Это серая, зеленовато-серая порода с массивной и сланцевой текстурой. Основная ткань породы обычно представлена мелко- и среднезернистой смесью, состоящей из альбита, роговой обманки, хлорита, биотита и кварца, представляющих собой, видимо, раскристаллизованное стекло. Эта ткань имеет лепидогранобластовую или апоинтерсертальную структуры с порфиробластами роговой обманки и альбита. Порфиробласты обычно хорошо видны невооруженным глазом. Порода иногда имеет кавернозное строение. В кавернах отложились кварц и охры, иногда карбонат. По трещинам выделялись чешуйки хлорита и биотита. Встречаются полосчатые разновидности. Порфировидные апокератоспилиты занимают промежуточное положение между кератофирами и спилитами. Для этих образований характерны высокие содержания альбита — олигоклаза (№ 7—21) — 50—60 и кварца — 15—30%. Роговая обманка сине-зеленого цвета находится в подчиненном положении и составляет всего 15—20%. Спорадически встречаются (%): биотит — до 12, эпидот и цоизит — до 8, кальцит — до 5, хлорит — до 3; из акцессорных минералов — только апатит. Рудная часть породы представлена ильменитом, реже — магнетитом и пиритом — до 2%.

Порфировидные апокератоспилиты также по составу близки к щелочноземельным глиноземистым породам орторяда, образовавшимся из лав андезито-порфиритового состава.

Апоспилит с высоким содержанием амфибола встречается редко (скв. 13709 и др.), в виде маломощных участков (3—5 *м*), среди порфировидных апоспилитов. Переходы одной разности в другую постепенны. Отличается высоким содержанием роговой обманки. Эта порода имеет темно-серый с зеленоватым оттенком цвет. Текстура массивная. Структура интерсертальная, гранонематобластовая. Роговая обманка составляет 55%, альбит (№ 9—10) — 40, биотит — 2, карбонат — 1, ильменит — 2%.

Эти образования наиболее близки по составу к амфиболитам и, очевидно, представляют измененные базальтовые лавы.

Пачкой апоспилитов заканчивается разрез метаморфической толщи сложно переслаивающихся вулканогенных, осадочных и хемогенных пород нижней базавлукской серии ($Б_1$) Чертомлыкско-Соленовского района.

Процессы метаморфического преобразования первичных пород исказили или полностью изменили их текстуру, структуру и минеральный

Химические анализы

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	47,48	45,84	50,04	48,83	49,48	45,91	48,60
TiO_2	0,83	0,95	0,84	1,02	0,84	0,80	0,63
Al_2O_3	14,81	16,79	15,02	14,48	14,48	14,69	14,02
Fe_2O_3	2,94	1,12	1,90	4,58	3,10	4,46	4,55
FeO	11,34	11,95	8,03	8,59	7,76	10,27	8,00
MnO	0,30	0,26	Следы	0,26	0,24	0,29	0,16
MgO	7,60	7,81	7,40	6,28	7,91	4,98	7,80
CaO	9,93	9,10	12,34	11,28	11,15	12,77	14,00
Na_2O	2,77	3,52	2,15	2,13	1,95	2,40	1,07
K_2O	0,23	0,49	0,24	0,07	0,80	0,93	0,70
P_2O_5	—	—	Следы	0,16	0,10	0,29	—
SO_3	—	—	Следы	0,12	0,29	0,00	—
CO_2	—	—	—	0,21	—	0,62	—
H_2O гигр	1,88	1,93	—	0,21	—	0,11	0,76
H_2O^-	0,24	0,18	0,12	—	0,03	—	—
П. п. п.	—	—	1,98	1,51	1,34	1,01	—
Сумма	100,35	99,94	100,07	99,73	99,48	99,53	100,29

Химические

F	27,52	25,8	19,74	26,29	21,38	28,59	22,33
A	20,57	23,5	21,49	20,98	20,79	20,98	18,32
M	26,81	27,6	26,75	23,04	28,69	17,67	25,93
C	25,10	23,1	32,02	29,69	29,14	32,76	33,42
FeO : MgO : CaO	1 : 1,20 : 1,13	1 : 1,16 : 0,97	1 : 1,71 : 2,05	1 : 1,32 : 1,68	1 : 1,86 : 1,90	1 : 0,86 : 1,59	1 : 1,75 : 2,25

* *1* — амфиболит неизмененный, Грушевская чешуя, обн. 86, б. Казарская (анализ И. С. Усенко); *2* — амфиболит неизмененный, западное крыло Соленовской синклинали, обн. 59, с. Шолохово (анализ И. С. Усенко); *3* — эпидотизированный амфиболит, восточное крыло Соленовской синклинали, р. Соленая, обн. 3 (анализ А. Г. Виногродского); *4* — миндалекаменный амфиболит, восточное крыло Соленовской синклинали, р. Соленая, обн. 15 (аналитик А. В. Служенко); *5* — окварцованный амфиболит, участок Новоивановский, скв. 21151, гл. 41,1 *м* (анализ А. Г. Виногродского); *6* — габбро-амфиболит, участок Новоивановский, обн. 175 (аналитик Р Л. Левина); *7* — амфиболит неизмененный, участок Мариопольский, р. Базавлук, обн. 115 (анализ И. С. Усенко); *8* — амфиболит неизмененный, участок Любимовский, обн. по р. Соленой (анализ И. С. Усенко); *9* — амфиболит неизмененный, участок Орловский, скв. 14166, гл. 50,2 *м* (аналитик А. В. Служенко); *10* — биотитизированный, хлоритизированный и окварцованный сланцеватый амфиболит, Чертомлыкская чешуя, второй пласт, четвертая пачка сланцев и рого-

амфиболитов*

8	9	10	11	12	13	14	15	16
48,70	48,66	51,49	49,50	46,91	46,94	50,87	48,20	48,85
0,58	1,48	0,54	1,04	0,75	0,75	0,75	0,71	1,45
13,92	12,50	16,65	14,69	14,69	15,35	15,31	14,32	12,64
2,40	4,24	1,41	3,57	0,42	0,52	1,62	2,50	3,36
8,28	12,19	8,33	10,12	8,50	8,50	8,50	9,88	11,05
0,16	0.32	0,17	0,07	0,17	0,14	0,20	0,16	0,23
11,04	7,09	7,83	8,04	9,19	9,14	6,93	8,78	8,95
10,00	10,71	6,98	9,60	12,15	11,59	10,28	8,50	8,18
1,91	1,87	2,44	2,02	2,67	2,36	2,91	2,18	2,47
0,41	0,30	0,75	0,11	0,28	0,27	0,31	—	0,22
—	0,17	0,14	0,05	0,09	0,08	0,17	0,09	0,19
—	0,34	0,14	0,41	0,76	0,82	0,51	0,47	0,15
—	Не обн.	0,56	0,28	—	—	Не опр.	3,40	0,18
2,42	0,10	0,02	0,78	0,08	0,08	То же	0,54	Не обн.
—	—	—	0,07	—	—	—	0,06	—
—	0,52	2,65	—	2,96	3,25	1,20	—	2,03
99,82	100,49	100,10	100,35	99,62	99,79	99,56	99,85	99,78
коэффициенты								
19,81	31,18	22,09	26,72	17,4	17,5	33,6	25,00	28,39
18,58	17,27	27,08	20,58	20,2	21,3	19,7	20,40	18,05
37,29	24,72	32,23	28,28	32,0	32,0	22,6	32,20	32,31
24,32	26,83	18,60	24,42	30,4	29,2	24,1	22,40	21,25
1:2,40:1,60	1:1,03:1,09	1:1,70:1	1:1,39:1,18	1:1,90:1,86	1:1,95:1,81	1:1,44:1,56	1:1,59:1,11	1:1,48:0,97

виков, скв. 22006, гл. 199, 15 *м* (аналитик Б. В. Мирская); *11* — амфиболит неизмененный, среднезернистый, рассланцованный, Чертомлыкская чешуя, седьмая разделяющая пачка, скв. 10, гл. 102,5 *м* (анализ И. С. Романова); *12* — амфиболит неизмененный, среднезернистый, массивный, Чертомлыкская чешуя, седьмая разделяющая пачка, скв. 22003, гл. 277,55 *м* (аналитик Н. И. Марич); *13* — амфиболит неизмененный, среднезернистый, массивный, Чертомлыкская чешуя, седьмая разделяющая пачка, скв. 22004, гл. 124,3 *м* (аналитик Н. И. Марич); *14* — амфиболит неизмененный, среднезернистый, массивный, Чертомлыкская чешуя, восьмая разделяющая пачка, скв 10, гл. 81,3 *м* (аналитик Н. И. Марич); *15* — амфиболит рассланцованный, среднезернистый, немного окварцованный, хлоритизированный, карбонатизированный, Чертомлыкская чешуя, восьмая разделяющая пачка, скв. 2, гл. 185,1—186,05 *м* (анализ И. С. Романова), *16* — амфиболит, Чертомлыкская чешуя, восьмая разделяющая пачка, скв. 22002, гл. 434,05 *м* (аналитик А. В. Служенко).

состав. Эти изменения часто настолько глубоки, что реставрировать первоначальный облик почти невозможно.

Вулканогенные породы, составляющие более 95% всех пород нижней серии, представлены основными эффузивами (габбро-амфиболитами, амфиболитами, зелеными метаморфическими сланцами, апоспилитами), кислыми эффузивами (апокератофирами, олигоклазитами?) с межпластовыми интрузиями ультрабазитов (карбонатно-тальковыми, актинолито-тальковыми, хлорито-актинолитовыми и актинолитовыми породами).

Амфиболиты. При описании разреза соленовской и чертомлыкской толщ мы отмечали генезис, а также принадлежность пород к определенному изохимическому ряду и степень их метаморфической переработки. В связи с тем, что амфиболиты наиболее широко распространены в нижней базавлукской серии ($Б_1$), для них приводится отдельно общая характеристика химических составов, метаморфических и метасоматических процессов, изменивших эти породы.

По химическому составу амфиболиты Чертомлыкско-Соленовского района относятся к щелочноземельным глиноземистым породам с пониженным содержанием FeO по отношению к MgO и CaO. Как видно из табл. 33, отношение FeO: MgO колеблется от 1 : 1,16 до 1 : 2,40, изредка — почти равное (ан. *9*). В габбро-амфиболите (ан. *6*) отношение FeO : MgO составляет 1 : 0,86. Отношение FeO : CaO колеблется от 1 : 1,11 до 1 : 2,25, изредка — равное. В неизмененном амфиболите (ан. *2*) и амфиболите (ан. *16*) отношение FeO : CaO = 1 : 0,97.

Химические коэффициенты амфиболитов находятся в следующих пределах: *F* — 17,4—33,6; *A* — 17,27—27,08; *M* — 17,67—37,29; *C* — 18,60—33,42. По молекулярным соотношениям магния (коэффициент *M*) и железа (коэффициент *F*) различаются породы с преобладанием железа над магнием (ан. *1*, *4*, *6*, *9*, *14*) и породы с преобладанием магния над железом (ан. 2, 3, 5, 7, 8, 10—13, 15, 16). Доминируют, таким образом, амфиболиты, у которых коэффициент *M* выше коэффициента *F*.

В химическом отношении амфиболиты очень сходны с основными магматическими породами типа базальтов. В результате высокотемпературных процессов плутонометаморфизма первичные породы были полностью перекристаллизованы с изменением структуры и минерального состава. Лишь изредка встречаются участки с сохранившимися реликтами офитовой структуры и минерального состава (пироксено-амфиболовый габбро-амфиболит).

По данным И. С. Усенко (1953), первичные породы претерпели два основных этапа метаморфизма: 1) высокотемпературный, с которым связано превращение пироксеновых пород в амфиболовые и 2) низкотемпературный, обусловивший дальнейшую эпидотизацию амфиболовых

пород. Следует отметить, что выделение обоих этапов хорошо подкрепляется определениями абсолютного возраста. Время первого этапа — 2300—2700 млн. лет, время второго — 2000—2300 млн. лет. Со вторым этапом связана не только эпидотизация амфиболитов. Процессы диафтореза, происходившие на более низкотемпературных ступенях метаморфизма, привели к образованию довольно большого числа минеральных разностей амфиболитов, связанных между собой постепенными переходами. Выделяются неизмененные амфиболиты; к ним относятся габбро-амфиболиты. Измененные разности — эпидотизированный (спилитизированный), окварцованный, актинолитизированный, биотитизированный, хлоритизированный, карбонатизированный, скаполитизированный амфиболиты, амфиболит с гранатами и амфибололит. Эпидотизация амфиболитов связана с дезанортизацией плагиоклаза, а также разложением роговой обманки, за счет которых освобождалось довольно большое количество CaO, пошедшее на образование эпидотовых минералов и сфена. С этим же процессом, а также со щелочным метасоматозом связано образование альбита и олигоклаза. Хлоритизация амфиболитов происходит в связи с увеличением гидратизации породы, что благоприятствует замещению хлоритом роговой обманки. Если при этом привносились щелочи, то по роговой обманке развивался биотит. Процессы окварцевания, приведшие к образованию свободного кварца, связаны, видимо, с привносом кремнекислоты, с одной стороны, с другой — с выносом железа, магния и кальция. При выносе глинозема происходит актинолитизация роговой обманки. С кальциевым метасоматозом связано замещение плагиоклаза скаполитом. При более низких ступенях метаморфизма и соответствующих метасоматических процессах амфиболиты карбонатизируются и альбит замещается серицитом.

Метаморфические и метасоматические преобразования происходили в широком диапазоне температур, давлений при тектонических перестройках и колебаниях содержания легко мигрирующих компонентов. Чем продолжительнее и чаще происходили эти процессы, тем все более неузнаваемым становился первичный облик пород. Амфиболиты, будучи сами вторичными образованиями, в свою очередь, послужили исходным продуктом для создания третьего и последующих «поколений» пород (так называемых зеленых метаморфических сланцев).

Апоспилиты и *апокератоспилиты,* занимающие после амфиболитов по распространенности второе место, образуются, как это принято считать (В. А. Заварицкий, 1946), при подводных излияниях потоков базальтовых и андезито-порфиритовых лав в морских бассейнах. Относятся, также как и амфиболиты, к щелочноземельным глиноземистым породам орторяда. Метаморфические преобразования затронули их в той же степени, что и амфиболиты.

Апокератофиры по сравнению с амфиболитами и апоспилитами распространены ограниченно. По минеральному составу они относятся к натровым алюмосиликатным породам, образовавшимся по риолито-дацитам и андезито-дацитам, альбитизированным, возможно, еще в магматическом очаге.

Межпластовые интрузии ультрабазитов в составе вулканогенных пород нижней серии играют совершенно ничтожную роль в связи с очень малой распространенностью. Карбонатно-тальковые породы, относящиеся к магнезиальным образованиям орторяда, возникли при низких ступенях динамотермального и гидротермально-пневматолитического метаморфизма из дунитов или перидотитов. Актинолиты являются метаморфизованными магматическими породами типа пироксенитов и по степени метаморфической переработки отвечают низкотемпературной роговиковой ступени термоконтактового метаморфизма.

Осадочные породы занимают в нижней базавлукской серии очень небольшой объем. Они представлены несколькими типами — собственно-осадочным, хемогенно-осадочным и туфогенно-осадочным, между которыми существуют переходные разности.

Собственно-осадочные образования представлены следующими группами изохимических рядов пород: алюмосиликатной, образовавшейся из наиболее чистых глиноземистых терригенных, глинистых, глинисто-алевритовых и песчаных с примесью глинистого материала отложений; магнезиально-железисто-алюмосиликатной, образовавшейся из глинистых и глинисто-алевритовых осадков, обогащенных железом и магнием.

Процессы метаморфической переработки чаще всего относятся к низко- и высокотемпературным ступеням термоконтактового метаморфизма. Реже встречаются ступени динамотермального метаморфизма и плутонометаморфизма.

Хемогенно-осадочные образования представлены малорудной окисно-закисно-железисто-силикатно-кремнистой и малорудной окисно-закисно-железисто-карбонатно-кремнистой фациями железисто-кремнистых роговиков. Исходным материалом для этих пород послужили железисто-кремнистые осадки с примесью глинистого материала.

По степени метаморфической переработки они относятся к высокотемпературной ступени кристаллических сланцев с переходом к гнейсовой ступени, а также роговиковой ступени узловатых сланцев термоконтактового метаморфизма.

Глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистые породы (сланцы и ороговикованные сланцы) образовались из смеси глинистых и хемогенных железисто-кремнистых осадков (причем глинистая часть была преобладающей) в результате процессов динамотермального и термоконтактового метаморфизма.

Туфогенные образования относятся к алюмосиликатной группе, в которой можно выделить более чистые глиноземистые отложения — собственно алюмосиликатные, и магнезиально-железисто-алюмосиликатные, образовавшиеся из смеси пирокластических, глинистых и алевритовых осадков. Метаморфическая переработка их происходила в условиях термоконтактового метаморфизма.

Таким образом, толща пород, слагающих нижнюю базавлукскую серию, образовалась в результате покровных основных (изредка — кислых) излияний, чередовавшихся с нормальным осадконакоплением.

Верхняя базавлукская серия ($Б_2$)

Верхнюю часть геологического разреза метаморфических толщ осадочно-вулканогенных формаций Чертомлыкско-Соленовского района составляют три свиты: нижняя железисто-роговиково-сланцевая ($Б_2^1$), средняя сланцево-вулканогенная ($Б_2^2$) и верхняя соленовская кератофиро-спилитовая ($Б_2^3$).

В отличие от нижней базавлукской серии ($Б_1$), сложенной преимущественно основными эффузивами, верхняя базавлукская серия ($Б_2$) состоит из кислых эффузивов (апокератофиров), основных эффузивов (апоспилитов) и осадочных пород (кварцево-хлоритовых и кварцево-серицитовых сланцев). Все три группы пород находятся в примерно равных соотношениях. В резко подчиненном положении находятся ультраосновные породы, залегающие в виде межпластовых интрузий, туфогенные образования и хемогенно-осадочные железисто-кремнистые роговики.

Кислые и основные эффузивы выполняют центральное ядро Соленовской синклинали, перемежаясь с пачками осадочных пород. Северная часть синклинали на участках Марьино-Чистопольского поднятия и Чистополь-Александропольского погружения сложены осадочными породами с подчиненными пластами кислых эффузивов и туфогенных пород.

В верхней базавлукской серии Чертомлыкской чешуи преобладают осадочные туфогенные и хемогенно-осадочные породы. Вулканогенные породы, в которых главное место занимают кислые эффузивы, находятся в подчиненном положении.

Участки развития ультраосновных и железисто-кремнистых пород разбурены наиболее хорошо, и в отдельных местах (южная часть Чертомлыкской чешуи) имеются перекрытые разрезы. Участки развития других пород разбурены редкой сетью мелких поисковых и картировочных скважин, зачастую не выходящих из коры выветривания.

Породы верхней серии ($Б_2$) не обнажаются нигде, за исключением нескольких обнажений нижней сланцевой свиты ($Б_2^1$) в северной части Соленовской синклинали у с. Чистополя.

НИЖНЯЯ ЖЕЛЕЗИСТО-РОГОВИКОВО-СЛАНЦЕВАЯ СВИТА ($Б_2^1$)

В период формирования этой свиты в отдельных частях Чертомлыкско-Соленовского синклинория условия размещения и накопления пород в отдельных участках очень отличались друг от друга. Так, в Соленовской синклинали накапливались терригенные осадки, а в Чертомлыкской чешуе — хемогенно-осадочные и пирокластические образования.

В связи с большими фациальными различиями этой свиты в Соленовской синклинали и Чертомлыкской чешуе мы в стратиграфической схеме выделили соленовскую сланцевую и чертомлыкскую железисто-роговиково-сланцевую подсвиты, которые по времени образования, видимо, соответствуют друг другу, но различаются по физико-химическим условиям осадконакопления и первичному осадочному материалу.

Соленовская сланцевая подсвита ($Б_2^{1-с}$)

Соленовская сланцевая подсвита ($Б_2^{1с}$) состоит из кварцево-хлоритовых, кварцево-серицитовых и серицито-хлорито-кварцевых сланцев. Эти породы образуют в западном крыле южной части Соленовской синклинали пласт мощностью до 500 *м*, где они залегают на описанных в спилитовой подсвите ($Б_1^{2б-с}$) апоспилитах. В восточном крыле эти сланцы достигают мощности 1000 *м* и залегают на амфиболитах Кисличеватской антиклинали (см. рис. 8, 9).

В северной части Соленовской синклинали, отделенной от центральной части Александровско-Марьинским разломом, хлорито-кварцевые и серицито-кварцевые сланцы образуют толщи большой видимой мощности — 2000—4000 *м*. Возможно, такое расширение площади, занятой этими породами, вызвано не истинным увеличением их мощности, а складчатостью. В результате Марьино-Чистопольского поднятия породы вышележащих свит оказались размытыми и обнажились кварцево-серицитовые и кварцево-хлоритовые сланцы. Иногда среди этих сланцев выступают в виде реликтовых останцев породы спилитовой подсвиты ($Б_1^{2б-с}$).

На участке Чистополь-Александропольского погружения на сланцах залегают осадочно-вулканогенные породы ультрабазито-туфо-спилито-кератофировой подсвиты ($Б_2^{2а}$) средней сланцево-вулканогенной свиты ($Б_2^2$).

В северной части среди кварцево-хлоритовых и кварцево-серицитовых сланцев согласно залегают вытянутые в широтном направлении маломощные (3—5 *м*) межпластовые залежи ультраосновных пород.

Кварцево-хлоритовые и кварцево-серицитовые сланцы сложно перемежаются друг с другом, образуя переходные разности. На карте (см. рис. 8) выделены участки преимущественного развития той или иной породы. Изредка встречаются тонкие пропластки железисто-кремнистых пород.

В результате слабой изученности в настоящее время невозможно стратиграфически расчленить соленовскую сланцевую подсвиту ($Б_2^{1c}$). Поэтому мы ограничимся перечислением входящих в ее состав пород, довольно однообразных как по минеральному составу, так и по степени их метаморфической переработки.

Кварцево-хлоритовый сланец. По отношению к кварцево-серицитовым сланцам занимает господствующее положение. Преимущественно развит в центральной части восточного крыла (мощность пачки до 500 *м*) и в северной части Соленовской синклинали (мощность 1500—2000 *м*), где образует одиночные обнажения. Это зеленая, зеленовато-серая, голубовато-серая с зеленым оттенком, тонкосланцеватая порода с мелкими точками гидроокислов железа, а иногда — порами выщелачивания. Встречаются участки окварцованного сланца. В этих разновидностях часто наблюдаются гнезда сульфидов размером до 5 *мм*, выделившиеся по сланцеватости, и мелкие зерна магнетита. Порода состоит на 70—95% из железистого хлорита (рипидолита), кварца — до 5—30%. В небольших количествах обнаружены магнетит, ильменит, сфен, гидрогетит, серицит. Структура гранолепидобластовая, бластопелитовая.

Химический анализ сланца (табл. 34) позволяет отнести его к глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистым образованиям, промежуточным между железисто-кремнистыми и алюмосиликатными породами. Отмечается большое содержание MgO (16,56%), вследствие чего значение коэффициента *M* — более 55. Количество MgO более чем в три раза превышает содержание FeO. Содержание CaO по сравнению с FeO и MgO очень мало.

Исходными продуктами для образования кварцево-хлоритовых сланцев послужили тонкосмешанные железисто-кремнистые и глинистые отложения, метаморфически переработанные в условиях динамометаморфизма до ступени аспидных сланцев.

Кварцево-серицитовые сланцы. Эти породы развиты в центральной и северной частях Соленовской синклинали. Они слагают в западном крыле пачку мощностью до 500 *м*, в северной части синклинали — участок длиной до 9 *км*, шириной до 3 *км*, где они встречены в приустьевых частях балок Токовой (правый приток р. Соленой) и Глиняной

(левый приток р. Соленой). Представляют собой серовато-белые с чуть желтовато-зеленоватым оттенком тонкослоистые образования с округлыми крупными зернами кварца серого цвета (обн. 16, скв. 13197 и др.)

Таблица 34

Химический анализ кварцево-хлоритового сланца
(обн. 17, с. Чистополь; аналитик А. В. Служенко)

Компонент	Вес. %
SiO_2	46,38
TiO_2	1,33
Al_2O_3	12,55
Fe_2O_3	5,44
FeO	9,28
MnO	Не обн.
MgO	16,56
CaO	0,42
Na_2O	0,03
K_2O	0,07
P_2O_5	0,12
SO_3	0,12
CO_2	0,34
H_2O	0,15
П. п. п.	7,73
Сумма	100,52

Химические коэффициенты

F	26,69
A	16,67
M	55,69
C	0,95
FeO : MgO : CaO	1 : 3,3 : 0,2

Таблица 35

Химический анализ сланцев (вес. %)

Компонент	Кварцево-серицитовый сланец, обн. 16, балка Токовая (аналитик А. В. Служенко)	Кварцево-серицитовый сланец с дистеном, скв. 13190, гл. 126,5 *м*, южная часть Соленовской синклинали (аналитик Б. В. Мирская)
SiO_2	82,50	69,63
TiO_2	0,10	0,59
Al_2O_3	10,95	17,80
Fe_2O_3	1,05	0,75
FeO	0,14	1,72
MnO	Следы	0,07
MgO	1,53	1,31
CaO	0,42	0,56
Na_2O	0,02	0,51
K_2O	1,51	4,04
P_2O_5	0,15	0,17
SO_3	0,11	0,07
CO_2	0,14	0,10
H_2O	0,10	0,02
П. п.п.	1,58	2,41
Сумма	100,30	99,75

Химические коэффициенты

F	8,43	9,47
A	64,46	51,77
M	22,89	9,47
C	4,22	29,29
FeO : MgO: CaO	1 : 20,25 : 3,75	1 : 1,40 : 4,27

или порфиробластами дистена (скв. 13190). Породу секут в различных направлениях многочисленные жилы кварца мощностью до 0,5 *м*, содержащие иногда крупные гнезда турмалина (скв. 657). Встречаются окварцованные участки.

Сланцы состоят на 35—80% из серицита, кварца — 15—60%. Встречаются спорадически дистен — до 5%, магнетит и ильменит — до 5%, единичные чешуйки биотита.

Химические коэффициенты, вычисленные из химических анализов (табл. 35), позволяют считать что эти сланцы образовались из наиболее чистых глиноземистых глинисто-пелитовых осадков, в которых главными породообразующими компонентами являлись SiO_2 и Al_2O_3. Кварцево-серицитовые сланцы представляют собой собственно алюмосиликатные породы. В кварцево-серицитовом сланце с дистеном содержание Al_2O_3 более высокое.

Степень метаморфической переработки соответствует ступени аспидных сланцев динамотермального метаморфизма.

Серицито-хлорито-кварцевый и серицито-кварцево-хлоритовый сланцы. Это породы переходного типа между кварцево-серицитовыми и кварцево-хлоритовыми сланцами. Встречаются часто. Представляют собой тонкозернистую серовато-зеленую или зеленовато-серую тонкосланцеватую породу, иногда полосчатую за счет перемежающихся полосок хлоритового и серицитового материала. Встречаются секущие молочно-белые и серые кварцевые жилки мощностью до 3 *см*, с которыми иногда связаны многочисленные выделения сульфидов. Состав (%): хлорит (рипидолит) — 30—55, кварц — 15—50, серицит — 15—40, гидроокислы железа, пирит и лейкоксен — до 5—10.

Минеральный состав позволяет отнести эти породы к железисто-магнезиально-алюмосиликатным осадкам, преобразовавшимся на самых низких ступенях (аспидных сланцев) динамотермального метаморфизма.

Чертомлыкская железисто-роговиково-сланцевая подсвита ($Б_2^{1-ч}$)

Чертомлыкская чешуя, как это уже ранее отмечалось, состоит как бы из двух частей, фациально резко отличающихся друг от друга. В южной части чешуи, между селами Чкалово и Алексеевкой на породах верхней чертомлыкской подсвиты ($Б_1^{1б-ч}$) нижней базавлукской серии ($Б_1$) согласно залегают железистые роговики, сланцы и туфогенные образования. Пласты железистых роговиков параллельны друг другу и образуют полосу длиною до 9 *км* (см. рис. 10). Четырьмя геологическими профилями, из которых два перекрытые, установлено, что подсвита имеет наибольшую мощность (около 450 *м*) в северной части полосы (см. рис. 11). Железистые породы по простиранию постепенно выклиниваются к югу и резко — к северу. В месте изменения северо-восточного простирания Чертомлыкской чешуи на близкое к широтному, в северной ее части, железистые роговики фациально замещаются кварцево-хлоритовыми, кварцево-серицитовыми сланцами и туфогенными породами. Резкое выклинивание железистых пород на севере принимается очень условно. Оно установлено геофизическими исследова-

ниями, согласно которым в этом месте нет магнитных и гравитационных аномалий, что свидетельствует об отсутствии магнитных и плотных немагнитных пород. Редкие неглубокие скважины, в основном затронувшие лишь кору выветривания, не обнаружили железистых пород.

Слабая изученность подсвиты $Б_2^{1-ч}$ северной части Чертомлыкской чешуи не позволяет в настоящее время стратиграфически расчленить ее.

Ниже приводится описание разреза железисто-роговиково-сланцевой подсвиты в южной части Чертомлыкской чешуи по скв. 22001, 22002, 22003, пробуренным по проекту автора во время поисковых работ в 1958—1959 гг. (см. рис. 11).

Чертомлыкская железисто-роговиково-сланцевая подсвита расчленяется на пять железистых пластов, разобщенных четырьмя сланцевыми пачками, в которых выделяется 10 пластов сланцев и ороговикованных апотуффитов. Кроме того, выделяется кроющий надрудный пласт. Мощности железистых и сланцевых пород колеблются от 5 до 104 *м*. Общая мощность у с. Чкалово составляет около 432 *м*. Железистые пласты и разделяющие их сланцевые пачки залегают в следующей стратиграфической последовательности (снизу вверх):

	м
Первый железистый пласт — хлорито-куммингтонито-сидерито-магнетито-биотито-кварцевый роговик	25,0
Первая разделяющая пачка:	
1) магнетито-куммингтонито-биотито-карбонатно-хлорито-кварцевый сланец	15,0
2) карбонатно-серицито-хлорито-биотито-плагиоклазо-кварцевый ороговикованный апотуффит	20,0
3) куммингтонито-магнетито-биотито-карбонатно-хлорито-кварцевый сланец	5,0
Второй железистый пласт — хлорито-куммингтонито-магнетито-сидерито-биотито-кварцевый роговик с прослоями карбонатно-биотито-кварцевого, куммингтонито-кварцево-карбонатно-биотитового и карбонатно-хлорито-кварцевого сланцев	104,0
Вторая разделяющая пачка:	
1) биотито-карбонатно-хлорито-серицито-кварцевый сланец с прослоями плагиоклазо-серицито-кварцево-карбонатного ороговикованного апотуффита	29,0
2) магнетито-хлорито-биотито-карбонатно-кварцевый сланец	13,0
Третий железистый пласт — хлорито-магнетито-сидерито-кварцевый роговик	15,0
Третья разделяющая пачка — куммингтонито-биотито-хлорито-кварцево-карбонатный сланец	18,0
Четвертый железистый пласт — куммингтонито-хлорито-сидерито-магнетито-кварцевый роговик	100,0
Четвертая разделяющая пачка:	
1) карбонатно-роговообманково-плагиоклазо-кварцево-биотитовый ороговикованный апотуффит	7,0
2) биотито-кварцево-хлоритовый, магнетито-кварцево-хлоритовый и карбонатно-хлорито-биотито-серицито-кварцевый сланцы	15,0

	м
3) карбонатно-хлорито-плагиоклазо-биотито-кварцевый ороговикованный апотуффит	6,0
4) карбонатно-биотито-хлорито-кварцевый сланец с прослоями кварцево-тальковo-хлоритового сланца и хлорито-магнетито-карбонатного кварцевого роговика	21,0
Пятый железистый пласт — хлорито-магнетито-сидерито-кварцевый роговик с прослоями биотито-хлорито-кварцевого сланца	42,0
Надрудный кроющий пласт — карбонатно-кварцево-биотито-хлоритовый сланец	6,0

Характерная особенность чертомлыкской железисто-роговиково-сланцевой подсвиты $Б_2^{I-ч}$ — ритмичность в чередовании близких по составу пластов хемогенных (железистые роговики), хемогенно-осадочных (биотито-карбонатно-хлорито-кварцевые сланцы с магнетитом и куммингтонитом) и туфогенно-осадочных пород, обусловленная неоднократным повторением одинаковых условий осадконакопления. Чередующиеся породы обладают целым рядом идентичных признаков. Особенно это характерно для железисто-кремнистых образований.

Железистые роговики Чертомлыкской чешуи представляют собой очень плотные слоистые породы серого и темно-серого цвета с зеленоватым оттенком. Слоистость их обычно выдержана, но встречаются нарушения в виде плойчатости и гофрировки. К более поздним явлениям относятся микросмещения слоев по трещинам, секущие и согласные кварцевые и карбонатные жилы и прожилки, в которых наблюдаются расширения и линзовидные выделения мощностью от нескольких сантиметров до 2—3 *м*. С кварцевыми прожилками часто связаны выделения сульфидов в виде гнезд, тонких жилок и т. д. В железистых роговиках разных рудных пластов отмечается полная тождественность структуры и текстуры, и внешне они ничем не отличаются. Наиболее распространена разность железистых роговиков, содержащая куммингтонит помимо кварца, карбоната, магнетита, биотита, хлорита. Из этих роговиков состоят первый, второй и четвертый пласты. Вторая разность, в отличие от первой, не содержит куммингтонита (третий и пятый пласты). Наличие куммингтонита объясняется более высокой степенью метаморфизма роговиков первой разности, в которых куммингтонит развивается за счет железистых карбонатов и хлоритов. Внутри пласты роговиков однообразны, иногда содержат прослои сланцев.

При макроскопическом изучении на изломе роговиков наблюдаются чередующиеся без всякой закономерности тонкие пропластки различного минерального состава. Пропластки обоих разновидностей железистых роговиков можно разделить на следующие группы: рудные, кварцево-силикатные, кварцево-карбонатные, кварцевые и карбонатные.

Рудные пропластки — черного и темно-серого цвета с металлическим блеском, состоят из полиэдрических агрегатов магнетита. Проме-

жутки между агрегатами выполнены кварцем с примесью карбонатов и силикатов. Структура неправильно-сростковая. Мощность пропластков — 0,2—6,6 *мм*.

Кварцево-сидеритовые пропластки отличаются серым цветом. Кварц и сидерит наблюдаются в виде смеси зерен, удлиненных параллельно сланцеватости; магнетит образует тонкие включения; имеется примесь силикатов. Структура прослойков роговиковая, реже гетеробластовая. Их мощность колеблется в пределах 0,3—10,0 *мм*.

Кварцево-силикатные пропластки серо-зеленого цвета, игольчато-волокнистого или тонкочешуйчатого строения. Они состоят из биотита, хлорита или куммингтонита с примесью кварца, карбоната и магнетита. Зерна или чешуйки силикатов обычно субпараллельны сланцеватости. Структура гранолепидобластовая и лепидобластовая, мощность — 0,3—6,5 *мм*.

Кварцевые пропластки от светло-серого до белого цвета обычно резко отделены от других. Состоят они чаще всего на 100% из кварца с незначительными примесями магнетита, сидерита, реже биотита. Структура пропластков роговиковая, мостовидная или мозаичная, мощность — 0,6—9,2 *мм*.

Карбонатные пропластки серого цвета состоят почти из чистого сидерита, иногда с примесью анкерита и «магнетитовой пыли», одиночных мелких зерен кварца и силикатов. Структура гранобластовая, мощность — 0,4—7,4 *мм*.

Приводим описание выделенных в разрезе пластов и пачек пород.

Первый железистый пласт

Представлен *хлорито-куммингтонито-сидерито-магнетито-биотито-кварцевым роговиком*. Контакт с подстилающими сланцами резкий. В начале интервала, на протяжении примерно двух метров, порода состоит из куммингтонито-биотито-хлорито-кварцевого сланца с тонкими и редкими прослоями железистого роговика. Постепенно мощность и количество этих прослоев возрастают и к концу интервала сланец переходит в железистый роговик.

Среди железистых роговиков встречаются маломощные (обычно не более 5, изредка до 15 *см*) прожилки кварца, которые иногда содержат отслоенные включения железистых роговиков и изредка гнезда сульфидов. Налеты сульфидов встречаются часто по трещинам. Полосчатость роговиков обычно ненарушенная, но известны плойчатые, как бы гофрированные разности. В нескольких местах наблюдаются смещения по трещинам. Нередко параллельное залегание роговиковых прослойков бывает нарушено кварцевыми жилами, образующими вздутия, линзы и цепочки. Контакт с покрывающим сланцем нерезкий. Зона контакта имеет мощность около 3 *м*. Постепенно мощность кварцево-

силикатных прослойков увеличивается и они начинают преобладать. Теперь железистый роговик образует среди них тонкие прослои. В конце контактовой зоны содержание роговиковых прослоев составляет около 30%. И, наконец, железистые роговики сменяются магнетито-куммингтонито-биотито-карбонатно-кварцевым сланцем.

Минеральный состав описанных роговиков (%): кварц — 25—35, биотит — 5—40, магнетит — 5—30, сидерит — 5—30, куммингтонит — 5—40; спорадически встречаются хлорит (тюрингит) — иногда до 12, пирит — до 3%. Анализ рядовых проб железистых пород (24 шт.), на содержание $Fe_{раств}$ и FeO, дал следующие результаты (%): $Fe_{раств}$ — 25,96, FeO — 17,81, максимальное содержание $Fe_{раств}$ — 31,2, FeO — 23,30, минимальное — соответственно — 20,4 и 13,80.

Первая разделяющая пачка

Сложена тремя пластами: двумя сланцевыми (1,3) и разделяющим их пластом апотуффита (2).

1. *Магнетито-куммингтонито-биотито-карбонатно-хлорито-кварцевый сланец.* Порода неоднородна, это биотито-карбонатно-хлоритовый сланец с тонкими (до 0,5 *см*) прослойками железистых роговиков, состоящих из магнетита, куммингтонита и кварца. По мере удаления от нижнего контакта эти прослои встречаются все реже и в верхах пласта исчезают совсем. Как правило, роговиковые прослои залегают согласно сланцеватости; в ряде мест они образуют не слои, а линзы. По сланцеватости встречаются прожилки кварца, в которых иногда имеются зерна граната и сульфиды.

Цвет сланца темно-зеленый, почти черный. В породе неравномерно рассеяны вкрапленники зерен карбонатов темно-серого цвета в виде хорошо сформированных четырехугольников. Текстура слоистая, полосчатая. Структура лепидогранобластовая, участками порфиробластовая. Минеральный состав (%): кварц — 10—50, хлорит (рипидолит) — 5—60, карбонат (доломит, сидерит) — 2—25, биотит — от единичных чешуек до 30; спорадически встречаются магнетит (до 25), куммингтонит (до 10%). Из акцессорных минералов изредка наблюдаются гранат и апатит; рудные, кроме магнетита, представлены ильменитом (до 1%), пиритом и пирротином (до 5%).

По минеральному составу сланец относится к нерудным закисно-железисто-карбонатно-кремнистым породам, образовавшимся из смешанных железисто-кремнистых и глинистых отложений. Ступень метаморфизма низкая — аспидных сланцев динамотермального метаморфизма.

2. *Серицито-хлорито-биотито-плагиоклазо-кварцевый ороговикованный апотуффит.* Контакт с выше- и нижележащими породами резкий. Серая, темно-серая с зеленоватым оттенком, мелкозернистая, рассла-

цованная порода. Апотуффит часто секут согласные и несогласные кварцевые и кварцево-карбонатные прожилки и жилы мощностью до 80 *см*, которые обычно одеты в хлоритовую рубашку. По трещинам развиты корки сульфидов. Структура бластопсаммитовая, бластоалевритовая, гранолепидобластовая, роговиковая. Минеральный состав (%): кварц — 30—60, плагиоклаз (олигоклаз) — 15—30, биотит — 5—30, хлорит — 5—20; спорадически встречаются серицит (до 30%) и кальцит (до 20%). Акцессорные минералы — турмалин (0—3%), апатит; рудные — ильменит (0—2%), пирит.

Таблица 36

Химические анализы карбонатно-серицито-хлорито-биотито-плагиоклазо-кварцевых апотуффитов (вес. %)

Компонент	Скв. 22002, гл. 330,0 *м* (аналитик А. В. Служенко)	Скв. 22002, гл. 344,2 *м* (аналитик Е. В. Романишина)
SiO_2	73,28	51,90
TiO_2	0,32	0,85
Al_2O_3	8,67	18,97
Fe_2O_3	1,68	1,66
FeO	3,60	8,10
MnO	0,11	0,17
MgO	3,28	3,29
CaO	2,82	5,70
Na_2O	2,39	2,09
K_2O	1,09	1,91
P_2O_5	0,09	0,06
S, SO_3	0,40	0,17
CO_2	1,86	2,66
H_2O	Не обн.	0.03
П. п. п.	0,48	2,16
Сумма	100,07	99,72
Химические коэффициенты		
F	24,92	26,7
A	29,41	36,8
M	28,37	16,3
C	17,30	20,2
FeO : MgO : CaO	1 : 1,64 : 1	1 : 0,74 : 0.89

Таблица 37

Химический анализ хлорито-куммингтонито-магнетито-сидерито-биотито-кварцевого роговика
(скв. 22002, гл. 240,2 *м*; аналитик С. А. Панченко)

Компонент	Вес. %
SiO_2	40,23
TiO_2	0,22
Al_2O_3	3,49
Fe_2O_3	18,19
FeO	25,05
MnO	0,37
MgO	3,04
CaO	1,90
Na_2O	0,26
K_2O	0,69
P_2O_5	0,20
S	0,17
CO_2	5,70
H_2O	0,05
П. п. п	0,08
Сумма	99,64
Химические коэффициенты	
F	80,11
A	4,73
M	10,43
C	4,73
O	0,33
FeO : MgO : CaO	1 : 0,21 : 0,10

Химический анализ апотуффита (табл. 36) позволяет отнести его к подгруппе глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистых пород, образовавшихся из смеси пирокластических и глинистых обогащенных железом отложений, измененных в условиях высокотемпературной ступени термоконтактового метаморфизма.

3. *Куммингтонито-магнетито-биотито-карбонатно-хлорито-кварцевый сланец.* Аналогичная порода была описана выше в первом пласте. Здесь наблюдаются те же пропластки роговика, количество которых постепенно возрастает к верхнему контакту. Имеются лишь некоторые различия в количественных соотношениях минералов (%): кварц — 25—50, хлорит (рипидолит) — 5—35, карбонат (кальцит, доломит, сидерит) — 5—25, биотит — 0—15, магнетит — 0—35, куммингтонит — 0—10. Акцессорные минералы редки и представлены турмалином, сфеном, цирконом.

Генезис, степень метаморфической переработки данной породы и сланцев первого пласта этой начки аналогичны.

Второй железистый пласт

Представлен *хлорито-куммингтонито-магнетито-сидерито-биотито-кварцевым роговиком.*

Контакт с нижележащим сланцем нерезкий, представляет собой переходную зону, аналогичную описанной в первом железистом пласте. Макроскопически порода также подобна описанному выше железистому роговику. Из вторичных образований следует отметить кварцевые жилы мощностью 0,15—1,0 *м*. Кварц беловато-серый и молочно-белый, в контакте с вмещающими породами содержит включения железистого роговика и гнезда сульфидов. Изредка встречаются секущие эпидото-кварцево-карбонатные прожилки.

Минеральный состав (%): кварц — 25—50, биотит — 10—35, сидерит — 10—30, магнетит — 10—30, куммингтонит — 1—15, хлорит (тюрингит) —0—15; изредка альбит — единичные зерна. Сульфиды представлены пиритом, содержание которого достигает иногда 5—6%.

Среди роговиков выделяются маломощные прослои (10—20 *см*) карбонатно-биотито-кварцевого, карбонатно-хлорито-кварцевого и куммингтонито-кварцево-карбонатно-биотитового сланцев.

Из описанных железистых роговиков было взято 80 рядовых проб, проанализированных на $Fe_{раств}$ и FeO. Получены следующие результаты: среднее содержание $Fe_{раств}$ — 28,1, FeO — 21,4%, максимальное содержание соответственно — 31,4 и 27,4%, минимальное — 21,6 и 13,8%.

Химический анализ приведен в табл. 37.

Вторая разделяющая пачка

Состоит из двух пластов сланца различного состава.

1. *Биотито-карбонатно-хлорито-серицито-кварцевый сланец* с прослоями плагиоклазо-серицито-кварцево-карбонатного ороговикованного апотуффита. Сланец представляет собой серую, мелкозернистую породу с частыми согласными и секущими карбонатными и кварцевыми жилами мощностью до 70 *см*, с которыми связаны выделения сульфидов. Контакты с нижележащим железистым роговиком и вышележащим сланцем резкие. Структура лепидогранобластовая, реликтовая алевритовая. Минеральный состав (%): кварц — 35—50, серицит — 20—50, хлорит (рипидолит) — 20—50, биотит — до 40, карбонат — 5—40, сульфиды (пирит, пирротин) — 1—5; единичные зерна эпидота, турмалина, сфена. Среди этих сланцев отмечены маломощные прослои биотито-магнетито-кварцево-хлоритового сланца (минеральный состав, %: хлорит (рипидолит) — 50, кварц — до 35, магнетит — 8, биотит — 5, кальцит — 2) и биотито-кварцевого сланца (минеральный состав, %: кварц — 55, биотит — 40, кальцит — 5; сфен, турмалин, пирит).

Таблица 38

Химический анализ плагиоклазо-серицито-кварцевого рассланцованного апотуффита
(скв. 22002, гл. 201,4 *м*; аналитик С. А. Панченко)

Компонент	Вес. %
SiO_2	65,30
TiO_2	0,86
Al_2O_3	16,32
Fe_2O_3	1,42
FeO	5,12
MnO	0,04
MgO	2,28
CaO	0,56
Na_2O	0,76
K_2O	3,18
P_2O_5	0,06
S	0,33
CO_2	0,29
H_2O	0,07
П.п.п.	3,46
Сумма	99,86

Химические коэффициенты

F	28,34
A	50,32
M	18,15
C	3,19
FeO:MgO:CaO	1:0,79:0,13

Прослои ороговикованного апотуффита близки по составу к апотуффиту, описанному в первой разделяющей пачке (пласт 3). Структура лепидогранобластовая, роговиковая, реликтовая, псаммитовая, алевритовая. Минеральный состав (%): кварц — до 60, серицит — до 20, плагиоклаз (олигоклаз) — 15, карбонат (кальцит) — 3; в виде единичных чешуек — биотит и хлорит. Акцессорные минералы представлены турмалином (1%), рудные — пирротином (до 2%).

Химический анализ ороговикованного апотуффита (табл. 38) и минеральный состав биотито-карбонатно-хлорито-серицитового сланца позволяют отнести эти породы к группе алюмосиликатных, образовавшихся из смешанных глинистых и пирокластических осадков, преобладавших над хемогенными железисто-кремнистыми осадками, о наличии которых свидетель-

ствуют прослои биотито-магнетито-кварцево-хлоритового и биотито-кварцевого сланцев.

Образование пород второй разделяющей пачки происходило в условиях филлитовой ступени динамотермального метаморфизма с незавершенным переходом к ступени кристаллических сланцев миграционно-контактового метаморфизма.

2. *Магнетито-хлорито-биотито-карбонатно-кварцевый сланец.* Эта порода по составу и степени метаморфизма очень близка к сланцам, описанным в первой пачке (пласты 1 и 3). Отличие заключается в отсутствии куммингтонита. В сланце наблюдаются тонкие пропластки роговика, количество которых увеличивается по мере приближения к железистым роговикам, залегающим выше. В породе часто встречаются карбонатные, кварцево-карбонатные секущие и послойные жилки и прожилки мощностью до 30 *см*, с которыми обычно связаны выделения сульфидов; последние также выделяются в виде тонких налетов по сланцеватости. Структура лепидогранобластовая, участками порфиробластовая. Минеральный состав (%): кварц — 20—48, карбонат (кальцит, сидерит) — 2—40, хлорит (рипидолит) — 5—30, биотит — 5—20, магнетит — 3—30; спорадически встречаются мусковит — до 7, пирит — до 5. Изредка попадаются единичные зерна альбита.

Контакт с покрывающим железистым роговиком постепенный.

Третий железистый пласт

Представлен *хлорито-магнетито-сидерито-кварцевым роговиком.* Макроскопически порода аналогична железистым роговикам из первого и второго пластов. Отличается от них минеральным составом (%): кварц — 25—48, сидерит — 15—50, магнетит — 5—25, хлорит (тюрингит) — 5—20; спорадически встречаются биотит, циркон, сфен, пирит.

По железистым роговикам было отобрано семь рядовых проб, проанализированных на содержание $Fe_{раств}$ и FeO. Среднее содержание этих компонентов соответственно — 26,08 и 21,68, максимальное — 31,00 и 23,20, минимальное — 21,00 и 16,90%.

Третья разделяющая пачка

Представлена одним пластом *куммингтонито-биотито-карбонатно-кварцевого сланца,* в котором, в отличие от ранее описанных аналогичных сланцев первой разделяющей пачки (пласты 1 и 3) и второй (пласт 2), нет магнетита. В остальном порода полностью идентична. Контакты с выше- и нижележащими роговиками постепенные. Минеральный состав (%): кварц — 20—30, карбонат (кальцит, доломит, сидерит) — 25—30, хлорит (рипидолит) — 15—30, биотит — 15—20,

куммингтонит — 3—5. Изредка обнаруживается серицит (до 5%), турмалин в единичных зернах.

В куммингтонито-биотито-карбонатно-кварцевом сланце неравномерно рассеяны зерна карбоната в виде четких четырехугольников. Сульфиды образуют гнезда в жилах, а также (очень часто) пленки по сланцеватости, иногда вместе с карбонатом. Структура породы лепидогранобластовая, участками порфиробластовая. Встречены прожилки куммингтонит-асбеста мощностью 1—3 *см*.

Четвертый железистый пласт

Представлен *куммингтонито-хлорито-сидерито-магнетито-кварцевым роговиком*. Порода полностью сходна с роговиками, описанными в первом и втором железистых пластах. Имеются лишь некоторые колебания в количественных соотношениях минералов (%): кварц — 30—60, магнетит — 15—35, сидерит — 10—35, хлорит (тюрингит) — 5—10, куммингтонит — 1—10. В отдельных участках встречаются биотит (до 3%) и единичные зерна турмалина.

Рядовое опробование (16 проб) этих железистых роговиков на $Fe_{раств}$ и FeO дало следующие результаты: среднее содержание $Fe_{раств}$ — 28,2, FeO — 21,10%, максимальное — соответственно — 33,0 и 32,7%; минимальное — 22,0 и 11,2%.

Четвертая разделяющая пачка

Представлена двумя пластами апотуффитов (1,3) и двумя пластами сланцев (2,4).

1. *Карбонатно-роговообманково-плагиоклазо - кварцево-биотитовый ороговикованный апотуффит*. Контакт с вышележащим железистым роговиком резкий. В отличие от ранее описанных пачек, разделяющих железистые роговики, четвертая пачка не начинается карбонатно-биотито-хлорито-кварцевыми сланцами с тем или иным содержанием магнетита и куммингтонита и пропластками железистого роговика. Это свидетельствует об изменившихся физико-химических условиях накопления осадков.

Макроскопически мелкозернистый серый, темно-серый или почти черный сланец, с частыми тонкими кварцевыми и карбонатными секущими и согласными прожилками. Порода обильно насыщена сульфидами, которые чаще всего образуют тонкие пленки по сланцеватости, а также гнезда в жилках кварца и карбоната. Структура лепидогранобластовая с элементами бластоалевролитовой, участками бластопорфировая. Минеральный состав (%): биотит — 15—40, кварц — 15—30, плагиоклаз (альбит — олигоклаз № 10—14) — 10—15, карбонат (доломит, кальцит) — 3—15, цоизит, клиноцоизит; изредка эпидот — 2—15.

роговая обманка — 1—10. Спорадически встречается хлорит до 10%. Акцессорные минералы представлены турмалином (1—2%), апатитом и сфеном. Рудные минералы — пирит и ильменит (3—10%).

Таблица 39

Химический анализ роговообманково- хлорито -цоизито-биотито-плагиоклазо-кварцевого апотуффита (скв. 22001, гл. 310,30 *м*; аналитик С.А. Панченко)

Компонент	Вес. %
SiO_2	54,45
TiO_2	1,13
Al_2O_3	14,20
Fe_2O_3	2,21
FeO	8,58
MnO	0,17
MgO	3,72
CaO	6,23
Na_2O	3,75
K_2O	1,10
P_2O_5	0,19
S	2,12
CO_2	0,44
H_2O	0,06
П.п.п.	2,23
Сумма	100,82
Химические коэффициенты	
F	30,20
A	28,37
M	18,78
C	22,65
FeO:MgO:CaO	1:0,75:0,91

Таблица 40

Химический анализ магнетито-кварцево-хлоритового сланца (скв. 22001, гл. 317,9 *м*; аналитик С.А. Панченко)

Компонент	Вес. %
SiO_2	49,98
TiO_2	0,44
Al_2O_3	7,49
Fe_2O_3	13,44
FeO	17,71
MnO	0,11
MgO	1,62
CaO	1,83
Na_2O, K_2O	0,03
K_2O	0,21
S	3,07
CO_2	3,73
H_2O	Не обн.
П.п.п	1,16
Сумма	100,82
Химические коэффициенты	
F	73,93
A	13,21
M	7,14
C	5,72
FeO:MgO:CaO	1:0,17:0,13

Химический анализ (табл. 39) и минеральный состав позволяют отнести описанный апотуффит к группе глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистых пород, образовавшихся при высокотемпературных процессах термоконтактового метаморфизма из пирокластических и глинисто-алевритовых осадков. Отмечается подчиненное положение MgO CaO по отношению к FeO.

2. *Биотито-кварцево-хлоритовый, магнетито-кварцево-хлоритовый* и *карбонатно-хлорито-биотито-серицито-кварцевый сланцы.* Пласт начина-

ется биотито-кварцево-хлоритовым мелкозернистым сланцем темно-зеленого цвета с большим количеством кварцево-карбонатных прожилков и выделений сульфидов по сланцеватости, которые как бы пропитывают породу. Сланец резко отделен от нижележащего апотуффита. Структура гранолепидобластовая. Минеральный состав (%): хлорит (рипидолит) — 55, кварц — 30, биотит — 3, кальцит — 2, пирит и пирротин — 10. Биотито-кварцево-хлоритовый сланец постепенно переходит в магнетито-кварцево-хлоритовый темно-зеленый тонкозернистый сланец с обильными выделениями идиоморфных зерен магнетита размером до 2,0×2,0 *мм*, с которыми часто ассоциируют сульфиды. В отдельных участках количество магнетита достигает 25—30%. Структура гранолепидобластовая с порфиробластами магнетита. Минеральный состав (%): хлорит (рипидолит) — 37, кварц — 32, магнетит — 15, кальцит — 6, пирит — 5.

Химический анализ (табл. 40) и минеральный состав биотито-кварцево-хлоритового и магнетито-кварцево-хлоритового сланцев позволяют отнести первый к глиноземисто-железисто-кремнистой подгруппе, второй — к малорудным закисно-железисто-силикатно-кремнистым породам, образовавшимся из смеси окисно-железисто-кремнистых коллоидальных и глинистых осадков в окислительной обстановке. Степень метаморфической переработки соответствует низким ступеням динамотермального метаморфизма.

Описанный сланец постепенно переходит в карбонатно-хлорито-биотито-серицито-кварцевый сланец. Порода тонкозернистая зеленовато-серая. Сланцеватость часто нарушается плойчатостью, в отдельных участках порода как бы перемятая. Выделения сульфидов здесь так же обильны, как и в ранее описанных разностях, но в кварцевых и карбонатных жилках их нет. Аналогичная порода была описана в пласте 1 второй разделяющей пачки. Имеются лишь некоторые различия в количественных соотношениях минералов (%): кварц — 30—40, серицит — 10—30, биотит — 5—30, хлорит (рипидолит) — 3—18, кальцит — 5—10. Изредка встречается цоизит — (до 2%). Акцессорные минералы представлены турмалином — до 1% и апатитом; рудные — пиритом и пирротином (7—20%).

3. *Карбонатно-хлорито-плагиоклазо-биотито-кварцевый ороговикованный апотуффит.* Серая, зеленовато-серая, темно-серая тонкозернистая, рассланцованная порода, резко контактирующая с нижележащим сланцем. Здесь также много сульфидов в виде корок по сланцеватости и вкрапленников в кварцевых прожилках. Структура лепидогранобластовая, гранолепидобластовая, реликтовая пирокластическая, бластопсаммитовая. Минеральный состав (%): кварц — 15—40, биотит — 3—55, плагиоклаз (олигоклаз № 18—20) — 5—15, хлорит (рипидолит) — 10, кальцит — 15—20. Иногда встречаются мусковит — до 25%, разви-

вающийся по биотиту, роговая обманка — до 8%, эпидот и цоизит — до 15%. Акцессорные минералы редки, представлены единичными зернами турмалина, апатита, сфена; рудные — пирит, реже пирротин (3—10%), ильменит (редко).

Апотуффит по минеральному составу принадлежит к группе глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистых пород, образовавшихся из пирокластических и глинисто-псаммитовых осадков. Метаморфическая переработка проходила в условиях высокотемпературных ступеней термоконтактового метаморфизма.

4. *Карбонатно-биотито-хлорито-кварцевый сланец* с прослоями хлорито-магнетито-карбонатно-кварцевого роговика и кварцево-тальхлоритового сланца. Контакт этого пласта с описанным выше апотуффитом резкий. Здесь у нижнего контакта в карбонатно-биотито-хлоритовом сланце часто встречаются тонкие прослои хлорито-магнетито-карбонатно-кварцевого роговика с веерообразными выделениями куммингтонита. Обычно прослои роговика залегают линейно, но в ряде мест наблюдаются микроскладчатость, плойчатость, иногда образуются линзы.

Выше постепенно исчезают прослои роговика и сланец становится однородным. Он мелкозернистый, серовато-зеленый, тонкослоистый, кое-где плойчатый. По сланцеватости имеются выделения сульфидов в виде прожилков и пленок. Структура гранолепидобластовая, лепидогранобластовая. Минеральный состав (%): кварц — 30—65, хлорит (рипидолит) — 10—25, биотит — до 45, карбонат (кальцит, доломит) — 5—20. Спорадически встречается мусковит (до 10%). Рудные минералы представлены пиритом и пирротином — до 5%, ильменитом — до 3%.

Среди карбонатно-биотито-хлорито-кварцевых сланцев обнаружен маломощный прослой кварцево-талько-хлоритового сланца. Минеральный состав (%): хлорит (пеннин) — 50, тальк — 40, кварц — 10, пирит.

В описанном пласте отмечается сложное переслаивание пород, образовавшихся из различных по химизму осадков: глиноземисто-железисто-кремнистых (карбонатно-биотито-хлорито-кварцевый сланец), малорудных окисно-закисно-железисто-карбонатно-силикатных (куммингтонито-хлорито-магнетито-карбонатно-кварцевый роговик) и магнезиальных (кварцево-талько-хлоритовый сланец). Это свидетельствует о частой смене режима осадконакопления, зависевшего от качественного состава первичного материала, поступавшего в бассейн. Ступени метаморфизма сланцев и железистых роговиков низкие — динамотермального метаморфизма.

Переход от сланцев к залегающим выше железным роговикам — резкий.

Таблица 41

Химический анализ хлорито-магнетито-сидерито-кварцевого роговика
(скв. 22001, гл. 266,80 *м*; аналитик С. А. Панченко)

Компонент	Вес. %
SiO_2	26,20
TiO_2	0,18
Al_2O_3	0,55
Fe_2O_3	24,55
FeO	30,17
MnO	0,70
MgO	2,17
CaO	0,70
Na_2O, K_2O	0,10
P_2O_5	0,09
S	0,07
CO_2	14,35
H_2O	Не обн.
П.п.п.	0,02
Сумма	99,85
Химические коэффициенты	
F	90,99
A	0,62
M	6,76
C	1,63
O	0,37
FeO:MgO:CaO	1:0,13:0,03

Пятый железистый пласт

Сложен *хлорито-магнетито-сидерито-кварцевыми роговиками,* аналогичными породам третьего железистого пласта. Минеральный состав (%): кварц — 30—45, сидерит — 30—35, магнетит — 15—30, хлорит (тюрингит) — 1—10, куммингтонит (редко) — до 7, гематит — до 3, пирит — до 2.

Пласт роговиков неоднородный, часто встречаются безрудные прослои карбонатно-биотито-хлорито-кварцевого сланца, иногда с очень высоким содержанием черного турмалина (до 10%). Роговики нередко секутся кварцевыми прожилками мощностью 5—10 *см*, к которым обычно приурочены крупные гнезда сульфидов. Вообще в этом пласте роговиков сульфидов много, иногда они образуют самостоятельные прослои мощностью до 2 *см*. Изредка отмечаются прослои мартитизированного роговика мощностью до 50 *см*. Рядовые пробы железистых роговиков (21 шт.) были проанализированы на содержание $Fe_{раств}$ и FeO. Среднее содержание $Fe_{раств}$ 29,0, FeO — 26,0%, максимальное — соответственно — 37,2 и 31,73%, минимальное — 18,2 и 17,8%.

Химический состав железистого роговика приведен в табл. 41.

Надрудный кроющий пласт карбонатно-кварцево-биотито-хлоритового сланца

Этот сланец очень близок по составу и степени метаморфизма к сланцам, залегающим среди роговиков пятого железистого пласта, а также карбонатно-хлорито-биотито-кварцевым сланцам 4 пласта четвертой разделяющей пачки. Вблизи контакта с железистым роговиком преобладает хлорит (25—60%), верхи пласта сложены хлорито-кварцево-биотитовой разностью, где биотита свыше 50%. Структура породы гранолепидобластовая. Минеральный состав (%): хлорит (рипидолит) — 15—60, биотит — 5—53, кварц — 15—27, карбонат (кальцит, доломит) — до 30. Изредка встречается мусковит — до 25%. Акцессоры: сфен, турмалин; рудные — ильменит — до 1%, пирит — до 3%.

Таким образом, чертомлыкская железисто-роговиково-сланцевая подсвита ($Б_2^{1-ч}$) южной части Чертомлыкской чешуи состоит преимущественно из хемогенных образований, а хемогенно-терригенные и туфогенные породы находятся в подчиненном положении.

1. Хемогенные породы представлены пятью пластами железисто-кремнистых роговиков, суммарная мощность которых составляет 286 *м*, или 66,2% всей мощности подсвиты. Они, как это ранее отмечалось, мало отличаются друг от друга, что свидетельствует о сходстве условий их образования.

По петрохимическим коэффициентам (см. табл. 37 и 41) железистые роговики принадлежат к группе малорудных окисно-закисно-железисто-карбонатно-кремнисто-силикатных пород. Коэффициент окисления, характеризующий степень железорудности, $O = \frac{Fe_2O_3}{FeO} = 0{,}33—0{,}37$, указывает на то, что в роговиках железо находится не только в магнетите, но и в других минералах (силикатах, карбонатах). Наличие этих минералов свидетельствует о том, что минералообразование при динамотермальном и термоконтактовом метаморфизме проходило в переменной окислительно-восстановительной среде, но с перевесом окислительных условий, поскольку валовое количество железа, содержащееся в магнетите, больше валового количества железа в железистых карбонатах и силикатах (В. Л. Бойко, 1963). Изменяемость условий минералообразования подтверждается также петрографическим изучением роговиков. Наряду с первичными минералами (кварц, карбонат, хлориты) мы видим новые образования (куммингтонит, биотит, магнетит и др.), которые развиваются по первичным минералам, а также друг по другу.

В железистых роговиках имеются небольшие примеси Al_2O_3 ($A = 0{,}62—4{,}73$), CaO ($C = 1{,}63—4{,}73$) и в несколько большем количестве MgO ($M — 6{,}76—10{,}43$).

2. Хемогенно-терригенные породы образуют шесть пластов общей мощностью 60 *м*, что составляет 16,1% всей мощности подсвиты. Эти породы возникли в результате смешения окисно-железистых, кремнистых коллоидальных и глинистых осадков. В зависимости от того, какой из осадков преобладал, выделяются две группы пород: нерудных закисно-железисто-кремнистых и глиноземисто-железисто-кремнистых. К первой группе относятся магнетито-хлорито-биотито-карбонатно-кварцевый, магнетито-кварцево-хлоритовый, биотито-магнетито-кварцево-хлоритовый, магнетито-куммингтонито-биотито-карбонатно-хлорито-кварцевый сланцы, ко второй — куммингтонито-биотито-хлорито-кварцево-карбонатный, биотито-кварцево-хлоритовый, карбонатно-биотито-кварцевый и карбонатно-хлорито-кварцевый сланцы.

Породы первой группы образовались в переменной окислительно-восстановительной среде, но с преобладанием восстановительных усло-

вий, поскольку валовое количество железа в силикатах больше, чем в магнетите. Породы второй группы возникли в восстановительной среде.

Степень метаморфической переработки хемогенно-терригенных пород низкая — аспидных сланцев динамотермального метаморфизма.

3. Туфогенные породы залегают пятью пластами общей мощностью 77 *м*, что составляет 17,7% всей мощности подсвиты. Исходным материалом для образования этих пород послужила смесь пирокластических, глинистых и глинисто-алевритовых осадков, о чем свидетельствуют соответствующие реликтовые структуры. По петрохимическим особенностям выделяются глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистая и алюмосиликатная группы пород.

К породам первой группы, образовавшимся из кластических и пирокластических осадков с примесью хемогенных железисто-кремнистых отложений, относятся ороговикованные апотуффиты серицито-хлорито-биотито-плагиоклазо-кварцевого, карбонатно-хлорито-плагиоклазо-биотито-кварцевого состава. Ко второй группе относятся ороговикованные апотуффиты и сланцы плагиоклазо-серицито-кварцево-карбонатного, биотито-карбонатно-хлорито-серицито-кварцевого и карбонатно-хлорито-биотито-серицито-кварцевого составов, возникшие из более чистых (в отношении железа), богатых глиноземом осадков.

Изменение этих осадков происходило в условиях высокотемпературной ступени термоконтактового метаморфизма.

К туфогенным образованиям относится также маломощный прослой кварцево-талько-хлоритового сланца IV разделяющей пачки, представляющий собой магнезиальную породу. Образовался он на низкотемпературной ступени аспидных сланцев динамотермального метаморфизма.

Породы чертомлыкской железисто-роговиково-сланцевой подсвиты ($Б_2^{1-ч}$) отложились на нижней базавлукской серии без заметного перерыва. В их залегании, как это ранее отмечалось, наблюдается закономерная ритмичность в чередовании близких по составу пластов хемогенных, хемогенно-осадочных и туфогенно-осадочных пород. Ритм начинается отложением хемогенно-терригенных (чаще) или туфогенно-осадочных (реже) пород. Заканчивается он всегда хемогенно-терригенными породами, за которыми следуют хемогенные железисто-кремнистые образования. Всего таких ритмов насчитывается пять.

Резкое изменение фациального состава пород северной, видимо, не сообщающейся с южной, части чешуи, очевидно, объясняется иными условиями осадконакопления, когда преобладающие терригенные и осадочно-туфогенные породы подавили железисто-кремнистые осадки.

Заканчивая рассмотрение чертомлыкской железисто-роговиково-сланцевой подсвиты ($Б_2^{1-ч}$), следует остановиться на происхождении и процессах формирования железистых пород.

О генезисе железистых роговиков нет пока единого мнения. Ряд отечественных исследователей, среди которых следует в первую очередь назвать П. П. Пятницкого (1925), Н. И. Свитальского (1932), Я. Н. Белевцева (1957), Н. А. Плаксенко (1960) и др., считает, что источником железа и кремнезема для образования железисто-кремнистых толщ явились продукты выветривания и выщелачивания кристаллических, особенно основных, пород. П. П. Пятницкий считал, что «чем древнее геологический период, тем меньше осадочных пород, тем больше обнажена кристаллическая основа, тем больше выносится кремнекислоты и железа».

Вслед за Н. И. Свитальским и другие исследователи считают, что прослойки существенно кварцевого материала образовались в результате выпадения в осадок геля кремнекислоты при коагулирующем действии электролитов морской воды на слабые растворы гидрозоля, выносившегося в морской бассейн реками, причем перемежаемость с прослойками другого состава вызвана сезонными изменениями. Перенос железа в водный бассейн происходит в виде гидрозоля окиси железа. При этом особо подчеркивалась роль $CaCO_3$ в отложении железистых осадков, так как ион Ca является очень сильным коагулятором водной окиси железа.

Наряду с гелями SiO_2 и $Fe(OH)_3$ в осадок выпадал тонкий кластический и, возможно, гумусовый материал.

Н. М. Страхов (1956), Н. С. Шатский (1945), Н. А. Штрейс (1938) и другие, а также ряд зарубежных исследователей, изучая вулканогенно-кремнистые, марганцево-кремнистые и железисто-кремнистые отложения, пришли к выводу, что источником для их образования явилась подводная вулканическая деятельность. Вслед за ними Н. П. Семененко (1955, 1956, 1959) была доказана связь железисто-кремнистой формации Среднего Приднепровья с подводным вулканизмом.

Н. П. Семененко отмечает, что железисто-кремнистые отложения в докембрии Украины представлены мало измененными метаморфизмом сидерито-кремнистыми и тюрингито-сидерито-кремнистыми роговиками, которые при более высоких ступенях метаморфизма большей частью превращены в силикатно-магнетито-кварцевые роговики.

Первичные железисто-кремнистые осадки, очевидно, состояли из карбонатов железа, силикатов железа и гелей кремниевой кислоты, выпадавших из морской воды, минерализованной продуктами фумарольно-сольфатарной подводной деятельности. Можно предположить, что этот процесс происходил при недостатке кислорода и пониженном *Eh* в придонной части морского бассейна вследствие обогащения воды CO_2 H_2S, HCl и HF, выбрасываемых вулканом, что содействовало отложению силикатов и карбонатов железа.

Н. П. Семененко особо отмечает, что железисто-кремнистые формации очень бедны кальцием и не содержат нигде слоев с отложениями $CaCO_3$. Это говорит о том, что условия для отложения $CaCO_3$ были неблагоприятными вследствие увеличения щелочности морской воды в связи с привносом подводными извержениями больших масс HCl, HF, H_2S и др. При сменах режима кислорода и CO_2 происходило ритмическое чередование кремнисто-сидеритовых слоев с одной стороны и железисто-силикатных слоев с кремнистыми слоями — с другой.

Наибольший вынос кремнезема и железа происходил в периферическую зону на значительном удалении от центра вулканического очага, где отложение железисто-кремнистых пород не подавлялось огромными объемами лавовой и туфовой массы.

М. С. Точилин (1963), присоединившись к концепции вулканогенно-осадочного происхождения железисто-кремнистых пород, сделал вывод, что железистые породы в любом железорудном районе образуются до проявления складчатости и метаморфизма, а магнетит и гематит в них возникли не за счет гидроокислов железа, а явились первичными минералами, сингенетичными с вмещающими их породами.

Изучение железисто-кремнистых пород Чертомлыкско-Соленовского района позволяет сделать следующие выводы:

1. Во время мощной эксгаляционной и гидротермальной деятельности подводных вулканов выносились и отлагались на дне бассейна в виде железисто-кремнистых осадков колоссальные количества железа и кремнекислоты.

В крупных изометричных по форме бассейнах была хорошая перемешиваемость насыщенных рудными компонентами гидротермальных растворов с морской водой и здесь отлагались глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистые отложения. Н. М. Страхов (1963) указывает, что железо при выносе его в открытое море рассеивается там и повышает кларковое содержание железа в обычных осадках — прежде всего в глинистых. Примером может служить Соленовская синклиналь, где эти отложения в виде кварцево-хлоритовых сланцев занимают большие площадки.

Рудные пласты приурочивались к линейновытянутым впадинам рельефа дна, и гели железа «оседали только там, где создавались затишные условия» (Н. М. Страхов). Такие условия имелись в районе Чертомлыкской чешуи — узкого ровообразного, линейновытянутого участка, отделенного от материнского бассейна Кисличеватским антиклинальным поднятием.

2. Строение седиментационных ритмов показывает тесную парагенетическую связь железистых роговиков с кислыми и средними вулканогенами. Это хорошо проявляется во внутреннем строении железорудной толщи ($Б_2^{1-ч}$), где пласты железистых пород переслаиваются

с туфами, туффитами и кластогенными образованиями, а также в том, что залегающие выше пачки средней сланцево-вулканогенной свиты ($Б_2^2$) сложены большей частью кислыми туфами и анокератофирами.

Трудно объяснить процессами сноса с суши продуктов выветривания накопление таких мощных толщ (20—100 *м*) железистых пород, причем это накопление происходило в небольшие промежутки времени между извержениями. Естественнее всего предположить, что источником железа были те же вулканические явления, которые образовали вмещающую вулканогенную толщу. Чем как не пульсацией магматического очага можно объяснить ритмическую перемежаемость железистых роговиков с туфогенными породами?

3. Бурное проявление подводного вулканизма и связанное с ним накопление железисто-кремнистых отложений совпадает с начальными эпохами развития геосинклинали. Для этого же времени характерна смена основных лав кислыми и средними, отмеченная Н. П. Семененко (1959). Геологический разрез Чертомлыкско-Соленовского района подтверждает эту особенность.

4. Железистые роговики, как справедливо замечает М. С. Точилин (1963), залегают в породах самых различных ступеней метаморфизма. Действительно, в Алексеевской чешуе мы находим железистые роговики среди амфиболитов (амфиболо-гнейсовая ступень плутонометаморфизма), двуслюдяных сланцев и актинолититов (высокотемпературная ступень роговиков и микрогнейсов термоконтактового метаморфизма). В Чертомлыкской чешуе железистые роговики залегают среди туфов, туффитов и узловатых сланцев, представляющих собой высоко- и низкотемпературные продукты термоконтактового метаморфизма. Сами же железистые роговики непосредственно переслаиваются со сланцами аспидной и филлитовой ступеней динамотермального метаморфизма и туфогенными образованиями высокотемпературной ступени термоконтактового метаморфизма. Так как метаморфические и сопровождающие их метасоматические процессы не имели определенной направленности, можно сделать вывод, что они не играли никакой роли в накоплении железистых образований.

5. Процессы динамотермального метаморфизма, возникшие при складкообразовании, привели к раскристаллизации и обезвоживанию образовавшихся кластических, пирокластических и хемогенных осадков железорудной толщи ($Б_2^{1-ч}$).

Отложение и диагенез хемогенных железисто-кремнистых осадков происходили, очевидно, в восстановительной среде с образованием сидеритов и лептохлоритов. Наличие некоторых количеств, свободного кислорода при диссоциации сидерита приводит в процессе метаморфизма к образованию магнетита. Выделения пирита и пирротина в зернах магнетита свидетельствуют о том, что соотношения концентраций

и O^{2-} были таковы, что могли одновременно образовываться сульфиды и окислы железа. Однако ведущая роль окислительного потенциала сохранялась, поскольку больших скоплений сульфидов не наблюдается.

Очевидно, при еще более высоких ступенях метаморфизма сидерит, магнетит и хлорит замещались куммингтонитом.

Основные ступени метаморфизма железисто-кремнистых пород Чертомлыкской чешуи соответствуют ступени зеленых аспидных и филлитовых сланцев динамотермального метаморфизма и характеризуются ассоциациями хлорита, сидерита, бурого биотита с постепенным, но незавершенным переходом к ступени роговиков термоконтактового метаморфизма с парагенезисом куммингтонита и магнетита.

Локальные проявления натрового метасоматоза, которые развиты здесь очень незначительно, приводят к образованию биотита, щелочного амфибола и альбита.

Последним процессом (кроме выветривания), который наложил отпечаток на железистые породы, был сульфидный метасоматоз. В результате образовались тонкие жилочки сульфидов, секущие рудные и нерудные минералы. К наиболее поздним образованиям можно также отнести кварцевые и карбонатные прожилки.

СРЕДНЯЯ СЛАНЦЕВО-ВУЛКАНОГЕННАЯ СВИТА ($Б_2^2$)

Средняя вулканогенная свита ($Б_2^2$) Чертомлыкско-Соленовского района достаточно полно представлена в обоих крыльях Соленовской синклинали и в Чертомлыкской чешуе (см. рис. 8, 9). Она подразделяется на четыре подсвиты (снизу вверх): вулканогенную (ультрабазито-туфо-спилито-кератофировую), первую сланцевую, первую кератофировую и вторую сланцевую. Деление на подсвиты отображает ритмичность накопления вулканогенных и осадочных пород.

В средней свите ($Б_2^2$) наиболее распространены кислые эффузивы (апокератофиры), значительно меньше развиты основные эффузивы (апоспилиты) и осадочные породы, представленные, как и в нижней железисто-роговиково-сланцевой свите ($Б_2^1$), кварцево-серицитовыми и кварцево-хлоритовыми сланцами. В резко подчиненном положении находятся туфогенные образования и ультрабазитовые породы. Последние развиты преимущественно в Чертомлыкской чешуе.

Участки развития пород ультрабазито-туфо-спилито-кератофировой подсвиты разбуривались детальнее участков развития других подсвит в связи с поисками силикатных никелевых руд, приуроченных к коре выветривания ультраосновных пород.

Переходим к описанию отдельных подсвит, слегающих эту свиту в Соленовской синклинали и Чертомлыкской чешуе.

Вулканогенная (ультрабазито-туфо- спилито-кератофировая) подсвита ($Б_2^{2а}$)

СОЛЕНОВСКАЯ СИНКЛИНАЛЬ

Ультрабазито-туфо-спилито-кератофировая подсвита ($Б_2^{2а}$) в Соленовской синклинали состоит из двух пачек: нижней — апоспилитовой и верхней — апокератофировой.

Породы подсвиты наиболее разбурены в западном крыле синклинали. Полного перекрытого разреза через всю толщу нет. Возможно, именно этим объясняется ограниченность разностей пород.

На северном замыкании синклинали в участке Чистополь-Александропольского погружения несколькими поисковыми скважинами встречены перемежающиеся пласты апокератофиров и апотуффитов, залегающих на кварцево-хлоритовых сланцах соленовской сланцевой подсвиты ($Б_2^{1-с}$).

Пачка апоспилитов

Мощность пачки от 1500 *м* в западном крыле до 400—500 (?) *м* в восточном крыле синклинали. Апоспилиты этой пачки прослежены к югу от Александровско-Марьинского разлома, севернее которого они не обнаружены. Вблизи разлома апоспилиты прорваны серым плагиогранитом.

Пачка состоит из нескольких разновидностей апоспилитов и изредка встречающихся пропластков апокератофиров и ультрабазитов. Как и в спилитовой подсвите ($Б_1^{2б}$) нижней базавлукской серии, апоспилиты, слагающие пачку, неоднородны. Здесь выделяются те же разности: порфировидный апокератоспилит, слюдистый диабазовый апоспилит и апоспилит с высоким содержанием роговой обманки. Преимущественно развит порфировидный апокератоспилит.

Порфировидный апокератоспилит встречен в скв. 13179, 13619, 13724, 13770 и др. Макроскопически он не отличается от аналогичного апоспилита, описанного в амфиболито-спилитовой подсвите ($Б_1^{2б-с}$) верхней соленовской кератофиро-метабазитовой свиты ($Б_1^2$) нижней серии. Это преимущественно серая и зеленовато-серая порода с массивной и сланцеватой, изредка миндалекаменной, текстурами. В породе хорошо видны шестоватые порфиробласты роговой обманки длиною до 2,5 *мм*. Иногда встречаются полосчатые разновидности, в которых чередуются серые с зеленоватым оттенком полосы мощностью до 5 *мм* и темно-серые, почти черные; мощность тех и других одинакова — до 5 *мм*. Миндалины обычно выполнены кальцитом.

Апокератоспилит состоит в основном из мелкозернистой ткани, сло-

женной альбитом, роговой обманкой, хлоритом, биотитом и кварцем, которые образовались из раскристаллизованного стекла. Структура этой мелкозернистой ткани интерсертальная и лепидогранобластовая. Альбит и роговая обманка, кроме того, образуют порфиробласты. Минеральный состав (%): альбит — 45—65, роговая обманка — 5—30, кварц — 12—15, биотит — 1—10, хлорит (рипидолит) — 1—10. Иногда обнаруживаются эпидот и цоизит (до 10%) и кальцит (до 7%). Акцессорные минералы представлены сфеном, цирконом и турмалином; рудные — ильменитом, магнетитом и сульфидами, количество которых достигает иногда 5—7%.

Таблица 42

Химические анализы порфировидных апокератоспилитов (вес %)

Компонент	Скв. 13 179, гл. 114,5 *м* (аналитик Б.В. Мирская)	Скв. 13 619, гл. 120,9 *м* (аналитик А.В. Служенко)
SiO_2	61,12	57,43
TiO_2	0,49	0,64
Al_2O_3	16,48	15.40
Fe_2O_3	1,30	4,31
FeO	5,46	5,32
MnO	0,09	0,09
MgO	4,00	6,47
CaO	3,99	3,71
Na_2O	2,85	2,78
K_2O	2,17	0,25
P_2O_5	0,17	0,30
SO_3	0,07	0,27
CO_2	0,10	0,22
$H_2O_{гигр}$	0,02	Не обн.
П.п.п.	1,40	2,63
Сумма	99,71	99,82
Химические коэффициенты		
F	21,69	25,30
A	38,21	29,84
M	23,35	31,82
C	16,75	13,04
FeO:MgO:CaO	1:1,30:0,93	1:2,12:0,88

В табл. 42 приведены химические анализы порфировидного апокератоспилита. Вычисленные химические коэффициенты показывают, что данная порода относится к группе щелочноземельных - глиноземистых образований орторяда, занимая промежуточное положение между основными и средними эффузивами ряда андезитов — порфиритов.

Слюдяной диабазовый апоспилит встречается значительно реже, чем описанная выше разность (скв. 13721, 13731, 13737 и др.). Также не отличается от ранее описанных аналогичных образований. Серая, темно-серая до черной, массивная порода. Структура диабазовая, гломеробластовая, участками интерсертальная, лепидогранобластовая. Состав породы (%): плагиоклаз (альбит — олигоклаз № 5—17 и реликты андезина № 33—41) — 40—65, роговая обманка — 5—30, биотит — 7—15, кварц — до 10, хлорит (рипидолит) — до 5, кальцит — 3—5. Встречаются иногда в небольшом количестве эпидот, цоизит, магнетит и сфен. Подобно порфировидным апокератоспилитам слюдяной диабазовый апоспилит относится к щелочноземельным глиноземистым породам орторяда основного и среднего составов типа андезитов — порфиритов.

Апоспилит с высоким содержанием амфибола распространен наравне со слюдяным диабазовым апоспилитом (скв. 1049, 13 613, 13 622 и др.). Отличается от описанных выше разностей бо́льшим содержанием роговой обманки — 50—80%. Цвет породы темно-серый с зеленоватым оттенком, текстура массивная, структура интерсертальная, бластодиабазовая, гранобластовая, гетеробластовая. Минеральный состав (%): роговая обманка — 50—80, альбит (№ 7—10) — 10—35. Изредка обнаруживаются хлорит — до 7%, цоизит и эпидот — до 6, кварц — до 5, карбонат — до 2, биотит — до 1, магнетит — до 5, ильменит — до 2, сульфиды — до 2%.

Таблица 43

Химические анализы апокератофиров (вес. %)

Компоненты	Скв. 13 719, гл. 120,0 *м* (аналитик Е.В. Романишина)	Скв. 14 069, гл. 97,7 *м* (аналитик А.В.Служенко)
SiO_2	65,84	58,81
TiO_2	0,34	0,92
Al_2O_3	15,85	12,50
Fe_2O_3	1,07	2,41
FeO	4,02	6,93
MnO	0,09	0,14
MgO	2,19	6,14
CaO	3,36	3,24
Na_2O	3,58	3,47
K_2O	1,78	0,37
P_2O_5	0,11	0,20
SO_3	0,27 (S)	0,16
CO_2	0,21	1,89
$H_2O_{гигр}$	0,03	0,08
П. п. п.	1,02	2,84
Сумма	99,76	100,10
Химические коэффициенты		
F	20,59	27,57
A	45,59	26,92
M	16,17	33,04
C	17,65	12,47
FeO:MgO:CaO	1:1:1,12	1:1,56:0,56

Описанная порода относится по минеральному составу к щелочноземельным глиноземистым породам орторяда, образовавшимся из лав основного состава типа базальтов.

Залегающие среди апоспилитов маломощные прослои апокератофиров представляют собой альбито-хлорито-кварцевую породу с небольшим содержанием биотита, серицита, эпидота, цоизита, кальцита, циркона и апатита.

Встречающиеся вместе с апокератофирами маломощные прослои ультрабазитов представлены хлорито-талько-тремолитовой породой.

Пачка апокератофиров

Апокератофиры в подсвите $Б_2^{2а}$ развиты шире апоспилитов, образуя пачку мощностью 400—1000 *м*, залегающую на апоспилитах. Кроме того, эти породы встречены в виде меридиональной выклинивающейся пачки в Чистополь-Александропольском погружении на северном замыкании синклинали. Мощность их на этом участке составляет также около 1000 *м*.

Внешне апокератофиры — тонко- и среднезернистая порода светло-серого, зеленовато-серого цвета, обычно массивная, реже рассланцованная. По сланцеватости встречаются кварцевые и карбонатные жилки, с которыми часто связаны выделения сульфидов. Минеральный состав

(%): альбит — 35—50, кварц — 20—30, биотит — 7—15, хлорит — 1—10, мусковит — 1—3. Иногда встречаются в небольших количествах кальцит, эпидот, цоизит. Акцессорные минералы представлены апатитом, рудные — ильменитом — до 4, магнетитом — до 4, и пиритом — до 3%.

В табл. 43 приведены химические анализы апокератофиров. Отмечаются резкие колебания коэффициентов глиноземистости (A — 26,92—45,59) и магнезиальности (M — 16,17 — 33,04). Апокератофиры являются кислыми эффузивами и относятся к натровой алюмосиликатной группе пород орторяда. Степень метаморфической переработки соответствует высокотемпературной ступени термоконтактового метаморфизма.

Пачка апотуффитов

Эти породы развиты в подсвите ($Б_2^{2а}$) на участке Чистополь-Александропольского погружения, где они переслаиваются с апокератофирами. Мощность их составляет около 500 *м*. Прослежены скв. 859, 14 069, 14 068 и др.

Представлены в основном плагиоклазо-хлорито-кварцевой разновидностью. Это темно-серая, голубовато-серая, зеленовато-серая тонкозернистая, рассланцованная, иногда заметно полосчатая порода с мелкими кварцево-карбонатными прожилками и гнездами. По сланцеватости наблюдаются линзочки сульфидов. Часто встречаются участки с многочисленными идиоморфными зернами магнетита размером до 2,0 *мм*. Основная ткань породы состоит из тонкозернистой массы хлорита, кварца и плагиоклаза; размер зерен — 0,01—0,1 *мм*. В этой ткани заключены обломки крупных зерен плагиоклаза, кварца, а также порфиробласты магнетита. Структура микролепидогранобластовая, бластопсаммитовая, литокластическая, пирокластическая, гранолепидобластовая с участками порфиробластовой. Минералы в породе (%): кварц — до 35, хлорит (рипидолит) — до 30, плагиоклаз (олигоклаз — андезин № 29—31) — до 20, эпидот и цоизит — до 5, магнетит — 1—7, кальцит — до 3, сульфид — единичные зерна.

По минеральному составу породы относятся к глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистому изохимическому ряду, по степени метаморфической переработки — к роговиковой ступени термоконтактового метаморфизма.

Кроме описанной разности, изредка встречаются тонкие прослои плагиоклазо-мусковито-кварцевого апотуффита.

ЧЕРТОМЛЫКСКАЯ ЧЕШУЯ

Подсвита $Б_2^{2а}$ залегает согласно на нижележащей железисто-кремнисто-роговиково-сланцевой подсвите $Б_2^{1-ч}$ и образует, в отличие от нее, толщу пород одинакового состава как в южной, так и в северной частях чешуи.

Эта толща мощностью около 500—1000 *м* состоит из пяти пачек пород. Приводим разрез южной части Чертомлыкской чешуи (снизу вверх).

Первая пачка туфогенных пород

Пачка состоит из переслаивающихся пластов различной мощности — от 0,6 до 26,0 *м*; общая мощность пачки 100,5 *м*.

Последовательное залегание пород первой пачки (снизу вверх) представляется следующим образом:

	м
Роговообманково-кварцево-хлорито-плагиоклазо-биотитовый апотуффит	3,5
Зеленокаменный апотуф	12,6
Апотуффит кварцево-хлорито-плагиоклазовый рассланцованный	5,0
Сланцы мусковито-кварцево-хлорито-карбонатно-биотитовый и мусковито-кварцево-карбонатно-хлоритовый	0,5
Хлорито-актинолитовая фибробластовая рассланцованная порода	3,3
Апотуффиты хлорито-кварцево-биотито-плагиоклазовый рассланцованный	8,7
Карбонатно-хлорито-актинолитовая фибробластовая рассланцованная порода с тонкими прослоями апотуффита	3,1
Апотуффит хлорито-кварцево-биотито-плагиоклазовый и плагиоклазо-кварцево-хлорито-биотитовый рассланцованный	4,25
Актинолитовая фибробластовая рассланцованная порода с тонкими прослоями апотуффита и карбонатно-хлорито-магнетито-кварцевого роговика	3,20
Апотуффит плагиоклазо-кварцево-биотито-хлоритовый с прослоями биотито-карбонатно-кварцево-хлоритового сланца	1,75
Карбонатно-хлорито-кварцевый сланец с прослоями карбонатно-магнетито-кварцевого роговика	0,55
Хлорито-карбонатно-актинолитовая фибробластовая рассланцованная порода	0,50
Карбонатно-кварцево-хлоритовый сланец	4,20
Апотуффит плагиоклазо-кварцево-биотитовый рассланцованный с прослоями карбонатно-кварцево-биотитового и хлорито-биотито-кварцевого сланцев	1,50
Карбонатно-актинолито-хлоритовая, биотито-кварцево-актинолито-хлорито-тальковая, хлорито-карбонатно-актинолитовая, хлорито-актинолитовая фибробластовая рассланцованная порода	6,90
Апотуффит биотито-плагиоклазо-кварцевый рассланцованный	0,70
Апотуффит плагиоклазо-серицито-биотито-карбонатно-кварцевый	1,70
Олигоклазиты	13,0
Биотито-кварцево-карбонатно-хлорито-плагиоклазовый апотуффит	26,0

Далее описаны перечисленные в разрезе породы, объединенные по генетическим признакам в следующие группы: апотуфы, апотуффиты, ультраосновные породы, олигоклазиты, карбонатно-хлорито-кварцевые ороговикованные сланцы и хлорито-карбонатно-магнетито-кварцевые роговики.

Апотуфы представлены единственным пластом *зеленокаменного апотуфа*. Это мелкозернистая, участками сланцеватая, участками мас-

сивная, плотная порода темно-зеленого, почти черного цвета. Иногда она очень обогащена магнетитом и тогда заметно влияет на магнитную стрелку. В апотуфе много зерен сульфидов, большей частью приуроченных к кварцево-карбонатным жилам, которые секут породу в различных направлениях. В одной из таких жил обнаружены выделения кристаллов эпидота травяно-зеленого цвета, размером до 1 *см*.

Структура гранобластовая, беспорядочнозернистая, участками кристаллокластическая, бластопсаммитовая. Минеральный состав (%): роговая обманка сине-зеленая и зеленая — 50—70, плагиоклаз (олигоклаз № 16—18) — 10—23, кварц — 10—20. Спорадически, но часто встречаются (%): хлорит (рипидолит), развивающийся по роговой обманке, плагиоклазу и биотиту 2—10, биотит (развивается по роговой обманке) — до 5, кальцит — до 5, магнетит — до 15, апатит 1—10, сульфиды (пирит, пирротин, халькопирит) — 1—10, эпидот (изредка) — до 3, сфен — до 5, ильменит.

Петрохимические коэффициенты (табл. 44) позволяют отнести апотуф к глиноземисто-железисто-кремнистой подгруппе пород со значительным преобладанием FeO над MgO и CaO. Ступень метаморфизма — высокотемпературная термоконтактового метаморфизма.

Апотуффиты представлены несколькими разностями, отличающимися друг от друга количественным преобладанием того или иного минерала или отсутствием одного из них. Это апотуффиты кварцево-биотито-хлорито-плагиоклазовый (встречается наиболее часто), кварцево-хлорито-плагиоклазовый, биотито-плагиоклазо-кварцевый, плагиоклазо-серицито-биотито-карбонатно-кварцевый и роговообманково-кварцево-хлорито-плагиоклазо-биотитовый.

Макроскопически все эти породы одинаковы. Они рассланцованы, реже неясносланцеваты, ороговикованы, цвет их серый, зеленовато-серый, темно-серый, почти черный. Трещины, секущие породу в различных направлениях, выполнены светло-серым и белым кальцитом. Изредка встречаются кварцевые согласные со сланцеватостью прожилки мощностью до 3—4 *мм*; иногда мелкие зерна пирита и пленки сульфидов по сланцеватости.

Апотуффит кварцево-биотито-хлорито-плагиоклазовый. Под микроскопом видно, что порода состоит из мелких обломков кварцевого кератофира, плагиоклаза и кварца в различных количественных соотношениях. Кварцевый кератофир представлен обломками с микропегматоидной и микропорфировой структурами. Основная ткань породы представлена обычно очень тонкозернистой массой; размер зерен — 0,01—0,1 *мм*. Часто встречаются участки, сильно обогащенные магнетитом, причем порода приобретает заметные магнитные свойства.

Широкие колебания минерального состава и размеров зерен породообразующих минералов привели к значительному разнообразию

структур, среди которых можно назвать следующие: лепидогранобластовая, роговиковая, бластопсаммитовая, литокластическая, кристаллокластическая, порфиробластовая. Минеральный состав (%): плагиоклаз (альбит № 5—8, олигоклаз — андезин № 31—35) — 15—40, хлорит (рипидолит, афросидерит) — 7—30, биотит — 5—30, кварц — 15—20,

Таблица 44

Химический анализ зеленокаменного апотуфа
(скв. 22001, гл. 228,0 *м*; аналитик С. А. Панченко)

Компонент	Вес. %
SiO_2	47,91
TiO_2	2,07
Al_2O_3	11,12
Fe_2O_3	5,68
FeO	17,44
MnO	0,46
MgO	2,51
CaO	7,96
Na_2O	0,68
K_2O	0,33
P_2O_5	0,18
S	0,06
CO_2	1,72
$H_2O_{гигр}$	0,02
П. п. п.	2,06
Сумма	100,17

Химические коэффициенты

F	50,08
A	17,38
M	9,89
C	22,65
FeO:MgO:CaO	1:0,26:0,59

Таблица 45

Химические анализы апотуффитов первой пачки (вес. %)

Компонент	Скв. 22 001, гл. 194,85 *м* (аналитик С.П. Панченко)	Скв. 13 571, гл. 117,90 *м* (аналитик Б.В. Мирская)
SiO_2	58,62	43,72
TiO_2	0,61	0,60
Al_2O_3	11,78	13,89
Fe_2O_3	4,04	1,29
FeO	12,73	9,91
MnO	0,16	0,17
MgO	4,09	7,71
CaO	0,98	7,41
Na_2O	1,62	2,29
K_2O	0,81	0,14
P_2O_5	0,18	0,12
SO_3	0,29	0,04
S	0,29	0,15
CO_2	0,42	9,05
$H_2O_{гигр}$	0,05	0,07
П. п. п.	3,34	3,17
Сумма	99,72	99,73

Химические коэффициенты

F	49,03	25,12
A	25,05	22,19
M	22,03	31,16
C	3,89	21,53
FeO:MgO:CaO	1:0,57:0,10	1:1,37:0,97

магнетит — 1—10, пирит — до 2. Для других разностей апотуффитов характерны те же структуры, что и для кварцево-биотито-хлорито-плагиоклазового. Химический анализ породы приведен в табл. 45 (первый анализ).

Апотуффит кварцево-хлорито-плагиоклазовый (%): плагиоклаз (альбит № 8—10, олигоклаз (%): андезин № 31—32) — 40, хлорит (ри-

пидолит) — 30, кварц — 15, кальцит — 10, цоизит — 5, ильменит и пирит — 1. Химический анализ породы приведен в табл. 45 (второй анализ).

Апотуффит плагиоклазово-кварцево-биотитовый (%): биотит — 30—60, кварц — 15—35, плагиоклаз (альбит и олигоклаз № 10—12) — 12—35, иногда встречаются кальцит — до 10, магнетит — до 3, турмалин.

Апотуффит плагиоклазо-серицито-биотито-карбонатно-кварцевый (%): кварц — 40, кальцит — 15—30, биотит — 20—25, серицит — 5—8, плагиоклаз (альбит-олигоклаз № 7—12) — 1—5; иногда появляются хлорит (рипидолит) — до 10, пирит — до 1.

Роговообманково-кварцево-хлорито-плагиоклазо-биотитовый апотуффит — неясносланцеватая темно-серая порода с зеленоватым оттенком, изредка рассеченная кварцевыми и карбонатными прожилками, с которыми связаны выделения сульфидов в виде гнезд. В апотуффите часто встречаются округлые изометрические зерна магнетита размером до 2 × 2 *мм*. В виде тонких пленок на сколах по сланцеватости выделились сульфиды. Структура нематогранолепидобластовая, участками бластопсаммитовая, роговиковая. Минеральный состав (%): биотит — 30—40, плагиоклаз (олигоклаз № 16—18) — 18—25, хлорит (рипидолит) — 17—20, кварц — 10—15, роговая обманка — 3—10, кальцит — 1—10, магнетит — 5—8. Отмечаются изредка апатит — до 2%, единичные зерна турмалина, пирит и пирротин — до 10%.

Минеральные составы и петрохимические коэффициенты (табл. 45) позволяют отнести апотуффиты первой пачки к глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистому изохимическому ряду. Образование этих пород происходило в результате смешивания пирокластических и терригенных осадков, подвергшихся затем переработке в высокотемпературных условиях термоконтактового метаморфизма.

Ультраосно́вные породы представлены пятью разновидностями: фибробластовым рассланцованным актинолитом и сланцами хлорито-актинолитовым фибробластовым, хлорито-карбонатно-актинолитовым фибробластовым, кварцево-биотито-хлорито-карбонатно-актинолитовым фибробластовым, биотито-кварцево-хлорито-карбонатно-актинолито-тальковым.

Указанные разности внешне трудно различимы. Поэтому здесь приводится общее макроскопическое описание, а минеральные соотношения даны для каждой разности.

Описываемые ультрабазиты представляют собой серовато-зеленые и зеленые сланцеватые породы с фибробластовой структурой. Сланцеватость чаще всего не параллельная, а образует микроскладки или своеобразную гофрировку. Породу часто секут жилы белого кальцита мощностью до 5—8 *см*. По сланцеватости изредка развиваются кварцевые жилы мощностью до 15 *см* и шлировые выделения кварца. В от-

дельных участках наблюдаются выделения магнезита в виде идиоморфных зерен.

Среди ультраосно́вных пород иногда согласно залегают тонкие прослои апотуффитов и железистых роговиков.

На контактах с вмещающими породами чаще всего развиты тонкие прослои хлорито-биотитового, кварцево-хлоритового, кварцево-биотитового сланца, а иногда турмалино-кальцито-кварцевые жилы.

Чаще всего встречается *хлорито-актинолитовый сланец.* Минеральный состав его следующий (%): актинолит — 85—90, хлорит — 7—10, магнетит — 2—5. Химический анализ этой разности приводится в табл. 46.

Хлорито-карбонатно-актинолитовый сланец. Минеральный состав (%): актинолит — 60—85, карбонат (кальцит, реже магнезит) — 20—30, хлорит (пеннин) — 8—10, магнетит — 2—3, биотит — единичные чешуйки.

Кварцево-биотито-хлорито-карбонатно-актинолитовый сланец. Минеральный состав (%): актинолит — 20—55, карбонат (кальцит, магнезит) — 30—50, хлорит (пеннин) — 10, биотит — 5—8, кварц — 1—5, магнетит — 1—5.

Биотито-кварцево-хлорито-карбонатно-актинолито-тальковый сланец. Минеральный состав (%): тальк — 20—50, актинолит — 10—40, карбонат (кальцит, магнезит) — 20—35, хлорит (пеннин) — 5—10, кварц — 3—5, биотит — до 3, магнетит — 1—2.

Ультрабазиты первой пачки по химическим коэффициентам и минеральным составам относятся к глиноземисто-магнезиальным породам с повышенным содержанием кальция (коэффициент $C = 15{,}37$). Образовались они, видимо, в результате изменения тонких покровов лав пикритового состава, чередовавшихся с туфогенными осадками. Изменение пород происходило в условиях динамотермального метаморфизма.

Олигоклазит. Массивная или неясносланцеватая, мелкозернистая, серая, зеленовато-серая порода. Трещины, секущие породу, выполнены кварцем, темно-зеленым хлоритом и сульфидами. Переходы к выше- и нижележащим породам постепенные.

Характерной особенностью олигоклазита является его микропорфировая структура, которую образуют зерна плагиоклаза в виде хорошо сформированных таблитчатых зерен и лейст и микропегматоидные участки срастания плагиоклаза и кварца; основная ткань иногда лепидогранобластовая. Минеральный состав (%): олигоклаз (№ 17—21) — 70—85, биотит — 1—15, кварц — 3—5, часто встречаются кальцит — 3—5, серицит — 2—8, эпидот и цоизит — 3—5, хлорит (рипидолит) — 2—3. Рудные представлены пиритом — до 1%.

Петрохимические коэффициенты олигоклазита (табл. 47) позволяют отнести его к группе натровых алюмосиликатных пород орторяда.

В отношении генезиса породы можно предполагать, что она представляет собой либо кислую вулканогенную породу, близкую к кератофирам, либо вторичное метасоматическое образование, возникшее

Таблица 46

Химический анализ хлорито-актинолитовой породы (скв. 22001, гл. 210,8 *м*; аналитик С. А. Панченко)

Компонент	Вес. %
SiO	43,91
TiO_2	0,41
Al_2O_3	9,00
Fe_2O_3	0,84
FeO	11,07
MnO	0,16
MgO	20,49
CaO	7,75
Na_2O	0,17
K_2O	0,11
P_2O_5	0,05
S	0,06
CO_2	0,21
$H_2O_{гигр}$	0,02
П. п. п.	5,53
Сумма	99,78
Химические коэффициенты	
F	18,26
A	9,80
M	56,57
C	15,37
FeO:MgO:CaO	1:3,37:0,89

Таблица 47

Химический анализ олигоклазита (скв. 22 001, гл. 161,1 *м*; аналитик С. А. Панченко)

Компонент	Вес. %
SiO_2	69,42
TiO_2	0,45
Al_2O_3	15,34
Fe_2O_3	1,30
FeO	2,49
MnO	0,05
MgO	1,17
CaO	1,40
Na_2O	5,14
K_2O	1,60
P_2O_5	0,07
S	0,05
CO_2	0,67
$H_2O_{гигр}$	0,02
П. п. п.	0,61
Сумма	99,78
Химические коэффициенты	
F	20,00
A	58,82
M	11,37
C	9,81
FeO:MgO:CaO	1:0,85:0,72

в зоне фильтрации натровых растворов; метаморфическая переработка породы происходила в условиях гидротермально-пневматолитового метаморфизма.

Карбонатно-хлорито-кварцевый ороговикованный сланец занимает подчиненное положение по отношению к описанным выше породам, образуя среди них пласты мощностью 0,5—4,2 *м*. Это зеленовато-серая мелкозернистая порода. По трещинам — выделения кальцита и сульфидов. Структура гранолепидобластовая, лепидогранобластовая, участками роговиковая, бластопсаммитовая. Минеральный состав (%): кварц — 20—60, хлорит (рипидолит) — 20—45,

кальцит — 15—30, в отдельных участках содержание биотита достигает 30—50, мусковита — 7—8. Из рудных минералов постоянно встречаются магнетит (2—5%), изредка — пирит и ильменит.

По минеральному составу сланец относится к глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистой подгруппе пород, представляющих собой кластогенные осадки, измененные процессами термоконтактового метаморфизма.

Хлорито-карбонатно-магнетито-кварцевый роговик не образует самостоятельных пластов, а залегает в виде маломощных (10—20 *см*) пропластков среди других пород. Представляет собой грубополосчатую породу, состоящую из кварцево-магнетитовых, магнетито-карбонатно-кварцевых, магнетито-карбонатно-кварцево-хлоритовых, хлорито-кварцевых, карбонатно-кварцевых полос. Мощность рудных полос достигает 3 *см*; содержание магнетита в рудных прослоях (%) — 35—40, кварца — 30—50, карбоната — 5—15, хлорита (рипидолита) — до 10.

Железистый роговик относится по минеральному составу к малорудным окисно-закисно-железисто-карбонатно-кремнистым породам низких ступеней динамотермального метаморфизма.

Вторая пачка ультраосновных пород

Эта пачка полностью пройдена скв. 22 001 и 22 005. Первая скважина прошла по ультрабазитам 113, вторая — 100 *м*. Расстояние между стволами скважин в пачке составляет около ста метров, однако полученные разрезы существенно отличаются друг от друга (снизу вверх):

Разрез по скв. 22001	*м*	Разрез по скв. 22005	*м*
Зона контакта ультрабазитов с диабазом	11,0	Зона контакта ультрабазитов с диабазом и апотуффитом	6,35
Актинолитит среднезернистый	15,9	Актинолитит среднезернистый	7,45
		Переходная зона от актинолитита к хлорито-карбонатно-тальковой породе	1,55
Карбонатно-тальковая порода	56,4	Карбонатно-тальковая порода	14,95
Хлорито-серпентино-тальковая порода	2,72	Переходная зона от карбонатно-тальковой породы к актинолититу	2,50
		Актинолитит среднезернистый	28,65
		Переходная зона от актинолитита к хлорито-карбонатно-тальковой породе	2,50
		Карбонатно-тальковая порода	2,56
(Зона контакта ультрабазитов с апотуффитами не пройдена)		Зона контакта ультрабазитов с апотуффитом	8,90

Актинолитит среднезернистый — светло-зеленая, плотная, массивная порода, однородная на протяжении всего интервала. Разбита мно-

гочисленными трещинами шириною 1—5 *см*, по которым выделился кальцит белого, изредка розового цвета. В боковых стенках таких трещин наблюдаются восково-зеленые выделения спутанноволокнистого актинолита. Реже встречаются жилки сливного кварца молочно-белого цвета; в боковых стенках этих жилок выделяется хлорит и мелкие зерна магнетита. Структура нематобластовая. Порода состоит на 80—95%

Таблица 48

Химические анализы среднезернистых актинолититов, вес. % (аналитик Н. И. Марич)

Компонент	Скв. 22 001 гл. 120,7 *м*	Скв. 22 005, гл. 169,75 *м*
SiO_2	50,08	49,56
TiO_2	0,42	0,33
Al_2O_3	5,86	3,57
Fe_2O_3	1,02	3,86
FeO	9,78	5,75
MnO	0,12	0,15
MgO	14,79	18,42
CaO	14,34	13,80
Na_2O	0,34	0,04
K_2O		
P_2O_5	0,05	0,02
SO_3	0,10	1,31
$H_2O_{гигр}$	Следы	Следы
П. п. п	2,53	3,01
Сумма	99,43	99,82
Химические коэффициенты		
F	9,60	14,80
A	7,70	4,05
M	48,74	52,71
C	33,87	28,44
FeO:MgO:CaO	1:6,00:4,11	1:5,8:3,2

Таблица 49

Химический анализ карбонатно-тальковой породы, вес. % (аналитик Н. И. Марич)

Компонент	Скв. 22 001, гл. 89,0 *м*	Скв. 22 005, гл. 194, 25 *м*
SiO_2	38,20	38,20
TiO_2	0,18	0,24
Al_2O_3	2,04	1,72
Fe_2O_3	6,25	3,71
FeO	9,92	7,69
MnO	0,17	0,10
MgO	29,32	31,12
CaO	0,15	0,56
Na_2O	Следы	Следы
K_2O	Следы	Следы
P_2O_5	0,02	0,02
SO_3	2,06	0,44
$H_2O_{гигр}$	Следы	Следы
П. п. п.	13,23	15,87
Сумма	100,54	99,67
Химические коэффициенты		
F	22,95	16,09
A	2,13	1,79
M	74,60	81,07
C	0,32	1,05
FeO:MgO CaO	1:5,19:0,06	1:7,25:0,08

из актинолита, по которому развиваются цоизит и эпидот (8—10%). Иногда попадаются хлорит (пеннин) — до 5—10%, биотит — 3—7, кальцит — 5—10, кварц — до 5, магнетит и пирит — до 2%, сфен — единичные зерна.

Химический анализ актинолитов приведен в табл. 48.

Образования переходных зон между актинолититами и карбонатно-тальковыми породами. Переход одной породы в другую очень постепенный, поэтому его границу установить невозможно. Актинолит в этом

интервале светло-зеленый с шелковистым блеском, тонковолокнистый, асбестовидный, иногда спутанноволокнистый, нефритоподобный. Со стороны среднезернистых актинолититов в начале интервала порода состоит на 90% из актинолита, на 10% из хлорита с одиночными зернами магнетита. В конце интервала у карбонатно-тальковых пород переходная зона состоит на 40—50% из талька, 30—40 — хлорита, 10—15 — актинолита и около 3% — магнетита.

Карбонатно-тальковая порода серая, темно-серая до черного цвета, иногда с зеленоватым оттенком, плотная, массивная, иногда грубо рассланцованная, магнитная. Встречается много карбонатов, представленных магнезитом, доломитом, реже кальцитом, которые выделяются в виде крупных порфиробластов размером до 3,0 × 0,5 *см.* Трещины, секущие породу под разными углами, выполнены светло-серым магнезитом. Структура основной ткани лепидобластовая с порфиробластами карбонатом. Минеральный состав (%): карбонаты — 20—50, тальк — 40—70; изредка обнаруживаются актинолит, хлорит, сфен, пирит, пирротин. Магнетит постоянен в количестве до 5%; иногда образует стяжения, в которых составляет до 80% объема. Отдельные участки состоят на 100% из талька. Иногда отмечается повышенное содержание хлорита (до 25%). В породе часто наблюдаются реликтовые формы оливина. Химический состав приведен в табл. 49.

Хлорито-серпентино-тальковая порода — плотная, магнитная, с крупными кавернами, выполненными гидроокислами железа и нонтронитом (?). Иногда каверн так много, что порода напоминает швейцарский сыр. Поскольку часть пачки, где развиты эти породы, находится в зоне выветривания, можно предположить, что каверны образовались в результате выщелачивания порфиробластов карбоната. При изучении под микроскопом обнаружены отчетливые реликтовые формы оливина. Это позволяет утверждать, что исходным материалом для этой и описанной выше породы служили дуниты или оливиниты. Минеральный состав (%): тальк — 40—80, антигорит — 10—45, хлорит (клинохлор) — 3—10, магнетит — 5; изредка встречается карбонат — до 2.

Хлорито-тальковая порода — серая, кавернозная, макроскопически почти не отличимая от описанной выше. Минеральный состав (%): тальк — до 7, хлорит (клинохлор) — до 20, магнетит — до 3, гематит — до 7.

Зона нижнего контакта ультраосновных пород с диабазами. Актинолитит, находящийся в этом интервале, очень сильно трещиноват, по трещинам выделились бельгит, кальцит. Часто встречаются плагиоклазо-карбонатные прожилки следующих минеральных составов (%): а) кальцит — 72, альбит — 20, актинолит — 5, хлорит — 3, флюорит, серицит, пирит; б) альбит — 57, актинолит — 25, кальцит — 12, турмалин — 5, хлорит — 1, серицит, биотит.

Зона верхнего контакта ультраосновных пород с апотуффитами. Карбонатно-тальковая порода граничит с зеленым хлоритовым сланцем, состоящим на 100% из хлорита (клинохлора); мощность сланца — 0,45 *м*. Далее в хлоритовой ткани появляются крупные игольчатые выделения турмалина, содержание которых быстро возрастает (турмалина — 85, хлорита — 15%. В конце этого интервала (мощность 0,35 *м*) турмалин составляет 80, альбит — 20%, в виде единичных чешуек — биотит и хлорит. Затем следует прослой альбитита мощностью 0,35 *м*, который представляет собой светло-серую, массивную породу с сульфидами по трещинам. Минеральный состав: альбит (№ 8—10) — 98%, около 2% приходится на серицит, биотит, хлорит, турмалин. Выше альбитита залегает зона (мощностью 0,8 *м*) почти чистого биотитового сланца, темно-зеленого до черного цвета, с тонкой секущей жилкой кварца. Минеральный состав (%): биотит — 95, актинолит — 2—3, кварц — 2—3.

С биотитовым сланцем резко граничит альбито-биотито-кварцевый микросланец мощностью 0,10 *м*. Структура микропорфировая с гранобластовой основной тканью. Минеральный состав (%): кварц — 35—90, биотит — 5—25, альбит — 1—20, кальцит — 2—7, сфен — 1—12, ильменит, лейкоксен.

Выше залегает хлорито-актинолито-карбонатно-кварцево-биотитовая порода мощностью 4,6 *м*. Содержание биотита в ней составляет 50%, кварца — 25, карбоната — 15, актинолита — 5, хлорита 5%. Постепенно количество биотита и кварца уменьшается, а содержание хлорита и актинолита увеличивается. В конце интервала актинолит составляет 45%, хлорит (пеннин) — 50, кальцит — 10, кварц — 5%. Кроме того, встречаются единичные чешуйки и зерна биотита, кальцита, сфена и ильменита. Затем содержание актинолита возрастает до 60%, количество хлорита уменьшается, появляется биотит. У контакта с туфогенным сланцем минеральный состав следующий (%): актинолит — 40, биотит — 30, хлорит — 15, кальцит — 10, кварц — 5.

Выше по разрезу находится биотито-кварцевый сланец (мощность 0,25 *м*), встречающийся обычно на контактах ультрабазитов с любыми другими породами. Структура лепидогранобластовая. Минеральный состав (%): кварц — 70, биотит — 30, наблюдаются единичные зерна цоизита.

Из приведенного описания пород, слагающих вторую пачку, можно сделать следующие выводы.

1. Химические коэффициенты позволяют отнести описанные актинолититы к изохимическому ряду щелочноземельных малоглиноземистых пород. Характерно значительное (шестикратное) преобладание MgO над FeO.

По петрохимическому составу они представляют собой метаморфизованные ультраосно́вные породы типа пироксенитов и по степени метаморфического преобразования относятся к низкотемпературной роговиковой ступени термоконтактового метаморфизма.

2. Карбонатно-тальковая, хлорито-серпентино-тальковая и хлорито-тальковая породы, судя по химическому составу, акцессорным минералам и реликтам магматической структуры, являются измененными ультраосно́вными породами типа дунитов или оливинитов. Петрохимические коэффициенты позволяют отнести эти породы к магнезиальному изохимическому ряду. Отмечается повышенный коэффициент железистости: $F = 16{,}09—22{,}95$.

3. Об условиях первичного залегания пород этой пачки, а также ранее описанных в верхней чертомлыкской сланцево-роговиково-амфиболитовой подсвите $Б_1^{16}$ нижней базавлукской серии (покров или межпластовая интрузия) судить трудно.

Несомненно лишь то, что это были первичные магматические образования.

Вмещающие породы в контактах с ультрабазитами сильно изменены, что отразилось в развитии хлорито-биотитовых, кварцево-биотитовых сланцев, представляющих собой биметасоматические продукты взаимодействия кислых туфогенных и ультраосно́вных пород.

Вблизи последних часто наблюдаются зоны турмалинизации, эпидотизации, окварцевания, карбонатизации вмещающих пород.

Сравнение двух разрезов пачки ультрабазитов показывает, что в ней происходили сложные метаморфические и метасоматические преобразования.

Наличие среди грубо рассланцованных карбонатно-тальковых пород (в скв. 22005) массивных среднезернистых актинолитов указывает либо на процессы дифференциации в еще не застывшем интрузивном теле, либо на повторные межпластовые внедрения, когда среди существенно аподунитовых пород оказались апопироксениты.

Третья пачка вулканогенных пород

Пачка состоит из согласно залегающих пластов апотуффита, альбитита, апоспилита и апокератофира различной мощности — от 4,0 до 80 *м*; общая мощность пачки около 100 *м*.

Последовательное залегание пластов (снизу вверх) представляется в таком виде:

	м
1. Апотуффит	4,0
2. Альбитит	15,0
3. Апоспилиты и апокератофиры	80,0

1. Апотуффит. Характерно частое изменение облика породы от массивного до рассланцованного, от яснозернистого до афанитового. Окраска темно-серая с зеленоватым оттенком, светло-серая. Структура лепидогранобластовая, пирокластическая. Минеральный состав (%): биотит — 20—25, плагиоклаз (альбит — олигоклаз № 8—12) — 10—40, хлорит (рипидолит) — 10—40, кварц — 15—20, цоизит — 3—10. Встречаются в единичных зернах карбонат, ильменит, пирит.

Апотуффиты этого пласта относятся к глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистым породам, образовавшимся из вулканического пепла, смешанного с терригенными осадками, которые были впоследствии переработаны процессами термоконтактового метаморфизма.

2. Альбитит. Контакты с выше- и нижележащими породами, по отношению к которым альбитит, возможно, является более поздним образованием, связанным со щелочным метасоматозом,— перезкие, расплывчатые. Альбитит имеет среднезернистое, мелкозернистое, иногда афанитовое строение, массивный, цвет светло-серый, почти белый, иногда с зеленоватым оттенком. По трещинам часто развиты чешуйки темно-зеленого хлорита, белый кальцит и соломенно-желтый пирит. Структура бластопорфировая с лепидогранобластовой и гранобластовой основной тканью. Минеральный состав (%): альбит (№ 6—10) — 60—80, кварц — 5—20, биотит — от единичных чешуек до 10, иногда образует гнезда, где биотита — до 40—60, встречаются в отдельных участках хлорит — 0—10, кальцит — 0—7, эпидот и цоизит — 0,5 серицит — 0—3. Акцессорные минералы представлены сфеном (редко) — до 8% и единичными зернами апатита. Из рудных минералов постоянны пирит — до 3, ильменит и лейкоксен до 1%.

Близкие по составу образования нами уже описаны (олигоклазиты). Альбититы также представляют собой вторичные метасоматические породы, возникшие в зонах фильтрации щелочных растворов, содержащих натрий.

По петрохимическим коэффициентам альбитит относится к натровым алюмосиликатным породам орторяда (табл. 50), возникавшим в условиях миграционно-контактового метаморфизма ступени щелочных кристаллических сланцев.

3. Апоспилиты и апокератофиры. *Апоспилиты,* залегающие выше альбититов, отличаются от последних более интенсивной зеленой окраской и грубым рассланцеванием. Тем не менее, резкой границы между обеими породами провести нельзя, переход между ними постепенный. Точно такие же постепенные переходы наблюдаются между апоспилитами и пластом апокератофира, заключенном в них. Вверху пласт апоспилитов контактирует с дайкой актинолитизированного диабаза. Здесь отмечается трехметровой мощности зона очень трещиноватых, кавернозных апоспилитов. По трещинкам порода выще-

лочена; в изломе приконтактные участки имеют пятнистый облик. Встречается много кварцевых жил. Каверны и трещины выполнены пористыми выделениями, состоящими из кварца, кальцита, хлорита, биотита и сульфидов. Последние вообще находятся в большом количестве,

Таблица 50

Химический анализ альбитита скв. 22 005, гл. 107,6 *м*; (аналитик А. В. Служенко)

Компонент	Вес. %
SiO_2	62,55
TiO_2	1,45
Al_2O_3	16,01
Fe_2O_3	2,54
FeO	3,19
MnO	0,09
MgO	2,48
CaO	3,24
Na_2O	6,23
K_2O	0,48
P_2O_5	0,14
S	0,42
CO_2	0,71
$H_2O_{гигр}$	Не обн.
П. п. п.	0,65
Сумма	100,18
Химические коэффициенты	
F	21,59
A	44,60
M	17,62
C	16,19
FeO:MgO:CaO	1:1,41:1,30

Таблица 51

Химические анализы апоспилитов (вес. %)

Компонент	Апокератоспилит светло-серый, скв. 22 005, гл. 70,3 *м* (аналитик А. В. Служенко)	Апоспилит темно-серый, скв. 22 005 гл. 74,0 *м* (аналитик А. В. Служенко)
SiO_2	61,01	51,32
TiO_2	1,30	1,18
Al_2O_3	14,95	14,93
Fe_2O_3	2,79	3,14
FeO	4,43	9,97
MnO	0,11	0,23
MgO	3,89	6,55
CaO	5,78	6,77
Na_2O	3,21	2,24
K_2O	0,14	0,71
P_2O_5	0,14	0,13
S	0,16	0,18
CO_2	0,72	0,14
$H_2O_{гигр}$	Не обн.	Не обн.
П. п. п.	1,34	2,46
Сумма	99,97	99,95
Химические коэффициенты		
F	21,54	29,21
A	33,11	24,09
M	22,00	26,73
C	23,35	19,97
FeO:MgO:CaO	1:1,61:1,74	1:1,15:0,88

образуя своего рода сульфидную пыль, как бы пропитывающую породу, и отдельные гнезда размером до нескольких сантиметров. Цвет сульфидов соломенно-желтый и красновато-желтый (пирит и халькопирит).

Собственно *апоспилит* представляет собой среднезернистую породу с очень изменчивой окраской: зеленовато-серую, темно-серую и серую. Часто встречаются жилы кварца молочно-белого цвета мощностью до 60 *см*. По трещинам в породе иногда развиты чешуйки биотита и, как правило, сульфиды в виде налетов и пленок.

Для апоспилитов особенно характерна апоинтерсертальная, спилитовая структура. Порода состоит из беспорядочно расположенных длинных тонких лейст альбита и олигоклаз-альбита, промежутки между которыми выполнены мелкозернистой тканью, состоящей из хлорита, биотита, роговой обманки и некоторых второстепенных минералов.

Среди апоспилитов преобладает светлоокрашенная разность зеленовато-серого и серого цвета, приближающаяся в отдельных участках по составу к апокератоспилитам. Минеральный состав (%): плагиоклаз — 20—70, роговая обманка (типа уралита) — 5—10, хлорит (рипидолит) — 6—2, биотит — 5—15, цоизит, развивающийся по плагиоклазу — 2—30, кварц — 5—20. Из акцессорных отмечается сфен — 2—15%, иногда кальцит. Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом и ильменитом.

Темноокрашенная разность апоспилита имеет следующий минеральный состав (%): роговая обманка — 45—60, альбит — 15—25, кварц — 5—10, биотит — 2—10, хлорит — 2—3, цоизит — 1—8. Содержание сфена достигает 7, ильменита — 2%.

В табл. 51 приведен химический состав обоих разностей апоспилита.

Близкие по составу породы были описаны выше в нижней базавлукской серии и в подсвите ($Б_2^{2а}$) Соленовской синклинали. В обеих разновидностях апоспилитов отмечается почти одинаковое значение коэффициентов железистости и магнезиальности. В светлоокрашенном апоспилите, состав которого приближается к апокератоспилиту, содержание SiO_2 свыше 60%; коэффициент глиноземистости $A = 33{,}11$, молекулярные количества MgO и CaO преобладают над FeO. В более основных (темноокрашенных) разностях коэффициенты железистости ($F = 29{,}21$) и магнезиальности ($M = 26{,}73$) выше, чем у апокератоспилитов; коэффициент глиноземистости ($A = 24{,}09$) — ниже. Содержание SiO_2 — около 50%. Молекулярные отношения FeO, MgO и CaO почти равные.

Петрохимические коэффициенты позволяют отнести эти породы к щелочноземельным глиноземистым породам орторяда, образовавшимся из андезито-порфиритовых лав.

Апокератофиры. Встречены среди апоспилитов. Внешне представляют тонкозернистую светло-серую, желтовато-серую, рассланцованную, иногда полосчатую породу. По сланцеватости согласно залегают кварцевые жилы с многочисленными гнездами пирита и халькопирита. Структура гетеробластовая, лепидогранобластовая, микропорфировая. Последняя является особенно характерной. Она образована зернами кислого плагиоклаза в виде хорошо сформированных лейст и микропегматитовыми участками срастания плагиоклаза и кварца. Промежутки между зернами плагиоклаза выполнены слюдистыми минералами, представляющими собой раскристаллизованное стекло. Минеральный

состав (%): плагиоклаз (альбит — олигоклаз № 7—19) — 30—60, хлорит (рипидолит) — 20—30, кварц — 10—15, биотит — 7—10 (изредка до 30), эпидот и цоизит — 2—10, кальцит — 0—15. Акцессорные минералы представлены сфеном — до 5%. Из рудных минералов постоянно присутствуют пирит, изредка — халькопирит, ильменит.

По минеральному составу апокератофиры относятся к натровым алюмосиликатным породам орторяда, измененным в условиях термоконтактового метаморфизма, переходного к миграционно-контактовому. Исходным материалом послужили, очевидно, лавы андезито-дацитового состава.

Четвертая пачка ультраосновных пород

Эта пачка подсечена скв. 22005 и полностью перебурена скв. 22007. Ультраосно́вные породы в месте подсечения скв. 22 005 залегают не непосредственно на апоспилитах, описанных выше, а контактируют с дайкой актинолитизированного диабаза. В не очень ясной, вследствие выветривания, зоне контакта (мощностью около 4 *м*) развит в основном крупнозернистый актинолитит с шестоватыми зернами длиной до 1 *см*. Вблизи диабазов это хлорито-актинолитовая порода (актинолита — 50, хлорита — 50%), выше содержание хлорита уменьшается до 10% и, наконец, возле ультрабазитов актинолит составляет 95, хлорит — 3, магнетит — 1—2%.

По данным скв. 22007 ультраосно́вные породы залегают непосредственно на апоспилитах. Мощность зоны контакта — около двух метров; она состоит из хлорито-биотито-карбонатно-кварцевого сланца следующего минерального состава (%): кварц — 30—35, биотит — 23—25, хлорит (рипидолит) — 18—25, кальцит — 15—27, альбит — 3—5. Непосредственно возле ультрабазитов этот сланец переходит в биотито-хлоритовую породу (хлорит-рипидолит — 60%, биотит — 40%, сфен).

Ультрабазиты представлены хлорито-карбонатно-тальковой породой, почти полностью аналогичной карбонатно-тальковым породам, описанным во второй пачке. Она зеленовато-серая, груборассланцованная, с крупными выделениями карбоната в виде порфиробластов и жилок. Встречаются желваки размером 7 ×

Таблица 52

Химический анализ хлорито-карбонатно-тальковой породы (скв. 22007, гл. 134,65 *м*; аналитик Н. И. Марич)

Компонент	Вес. %
SiO_2	41,69
TiO_2	0,17
Al_2O_3	3,66
Fe_2O_3	2,61
FeO	7,76
MnO	0,17
MgO	25,80
CaO	5,60
Na_2O	Следы
K_2O	Следы
P_2O_5	0,04
SO_3	0,20
$H_2O_{гигр}$	0,38
П. п. п.	12,10
Сумма	100,18

Химические коэффициенты

F	15,28
A	3,93
M	69,87
C	10,92
FeO:MgO:CaO	1:5,77:0,92

× 10 *см* сложенные почти на 100% магнетитом. Тальк в одних участках белого цвета, в других восково-зеленый. Зеленый тальк содержит идиоморфные зерна магнетита размером до 0,5 *см*. В карбонатных прожилках и участках белого талька часто встречаются крупные (до 0,5 *см*) идиоморфные зерна кобальтпирита соломенно-желтого цвета.

Структура основной ткани породы лепидобластовая с порфиробластами карбонатов. Минеральный состав (%): тальк — 40—55, карбонат (магнезит, доломит) — 25—40, хлорит (пеннин) — 10—20, магнетит — 3—5, пирит.

В табл. 52 приводится химический состав хлорито-карбонатно-тальковой породы. По химическим коэффициентам она относится к существенно магнезиальным породам орторяда с повышенным содержанием кальция.

Среди карбонатно-тальковых образований встречена зона талько-карбонатно-актинолитовой породы метровой мощности. Минеральный состав (%): актинолит — 60, биотит — 20, кальцит — 10, тальк — 8, магнетит — 2.

Пятая пачка апокератофиров

Вскрыта единичными скважинами (9, 22 008 и др.); мощность около 100—200 *м*. Сложена зеленовато-серой, мелкозернистой, сланцеватой породой с многочисленными согласными прожилками кальцита, с которыми связаны выделения сульфидов. Структура и минеральный состав ее почти полностью аналогичны апокератофирам, описанным в третьей пачке.

Первая сланцевая подсвита ($Б_2^{2б}$)

СОЛЕНОВСКАЯ СИНКЛИНАЛЬ

Породы, слагающие подсвиту, образуют в центральной части Соленовской синклинали пачку мощностью 300—700 *м*, прослеженную одиночными скважинами (949, 2033, 3076 и др.) в обоих крыльях. Она состоит в основном из кварцево-хлоритовых сланцев, среди которых встречаются прослои кварцево-серицитовых сланцев.

Обе разности представлены породами, однообразными как по внешнему виду, так и по минеральному составу, аналогичными описанным в соленовской сланцевой подсвите ($Б_2^{1-с}$).

Кварцево-хлоритовый сланец. Серовато-зеленая, тонкорассланцованная, мелкозернистая порода, состоящая на 65—90% из железистого хлорита (рипидолита); кварц составляет 5—30%. В небольших количе-

ствах встречаются магнетит, ильменит, сфен, гидрогетит. Структура бластопелитовая, гранолепидобластовая.

Кварцево-серицитовый сланец. Светло-серая, почти белая порода, тонкослоистая. Состоит на 60—70% из серицита и на 25—40% из тонкозернистого кварца. Иногда встречаются магнетит, ильменит.

Степень метаморфической переработки и генезис этих пород такие же, как и в описанных ранее аналогичных образованиях в соленовской сланцевой подсвите ($Б_2^{1с}$).

ЧЕРТОМЛЫКСКАЯ ЧЕШУЯ

Подсвита $Б_2^{2б}$ состоит из одного пласта кварцево-хлоритовых сланцев, прослеженного одиночными скважинами (12, 49, 51 и др.) в центральной части Чертомлыкской чешуи. Мощность сланцев достигает 400 *м*. В южном и северном окончаниях структуры сланцы выклиниваются.

Порода полностью аналогична описанным выше кварцево-хлоритовым сланцам.

Первая кератофировая подсвита ($Б_2^{2в}$)

СОЛЕНОВСКАЯ СИНКЛИНАЛЬ

Первая кератофировая подсвита ($Б_2^{2в}$) представлена измененными кислыми и средними эффузивами типа кератофиров (апокератофиров) и апокератоспилитов, которые образуют в центральной части Соленовской синклинали пачку резко невыдержанной мощности: в западном и восточном крыльях — 300—500 *м*, а на южном замыкании около 3500 *м*. Скорее всего, такой значительный раздув объясняется не истинным увеличением мощности пород, а складчатостью. Подсвита очень слабо разбурена; вскрыта десятком мелких картировочных и поисковых скважин (2114, 13615 и др.).

Кроме названных пород, в состав свиты входят быстро выклинивающиеся пласты выветренных апоспилитов и кварцево-хлоритовых сланцев, аналогичных описанным ранее. В западном крыле Соленовской синклинали апокератофиры прорваны серыми плагиогранитами.

Апокератофиры (натровые алюмосиликатные породы орторяда) достаточно подробно были освещены в описании ультрабазито-туфо-спилито-кератофировой подсвиты ($Б_2^{2а}$), поэтому здесь мы ограничимся рассмотрением минерального состава. Порода состоит (%) из кварца — 40—60, альбит-олигоклаза — 15—45, хлорита (рипидолита и клинохлора) — до 35, биотита — до 20, кальцита — до 7 и небольших количеств

Таблица 53

Химический анализ апокератоспилита
(скв. 13 608, гл. 137,9 *м*; анализ А. Г. Виногродского)

Компонент	Вес. %
SiO_2	49,63
TiO_2	0,64
Al_2O_3	16,65
Fe_2O_3	1,62
FeO	6,40
MnO	0,13
MgO	5,97
CaO	8,13
Na_2O	2,44
K_2O	1,26
P_2O_5	0,20
SO_3	0,08
$H_2O_{гигр}$	0,06
П. п. п.	7,15
Сумма	100,37

Химические коэффициенты

F	19,29
A	28,85
M	26,37
C	25,49
FeO : MgO : CaO	1:1,70 : 1,65

эпидота, цоизита и апатита. Из рудных минералов обнаружены магнетит — до 2%, ильменит — до 1%, пирит и халькопирит — до 1%.

Апокератоспилит представляет собой неравномерно окрашенную серовато-зеленую, мелкозернистую, массивную или неясносланцованную, участками кавернозную и тогда похожую на шлак породу. Размер каверн достигает 10 × 10 *мм*; обычно они пустые, иногда с пленками гидроокислов железа. В виде порфиробластов наблюдаются чешуйки биотита (2,0 × 1,0 *мм*), зерна плагиоклаза (2,0 × 1,0 *мм*), эллипсовидные выделения кварца, которые заключены в микролепидогранобластовую основную ткань. Минеральный состав (%): плагиоклаз (олигоклаз № 20—24) — 20—45, кварц — 8—10, биотит — 20—30, хлорит (рипидолит?, развивающийся по плагиоклазу и биотиту) — 15—40, карбонат (кальцит, доломит) — 5—10, пирит, лейкоксен, рутил — единичные зерна.

В табл. 53 приведен химический состав породы. Петрохимические коэффициенты позволяют отнести ее к щелочноземельным глиноземистым породам орторяда, представляющим собой туфо-вулканогенные метаморфизованные продукты основных лав, в которых молекулярные количества MgO и CaO преобладают над FeO. Преобразование породы шло в условиях низких ступеней динамотермального метаморфизма при повышенной гидратации.

ЧЕРТОМЛЫКСКАЯ ЧЕШУЯ

Подсвита $Б_2^{2в}$ в Чертомлыкской чешуе, в отличие от Соленовской синклинали, называется вулканогенной и состоит здесь из четырех пачек, образованных (снизу вверх): 1) апоспилитами, 2) ультраосновными породами, 3) апокератофирами, 4) апоспилитами и туфогенными образованиями.

Апоспилиты. Мощность пачки увеличивается от 50 *м* на юге до 200—250 *м* на севере. Слагающие пачку темно-серые апоспилиты (скв. 13563, 13573 и др.) представлены разностью с высоким содержанием амфибола: роговая обманка — до 70%, альбит (№ 9—10) —

до 15%, кварц — до 10%. В небольших количествах встречаются эпидот и цоизит — (3—5%) и рудные (ильменит, магнетит, пирит) — до 2%. Текстура породы массивная и сланцеватая; структура интерсертальная, бластодиабазовая.

Близкая по составу порода была описана в подсвите ($Б_2^{2а}$) Соленовской синклинали и Чертомлыкской чешуе.

Ультраосновные породы. Мощность пачки 15—20 *м*. Скважины (33, 13 579 и др.) вскрыли выветренный кварцево-хлорито-тальковый сланец следующего состава (%): тальк — 65, хлорит (пеннин) — 20, кварц — 10, карбонат — 10, магнетит лимонитизированный — 5.

Апокератофиры вскрыты скважинами (13, 43, 13 563 и др.), образуя наиболее мощную (до 500 *м*) толщу среди других пачек свиты ($Б_2^{2в}$).

Минеральный состав породы (%): плагиоклаз (альбит — олигоклаз № 8—16) — 50—70, кварц — 20—30, биотит — до 10. В небольших количествах встречаются серицит, хлорит, эпидот, сфен, апатит и пирит. Для этих апокератофиров характерна гранобластовая и лепидогранобластовая структуры с порфиробластами плагиоклаза. Текстура массивная и рассланцованная. Цвет чаще всего серый.

По составу порода полностью аналогична описанным ранее апокератофирам. Среди апокератофиров иногда встречаются маломощные прослои кварцево-хлоритового сланца.

Таблица 54

Химический анализ серицито-альбито-кварцевого апотуффита
(скв. 13 568, гл. 137,2 *м*; анализ А. Г. Виногродского)

Компонент	Вес. %
SiO_2	85,28
TiO_2	0,08
Al_2O_3	9,59
Fe_2O_3	Следы
FeO	0,38
MnO	0,01
MgO	1,15
CaO	0,66
Na_2O	0,30
K_2O	1,73
P_2O_5	Следы
SO_3	Следы
H_2O гигр	0,07
П. п. п.	1,51
Сумма	100,76

Химические коэффициенты

F	4,35
A	68,12
M	18,84
C	8,69
FeO : MgO : CaO	1 : 4,21 : 1,93

Апоспилиты и апотуффиты образуют разобщенные линзовидные участки, встречающиеся в северной половине чешуи (скв. 8448, 13 568 и др.), которые согласно залегают на апокератофирах. Истинная мощность их не установлена. В связи с тем, что скважинами не были вскрыты невыветренные апоспилиты, состав их не приводится.

Апотуффиты представлены серицито-альбито-кварцевой разновидностью. Это светло-серая почти белая, очень тонкозернистая, неясносланцеватая, пористая порода. Размер пор от десятых долей миллиметра до 2—3 *мм;* поры ничем не выполнены. Часто встречаются мелкие зерна пирита. Структура основной ткани лепидогранобластовая с пор-

фиробластами кварца и плагиоклаза, реликтовая пирокластическая и бластопсаммитовая. Минеральный состав (%): кварц — 40—50, плагиоклаз (альбит — олигоклаз № 8—20) — 20—40, серицит — 10—25. В небольших количествах выявлены кальцит, эпидот, пирит (до 2%).

В табл. 54 приведен химический анализ апотуффита, позволяющий отнести его к собственно алюмосиликатным породам, образовавшимся в условиях термоконтактового метаморфизма из чистых глиноземистых отложений с очень небольшой примесью фемических компонентов.

Вторая сланцевая подсвита ($Б_2^{2г}$)

СОЛЕНОВСКАЯ СИНКЛИНАЛЬ

Подсвита $Б_2^{2г}$ залегает согласно на кератофировой подсвите ($Б_2^{2в}$) в виде двух пачек: нижней кварцево-хлоритовой и верхней кварцево-серицитовой.

Пачка кварцево-хлоритовых сланцев мощностью 250—500 *м* прослежена мелкими поисковыми скважинами (890, 2195, 13 741 и др.).

Пачка кварцево-серицитовых сланцев имеет значительно меньшую мощность (около 200 *м*), чем кварцево-хлоритовые сланцы в западном крыле Соленовской синклинали; в восточном она постепенно выклинивается. Вскрыта скв. 398, 505, 2203 и др. Описание обеих разностей сланцев не приводится, поскольку они полностью аналогичны таким же породам из нижних подсвит.

ЧЕРТОМЛЫКСКАЯ ЧЕШУЯ

Породами подсвиты $Б_2^{2г}$ завершается разрез верхней базавлукской серии Чертомлыкской чешуи. Западнее располагаются амфиболиты Кисличеватской антиклинальной полосы, надвинутые на Чертомлыкскую чешую. Как и во второй сланцевой подсвите Соленовской синклинали, здесь развиты кварцево-хлоритовые и кварцево-серицитовые сланцы, образующие толщу мощностью до 700 *м*, постепенно выклинивающуюся к северу и югу. Вскрыты эти породы скв. 14, 28, 61, 136 и др. Описание сланцев не приводится в связи с тем, что аналогичные образования были достаточно полно освещены ранее.

ВЕРХНЯЯ СОЛЕНОВСКАЯ КЕРАТОФИРО-СПИЛИТОВАЯ СВИТА ($Б_2^3$)

Отложениями пород этой свиты заканчивается разрез верхней базавлукской серии ($Б_2$) Соленовской синклинали. Свита состоит из сланцево-кератофировой ($Б_2^{3а—с}$) и спилитовой ($Б_2^{3б—с}$) подсвит (см. рис. 8, 9).

Сланцево-кератофировая подсвита ($Б_2^{3а-с}$)

Подсвита сложена пачкой апокератофиров мощностью до 100 *м* в крыльях и до 500 *м* на южном замыкании. На севере породы свиты срезаны Александровско-Марьинским разломом. В западном крыле на апокератофирах залегает пачка кварцево-хлоритовых сланцев мощностью до 200 *м*, выклинивающаяся к югу.

Пачка апокератофиров вскрыта скв. 631, 1850, 13 778 и др. Макроскопически порода серого и зеленовато-серого цвета, массивная, иногда неяснополосчатая, тонкозернистая, с мелкими прожилками кальцита и вкрапленностью сульфидов. Структура лепидогранобластовая. Породообразующие минералы (%): альбит (№ 7—9) — 20—45, хлорит (рипидолит и пеннин) — 20—40, кварц — 0—20, эпидот и цоизит — 8—15, кальцит — 0—15. В небольших количествах иногда содержится мусковит. Акцессорные минералы представлены сфеном — 0—2%; рудные: магнетит — до 3, ильменит — до 1, сульфиды — до 2%.

Преобразование породы шло в условиях динамотермального метаморфизма низких ступеней при повышенной гидратации.

Пачка кварцево-хлоритовых сланцев вскрыта скв. 474, 663, 13 733 и др. Это тонкосланцеватая мелкозернистая порода, голубовато-серая с зеленоватым оттенком. Структура гранолепидобластовая, реликтовая пелитовая. Состав, как и в описанных ранее аналогичных образованиях, простой (%): хлорит — 75—80, кварц — 20—25. В небольших количествах встречаются магнетит и сульфиды.

Спилитовая подсвита ($Б_2^{3б-с}$)

Апоспилиты этой подсвиты, вскрытые многочисленными скважинами (702, 5086, 13 738 и др.), находятся в ядре синклинали. Образуют вытянутый в северо-восточном направлении участок размером 2,5 × × 5,0 *км*, разбитый в северной части Александровско-Марьинским разломом. Подсвиту слагают порфировидный апокератоспилит и апоспилит с повышенным содержанием роговой обманки. Обе разновидности перемежаются друг с другом без всяких закономерностей.

Порфировидный апокератоспилит — мелкозернистая, серая, массивная, иногда кавернозная, участками сильно трещиноватая порода. Каверны выполнены кварцем и охрами, по трещинам развит биотит. Структура породы интерсертальная, микролепидогранобластовая с порфиробластами роговой обманки. Минеральный состав (%): альбит (№ 7—10) — 35—55, кварц — 10—30, роговая обманка — 10—25, хлорит (рипидолит) — 3—12, эпидот и цоизит — 5—10, биотит — 3—5, апатит — до 1, ильменит и лейкоксен — до 1.

Таблица 55

Химический анализ порфировидного апокератоспилита (скв. 13738, гл. 117,3—119,3 *м*; аналитик Е. В. Романишина)

Компонент	Вес. %
SiO_2	57,77
TiO_2	0,54
Al_2O_3	18,26
Fe_2O_3	1,71
FeO	4,88
MnO	0,06
MgO	4,18
CaO	4,90
Na_2O	4,07
K_2O	0,38
P_2O_5	0,17
SO_3	0,20
CO_2	0,08
$H_2O_{гигр}$	0,34
П. п. п.	2,42
Сумма	99,96

Химические коэффициенты

F	19,57
A	38,91
M	22,61
C	18,91
FeO : MgO : CaO	1 : 1,54 : 1,31

Петрохимические коэффициенты, вычисленные из химического анализа породы (табл. 55) показали, что по химическому составу порфировидный апокератоспилит находится между щелочноземельным глиноземистым и алюмосиликатным изохимическими рядами. Для первого ряда он имеет слишком высокое значение коэффициента глиноземистости ($A = 38{,}91$), для второго — высокое значение коэффициента известково-щелочности ($C = 18{,}91$), представляя собой метаморфизованные вулканогенные продукты средних лав.

Апоспилит с повышенным содержанием роговой обманки. Темно-серая с зеленоватым оттенком, мелкозернистая, массивная порода, иногда с крупными порфиробластами роговой обманки размером до 10 *мм*. Структура бластофитовая, интерсертальная, порфиробластовая. Минеральный состав (%): роговая обманка — до 60, альбит (№ 7—10) — до 25, кварц — до 5. В небольших количествах встречаются биотит, хлорит, эпидот. Выявлено довольно высокое содержание рудных минералов: ильменит — до 6, магнетит — до 2, пирит — до 2%.

Как и описанные ранее аналогичные по составу образования, апоспилит относится к щелочноземельному глиноземистому изохимическому ряду.

Выводы

Верхняя базавлукская серия отличается от нижней иным составом пород, петрохимическими особенностями и степенью метаморфической переработки. Наряду с вулканогенами в ней значительно развиты осадочные образования, играющие существенную роль в геологическом строении Соленовской синклинали и Чертомлыкской чешуи.

Вулканогенные породы занимают в разрезе серии 60—65% и представлены апокератофирами, апоспилитами и ультрабазитами. Если в нижней базавлукской серии вулканогены почти полностью состоят из продуктов изменения основных базальтовых лав (амфиболиты и апоспилиты), по отношению к которым кислые и средние по-

роды находятся в подчинении, то в верхней серии преобладают кислые и средние породы.

Апокератофиры образуют мощные километровые толщи. По химическому составу они относятся к натровым алюмосиликатным породам орторяда, представляющим собой продукты кислых и средних лав типа андезито-дацитов и риолито-дацитов, альбитизированных, видимо, еще до метаморфизма.

Основные вулканогены также образуют мощные толщи, но по степени распространенности уступают апокератофирам. Излившиеся под воду лавы были более кислыми, чем в нижней серии, так как апокератоспилиты, образовавшиеся по андезито-порфиритам, здесь преобладают. Апоспилиты по базальтовым лавам встречаются редко. В химическом отношении обе разности принадлежат к щелочноземельному глиноземистому орторяду.

Ультрабазиты в составе верхней серии встречаются чаще чем в нижней, образуя пачки мощностью более 100 *м*. Однако по отношению к кислым и основным породам они продолжают занимать резко подчиненное положение. Исходными продуктами для них послужили дуниты и пироксениты, которые были в процессе метаморфизма превращены в хлорито-серпентино-тальковые, хлорито-тальковые, карбонатно-тальковые и актинолититовые образования. По химическому составу они относятся к магнезиальным и щелочноземельным малоглиноземистым породам.

Следует упомянуть редко встречающиеся альбититы и олигоклазиты, являющиеся в химическом отношении натровыми алюмосиликатными породами орторяда. Они представляют собой вторичные метасоматические образования, возникшие в зонах фильтрации натровых растворов вблизи ультрабазитов.

В целом толща вулканогенов верхней базавлукской серии имеет значительно более кислый состав, чем в нижней.

Среди осадочных пород, занимающих 35—40% площади, по характеру исходного материала можно выделить несколько типов: собственно осадочный, туфогенно-осадочный, хемогенно-осадочный и хемогенный.

Преобладают собственно *осадочные (терригенные) породы*. По петрохимическим свойствам в них выделяется ряд групп. Наиболее обширной является глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистая группа, представленная кварцево-хлоритовыми сланцами, образовавшимися из глинистых отложений, обогащенных железисто-кремнистым хемогенным материалом. Широко распространена также алюмосиликатная группа пород, в которую входят кварцево-серицитовые и дистено-кварцево-серицитовые сланцы, которые произошли из чистых глинистых осадков, состоявших главным образом из SiO_2 и Al_2O_3. При этом

кварцево-серицитовый сланец представляет собой собственно алюмосиликатную породу, а дистено-кварцево-серицитовый — известково алюмосиликатную. Реже встречаются промежуточные между обеими названными выше группами железисто-магнезиально-алюмосиликатные образования (серицито-кварцево-хлоритовые сланцы).

Значительно реже, чем собственно осадочные породы, встречаются *туфогенно-осадочные образования* — апотуффиты, хотя они и слагают на северном замыкании Соленовской синклинали и в Чертомлыкской чешуе, особенно в ее северной части, мощные толщи — до сотен метров. По петрохимическим особенностям в них выделяются две группы: глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистая и алюмосиликатная. Первая распространена наиболее широко и состоит из плагиоклазо-хлорито-кварцевого, плагиоклазо-серицито-биотито-карбонатно-кварцевого, роговообманково-кварцево-хлорито-плагиоклазо-биотитового и других апотуффитов. Вторая встречается ограниченно. К ней относятся плагиоклазо-серицито-кварцево-карбонатные, биотито-карбонатно-хлорито-серицито-кварцевые и другие апотуффиты. Эти породы образовались из кластогенных и пирокластических осадков с большей или меньшей примесью хемогенных железисто-кремнистых отложений.

Среди железистых роговиков Чертомлыкской чешуи были описаны *хемогенно-терригенные породы,* образовавшиеся в результате смешения окисно-железистых, кремнистых коллоидальных и глинистых осадков. Выделяются группы: нерудных закисно-железисто-кремнистых (магнетито-куммингтонито-биотито-карбонатно-хлорито-кварцевый сланец и др.) и глиноземисто-железисто-кремнистых (биотито-кварцевохлоритовый, карбонатно-хлорито-кварцевый сланцы и др.) пород.

Хемогенные породы представлены железистыми роговиками малорудного окисно-закисно-железисто-карбонатно-кремнисто-силикатного типа. В отличие от нижней серии, где железистые роговики имеют большее разнообразие минеральных типов, в верхней серии минеральный состав роговиков однообразен. Площадь их развития и содержание железа в них довольно значительны, что позволяет считать соответствующий участок Чертомлыкской чешуи перспективным для добывания железных руд.

Породы, слагающие верхнюю базавлукскую серию, менее метаморфизованы, чем породы нижней серии. Продуктов плутонометаморфизма здесь нет. Наиболее широко развиты породы ступени динамотермального метаморфизма, а также роговиковой (высокотемпературной) ступени термоконтактового метаморфизма. Изредка встречаются продукты миграционно-контактового метаморфизма.

Интрузивные породы

В этом разделе охарактеризованы интрузивные породы основного и ультраосновного составов. Интрузивные породы кислого состава (граниты разных типов и их мигматиты) здесь не рассматриваются.

Диабазы. На территории Чертомлыкско-Соленовского района широко распространены дайковые основные породы, представленные диабазами. Большое количество даек диабаза встречается по рекам Базавлуку, Базавлучку, Каменке, Чертомлыку, Соленой и многочисленным балкам. Ряд даек диабазов вскрыт скважинами (см. рис. 8).

Многие исследователи (В. И. Лучицкий, И. С. Усенко, С. П. Родионов, А. Г. Виногродский, В. Н. Гладкий и др.) отмечают, что диабазы являются наиболее молодыми породами, поскольку они секут не только древние осадочно-вулканогенные толщи, но и все типы гранитов. С. П. Родионов (1940), И. С. Усенко (1964, 1965) и другие относят образование даек диабаза к платформенному этапу развития района, указывая на их приуроченность к зонам интенсивных дизъюнктивных нарушений.

Мощность даек диабаза колеблется от нескольких до 50—60 *м*. Простирание их в основном субширотное и субмеридиональное. Падение крутое, часто вертикальное. Макроскопически диабазы не различаются, представляя собой темную зеленовато-серую породу. В контактах они мелкозернисты и рассланцованы, в центральных частях даек — среднезернистые, массивные. Диабазы довольно устойчивы, выветриваются слабо, вследствие чего выделяются в рельефе. В выветренных разностях часто наблюдается шаровая отдельность.

По минеральному составу среди диабазов выделяются оливино-пироксеновые, пироксеновые и амфиболизированные разности, которые иногда связаны постепенными переходами и отличаются друг от друга различной степенью метаморфизма.

Всего на территории района известно 147 даек диабаза; 125 из них сложено амфиболизированными диабазами, 21 — пироксеновыми и 2 — оливино-пироксеновыми.

Оливино-пироксеновый диабаз — темно-серая, мелкозернистая порода. Структура диабазовая. Минеральный состав (%): плагиоклаз (лабрадор № 52—54) — 45—50, пироксен (диопсид и изредка гиперстен) — 35—40, тальк и оливин — до 10, биотит — до 2%, ильменит и магнетит — до 2%, карбонат — единичные зерна. Овальные зерна оливина замещаются мелкими чешуйками талька, рудным минералом и карбонатом. По пироксену развивается биотит.

Пироксеновый диабаз — темно-серая до черной, мелкозернистая порода, иногда с заметными редкими порфиробластами плагиоклаза.

Структура диабазовая, участками порфировая. Минеральный состав (%): пироксен (чаще диопсид, реже гиперстен) — 35—55, плагиоклаз (андезин — лабрадор № 40—52) — 45—65. В небольших количествах встречаются вторичные минералы: роговая обманка, биотит, хлорит; акцессорные — сфен, апатит; рудные — ильменит.

Амфиболизированный диабаз. Макроскопически порода часто неотличима от пироксенового диабаза. Степень метаморфических изменений в амфиболизированных диабазах неодинакова. В менее метаморфизованных диабазах пироксен заместился обыкновенной роговой обманкой, часто с сохранением формы зерен пироксена; основные плагиоклазы переходят в средние. В более метаморфизованных разностях роговая обманка переходит в актинолит, реликтовая форма пироксена не сохраняется, по амфиболам развиваются биотит, хлорит и эпидотовые минералы. Плагиоклазы теряют свою идиоморфность, замещаются альбитом, появляется кварц, и лишь кое-где сохраняются реликты диабазовой структуры.

Среднее содержание (%) роговой обманки — 50—55 (иногда увеличивается до 86 или уменьшается до 30), плагиоклаза (олигоклаз — андезин № 21—39) — 40—45, кварца — 0—3, изредка — 5—10, эпидота и цоизита — 1—2 (в сильно измененных диабазах — 6—15), биотита и хлорита — 0—2, сфена — от единичных зерен до 5, апатита — от единичных зерен до 2—10. В виде единичных зерен встречены циркон, пирротин, халькопирит, магнетит; ильменит и пирит — от единичных зерен до 3%.

Петрохимические коэффициенты (табл. 56) позволяют отнести все разности диабазов к щелочноземельным глиноземистым породам орторяда.

Ультрабазиты. Ультраосновные породы, связанные с разломами, известны в Алексеевской и Грушевской чешуях, западном крыле Соленовской синклинали и на участке Александровско-Марьинского разлома (см. рис. 8, 9). Форма залегания представляет собой в большинстве случаев нечто среднее между сложной ветвящейся дайкой и пластовой интрузией. Длина наиболее крупных тел достигает 20 *км*, мощность их меняется очень резко — от нескольких метров до нескольких сотен метров. В ряде обнажений по речкам Базавлуку, Каменке, Соленой встречены жилы, сложенные хлорито-актинолитовой, тремолито-хлоритовой, актинолито-тальковой и тальковой породами, а также актинолититом и тремолититом, секущие амфиболиты и изредка пегматиты (рис. 12), что указывает на более молодой возраст ультраосновных пород по отношению к вмещающим.

Ранее В. Л. Бойко (1963) указывал на симметричную зональность в строении тел ультрабазитов. Геолог А. Г. Виногродский, детально изучавший эти образования в районе, отмечал такую зональность во

Таблица 56

Химические анализы диабазов (вес. %) *

Компонент	1	2	3	4	5
SiO_2	48,60	54,62	53,90	52,26	53,01
TiO_2	0,79	0,63	1,17	1,63	0,84
Al_2O_3	14,82	14,13	11,61	13,11	13,07
Fe_2O_3	3,06	2,30	5,62	2,16	0,38
FeO	8,02	9,04	11,76	7,76	13,80
MgO	9,42	5,21	4,63	7,89	6,56
CaO	9,84	10,50	7,50	9,71	7,82
MnO	0,19	—	0,16	0,16	0,13
Na_2O	2,48	2,20	1,77	2,54	0,95
K_2O	1,02	1,16	0,54	0,33	0,42
$H_2O^+_{гигр}$	1,60	0,30	1,32	—	—
H_2O^-	0,33	0,13	0,14	0,05	Следы
P_2O_5	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,13	0,03
SO_3	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,67	0,42
П. п. п.	—	—	—	1,23	3,25
Сумма	100,17	100,22	100,12	99,63	100,68
Химические коэффициенты					
F	21,22	25,21	39,26	21,49	31,58
A	20,66	22,73	19,13	20,22	20,41
M	33,19	21,25	19,13	30,96	25,84
C	24,93	24,93	22,48	27,33	22,17
FeO : MgO : CaO	1 : 2,14 : 1,62	1 : 1,04 : 1,54	1 : 0,70 : 0,80	1 : 1,78 : 1,57	1 : 0,85 : 0,72

* *1* — пироксеновый диабаз с оливином, правый берег р. Базавлука чуть выше устья б. Криничеватой, обн. 137 (анализ И. С. Усенко); *2* — пироксеновый диабазопорфирит, р. Базавлук, обн. 133 (анализ И. С. Усенко); *3* — роговообманковый диабаз-порфир, б. Отвершек, обн. 112 (анализ И. С. Усенко); *4* — роговообманковый диабаз, Чертомлыкская чешуя, скв. 22 005, гл. 56,35 *м* (аналитик Н. И. Марич); *5* — роговообманковый диабаз, Чертомлыкская чешуя, скв. 22 001, гл. 147,5 *м* (аналитик Н. И. Марич).

всех без исключения участках их распространения. В центре крупных тел находятся серпентинизированные пироксениты или серпентиниты с реликтами оливина (аподуниты), далее последовательно сменяются зоны карбонатно-тальковая, актинолититовая или тремолититовая и хлорито-биотитовая. При выклинивании или уменьшении мощности зоны выпадают, начиная от центра, в указанной выше последовательности. Между этими породами нет резкой границы, они сменяются постепенно,

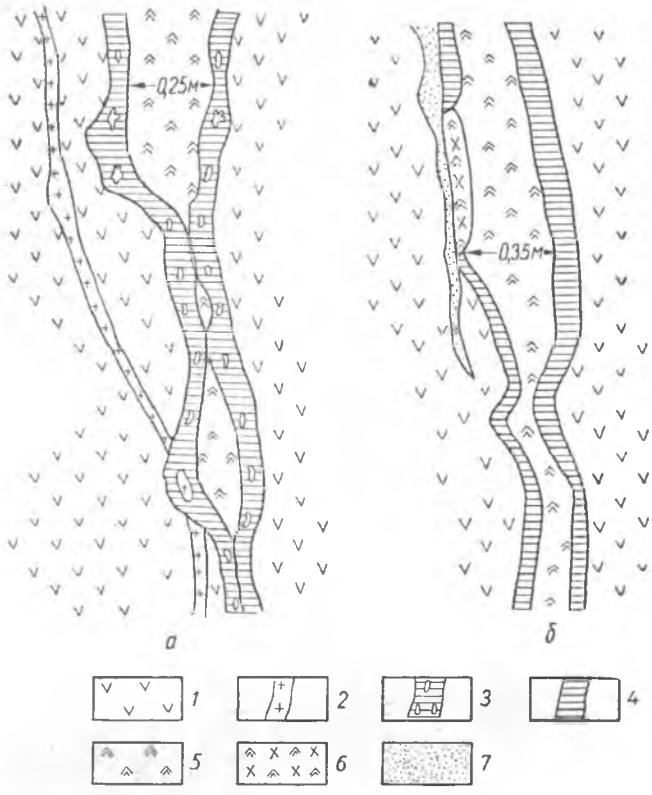

Рис . 12. Жилы ультраосно́вных пород, секущих амфиболиты.

а — обн. 66 (с. Шолохово), *б* — обн. 76 (там же); *1* — амфиболит, *2* — жила аплитоидного гранита; *3* — роговообманковая крупнозернистая порода с гнездами полевого шпата и ксенолитом аплитоидного гранита; *4* — роговообманковая крупнозернистая порода; *5* — тремолитит, актинолито-тальковая и тальковая породы; *6* — тремолито-хлоритовая порода; *7* — жила кварца.

составляя целую серию переходных образований серпентино-талькового, карбонатно-талько-актинолитового и актинолито-хлоритового составов. Иногда вместо актинолита выступает тремолит. Мощности зон меняются без определенных закономерностей в самых широких пределах.

Пироксенит — темно-серая, почти черная, плотная, массивная порода. Структура реликтовая панидиоморфнозернистая, нематогранобластовая. Минеральный состав (%): пироксен (диопсид) — 55—60,

тремолит, замещающий пироксен,— 25—40, магнезит — 10, магнетит — до 7, в единичных чешуйках встречается хлорит. В табл. 57 (ан. *1*) приведен химический состав тремолитизированного пироксенита. Петрохимические коэффициенты позволяют отнести его к щелочноземельным малоглиноземистым породам с пониженным содержанием железа. Метаморфические преобразования происходили в условиях термоконтактового метаморфизма.

Аподунит — темно-серая, почти черная с зеленоватым оттенком массивная порода. Структура петельчатая. Минеральный состав (%): оливин (хризолит) — 25—70, хризолит и антигорит — 15—20, тремолит — 5—20, магнезит — до 15, хлорит — до 15, тальк — до 5, магнетит — до 5. Химический состав аподунита (табл. 57, ан. *2*) позволяет отнести его к магнезиальному изохимическому ряду. Преобразование исходной породы проходило в условиях гидротермально-пневматолитического метаморфизма.

Серпентинит — массивная порода голубовато-серого, зеленовато-серого, темно-серого, реже черного цвета; иногда окрашен пятнами. Структура решетчатая, петельчатая, пластинчатая. Пластинчатый антигорит составляет 85—95% породы, в незначительных количествах встречается волокнистый хризотил и очень редко — серпофит; магнетит — до 5%. Карбонат (магнезит, изредка доломит и кальцит) наблюдается в виде бесформенных или прожилковидных скоплений. Кроме этих минералов, встречаются пирротин и пентландит. В табл. 57 (ан. *3*) приведен химический анализ серпентинита, позволяющий отнести его к магнезиальному изохимическому ряду. Ступень метаморфизма — гидротермально-пневматолитическая.

Магнезито-тальковая порода, в отличие от описанных выше, характеризуется рассланцованностью и полосчатостью. Структура гранолепидобластовая, лепидогранобластовая. Минеральный состав (%): тальк — 20—65, магнезит — 10—75, магнетит — 1—10, иногда в небольших количествах наблюдаются антигорит, доломит, кальцит, ильменит. Порода по химическим коэффициентам (табл. 57, ан. *4*) относится к магнезиальному изохимическому ряду. Метаморфическая переработка происходила в условиях гидротермальной ступени миграционно-контактового метаморфизма.

Актинолитит и тремолитит представляют собой чаще массивные, реже рассланцованные породы серовато-зеленой, зеленой и темно-зеленой окраски. Они обычно мелкозернистые, иногда встречаются крупнозернистые и тонковолокнистые разности. Минеральный состав (%): актинолит или тремолит — до 95, хлорит — до 39, тальк — до 2; магнетит, ильменит, сфен, лейкоксен.

В табл. 57 (ан. *7* и *8*) приведены химические составы обеих пород. Актинолитит относится к щелочноземельным малоглиноземистым поро-

Таблица 57

Химические анализы ультрабазитов (вес. %)*

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	49,00	38,41	32,40	52,20	53,58	50,40	50,14	52,09	43,58
TiO_2	0,20	0,28	0,18	0,18	0,20	0,15	0,28	0,16	0,81
Al_2O_3	1,71	5,26	4,24	6,30	3,46	4,35	5,25	3,43	8,23
Fe_2O_3	5,02	5,22	11,87	4,06	4,39	2,36	2,25	1,84	6,44
FeO	4,31	7,47	5,46	5,45	6,14	7,25	9,62	6,33	15,23
MgO	19,75	28,67	32,06	26,72	28,00	23,79	15,17	23,70	9,25
CaO	17,22	1,90	0,07	0,68	2,00	5,18	14,14	8,25	11,39
MnO	0,10	0,117	0,14	0,04	0,11	0,17	0,13	0,18	0,30
Na_2O	0,20	0,41	0,12	0,60	0,15	0,32	0,57	0,21	1,05
K_2O	0,10		0,13	0,20	0,20	0,19	0,09	0,037	0,40
P_2O_5	0,08	0,021	—	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,42	0,61
Cr_2O_3	—	0,35	4,00	» »	» »	» »	» »	0,04	Следы
Ni	—	0,33	—	»	0,8	» »	» »	0,009	Не опр.
Co	—	0,035	—	» »	Не опр.	» »	» »	0,06	» »
SO_3	0,29	0,14	0,04	» »	» »	» »	» »	Не опр.	0,00
CO_2	1,19	Не опр.	0,10	» »	» »	» »	» »		0,36
$H_2O^+_{гигр}$	Не обн.	0,37	0,08	3,28	1,26	5,20	2,79	0,04	0,18
H_2O^-	—		—	0,30	0,25	0,66	0,20		—
П. п. п.	1,25	10,82	9,42	—	—	—	—	3,43	2,42
Сумма	100,42	99,81	100,31	100,01	100,54	100,02	100,53	100,23	100,25

Химические коэффициенты

F	13,03	17,56	20,91	14,60	15,58	15,30	19,31	12,53	36,32
A	1,82	5,37	3,83	7,18	3,76	4,91	5,96	3,76	9,95
M	52,35	73,56	75,07	76,71	76,68	68,93	44,81	66,97	28,48
C	32,80	3,51	0,19	1,51	3,98	10,86	29,92	16,74	25,25
FeO : MgO : CaO	1 : 8,14 : 5,14	1 : 7,00 : 0,33	1 : 10,58 : 0,03	1 : 8,80 : 0,20	1 : 8,5 : 0,5	1 : 5,77 : 0,92	1 : 2,72 : 1,83	1 : 6,45 : 1,64	1 : 1,08 : 0,96

* *1* — пироксенит тремолитизированный, Алексеевская чешуя, скв. 13 581, гл. 91,0 *м* (аналитик А. В. Служенко); *2* — аподунит, Алексеевская чешуя, скв. 13 819, гл. 48,50 *м* (анализ А. Г. Виногродского); *3* — серпентинит антигоритовый, Алексеевская чешуя, скв. 13 210, гл. 100,55—101,00 *м* (аналитик Б. В. Мирская); *4* — хлорито-тальковый сланец, правый склон р. Чертомлыка, обн. 63 (анализ И. С. Усенко); *5* — актинолито-хлорито-тальковый сланец, западное крыло Соленовской синклинали, с. Шолохово, обн. 66 (анализ И. С. Усенко); *6* — актинолито-хлорито-тальковый сланец, Грушевская чешуя, р. Чертомлык, обн. 237 (анализ С. П. Родионова); *7* — актинолитит, Грушевская чешуя, правый склон р. Чертомлыка (анализ И. С. Усенко); *8* — тремолитовый сланец, Алексеевская чешуя, скв. 13 812, гл. 60,00 *м* (анализ А. Г. Виногродского); *9* — горнблендит, б. Кедрина, обн. 111 (аналитик Р. Л. Левина).

дам с пониженным содержанием железа, тремолитит — к магнезиальному изохимическому ряду. Образование обеих пород проходило в условиях высокотемпературной ступени термоконтактового метаморфизма.

Талько-актинолито - хлоритовый сланец — зеленая, серозеленая порода. Структура фибролепидобластовая, нематолепидобластовая. Минеральный состав (%): хлорит (пеннин) — до 50, актинолит или тремолит — до 30, тальк — до 15, магнетит — до 5, встречаются также ильменит и сфен.

В табл. 57 (ан. *5* и *6*) приведены химические составы породы. По вычисленным химическим коэффициентам она относится к магнезиальному изохимическому ряду. Степень метаморфической переработки соответствует филлитовой ступени динамотермального метаморфизма.

Горнблендит. В устье б. Кедриной (долина р. Базавлука) в обнажении светло-серых пегматоидных плагиогранитов встречена секущая жила горнблендита. Порода крупнозернистая (1,5 × 1,0 *см*) массивная, черного цвета. Роговая обманка составляет (%) 90, кварц — 3, магнетит и ильменит — 3, апатит —2, сфен —1, эпидот—1.

По химическому составу (табл. 57, ан. *9*) относится к щелочноземельным глиноземистым породам орторяда.

ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Среди осадочно-вулканогенных и интрузивных формаций Чертомлыкско-Соленовского района выделяются следующие типы: ультрабазитовый, метабазито-спилитовый, диабазо-дайковый, сланцево-кератофировый, железисто-кремнистый (рис. 13). Каждый из названных типов формаций характеризуется определенной металлоносностью и рудопроявлениями. В настоящее время на территории района в ряде формаций выявлены месторождения и перспективные рудопроявления.

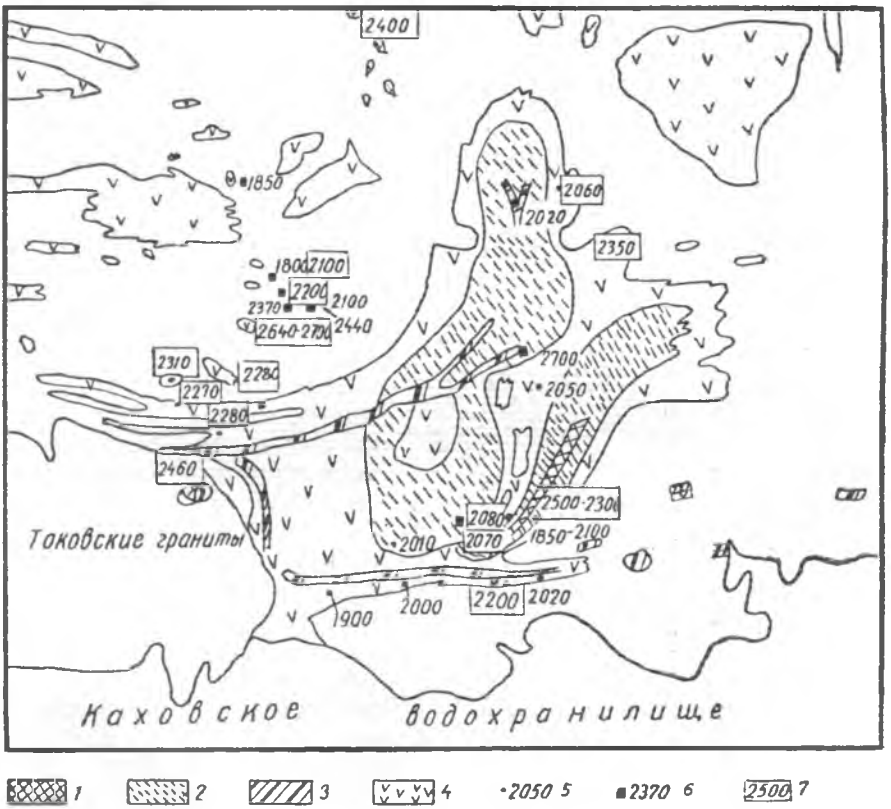

Рис. 13. Карта осадочно-вулканогенных формаций и геохронологических точек Чертомлыкско-Соленовского района.

Формации: *1* — железисто-кремнистая (джеспилитовая), *2* — сланцево-кератофировая, *3* — ультрабазитовая, *4* — метабазитовая (спилитовая). Абсолютный возраст пород: *5* — по слюдам и гидрослюдистым минералам, *6* — по породе, *7* — по амфиболам.

Ультрабазитовые формации. Среди ультрабазитовых формаций известны такие разновидности: метабазито-ультрабазитовая, сланцево (туффито)-кератофиро-ультрабазитовая, железисто-кремнисто-ультрабазитовая и интрузивно-ультрабазитовая.

Метабазито-ультрабазитовая формация встречается наиболее часто в нижней базавлукской серии: южное замыкание Соленовской синклинали (Алексеевская и Грушевская чешуи) и ее западное и восточное крыло, Чертомлыкская чешуя и др.

Характеризуется чередованием пластов амфиболитов, зеленых метаморфических сланцев, ороговикованных микрогнейсов и роговиков с пластами ультрабазитов (серпентинитов, карбонатно-тальковых пород, актинолититов и тремолититов). Особенно характерным примером такого рода переслаивания мета- и ультрабазитов может служить район с. Усть-Каменки, где развиты эти породы. Амфиболиты и ультрабазиты образуют здесь своеобразный «слоеный пирог» мощностью до 1500 *м*.

Сланцево (туффито)-кератофиро-ультрабазитовая формация распространена в основном на территории Чертомлыкской чешуи, где играет существенную роль, слагая ультрабазито-туфо-спилито-кератофировую подсвиту ($Б_2^{2а}$). Образует довольно мощные (до 500 *м*) толщи, для которых характерно переслаивание туфогенных, спилитовых и кератофировых пластов с ультрабазитами (карбонатно-тальковыми, хлорито-тальковыми и актинолититовыми породами).

Железисто-кремнисто-ультрабазитовая формация встречается очень редко среди железисто-кремнистых роговиков и сланцев Чертомлыкской чешуи и северного замыкания Соленовской синклинали. Характеризуется редкими маломощными пропластками кварцево-талько-хлоритового, хлорито-талькового и карбонатно-талькового сланцев среди железистых роговиков, карбонатно-биотито-хлорито-кварцевых и кварцево-хлоритовых сланцев.

Интрузивно-ультрабазитовая формация наиболее широко распространена в районе. Связана с разломными дислокациями в Алексеевской и Грушевской чешуях, а также с Александровско-Марьинским разломом. Ультраосно́вные породы образуют своеобразные тела, представляющие собой нечто среднее между сложной ветвящейся дайкой и пластовой интрузией, длиною до 20 *км*, с резко меняющейся мощностью — от нескольких до 1000 *м*. Ультраосно́вные породы представлены актинолитизированным пироксенитом, серпентинизированным дунитом (редко), хризотиловым и антигоритовым серпентинитами, серпентино-карбонатно-тальковыми, карбонатно-тальковыми и хлорито-карбонатно-тальковыми породами, актинолититами, тремолититами и хлорито-актинолитовыми сланцами.

В Чертомлыкско-Соленовском районе имеется ряд месторождений полезных ископаемых, связанных с метабазито-ультрабазитовой и интрузивно-ультрабазитовой формациями.

До настоящего времени изучалась, по сути дела, лишь кора выветривания ультрабазитов в связи с выявленными в ней месторождениями и рудопроявлениями силикатных никелевых руд и железных руд, природнолегированных никелем, кобальтом и хромом.

В западном крыле Соленовской синклинали известны два месторождения. В одном из них руды представлены джефферизитами и нонтронитами, в другом — нонтронитами и охрами. Содержание в них NiO — от 0,3 до 7%. Содержание железа в железных рудах — 20—40, NiO — 0,2 — 1,3%.

В Алексеевской и Грушевской чешуях имеются две залежи железных руд, природнолегированных Ni, Co и Cr_2O_3. Одна из них получила название Комплексной в связи с тем, что в осадочном чехле имеются также бокситовая и марганцевая руды. Содержание (в %) железа в рудах 30—55, NiO — 0,1—1,13, CoO — 0,08, Cr_2O_3 в среднем 1,82. В Комплексной залежи имеется участок с содержанием Cr до 4% по породе; в выделенной магнитной фракции Cr_2O_3 составляет 13,12%.

Оруденение ультрабазитов, связанных с Александровско-Марьинским разломом аналогично Алексеевской залежи, однако коры выветривания на них часто нет.

Следует отметить, что при поисках силикатных никелевых руд неизмененные выветриванием ультрабазиты почти не разбуривались. Во вскрытых немногими скважинами невыветренных ультраосно́вных породах обнаружена сульфидная минерализация. Большей частью это пирит, но встречаются также кобальтпирит, пирротин и пентландит. Химические и количественные спектральные анализы показали повышенное содержание никеля и кобальта в ультрабазитах, содержащих сульфиды (%): Ni — 0,2—0,5, Co — 0,01—0,03.

Анализы некоторых мономинералов, выделенных из ультраосно́вных пород, указывают также на повышенное содержание в них никеля и кобальта: антигорит — 0,25% Ni; 0,01% Co; тальк — 0,4—0,2 Ni, 0,01—0,06% Co; магнетит — 0,12—0,6% Ni, 0,02—0,07% Co; кобальтпирит — 0,13—0,15% Ni, 0,44—0,65% Co.

Приведенные аналитические данные показывают, что невыветренные ультрабазиты района заслуживают самого пристального изучения, так как они регионально заражены никелем и кобальтом.

В ультрабазитах Алексеевской чешуи в ряде мест обнаружены небольшие жилки хризотил-асбеста и антофиллитового асбеста. В районе довольно широко развиты талько-магнезитовые и талько-доломитовые образования, которые следует оценить в отношении их пригодности для промышленности как огнеупоров.

Тенденция ультраосно́вных пород к образованию раздувов и затем резких пережимов заставляет предполагать наличие относительно крупных тел по простиранию там, где известны маломощные тела.

Метабазито-спилитовая формация очень широко развита в районе. Представлена амфиболитами и апоспилитами, переслаивающимися с метаморфическими зелеными сланцами, ороговикованными микрогнейсами, двуслюдяными сланцами и роговиками. Такое переслаивание отмечено в южном замыкании Соленовской синклинали (Алексеевская и Грушевская чешуи), ее западном и восточном крыльях, в Чертомлыкской чешуе, а также на северо-западе и северо-востоке района в Новоивановском, Мариопольском, Лошкаревском, Орловском и других участках. В породах этой формации встречается редкая вкрапленность, корки и налеты сульфидов по трещинам. Однако имеющиеся химические и спектральные анализы не обнаружили в них Ni, Co, Cu, As в повышенных количествах.

Работами И. С. Усенко (1947а, 1959) доказана возможность использования амфиболитов, развитых в западном крыле Соленовской синклинали у с. Шолохово для каменнолитейного производства. С древней корой выветривания пород этой формации связаны рудопроявления бокситов.

Диабазо-дайковая формация по общему объему небольшая, но встречается часто. Представлена дайками амфиболизированного, пироксенового и оливино-пироксенового диабаза мощностью от 5 до 60 *м*. Сульфидные рудопроявления, связанные с дайковыми диабазами, на территории района неизвестны. Мощные дайки используются для добывания бутового камня.

Сланцево-кератофировая формация наиболее широко развита в Соленовской синклинали, центральная часть которой выполнена этими породами, распространена также в Чертомлыкской чешуе, особенно в ее северной части. Эта формация представлена прежде всего апокератофирами, апокератоспилитами (реже), затем кварцево-хлоритовыми, кварцево-серицитовыми сланцами и туфогенными образованиями различного состава. Этот комплекс сложно переслаивающихся пород характеризуется региональным развитием густой вкрапленности сульфидов, представленных главным образом пиритом и реже пентландитом, пирротином, халькопиритом и др. Спектральные анализы показывают повсеместно содержание меди выше кларкового, что позволяет предполагать в сланцево-кератофировой формации наличие медно-сульфидного оруденения.

Железисто-кремнистая (джеспилитовая) формация. По отношению к другим распространена ограничено. Джеспилитовая формация представлена различного типа железистыми роговиками: сидерито-магнетито-кварцевыми, куммингтонито-сидерито-магнетито-

кварцевыми, гранато-магнетито-хлорито-биотито-роговообманково-куммингтонито-сидерито-кварцевыми, магнетито-кварцево-биотито-хлорито-сидеритовыми и др. Железисто-кремнистые образования наиболее развиты в Чертомлыкской чешуе, изредка встречаются в Алексеевской.

В Чертомлыкской железисто-роговиково-сланцевой подсвите ($Б_{2ч}^{I}$) имеются пять пластов железистых роговиков мощностью от 20 до 100 *м*, переслаивающихся с пачками сланцев и апотуффитов. Средняя мощность железистых роговиков составляет около 200 *м*, по простиранию они вытягиваются на 7 *км*. При отработке до глубины 500 *м* объем руды составит 500 млн. $м^3$, что при удельном весе роговиков около 3,5 будет составлять 1,7 млрд. *т* бедных железных руд.

В результате технологических испытаний железистых роговиков Криворожским Институтом «Механобрчермет» оказалось, что удельный вес руды составляет 3,66 объемный вес 3,43, пористость 6,6%. Удельная магнитная восприимчивость при напряжении поля $H = 1000$ *э* составляет 0,0112 $см^3/г$ при весовой концентрации магнетита 23,9%. Измельчаемость чертомлыкских руд ниже новокриворожских и несколько выше руд Анновского участка. При трехстадийном магнитном обогащении железистых роговиков с додрабливанием промпродукта второй стадии до 0,05 *мм* получены следующие конечные результаты (табл. 58).

Таблица 58

Продукт	Выход, %	Содержание Fe, %	Извлечение Fe, %	Эффект обогащения, %
Концентрат	29,4	66,0	62,6	58,0
Отходы	70,6	16,4	37,4	—
Исходная руда	100,0	31,0	100,0	—

Немагнитная часть отходов представлена преимущественно кварцем, карбонатом и силикатом. Прокаливание отходов с целью перевода части карбонатного железа в магнетит несколько улучшило показатели обогащения. По подсчетам «Механобрчермета», стоимость выплавки 1 *т* чугуна из полученного концентрата составляет 30—32 руб.

Железистые породы Чертомлыкской чешуи относятся к категории бедных железных руд со средним содержанием валового железа 31%. На магнетит приходится 67% валового железа, на сидерит — 17—28%, остальное — на силикаты. Технологические испытания показали слабое обогащение этих руд методом магнитной сепарации в связи с тем, что значительная часть железа содержится в сидерите.

Благоприятные результаты, полученные в последнее время Днепропетровским горным институтом им. Артема при обогащении бедных

железных руд Чертомлыка путем магнитной сепарации и флотации, при которой извлекается сидерит, относительно большие запасы (1,7 млрд. *т* руды), небольшая вскрыша (20—40 *м*), наконец, расположение месторождения в экономически развитом районе — все эти факторы позволяют считать эксплуатацию Чертомлыкского месторождения выгодной.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И АБСОЛЮТНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ

В истории формирования Чертомлыкского-Соленовского района выделяются доскладчатые этапы разломов и вулканизма и первая фаза складчатости, интрузий и метаморфизма, когда происходило образование Чертомлыкско-Соленовской синклинали субмеридионального простирания возрастом 2300—2700 млн. лет, отвечающим второму докембрийскому мегациклу (табл. 59).

В первой фазе, которая соответствует нижней базавлукской серии ($Б_1$), выделяются три этапа излияний лав основного состава.

Таблица 59

Абсолютный возраст метаморфических пород Чертомлыкско-Соленовского района

Геохронологическая шкала докембрия (по Н. П. Семененко)			
Мегацикл	Большой орогенический цикл	Возраст метаморфизма, магматизма (минералообразования) и складчатости, млн. лет	Чертомлыкско-Соленовский район (возраст, млн. лет)
Докембрий III	Криворожский	1700—2000	III фаза позднего наложенного метаморфизма 1800—2000
Докембрий II	Бугско-Подольский (саксаганский и ореховский метабазитовый)	2000—2300	II фаза раннего наложенного метаморфизма 2000—2100
	Днепровский (базавлукский)	2300—2700	I фаза базавлукская фаза (группа) древнейшего метаморфизма и складкообразования 2300—2700

На первом этапе формируется нижняя амфиболитовая подсвита ($Б_1^{1а}$), подстилающая Чертомлыкско-Соленовский синклинорий и сохранившаяся в виде реликтов в Новоивановском, Мариопольском, Орловском и других участках. Второй этап характеризуется довольно тонкой перемежаемостью туфо-вулканогенных, терригенных и хемогенных железисто-кремнистых осадков, прерываемых излияниями основных лав. Наиболее полный разрез этих отложений сохранился в Чертомлыкской чешуе (сланцево-роговиково-амфиболитовая подсвита — $Б_2^{1б-ч}$). Очевидно, в это время произошло отделение Чертомлыкской чешуи в результате образования Кисличеватского антиклинального поднятия. В Соленовской синклинали вслед за этим начинается третий этап, не имеющий аналогов в Чертомлыкской чешуе, которая продолжала в это время погружаться. В начале его происходят излияния лав кислого и среднего андезито-дацитового состава (кератофировая подсвита — $Б^{2-ас}$, сменяющиеся мощными подводными излияниями базальтовых лав, преобразовавшихся в крупную толщу спилитов западного крыла Соленовской синклинали (спилитовая подсвита — $Б^{2б}$).

Началом второй фазы (верхняя базавлукская серия — $Б_2$) в формировании Чертомлыкско-Соленовского синклинория является образование осадочной толщи терригенных глинистых отложений в Соленовской синклинали (особенно в северной части) — соленовской сланцевой подсвиты ($Б_2^{1с}$). В это же время в бассейне, занимавшем южную половину Чертомлыкской чешуи, в результате фумарольно-сольфатарной деятельности накапливались хемогенные железисто-кремнистые осадки, чередующиеся с терригенными и пирокластическими туфогенными,— образовалась чертомлыкская железисто-роговиково-сланцевая подсвита ($Б_2^{1ч}$). В северной половине чешуи отлагались туфогенные и подчиненные им глинистые осадки.

После окончания накопления терригенных толщ в Соленовской синклинали наступила эпоха вулканизма, причем вначале изливались основные лавы, образовавшие толщу спилитов, сменившиеся позднее средними и кислыми лавами типа андезито-дацитов. Состав толщи осложнился редкими межпластовыми залежами ультраосновных пород, образовавшимися, возможно, в результате излияний лав пикритового состава, и толщами туфогенных осадков, известных в северном замыкании синклинали (ультрабазито-туфо-спилито-кератофировая подсвита — $Б_2^{2а}$). В это же время в Чертомлыкской чешуе отлагаются туфы основного состава и туффиты, часто перемежающиеся с межпластовыми залежами ультрабазитов. Завершается этот период излияниями лав кислого и среднего (андезито-дацитового, риолито-дацитового), основного (спилитового) и ультраосновного (пикритового?) составов. Далее

следует чередование терригенных осадков первой ($Б_2^{2б}$) и второй ($Б_2^{2с}$) сланцевых подсвит с излияниями кислых и средних (андезито-дацитовых и риолито-дацитовых) лав — первая ($Б_2^{2п}$) и вторая ($Б_2^{3а-с}$) кератофировые подсвиты. Завершается вторая фаза излияниями основных и средних лав, которые образовали мощную толщу апоспилитов и апокератоспилитов, залегающую в ядре синклинали (подсвита $Б_2^{3б-с}$).

Вторая фаза сопровождалась образованием системы складчатости северо-западного простирания, усложнившей первоначальную структуру: на складки субмеридионального простирания наложились новые дугообразные, имеющие направление, близкое к широтному. Этот процесс явился следствием формирования синклиналей, выполнявшихся метабазитовой серией, в соседнем Криворожско-Кременчугском синклинории. Наложенная складчатость образовалась 2000—2300 млн. лет тому назад. Она накладывалась на уже существовавший жесткий фундамент, который в результате этого был расколот серией глубинных разломов и надвигов, проникавших, возможно, до мантии. При этом серией параллельных разломов и надвигов было расколото на две чешуи (Алексеевскую и Грушевскую) южное замыкание Соленовской синклинали, а через ее северо-западное крыло прошел Александровско-Марьинский разлом. По этим разломам и оперяющим их более мелким расколам произошли извержения ультраосновных лав дунитового и пироксенитового составов и внедрение послойных силл, образовавших сложные четковидные пережимающиеся тела, состоящие в настоящее время из серпентинитов, карбонатно-тальковых, актинолитовых, тремолитовых и других пород.

Со второй фазой связано метаморфическое преобразование исходных пород, приведшее к большому разнообразию имеющихся в настоящее время минеральных ассоциаций.

Третьей фазой (1800—2000 млн. лет) наложенных процессов метаморфизма, связанной с периодом складчатости в Криворожско-Кременчугском синклинории (третий докембрийский мегацикл), заканчивается формирование современного облика пород района.

Поскольку диабазы секут все известные в районе породы, существует мнение о том, что все они являются самыми юными образованиями. Полученные в последнее время И. С. Усенко (1965) и нами данные определения абсолютного возраста этих пород указывают на образование даек диабазов в самое различное время, начиная с доскладчатых этапов и древнейших эпох метаморфизма (2300—2700 млн. лет) до поздних (1800—2200 млн. лет) наложенных фаз метаморфизма (см. рис. 13).

Глава IV

ГЕОЛОГИЯ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ СУРСКОГО РАЙОНА

Сурский район распространения осадочно-вулканогенных формаций входит в состав Базавлукского синклинория и расположен в 35—30 *км* на восток от Верховцевской синклинальной структуры. Район находится в 40 *км* на юго-запад от г. Днепропетровска на правобережье Днепра и прослеживается в северо-западном направлении на протяжении 35 *км* в виде полосы шириной от 12 до 15 *км*, занимая площадь около 500 кв. *км*.

Геофизическими работами в Сурском районе выявлено около десяти локальных максимумов магнитного поля в виде отдельных аномальных пятен и прерывистых полос, незначительных по площади и интенсивности. Все они сгруппированы на четырех участках: Карнауховском, Николаевском (на северо-востоке), Правдинском и Петровском (на западе), получившим название по ближайшим населенным пунктам. Аномалии эти характеризуются сложной конфигурацией изолиний, резким изменением градиента вертикальной составляющей и изменчивостью простирания от меридионального до широтного, что свидетельствует о сложности их геологического строения.

Сурские магнитные аномалии обнаружены в 1933 г. Г. С. Бутаковым при проведении рекогносцировочной магнитной съемки вдоль р. Днепра между Кременчугом и Днепропетровском. В 1934 г. на территории Сурского района Геологическим комитетом производились магнитометрические работы с целью выяснения связи между Верховцевской, Сурской и Чертомлыкской магнитными аномалиями. В 1948 г. район Сурских магнитных аномалий был покрыт аэромагнитной съемкой, выполненной Южно-Русской геофизической экспедицией под руководством В. В. Сусленикова, в результате которой было выявлено несколько аномальных участков интенсивностью до 12 000 γ. Начиная с 1948 г., на территории Сурского района Министерством геологии СССР проводились геологоразведочные работы на бурый уголь, бокситы и железные руды. В 1951 г. на Сурских аномалиях начались комплексные работы с целью изучения геологической структуры метаморфического комплекса, расчленения его на отдельные пласты и выделение участков, наиболее

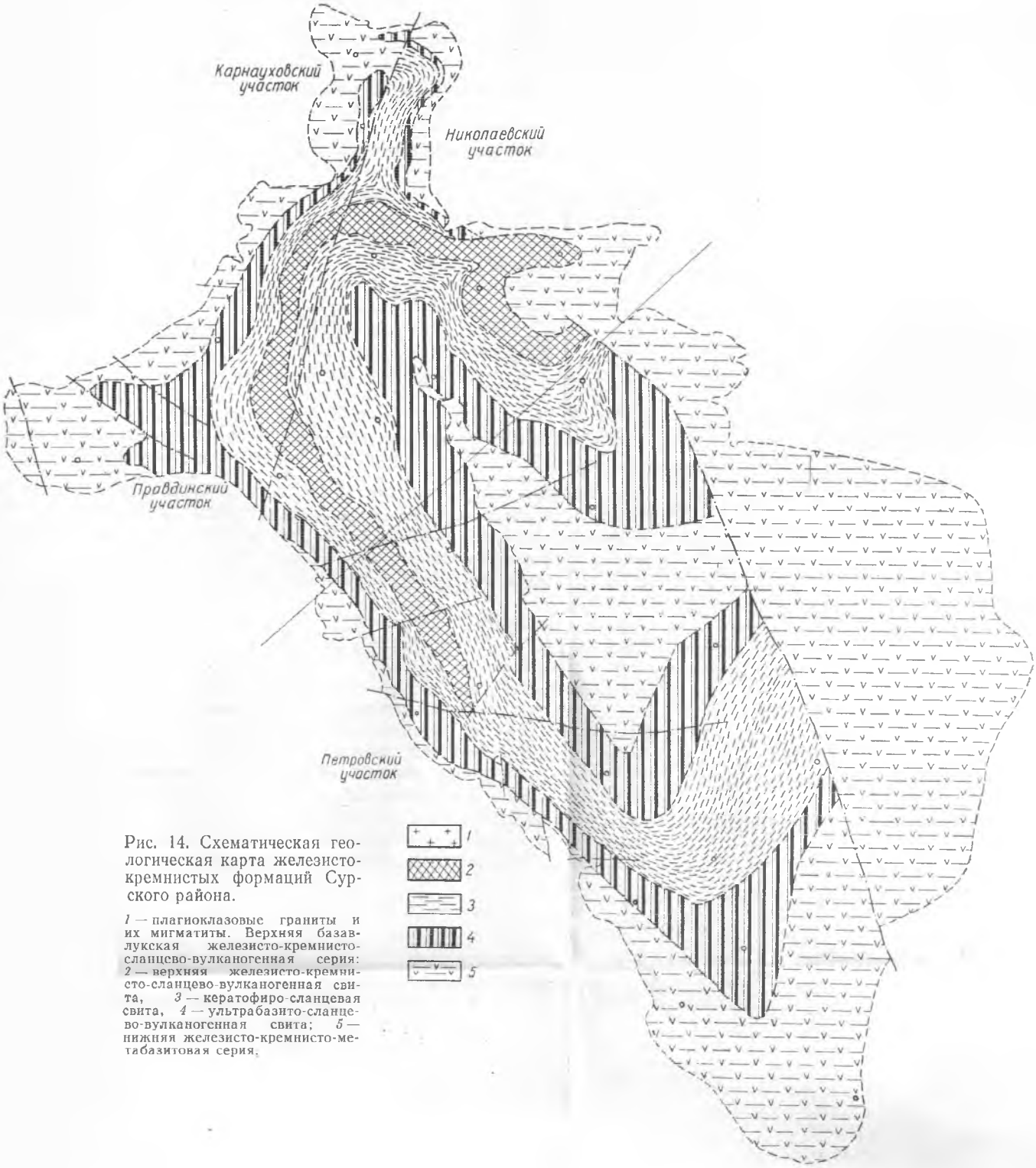

Рис. 14. Схематическая геологическая карта железисто-кремнистых формаций Сурского района.

1 — плагиоклазовые граниты и их мигматиты. Верхняя базавлукская железисто-кремнисто-сланцево-вулканогенная серия: *2* — верхняя железисто-кремнисто-сланцево-вулканогенная свита, *3* — кератофиро-сланцевая свита, *4* — ультрабазито-сланцево-вулканогенная свита; *5* — нижняя железисто-кремнисто-метабазитовая серия.

перспективных для постановки бурения на железные руды. В 1951—1953 гг. на территории Сурских аномалий проводились геологопоисковые работы на бокситы и титан и попутно была проведена проверка возможной никеленосности пород коры выветривания. В 1956—1960 гг. Правобережной экспедицией Украинского геологического управления проводились буровые работы по поискам силикатных никелевых руд в районе Сурских магнитных аномалий на участках совхоза «Правда», сел Сурско-Михайловского, Петровки, с. Карнауховских Хуторов, где предыдущими поисковыми работами было констатировано наличие серпентинитов. В результате в районе Сурских аномалий на серпентинитах

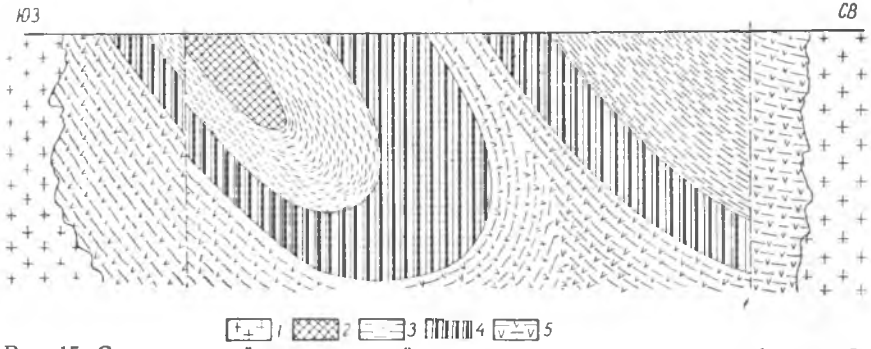

Рис. 15. Схематический геологический разрез железисто-кремнистых формаций Сурского района (условные обозначения см. на рис. 14).

выявлена сравнительно мощная зона выветривания, достигающая местами мощности 30—40 *м*, представленная охрами, которые по составу являются железной рудой, естественно, легированной никелем и хромом. В 1956—1959 гг. в составе Базавлукской зоны была выделена Сурская полоса и район Вольных Хуторов, сложенные метабазитовыми формациями.

За последние годы в районе Сурских магнитных аномалий в связи с поисками и разведкой месторождений силикатного никеля, богатых железных руд, бокситов, титана и других полезных ископаемых пробурено большое количество скважин, главным образом на магнитных максимумах. Все эти работы позволили оконтурить Сурскую брахисинклинальную зону, сложенную осадочно-вулканогенными формациями, протяженностью 35 и шириной 12—15 *км*. Однако распределение скважин на площади района крайне неравномерно. Так как скважины были вертикальными и в большинстве случаев останавливались в коре выветривания кристаллических пород или входили в нее на незначительную глубину, то полного перекрытия разреза пород, даже в отдельных наиболее разведанных аномальных участках, не имеется. Поэтому геологическая

структура района, тектоника, вещественный состав пород, их петрохимические особенности и вопросы металлогении остаются недостаточно изученными.

На основании данных, полученных в результате обработки бурового материала по району Сурских аномалий, построена схематическая геологическая карта района (рис. 14), геологические разрезы и выработана стратиграфическая схема метаморфической толщи пород.

В геоструктурном отношении Сурский район развития пород железисто-кремнисто-вулканогенной формации расположен на северном склоне восточной части Украинского щита. Строение его представляется в виде брахисинклинальной складки, осложненной в восточной части антиклинальным поднятием, именуемым дальше Восточной антиклиналью. Простирание брахисинклинали северо-западное с отклонением на севере и юге к северо-востоку.

Южный замок брахисинклинальной складки хорошо прослеживается в районе с. Соленого, где, по геофизическим данным, породы, слагающие район, меняют свое простирание с северо-западного на широтное и затем на северо-восточное. Изучение кернового материала по району дало возможность установить вещественный состав пород, произвести стратиграфическое расчленение и сопоставить его со стратиграфическим разрезом Верховцевского района (рис. 15).

В результате детального изучения пород установлено, что метаморфические породы Сурского района представляют собой типичные геосинклинальные образования, сформировавшиеся на начальных этапах прогибания раннепротерозойской подвижной зоны. Они характеризуются переслаиванием осадочно-хемогенных железисто-кремнистых и терригенных отложений с породами спилито-кератофировой формации.

Район Сурских магнитных аномалий сложен тем же комплексом пород, что и Верховцевский. В строении его принимают участие главным образом метаморфизованные туфо-вулканогенные породы основного, ультраосновного, среднего и кислого состава, перемежающиеся с осадочными железисто-кремнистыми роговиками и сланцами.

В отличие от Верховцевского, в Сурском районе преобладают вулканогенные образования, тогда как типичные осадочные породы незначительно распространены. Пласты хемогенно-осадочных железисто-кремнистых пород имеют незначительные мощности и характеризуются низким содержанием железа.

Стратиграфия

На основании геологического и петрографического изучения всего комплекса пород района общая стратиграфическая схема его вырисовывается в следующем виде (табл. 60).

Таблица 60

Стратиграфическая схема метаморфических пород Сурского района

Серия	Свита	Состав пород	Мощность, *м*
Верхняя базавлукская (сурская железисто-кремнисто-вулканогенно-сланцевая) ($Б_в$)	Железисто-кремнисто-сланцево-вулканогенная ($СВ_3$)	Сланцы кварцево-карбонатно-биотито-хлоритовые, биотито-хлорито-кварцево-карбонатные, магнетито-биотито-карбонатно-кварцевые, кварцево-альбито-биотито-хлоритовые, кварцево-альбито-хлорито-серицитовые и другие с прослоями железисто-кремнистых и железисто-силикатно-кремнистых роговиков Амфиболиты и зеленые сланцы	250—650
	Вулканогенно-кератофиро-сланцевая ($СВ_2$)	Кварцевые апокератофиры и их туфы Сланцы кварцево-альбито-серицитовые Очковые кварцево-альбито-хлорито-серицитовые, карбонатно-кварцево-серицитовые, кварцево-альбито-биотитовые, кварцево-альбито-серицитовые и другие сланцы Амфиболиты и зеленые сланцы	1000—2200
	Промежуточная ультрабазито-сланцево-вулканогенная ($СВ_1$)	Серпентиниты, дуниты, карбонатно-тальковые породы, серпентинизированные пироксениты, актинолититы, актинолитовые, актинолито-хлоритовые, антофиллитовые, хлоритовые, карбонатно-хлоритовые и другие сланцы Амфиболиты и зеленые сланцы	950—1650
Нижняя базавлукская (сурская железисто-кремнисто-метабазитовая) ($Б_1$)	—	Амфиболиты, апоспилиты, зеленые сланцы с редкими прослоями железисто-кремнистых роговиков и сланцев (гранато-магнетито-куммингтонитовых, гранато-кварцево-куммингтонито-биотитовых, кварцево-магнетито-хлоритовых, альбито-кварцево-биотито-хлоритовых и др.)	2500—3000

Весь комплекс осадочно-вулканогенных пород района расчленяется на две серии (снизу вверх): нижнюю базавлукскую (сурскую железисто-кремнисто-метабазитовую) (C_1H) мощностью 2500—4000 *м* и верхнюю базавлукскую (сурскую железисто-кремнисто-вулканогенно-сланцевую, (СВ) мощностью до 2500—3500 *м*.

Нижняя базавлукская (сурская железисто-кремнисто-метабазитовая) серия

Породы нижней базавлукской (сурской железисто-кремнисто-метабазитовой) серии развиты в южном, юго-восточном и северо-восточном бортах Сурской брахисинклинали, где разведанная их мощность достигает 2500—4000 *м*, в юго-западном и западном бортах — 0—800 *м*. Истинная мощность пород этой серии не установлена, так как они везде ассимилированы окружающими их плагиоклазовыми гранитами и мигматитами, в которых находятся в виде многочисленных ксенолитов. Породами этой серии сложена также Восточная антиклиналь.

В виду недостаточного количества геологических (разведочных) данных нижняя серия не разделена на свиты, как это сделано для района Верховцевских аномалий, но, судя по данным отдельных скважин (в юго-западном борту брахисинклинали и других местах), здесь также развиты породы, которые, по аналогии с Верховцевским районом, могут быть отнесены к разным свитам.

К нижней серии относятся наиболее древние образования района. Абсолютный возраст метаморфизма этих пород, определенный в лаборатории Института геологических наук АН УССР калий-аргоновым методом по роговой обманке, составляет 2500—2700 млн. лет, что соответствует второй фазе метаморфизма.

Сложена нижняя серия метаморфизованными основными эффузивными породами — аподиабазовыми амфиболитами, амфиболитами (метаморфизованными спилитами), амфиболовыми, зелеными альбито-эпидото-хлорито-актинолитовыми, кварцево-эпидото-альбито-хлоритовыми, эпидото-кварцево-альбито-биотитовыми и другими сланцами с подчиненными маломощными прослоями метаморфизованных первичноосадочных пород. Последние представлены в основном сланцами, среди которых выделяются такие разновидности: гранато-магнетито-куммингтопитовые, гранато-кварцево-куммингтонито-биотитовые, кварцево-хлорито-биотитовые, кварцево-магнетито-хлоритовые и хлорито-биотито-магнетито-кварцевые, эпидото-кварцево-альбито-биотитовые, альбито-кварцево-биотито-хлоритовые и другие.

Наиболее развиты в нижней серии основные вулканогенные породы — амфиболиты и амфиболовые сланцы. Подчиненное значение имеют связанные с амфиболитами зеленые сланцы. Прослои метаморфизованных осадочно-хемогенных пород встречаются довольно редко, что по-видимому, объясняется недостаточной разведанностью и отсутствием перекрытого разреза.

Ниже приводится краткая петрографическая характеристика пород нижней серии.

Среди амфиболитов, представляющих собой метаморфизованные основные эффузивы, выделяются следующие текстурно-структурные разновидности: 1) аподиабазовые и аподиабазо-порфиритовые амфиболиты с более или менее сохранившимися реликтами первичной (диабазовой) структуры; 2) собственно амфиболиты — перекристаллизован-

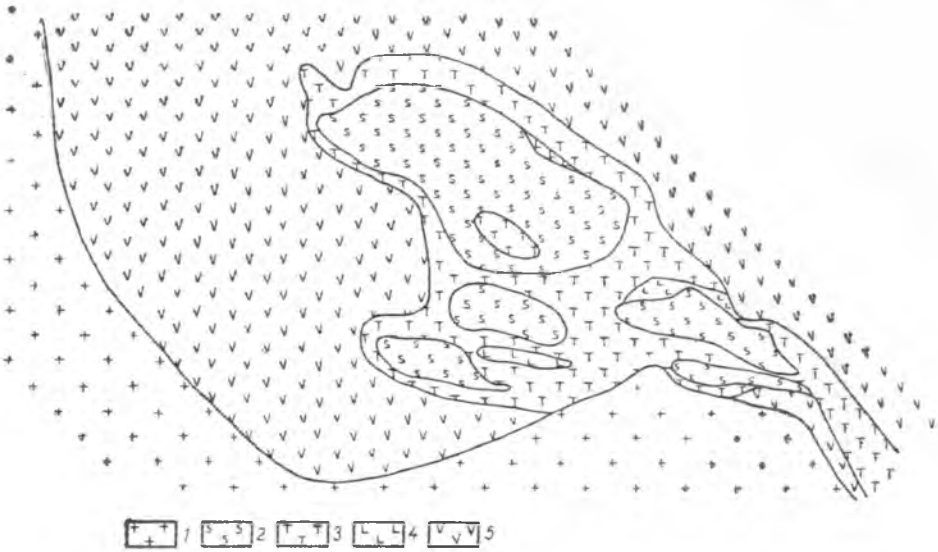

Рис. 16. Схематическая геологическая карта Правдинского серпентинитового массива.
1 — граниты и их мигматиты, *2* — серпентиниты, *3* — карбонатно-тальковые породы, *4* — актинолититы, *5* — амфиболиты.

ные спилиты, утратившие структуру первоначальной породы. Среди них выделяются массивные порфиробластовые и сланцеватые (гнейсовидные) разности.

Строгой закономерности в распределении амфиболитов, различных по структурно-текстурным особенностям, нет. Правда, амфиболиты, залегающие вблизи контакта с гранитами, обычно имеют ясно выраженную сланцеватую текстуру и гранобластовую структуру. В обнажении по р. Мокрой Суре и по некоторым скважинам (119, 121, 128 и др.) района рудника «Правда» наблюдается переслаивание амфиболитов разной крупности зерна и разной степени рассланцевания (рис. 16). Здесь чередуются крупно- и мелкозернистые, порфировидные амфиболиты, массивные и сланцеватые их разности. Такое частое изменение состава, зернистости, текстуры и структуры породы в пределах одного обнажения, одной скважины и даже одного штуфа является доказательством их эффузив-

ного происхождения. Порфировидные разности обычно приурочены к внутренним частям покровов.

Аподиабазовые амфиболиты распространены в восточной части Сурской брахисинклинальной структуры — Восточной антиклинали (по скважинам); кроме того, они встречены в обнажениях на р. Мокрой Суре. Внешне это темно-зеленовато-серые, местами почти черные породы от тонко- до крупнозернистых, иногда порфировидные. Порфиробласты образуют кристаллы темного амфибола и зеленовато-желтоватые кристаллы цоизитизированного плагиоклаза.

Главными составными частями аподиабазовых амфиболитов являются амфиболы и плагиоклаз, в сочетании которых часто сохраняется офитовая структура или реликты ее. Из второстепенных минералов в них встречаются хлорит, эпидот, цоизит, кварц, биотит, серицит, карбонат, сфен, апатит и рудные минералы (титаномагнетит, ильменит, магнетит, пирит и пирротин). Реже наблюдается реликтовая бластоофитовая структура, обусловленная наличием призматических и удлиненно-призматических кристаллов амфибола, в промежутках между которыми находятся ксеноморфные зерна гранулированного плагиоклаза. Между этими двумя видами структур существуют постепенные переходы. В шлифах можно видеть различные стадии перехода удлиненно-призматических зерен плагиоклаза в агрегаты мелких зерен до полного исчезновения первичных контуров плагиоклаза.

Наблюдаются постепенные переходы от массивных разностей к сланцеватым. Массивные разности характеризуются реликтовой структурой.

Роговая обманка образует широкопризматические, таблитчатые, реже удлиненно-призматические кристаллы с оборванными концами размером от 0,1 до 2—3 *мм*. Плеохроизм — от зеленого или синевато-зеленого по *Ng* до светло-желтоватого по *Np*. Иногда окраска амфибола пятнистая. Наблюдаются псевдоморфозы роговой обманки по широкопризматическим формам, по-видимому, пироксена в виде мелких призматических кристаллов, ориентированных параллельно. В более измененных разностях роговая обманка имеет форму неправильных изрезанных кристаллов, часто расчлененных на агрегаты мелких зерен.

Актинолит представлен широкопризматическими, шестоватыми и игольчатыми кристаллами, а также неправильными зернами с изрезанными краями. Иногда они образуют сноповидные, слегка изогнутые агрегаты. Актинолит часто замещает роговую обманку, обусловливая ее пятнистость. Он характеризуется бледной окраской и слабым плеохроизмом: по *Ng* — бледно-зеленый, по *Np* — бесцветный. В образцах из скв. 309 удлиненно-призматические кристаллы (3—5 *мм*) актинолита замещены в разной степени тонкочешуйчатым хлоритом.

Плагиоклаз представлен андезином, олигоклазом и альбитом. Он образует удлиненно-призматические (до 1—2 *мм*) лейстовидные, таб-

литчатые кристаллы и неправильные зерна (0,02—0,2 *мм*). Нередко плагиоклаз перекристаллизован (гранулирован) и превращен в агрегат мелких изометрических зерен. В измененных аподиабазовых амфиболитах плагиоклаз чаще полностью замещен минералами группы эпидота, сохраняя при этом первоначальную призматическую форму.

Хлорит обычно развивается по амфиболу, замещая местами полностью его кристаллы. Хлорит характеризуется зеленой окраской и слабым плеохроизмом: по Ng — зеленый по Np — зеленовато-желтоватый с отрицательным удлинением и серовато-желтоватыми цветами интерференции. Между лейстами плагиоклаза и кристаллами амфибола встречаются участки совершенно изотропного или слабо поляризующего хлорита, представляющего собой, по-видимому, раскристаллизованное вулканическое стекло.

Эпидот и цоизит встречаются всегда в количестве от единичных зерен до 60—80%. Обычно они замещают плагиоклаз, реже развиваются по амфиболу. Представлены идиоморфными призматическими кристаллами, неправильными зернами и бесструктурными землистыми скоплениями.

Кварц выявлен в небольшом количестве в виде неправильных зерен, разбросанных равномерно в породе, или линзовидных и неправильной формы скоплений, а также тонких прожилок.

Биотит, серицит и карбонат распространены незначительно. Характерно наличие кристаллов сфена, часто с реликтами титаномагнетита.

Аподиабазовые амфиболиты чаще залегают неглубоко и в скважинах представлены преимущественно выветренными породами, в значительной степени эпидотизированными и хлоритизированными. Амфибол в них почти полностью замещен хлоритом, а плагиоклаз — минералами группы эпидота с примесью зерен кварца и карбоната. Можно проследить все стадии перехода от сравнительно свежих пород до полностью измененных, утративших, благодаря развитию вторичных минералов, даже реликты структур исходных пород.

Химический состав аподиабазовых амфиболитов приведен в табл. 61 (ан. *1*, *2*).

Аподиабазо-порфиритовые амфиболиты связаны с аподиабазовыми амфиболитами и, по-видимому, слагают центральные части покровов. Встречены они скважинами в северной части восточного крыла Сурской брахисинклинали. Внешне это темно-зеленые породы от средне- до крупнозернистых, с бластопорфировыми вкрапленниками роговой обманки, реже цоизитизированного плагиоклаза размером 3—5 *мм*, реже — до 1 *см*. Основная масса сложена из мелких лейст и неправильных зерен олигоклаза и альбита, мелких призм актинолита, зерен цоизита, эпидота, карбоната и кварца, чешуек хлорита, иногда

Таблица 61

Химические анализы пород нижней базавлукской серии (вес. %)

Компонент	Аподиабазовый амфиболит, скв. 772, гл. 64,25—65,5 *м*; ан. *1*	Аподиабазовый амфиболит скв. 44, гл. 123—133 *м*; ан. *2*	Аподиабазо-порфиритовый амфиболит, скв. 7845, гл. 106—109 *м*; ан. *3*	Аподиабазо-порфиритовый амфиболит, скв. 7872, гл. 134—139 *м*; ан. *4*	Амфиболит, скв. 128; ан. *5*	Амфиболит, скв. 6493, гл. 62—65,5 *м*; ан. *6*	Амфиболит, скв. 12362, гл. 52—53,5 *м*; ан. *7*	Амфиболит сланцеватый скв. 691, гл. 82,5—83 *м*; ан. *8*	Амфиболит сланцеватый, скв. 121, гл. 150—158 *м*; ан. *9*	Амфиболит сланцеватый, скв. 6490, гл. 63,8—67,2 *м*; ан. *10*	Амфиболит скв. 364, гл 105,4—110,9 *м*; ан. *11*
SiO_2	48,99	46,18	49,06	44,27	49,00	49,44	45,36	49,67	48,78	48,77	57,61
TiO_2	0,60	0,78	0,42	0,77	0,63	1,22	0,75	0,45	0,58	0,44	0,59
Al_2O_3	14,67	13,56	15,34	16,33	12,01	12,93	17,07	15,62	14,82	15,28	10,44
Fe_2O_3	2,63	3,70	2,80	3,32	3,90	3,56	5,44	2,44	2,62	0,32	5,70
FeO	10,18	10,42	7,45	9,10	12,32	11,35	6,89	9,05	11,21	9,69	6,80
MnO	0,11	0,27	0,19	0,20	0,22	0,21	0,16	0,12	0,21	0,19	0,9
CaO	9,44	9,80	9,74	10,65	7,31	9,42	8,50	10,36	8,96	10,39	0,58
MgO	8,65	8,88	8,77	9,72	6,04	6,57	7,78	8,34	7,27	9,61	10,30
K_2O	0,53	0,78	1,17	1,03	1,06	0,27	0,53	0,71	0,32	0,22	0,51
Na_2O	2,06	2,21	2,61	1,85	2,26	2,29	2,15	2,13	3,02	2,33	0,22
P_2O_5	0,14	0,20	0,31	0,25	0,16	0,16	0,092	0,13	0,17	0,36	0,30
П.п.п.	1,94	0,70	1,49	2,76	4,15	1,67	4,16	1,07	2,01	1,47	7,59
CO_2	—	—	—	—	0,98	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,94	100,22	100,63	100,25	99,60	99,89	99.81	100,09	99,97	100,19	101,54
Химические коэффициенты											
F	24,8	26,5	20,2	22,2	35,55	30,81	24,22	22,2	28,0	19,5	31,2
A	20,6	18,5	22,1	21,2	19,16	19,06	24,82	29,6	21,5	21,0	19,0
M	30,6	30,7	32,2	31,7	24,19	24,66	28,51	21,8	26,9	33,4	47,7
C	24,0	24,3	25,5	25,0	21,10	25,42	22,45	26,4	23,6	26,1	2,1
FM	55,4	57,2	52,4	53,9	59,74	55,47	52,73	44,0	54,9	52,9	78,8

биотита и серицита. Из второстепенных минералов отмечаются редкие зерна апатита, циркона, сфена (с реликтами титаномагнетита), пластинки ильменита и призмочки турмалина.

Роговая обманка бластопорфировых вкрапленников обычно содержит пойкилобластовые вростки альбита и более основного плагиоклаза (альбит-олигоклаза и андезина) призматической формы. Они чаще свежие, с полисинтетическими двойникам. В некоторых образцах пойкилофитовые вростки частично или полностью замещены минералом группы эпидота с примесью кварца и хлорита. Роговая обманка окрашена в го-

лубовато-зеленый цвет; нередко замещается светло-зеленым актинолитом и бывает пятнистой. Встречаются вкрапленники и полностью актинолитизированного обесцвеченного амфибола. В некоторых шлифах вокруг порфиробластов роговой обманки расположены призматические и лучистые кристаллы актинолита. В образцах из скв. 514 и 673 среди актинолитизированной роговой обманки встречены очень мелкие реликты зеленовато-бурого амфибола.

Бластопорфировые выделения *плагиоклаза* встречаются редко. Они представлены широкотаблитчатыми кристаллами полностью цоизитизированного плагиоклаза величиной до 0,5—1 *см*, расположенными в основной ткани, состоящей из агрегата зерен эпидота, цоизита, альбита, кварца, карбоната, призмочек актинолита, чешуек хлорита, биотита, серицита. Из акцессорных минералов наблюдаются зерна сфена, апатита и рудных минералов. В некоторых образцах видны округлые и неправильной формы миндалины, выполненные тонкочешуйчатым хлоритом, совместно с карбонатом, только карбонатом или минералом группы эпидота. В измененных породах миндалекаменная структура распознается с трудом, так как она замаскирована развитыми вторичными минералами. Химический состав аподиабазо-порфиритовых амфиболитов представлен в табл. 61 (ан. *3*, *4*).

Среди собственно амфиболитов различаются массивные и сланцеватые разности.

Массивные амфиболиты встречены в районе Сурско-Михайловки скв. 128, 364, 665, 722, 6493, 13162 и др. Внешне это серо-зеленые до темнозеленых мелкозернистые и среднезернистые породы массивной текстуры. Под микроскопом в них ясно различима микропорфиробластовая структура, обусловленная наличием неправильных и округлых зерен амфибола величиной до 0,5, редко 2 *мм*, выделяющихся среди тонкозернистой основной ткани, сложенной из агрегата тонких призмочек актинолита, чешуек хлорита, биотита, мелких зерен альбита, кварца, эпидота, цоизита и карбоната. Из акцессорных минералов встречаются единичные зерна апатита, циркона, сфена и рудных минералов. Минералы основной ткани распределяются неравномерно. В одних шлифах или участках шлифа промежутки между порфиробластами выполнены мелкозернистым агрегатом плагиоклаза или плагиоклаза и кварца с ничтожной примесью актинолита и других минералов; в других — преобладает минерал группы эпидота, или актинолит, или хлорит, а все другие минералы имеют резко подчиненное значение. Поэтому структура основной ткани меняется от гранобластовой до гранонематобластовой и нематолепидобластовой.

Порфиробласты амфибола представлены обыкновенной зеленой роговой обманкой, реже окрашенной в более густой голубовато-зеленый цвет; часто окраска пятнистая. В зеленой роговой обманке наблюдаются

участки (приуроченные чаще к середине зерен) густо голубовато-зеленой или бледно-зеленой актинолитизированной разности.

По минеральному составу собственно амфиболиты аналогичны аподиабазовым амфиболитам и отличаются от последних только по структуре — по отсутствию признаков первичной структуры. Химический состав этих амфиболитов приведен в табл. 61 (ан. *5—7*).

Гранобластовые сланцеватые амфиболиты развиты на обоих крыльях синклинали в приконтактных с гранитами участках. Макроскопически это темно-зеленые и зеленовато-серые среднезернистые гнейсовидные породы.

Главными составными частями их являются роговая обманка и плагиоклаз, второстепенными: кварц, биотит, хлорит, серицит, эпидот, карбонат, акцессорными: сфен, апатит, циркон и рудные минералы. Структура гранонематобластовая, обусловленная развитием удлиненно-призматических кристаллов амфибола длиной 0,5—3 *мм*, ориентированных субпараллельно друг другу, и гранобластовая вследствие наличия изометричных зерен плагиоклаза и кварца величиной 0,05—0,4 *мм*. Текстура их явносланцеватая.

Роговая обманка обычно окрашена в зеленый, реже голубовато-зеленый цвет и плеохроирует до бледно-желтоватого или зеленовато-желтоватого. Иногда она частично актинолитизирована и бывает пятнистой. В породе роговая обманка распределяется неравномерно: чередуются полоски, состоящие исключительно из субпараллельных зерен роговой обманки и полоски, сложенные преимущественно из зерен плагиоклаза и кварца. Такое чередование придает породе гнейсовидный облик. Вблизи контакта с гранитами наблюдается развитие по роговой обманке буро-коричневого биотита.

Плагиоклаз образует таблитчатые кристаллы и изометричные округлые и овальные зерна, размерами 0,05—0,4 *мм*. Плагиоклаз свежий, с тонкими полисинтетическими двойниками. Судя по углам симметричного угасания двойников и показателям преломления, состав плагиоклаза изменяется от олигоклаза до андезина (№ 25—35).

Кварц содержится в незначительном количестве, но встречаются участки сильно окварцованных амфиболитов, в которых кварц послойно замещает как плагиоклаз, так и роговую обманку.

Химический состав гранобластовых сланцеватых амфиболитов приведен в табл. 61 (ан. *8—10*).

Роговообманковые сланцы связаны с гранобластовыми сланцеватыми амфиболитами и отличаются от последних меньшим содержанием плагиоклаза. Встречены в северной части восточного крыла Сурской брахисинклинали. Внешне это темно-зеленые сланцеватые породы. Минеральный состав следующий (%): обыкновенная зеленая роговая обманка — 75—90 (иногда частично актинолитизирована), хло-

рит — 5—10; в небольшом количестве наблюдаются эпидот, цоизит, кварц, карбонат, сфен и рудные минералы. Структура породы нематобластовая, текстура сланцеватая. Роговая обманка образует удлиненно-призматические субпараллельно ориентированные кристаллы. Чешуйки хлорита, зерна кварца и плагиоклаза обычно вытянуты по сланцеватости.

Альбито-эпидото-хлорито-актинолитовые сланцы встречены скв. 359, 511, 634 и другими на восточном крыле синклинали. Генетически они связаны с аподиабазовыми амфиболитами, от которых отличаются большим развитием хлорита и тонких призмочек актинолита. Минеральный состав их следующий (%): актинолит — 50—60, иногда с мелкими реликтами роговой обманки: хлорит (рипидолит,— 10—30; минералы группы эпидота — 5—10; альбит в мелких изометричных зернах — 10—15. В небольшом количестве обнаружены кварц, биотит, сфен, циркон, рудные минералы (магнетит, пирит, пирротин). Структура гранонематобластовая и гранолепидонематобластовая; текстура сланцеватая.

Зеленые кварцево-эпидото-альбито-хлоритовые сланцы пересечены скв. 7963, 7964, 7966 на восточном крыле брахисинклинали, где они тесно связаны с аподиабазовыми амфиболитами. Внешне представляют собой зеленовато-серые и серо-зеленые тонкозернистые сланцеватые породы, местами окварцованные и карбонатизированные. Минеральный состав (%): хлорит — 45—80, альбит — 20—40, кварц — 8—10, эпидот — 0—10, биотит — 0—3, серицит — 0—1; рудные минералы — в единичных зернах. Структура гранолепидобластовая, текстура сланцеватая.

Хлорит образует мелкие чешуйки и листочки, располагающиеся субпараллельно, плеохроирует от зеленого и буровато-зеленого по *Ng* до зеленовато-желтоватого и желтоватого по *Np*. Удлинение положительное, цвета интерференции желтовато-серые.

Альбит находится в мелких неправильных, часто вытянутых по сланцеватости зернах, реже в призматических кристаллах.

Кварц представлен зернами неправильной формы.

Биотит и серицит — в тонких чешуйках, ассоциирующих с хлоритом.

Эти сланцы являются производными аподиабазовых амфиболитов, в которых амфиболит полностью замещен хлоритом, иногда совместно с биотитом, а плагиоклаз — альбитом и цоизитом. По степени метаморфического преобразования они относятся к низкотемпературной ступени динамотермального метаморфизма, при которой еще устойчив альбит. Химический состав этих сланцев характеризуется анализами, приведенными в табл. 61.

Зеленые эпидото-кварцево-альбито-биотитовые сланцы встречены отдельными скважинами среди амфиболитов

у контакта с гранитами. Мощность их не выяснена. Макроскопически это темно-серые сланцеватые породы с обогащенными биотитом участками мощностью от 2—3 до 30 *см*. Часты в них кварцевые и карбонатно-кварцевые прожилки; по трещинам заметны налеты пирита. Местами встречаются выделения бледно-розового граната. Эти сланцы состоят из кварца, альбита, биотита, хлорита, карбоната, тонкоагрегатного эпидота, граната, магнетита и пирита. Структура породы лепидогранобластовая, текстура сланцеватая.

Кварц и альбит составляют до 50% объема породы. Они представлены изометричными зернами с неправильными контурами, размером до 0,2 *мм*; отличаются между собой по светопреломлению.

Биотит представлен удлиненными табличками и чешуйками, ориентированными чаще в одном направлении. Иногда чешуйки его скопляются в отдельные полоски.

Плеохроизм биотита от буро-коричневого по *Ng* до бледно-желтоватого по *Np*. Часты в нем плеохроичные дворики вокруг мельчайших включений неопределенного состава. Содержание биотита в породе изменчиво, иногда достигает 20—30%.

Хлорит наблюдается редко в виде мелких неправильной формы листочков. Отличается слабо зеленоватой окраской по *Ng* и бесцветностью по *Np*, прямым угасанием и положительным удлинением.

Минералы группы *эпидота* встречаются в тонкоагрегатных и землистых массах.

Карбонат (кальцит) обнаружен в небольшом количестве в виде неправильных зерен с полисинтетическими двойниками.

Гранат встречается редко, представлен мелкими бесцветными зернами.

Магнетит и пирит наблюдаются в виде мелких единичных зерен.

В западном крыле синклинали породы нижней базавлукской серии в основном ассимилированы более поздней гранитной интрузией и сохранились лишь в виде незначительных останцев, встреченных скважинами среди плагиоклазовых мигматитов (район совхоза «Правда»).

Метаморфизованные осадочные породы в нижней базавлукской серии встречены лишь единичными скважинами в северо-восточной части восточного крыла и в южном замке синклинали. Представлены они глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистыми породами, к которым относятся: 1) гранато-магнетито-куммингтонитовые, 2) гранато-кварцево-куммингтонито-биотитовые, 3) кварцево-хлорито-биотитовые, 4) кварцево-магнетито-хлоритовые и хлорито-биотито-магнетито-кварцевые, 5) эпидото-кварцево-альбито-биотитовые, 6) альбито-кварцево-биотито-хлоритовые и другие сланцы.

Гранато-магнетито-куммингтонитовые сланцы встречены в северо-восточной и южной частях структуры скв. 696 и 16573

в виде пластов мощностью 4—10 *м*, залегающих среди амфиболитов и сланцев.

Внешне это буровато-зеленоватые породы с лучистыми агрегатами зеленых кристаллов амфибола и темно-бурыми зернами граната. Породы от тонко- до грубополосчатых: чередуются полоски куммингтонитовые, магнетито-куммингтонитовые мощностью от 0,5 до 5—10 *мм*; реже наблюдаются прослойки, обогащенные магнетитом или гранатом, толщиной не более 2 *мм*.

Количественный минеральный состав этих сланцев по пяти шлифам изменяется в таких пределах (%): куммингтонит — 40—50, магнетит — 10—30, гранат — 10—40, кварц — 0—5, сине-зеленая роговая обманка 0—5. В единичных чешуйках наблюдаются хлорит и биотит.

Структура породы изменяется от прослоя к прослою, представляя собой сочетание нематобластовой и гранонематобластовой. Текстура сланцеватая.

Куммингтонит образует удлиненно-призматические кристаллы длиной 0,05—0,8 *мм*, ориентированные субпараллельно. Он бесцветен, часто с полисинтетическими двойниками. В скв. 696 наблюдается замещение куммингтонита сине-зеленой роговой обманкой, которое начинается по трещинам спайности и с краев кристаллов. В отдельных шлифах куммингтонит замещается буроватым слюдистым минералом.

Магнетит представлен отдельными неправильными зернами, иногда скопляющимися в полиэдрические сростки и сплошные полоски с небольшим количеством неправильных зерен кварца. Мощность полосок магнетита не превышает 2 *мм*.

Гранат образует округлые и неправильные зерна размером 1—5 *мм*, распределенные в породе неравномерно. В шлифе бесцветен и обычно содержит большое количество включений рудного минерала, хлорита и кварца.

Гранато-кварцево-куммингтонито-биотитовые сланцы встречены в тех же скважинах, что и гранато-магнетито-куммингтонитовые, от которых отличаются наличием биотита и кварца. Количественный минеральный состав их по трем шлифам изменяется в таких пределах (%): биотит — 20—40, куммингтонит — 20—30, кварц — 20—35, гранат — 5—10, магнетит — 3—10. Из акцессорных минералов встречены турмалин, циркон и пирит. Тонкополосчатая текстура породы обусловлена неравномерным послойным распределением минералов: выделяются полоски, обогащенные одним или двумя породообразующими минералами, тогда как другие находятся в резко подчиненном количестве или их вовсе нет.

Гранато-кварцево-хлорито-биотитовые и кварцево-биотито-хлоритовые сланцы встречены в южной и юго-западной частях структуры скв. 6227, 25094 и другими в виде незна-

чительных прослоев, перемежающихся с гранато-кварцево-куммингтонито-биотитовыми сланцами. Внешне это зеленовато-серые тонкослоистые породы с чередующимися прослоями существенно хлоритовыми или биотитовыми, кварцевыми и смешанными мощностью 0,2—4 *мм*. Главными составными частями их являются хлорит и биотит, находящиеся в переменном количестве и составляющие от 30 до 70% породы, кварц — 10—30, гранат — 5—20, магнетит — 3—10%.

Кварцево-магнетито-хлоритовые и хлорито-биотито-магнетито-кварцевые сланцы встречены скважинами в южной и юго-западной частях структуры. Внешне они представляют собою полосчатые породы серого и темно-серого цвета. Полосчатость в них проявляется в чередовании прослоев следующего состава (%): 1) светло-серых роговиковых, кварцевых и карбонатно-кварцевых, состоящих из кварца — 80—90, или кварца с примесью карбоната — до 20;

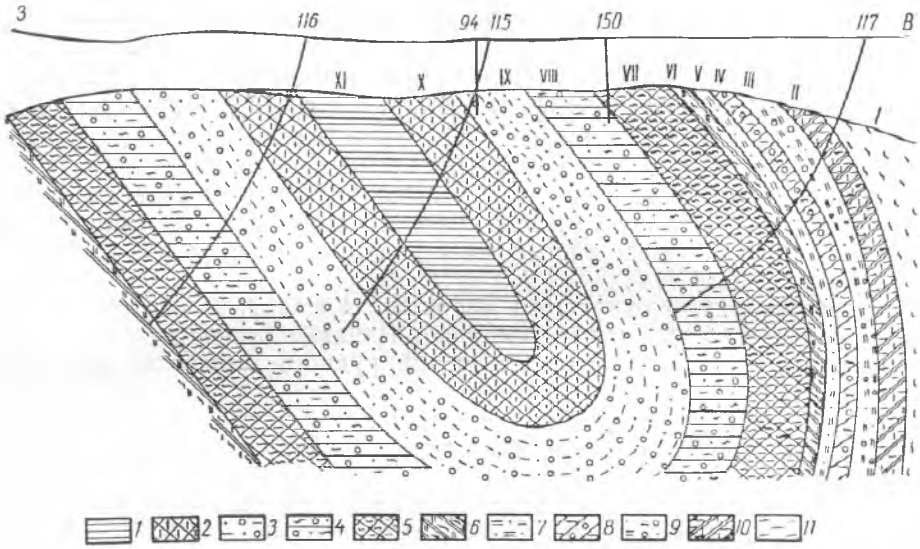

Рис. 17. Геологический разрез верхней железисто-кремнисто-сланцево-вулканогенной свиты.

1 — грубополосчатые магнетито-кварцево-биотито-хлоритовые сланцы с прослоями магнетито-биотито-карбонатно-кварцевых роговиков; *2* — грубополосчатые биотито-хлорито-кварцево-карбонатные, биотито-кварцево-хлоритовые, биотито-серицито-кварцево-карбонатные сланцы с прослоями магнетито-кварцево-карбонатных роговиков; *3* — магнетито-хлорито-биотито-карбонатно-кварцевые сланцы с прослоями карбонатно-кварцево-биотито-хлоритовых; *4* — сланцы хлорито-кварцево-карбонатные и биотито-хлорито-карбонатно-кварцевые с прослоями альбито-хлорито-серицито-кварцевых; *5* — сланцы кварцево-карбонатно-биотито-хлоритовые с прослоями роговиков; *6* — сланцы кварцево-альбито-биотито-серицито-хлоритовые с тонкими прослойками роговиков; *7* — сланцы кварцево-альбито-хлорито-серицитовые и кварцево-серицитовые; 8 — сланцы кварцево-карбонатно-хлоритовые с прослоями безрудных роговиков; *9* — сланцы биотито-серицито-хлорито-карбонатно-кварцевые; *10* — сланцы карбонатно-кварцево-биотито-серицито-хлоритовые; *11* — сланцы кварцево-хлоритовые; *I* — XI — номера пластов.

2) темных смешанных, состоящих из кварца — 35—40, магнетита — 10—30, карбоната — 0—20, хлорита — 5—20; 3) зеленых силикатных прослоев, сложенных хлоритом — 40—50, кварцем — 30—40, биотитом — 0—20, магнетитом — 0—5.

Мощность прослоев изменяется от 0,5 до 1,5—2 *см*, реже до 4 *см*.

Верхняя базавлукская (сурская железисто-кремнисто-сланцево-вулканогенная) серия

К этой серии относится верхняя часть геологического разреза района (рис. 17). Состоит она из пород различных как по составу, так и по генезису. В нижней части серии широко развиты вулканические породы ультраосно́вного состава, перемежающиеся с основными, реже кислыми вулканическими породами и их туфами. В средней части разреза преобладают кислые вулканогенные породы с подчиненными пачками осно́вных вулканогенных и туфо-терригенных пород. Верхняя часть разреза сложена хемогенными железисто-кремнистыми отложениями — малорудными железисто-карбонатно-кремнистыми и железисто-силикатно-кремнистыми роговиками и сланцами. Общая мощность серии составляет 4500 *м*. В составе верхней сурской железисто-кремнисто-сланцево-вулканогенной серии выделяются три свиты: 1) промежуточная ультрабазито-сланцево-вулканогенная ($СВ_1$), 2) средняя вулканогенно-кератофиросланцевая ($СВ_2$), 3) верхняя железисто-кремнисто-сланцево-вулканогенная ($СВ_3$).

ПРОМЕЖУТОЧНАЯ УЛЬТРАБАЗИТО-СЛАНЦЕВО-ВУЛКАНОГЕННАЯ СВИТА ($СВ_1$)

Эта свита развита на западном и северном крыльях брахисинклинали, где она хорошо разбурена скважинами детальной разведки. К хорошо разбуренным участкам относятся Петровский, Карнауховский и Николаевский (рис. 18 и 19). На западном крыле брахисинклинали эта свита вскрыта рядом мелких поисковых скважин, которые распределены довольно неравномерно. В этой свите широко развиты интрузивные ультраосно́вные породы, представленные дунитами, серпентинитами, пироксенитами, карбонатно-тальковыми породами, антофиллитовыми сланцами, актинолититами, хлорито-актинолитовыми и хлоритовыми сланцами. Ультраосно́вные породы образуют межпластовые интрузии и незначительных размеров массивы. Приурочены они главным образом к контакту нижней и верхней серий и прослеживаются по западному крылу структуры на протяжении 45—50 *км*.

Тела ультраосно́вных пород обычно имеют вытянутую по простиранию пород или линзовидную форму. Залегают среди амфиболитов и сланцев. Размеры их приведены в табл. 62.

Отнесение интрузивных ультраосно́вных пород к указанной свите произведено нами на том основании, что они занимают вполне определенное стратиграфическое положение, размещаются согласно в складчатой структуре вмещающих пород и участвуют совместно с ними в складчатости. Кроме указанных массивов, ультраосно́вные породы образуют согласные тела незначительных размеров в толще кварцево-хлоритовых и кварцево-хлорито-биотитовых сланцев.

Дуниты встречены в Правдинском (скв. 12250) и Николаевском (скв. 8917) участках в виде небольших останцев среди серпентинитов.

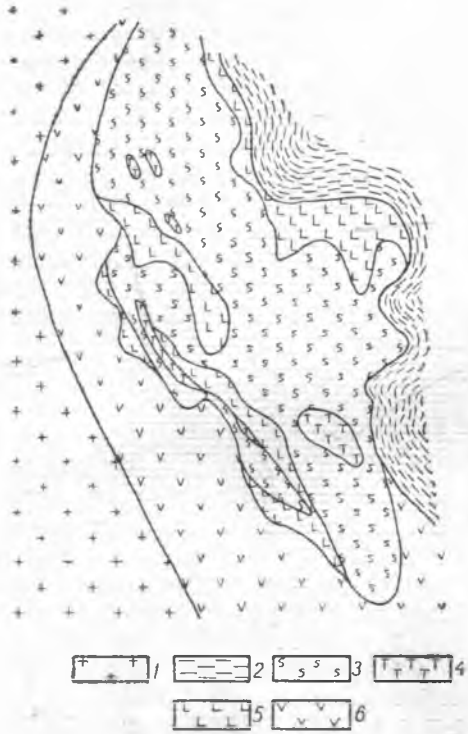

Рис. 18. Схематическая геологическая карта Петровского серпентинитового массива.

1 — граниты и их мигматиты, *2* — кварцево-хлоритовые, кварцево-амфиболо-хлоритовые сланцы, *3* — серпентиниты, *4* — тальково-карбонатные породы, *5* — актинолито-антофиллито-тремолитовые породы, *6* — амфиболиты.

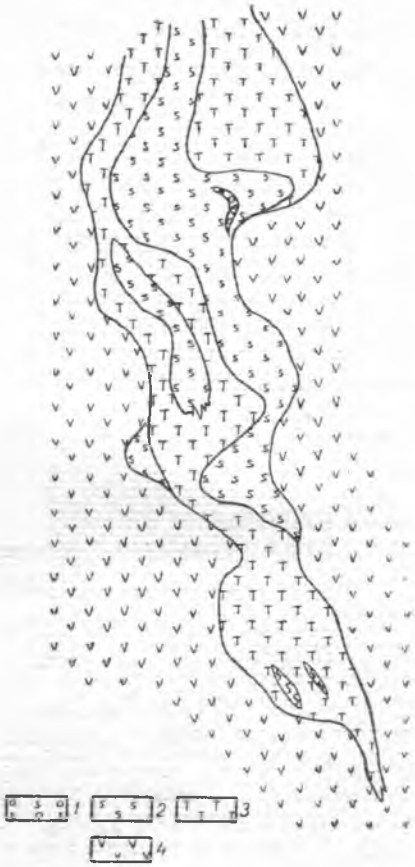

Рис. 19. Схематическая геологическая карта Николаевского серпентинитового массива.

1 — дуниты серпентинизированные, *2* — серпентиниты, *3* — карбонатно-тальковые породы, *4* — амфиболиты.

Макроскопически это темно-серые до черных, очень плотные породы с большим количеством тонких прожилков карбоната мощностью от 0,1 до 1—3 *см*. Обычно они в той или иной степени серпентинизированы. Минеральный состав дунитов следующий (%): оливин — 50—80, серпентин (хризотил) — 20—40, магнетит — 2—7. В незначительном количестве наблюдаются тальк, карбонат, тремолит. Структура панидиоморфнозернистая, в серпентинизированных разностях — петельчатая и петельчато-решетчатая.

Оливин сравнительно свежий, образует зерна до 1—2,5 *мм*, $Ng = 1{,}684 \pm 0{,}002$, $Np = 1{,}648 \pm 0{,}002$, $Ng - Np = 0{,}036$. В отдельных

Таблица 62

Название участка	Длина, *м*	Ширина, *м*	Площадь, *км*²
Петровский	2500	900	2,25
Правдинский	5600	2000	11,2
Карнауховский	2386	480	1,14
Николаевский	1200	225	0,27

образцах кристаллы его усеяны пылевидными зернышками магнетита, реже более крупными зернами магнетита — до 0,2—0,4 *мм*.

В серпентинизированных разностях зерна оливина пересекаются мелкими жилками хризотила, образующими неправильные петли.

Карбонат образует тонкие прожилки по трещинкам породы. Изредка наблюдаются единичные листоватые кристаллы *тремолита*, развивающиеся по оливину.

Химический состав дунитов приведен в табл. 63 (ан. *12—15*).

Серпентиниты преобладают в составе ультрабазитовой свиты. Они образуют массивы в виде согласных пластовых интрузивных тел. Среди серпентинитов различаются антигоритовые, антигорито-хризотиловые и хризотиловые разности.

На Карнауховском и Николаевском участках развиты антигоритовые и хризотило-антигоритовые серпентиниты, причем в центральных частях массива наблюдаются антигоритовые и хризотило-антигоритовые разности, а в краевых — хризотиловые. Серпентиниты Петровского и Правдинского участков представлены хризотиловыми и антигорито-хризотиловыми разностями. В краевых частях массивов серпентиниты отальковано и преобразованы в карбонатно-тальковые сланцы. У некоторых тел наблюдается довольно четкая зональность: серпентиниты → отальковано серпентиниты → карбонатно-тальковые и тальковые сланцы → антофиллитовые породы → тремолито-актинолитовые сланцы → хлорито-актинолитовые сланцы → актинолито-хлоритовые сланцы →

Таблица 63

Химические анализы пород промежуточной ультрабазито-сланцево-вулканогенной свиты (вес.%)

Компонент	Дунит, скв. 12250, гл. 313,0 м; ан. *12*	Дунит, скв. 8917, гл. 136,0 м; ан. *13*	Дунит серпентинизированный, скв. 12250, гл. 97,5 м; ан. *14*	Дунит серпентинизированный, скв. 12250, гл. 115,0—118,0 м; ан. *15*	Серпентинит, скв. 7894, гл. 91,0—99,0 м; ан. *16*	Серпентинит, скв. 12235, гл. 22,7—22,9 м; ан. *17*	Серпентинит, скв. 12235, гл. 229,0 м; ан. *18*	Серпентинит антигоритовый, скв. 12250, гл. 88,2—89,4 м; ан. *19*	Карбонатно-тальковая порода, скв. 7886, гл. 71,5—74,5 м; ан. *20*	Карбонатно-магнетито-тальковая порода, скв. 7886, гл. 80,0—86,0 м; ан. *21*	Сланец карбонатно-тальковый, скв. 7905, гл. 50,0—58,0 м; ан. *22*	Сланец тальковый, скв. 7891, гл. 75,0—77,0 м; ан. *23*	Сланец тальковый, скв. 7905, гл. 44,5 м; ан. *24*	Сланец карбонатно-тальковый, скв. 7875, гл. 94,2 м; ан. *25*	Карбонатно-тальковая порода, скв. 7886, гл. 64,0—64,5 м; ан. *26*
SiO_2	34,46	34,58	33,61	32,32	32,99	30,10	33,12	30,72	40,53	40,78	35,02	54,9	46,42	29,33	24,02
TiO_2	Следы	Следы	0,02	Следы	0,06	Следы	0,02	Следы	0,08	0,05	0,08	0,11	0,43	0,05	0,1
Al_2O_3	0,23	0,87	0,24	0,84	0,10	0,73	0,17	0,35	0,31	0,30	0,93	3,53	3,95	0,03	0,4
Fe_2O_3	5,54	5,46	7,39	9,56	5,71	3,74	4,31	5,02	1,46	0,21	4,58	0,61	7,82	1,31	0,8
FeO	2,15	3,02	3,88	4,15	2,43	3,86	3,52	5,25	4,66	3,44	4,18	3,44	9,58	5,22	6,19
MnO	0,05	0,11	0,14	0,06	0,06	0,14	0,12	0,16	0,07	0,05	0,10	0,01	0,02	0,16	0,14
MgO	40,79	41,42	40,56	36,91	35,02	38,30	37,21	35,28	32,0	33,85	33,70	30,10	24,76	37,15	36,24
CaO	0,14	1,56	0,14	0,14	4,48	0,42	0,21	1,54	0,07	0,07	0,07	—	0,07	0,10	0,42
Na_2O	0,21	0,40	0,14	0,13	0,32	0,16	0,15	0,07	0,27	0,30	0,32	0,34	0,59	} 0,67	0,24
K_2O	0,05	0,05	0,06	0,04	0,03	0,06	0,10	0,06	0,06	0,07	0,11	0,03	0,04		0,05
P_2O_5	0,01	0,05	0,05	0,11	0,05	0,11	0,05	0,12	0,09	0,05	0,06	0,05	0,05	0,02	0,06
SO_3	0,19	—	—	0,20	—	0,20	0,08	0,18	—	—	—	—	—	0,19	0,15
$H_2O_{гигр}$	0,70	0,49	0,42	1,04	0,39	0,56	0,32	0,15	0,02	0,04	0,02	0,04	0,01	0,07	0,05
CO_2	1,85	2,72	0,71	0,36	5,25	14,32	—	10,56	16,45	16,10	15,05	0,53	0,47	19,73	31,14
NiO	0,39	0,21	0,22	0,47	0,39	0,66	—	1,25	0,33	0,42	0,32	—	—	0,15	—
CuO	—	—	—	0,085	—	0,07	—	0,17	—	—	—	—	—	—	—
CoO	0,01	0,007	0,01	0,03	—	0,024	—	0,02	—	—	—	—	—	0,01	—
Cr_2O_3	0,40	0,15	0,89	1,03	0,41	0,23	—	0,71	1,64	0,26	0,25	0,47	0,36	0,2	—
S	—	0,09	0,10	—	0,10	—	—	—	0,06	0,03	0,03	0,04	0,05	—	—
П.п.п.	3,31	8,89	11,84	13,11	12,47	8,58	8,51	8,71	1,98	3,37	5,52	6,12	5,70	6,14	0,43
Сумма	100,3	100,07	100,42	100,58	100,26	100,26	100,20	100,32	100,08	99,39	100,34	100,32	100,41	100,63	100,43
F	8,79	9,37	12,63	15,73	10,05	9,86	10,0	12,95	9,3	5,57	12,06	6,73	26,2	8,70	9,5
A	0,18	0,73	0,20	0,71	0,10	0,69	0,2	0,29	0,30	0,32	0,94	4,07	4,4	0,03	0,4
M	90,76	87,51	87,0	81,77	82,3	88,76	89,4	84,07	90,30	94,0	86,90	89,2	69,2	91,07	89,4
C	0,27	2,39	0,17	1,79	7,6	0,69	0,4	2,69	0,10	0,12	0,10	—	0,2	0,20	0,7
FM	99,55	96,88	99,63	97,50	92,35	98,62	99,4	97,02	99,60	99,57	98,96	95,75	95,4	99,77	98,9

Продолжение табл. 63

Компонент	Сланец карбонатно-тальковый, скв. 12174, гл. 99,0—100,0 м; ан. 27	Пироксенит серпентинизированный, скв. 7728, гл. 107,0—110,0 м; ан. 28	Пироксенит серпентинизированный, скв. 6481, гл. 81,5 м; ан. 29	Пироксенит серпентинизированный, скв. 6481, гл. 78,0—82,0 м; ан. 30	Сланец актинолитовый, скв. 12106, гл. 70,0—72,0 м; ан. 31	Сланец хлорито-актинолитовый, скв. 12115, гл. 50,0—53,0 м; ан. 32	Сланец актинолитовый, скв. 12152, гл. 60,0—61,5 м; ан. 33	Сланец актинолитовый, скв. 12203, гл. 35,5 м; ан. 34	Сланец хлорито-актинолитовый, скв. 12127, гл. 47,0 м; ан. 35	Актинолитит, скв. 6485, гл. 27,0—27,8 м; ан. 36	Сланец хлорито-актинолитовый, скв. 672, гл. 97,8—100,5 м; ан. 37	Сланец хлорито-актинолитовый, скв. 7940, гл. 19,0—22,0 м; ан. 38	Сланец карбонатизированный антофиллитовый, скв. 12235, гл. 243 м; ан. 39	Сланец антофиллитовый, скв. 12235, гл. 280,6 м; ан. 40	Сланец хлорито-тремолито-антофиллитовый, скв. 12095, гл. 66,5—70,0 м; ан. 41	Сланец карбонатно-хлоритовый, скв. 7848, гл. 95,0—96,0 м; ан. 42
SiO_2	31,15	32,0	39,0	39,69	51,43	45,82	46,80	46,22	48,33	51,17	47,7	42,8	29,28	31,02	45,95	11,30
TiO_2	0,08	0,06	0,10	0,08	0,36	0,39	0,31	0,39	0,33	0,31	0,13	0,33	Следы	Следы	0,45	0,71
Al_2O_3	0,71	0,10	0,55	1,52	4,02	4,70	5,37	4,32	4,0	4,40	8,80	8,76	0,14	0,46	4,48	3,09
Fe_2O_3	2,44	4,75	4,88	5,68	—	4,93	3,36	5,70	4,54	1,71	2,93	2,43	0,64	0,62	1,39	3,57
FeO	9,18	6,07	7,45	7,06	8,53	11,49	10,23	11,08	10,13	7,72	10,52	11,51	7,04	5,60	11,32	4,32
MnO	0,44	0,14	0,30	0,14	0,09	0,13	0,18	0,13	0,27	0,19	0,21	0,22	0,11	0,11	0,19	0,09
MgO	24,68	32,68	23,52	26,40	24,30	20,14	21,04	21,5	20,78	20,42	22,45	19,94	35,70	35,21	23,72	10,5
CaO	8,49	0,92	8,81	7,03	3,65	7,28	7,66	5,65	6,29	9,44	6,38	6,57	0,28	0,98	3,89	31,97
Na_2O	0,42	0,08	0,04	0,07	0,56	0,15	0,33	0,27	1,97	0,12	0,96	0,38	0,07	0,17	1,42	0,12
K_2O	0,06	0,04		0,04	0,20	0,13	0,10	0,04	0,23	—	0,22	0,02	0,10	0,13	0,34	0,03
P_2O_5	0,08	0,01	0,01	0,07	0,17	0,11	0,57	0,43	0,18	0,24	0,11	0,09	0,05	0,05	0,39	0,08
SO_3	—	0,19	0,18	0,12	—	0,08	—	—	—	—	0,01	0,05	0,07	0,08	—	0,26
$H_2O_{гигр}$	—	0,29	0,09	0,28	—	0,10	—	0,15	—	0,66	—	0,88	0,06	0,08	—	0,35
CO_2	—	16,30	4,22	7,48	—	0,10	0,20	—	—	0,22	—	0,88	24,40	23,01	—	34,14
NiO	—	0,34	0,26	0,23	—	0,11	—	—	—	—	—	—	0,34	0,31	—	—
CuO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CoO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr_2O_3	—	0,46	0,31	0,39	—	0,29	—	—	—	—	—	—	0,08	0,16	—	—
S	—	0,12	0,05	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	22,86	5,32	10,70	4,02	6,92	4,28	4,28	4,82	3,49	3,52	6,24	5,13	1,82	2,25	6,25	Следы
Сумма	100,59	99,87	100,47	100,30	100,23	100,23	100,43	100,71	100,54	100,12	100,56	99,94	100,18	100,24	99,79	100,56
Химические коэффициенты																
F	17,0	14,92	18,05	17,79	14,4	24,56	20,60	25,1	22,8	15,2	19,6	21,4	10,54	8,76	20,0	10,9
A	0,8	0,10	0,67	1,55	4,7	5,13	5,90	4,7	4,5	5,1	9,1	9,5	0,1	0,51	5,0	3,2
M	65,8	83,33	64,56	67,73	73,0	55,8	58,2	59,0	59,7	59,9	59,2	55,6	88,86	88,90	67,0	26,2
C	16,4	1,65	16,72	12,93	7,9	14,51	15,3	11,2	13,0	19,8	12,1	13,5	0,5	1,83	8,0	59,7
FM	82,8	98,25	82,61	85,52	87,4	80,36	78,8	84,1	82,5	75,1	78,8	77,0	94,4	97,66	87,0	37,1

хлоритовые сланцы. Эта последовательность не всегда выдержана. В мелких телах отсутствуют серпентиниты и тальк-карбонатные породы. Маломощные тела обычно представлены актинолититами и хлорито-актинолитовыми сланцами.

Внешне серпентиниты представляют собой зеленовато-серые до черных, местами пятнистые породы, что обусловлено наличием участков светлых, отальковавных и темных, обогащенных магнетитом. Размер пятен — от 0,1 до 1 *см*. Часто серпентиниты рассечены тонкими прожилками карбоната, серпофита и магнетита.

Минеральный состав серпентинитов следующий: антигорит, хризотил (серпофит), брусит, тальк, хлорит, тремолит, карбонаты, магнетит, кварц, хромшпинелиды, сульфиды. Структура в антигоритовых серпентинитах чешуйчатая, игольчатая, листоватая, реже зернистая; в хризотиловых — решетчатая, петельчатая, сетчатая; в хризотило-антигоритовых можно наблюдать сочетание указанных структур.

Хризотил образует тонкие волокна и жилочки, расположенные под углом друг к другу. Наблюдается поперечно- и продольно-волокнистый хризотил с тонкими просечками магнетита.

Антигорит представлен мелкими чешуйками, листочками, иглами или мелкими зернышками.

Серпофит чаще выполняет петли хризотила в виде изотропной или слабополяризующей массы. Реже наблюдается в виде тонких, ветвящихся прожилков.

Брусит наблюдается редко в виде мелких чешуек и листочков.

Тальк также находится в небольшом количестве и развивается в виде мелких чешуек по серициту.

Хлорит встречается редко в виде мелких зеленоватых чешуек.

Карбонаты представлены чаще магнезитом, реже брейнеритом и доломитом. Образуют ветвистые прожилки, неправильной формы скопления и отдельные зерна.

Магнетит содержится в породе постоянно в количестве 1—7%. Образует скопления мелких зерен, неправильные сростки, встречается в виде рассеянных кристаллов, ветвящихся жилок и тонких просечек.

Хромшпинелиды наблюдаются редко в виде неправильных мелких зерен или крупных кристаллов темно-коричневого до черного цвета.

Из *сульфидных* минералов в серпентинитах встречены миллерит, пентландит, пирротин и пирит.

Химический состав серпентинитов приведен в табл. 63 (ан. *16—19*).

Карбонатно-тальковые породы являются производными серпентинитов или амфиболовых пород. Среди карбонатно-тальковых сланцев выделяются следующие разности: хлорито-карбонатно-тальковые, серпентино-карбонатно-тальковые, тремолито-карбонатно-тальковые. Между ними нет резких границ, они связаны между собой посте-

пенными переходами. Внешне это светло-серые и серые с зеленоватым оттенком сланцеватые и массивные породы, жирные на ощупь. Иногда в них заметны мелкие вкрапленники пирита. Главными породообразующими минералами их являются тальк и карбонат, второстепенными — хлорит, серпентин, тремолит и антрофиллит-асбест. В незначительном количестве и не всегда встречаются биотит, рутил, кварц и рудные минералы.

Содержание *хлорита, серпентина* и *тремолита* колеблется от 0 до 25%. В зависимости от преобладания одного из этих минералов выделяются указанные выше разновидности. Все они связаны между собой постепенными переходами и различаются только под микроскопом. Поэтому мы приводим общую характеристику для всех карбонатно-тальковых пород.

Структура карбонатно-тальковых пород также отличается непостоянством: чаще всего — гранолепидобластовая или порфиробластовая с лепидобластовой или гранолепидобластовой основной тканью.

Тальк составляет от 44 до 92% породы. Представлен мелкими чешуйками, листочками и пластинками. В последних часто заметна ясная спайность по (001). Индивиды талька ориентированы чаще в одной плоскости — параллельно сланцеватости породы. В массивных разностях чешуйки талька ориентированы беспорядочно. Размер чешуек изменяется от мельчайших до 0,8 *мм*, редко достигает 1,5 *мм*. Тальк бесцветный, иногда с мельчайшими буроватыми включениями, придающими ему буроватый оттенок. Некоторые пластинки талька окружены мелкими зернышками магнетита. Показатели преломления: $Ng = 1{,}587 \pm 0{,}002$, $Np = 1{,}542 \pm 0{,}001$, $Ng - Np = 0{,}045$. Распределение талька в породе довольно неравномерное.

Карбонаты (9—42% породы) встречаются в виде отдельных сравнительно крупных идиоморфных кристаллов величиной до 0,3—2 *мм*, играющих роль порфиробластов, или в виде более мелких изометрических, часто ромбических кристаллов величиной до 0,2 *мм*. В сланцеватых разностях зерна карбонатов слегка вытянуты по сланцеватости породы. В породе карбонаты распределены неравномерно, чаще в виде скоплений. Местами наблюдается как бы послойное распределение — чередуются «прослойки», более или менее обогащенные карбонатами.

Представлены карбонаты магнезитом ($No = 1{,}724$), анкеритом ($No = 1{,}704$—$1{,}707$), доломитом ($No = 1{,}684$—$1{,}689$) и кальцитом ($No = 1{,}660$—$1{,}666$). Преобладают магнезит и анкерит. Кальцит и доломит встречаются обычно в прожилках и являются вторичными минералами. В некоторых образцах карбоната почти нет и порода представляет собой чистые тальковые сланцы.

Хлорит наблюдается обычно в незначительном количестве и только в некоторых разностях составляет 34% породы. Представлен мелкими чешуйками, как и тальк, и отличается от него зеленоватой окраской и за-

метным плеохроизмом: по Ng — бесцветный или бледно-зеленоватый, по Np — бледно-зеленоватый или зеленый, с отрицательным удлинением и низкими серыми интерференционными окрасками. Судя по показателям преломления ($Ng = Nm = 1{,}600$) хлорит представлен клинохлором.

Серпентин (антигорит) наблюдается не всегда, но в некоторых образцах составляет 10% породы. Представлен пластинками, реже чешуйками или волокнами, бесцветными или с едва уловимым зеленоватым оттенком, зажатыми среди чешуйчатых агрегатов талька.

Серпентин двуосный, отрицательный, с прямым угасанием и положительным удлинением. Показатели преломления: $Ng = 1{,}574 \pm 0{,}001$, $Np = 1{,}563 \pm 0{,}002$, $Ng - Np = 0{,}009$—$0{,}011$. Развивается обычно по пироксену и оливину. Очень редко наблюдаются типичные формы оливина, полностью замещенного тонким агрегатом чешуек талька и антигорита. Встречаются и широкотаблитчатые кристаллы, по-видимому, пироксена, замещенные крупными пластинками антигорита.

Тремолит наблюдается только в некоторых разностях сланцев, относимых к тремолито-тальковым. Количество его изменяется от 0 до 9% и редко достигает в отдельных шлифах 25%. Представлен тремолит лучистыми и шестоватыми кристаллами длиною до 0,3, чаще 0,1—0,2 *мм*. В шлифе бесцветен. Оптические константы его $2V = 75$—$78°$, $cNg = 17$—$20°$, $Ng = 1{,}628$—$1{,}632$, $Np = 1{,}602$—$1{,}605$.

Биотит встречается редко и обычно у контакта с другими породами. Наблюдается как в отдельных мелких чешуйках, так и чешуйчатых агрегатах. Плеохроирует от коричневого до светло-желтоватого.

Апатит и циркон наблюдаются в единичных зернах.

Магнетит всегда имеется в количестве 1—4%, в некоторых шлифах его содержание достигает 23% (скв. 7909). Представлен мелкими зернами или неправильными скоплениями зерен. Иногда образует правильные идиоморфные кристаллы. В некоторых шлифах кристаллы магнетита сгруппированы в прерывистые цепочки или окаймляют талько-серпентиновые псевдоморфозы по темноцветному минералу.

Таблица 64

Минеральный состав хлорито-карбонатно-тальковых сланцев (об. %)

Шлиф	Тальк	Хлорит	Карбонат	Магнетит	Шлиф	Тальк	Хлорит	Карбонат	Магнетит
320	31	32	31	Ед. зерна	373	53	31	16	Ед. зерна
379	53	15	32	» »	380	54	—	37	9
558	68	32	—	» »	764	58	—	42	Ед. зерна
721	63	21	16	» »	7886	73	—	27	» »
795	49	18	33	» »	7891/2	99	—	—	1
7923/2	57,65	14,75	25,3	2,55	7905/2	73,55	—	22,9	3,55
7923/1	67,65	—	28,6	3,75	7905/1	92,19	—	—	7,81
360	78	—	18	4	7909	66,7	—	9,75	23,55

Ильменит наблюдается в единичных табличках.

Пирит обычен в единичных зернах и мелких скоплениях.

При шлиховом анализе породы, кроме упомянутых рудных минералов, обнаружены единичные зерна хромита, пирротина и арсенопирита. Минеральный состав карбонатно-тальковых сланцев по отдельным шлифам приведен в табл. 64 (подсчитан при помощи сетчатого объект-микрометра); химический состав карбонатно-тальковых пород — в табл. 63 (ан. 20—27). Результаты определения температуры плавления карбонатно-тальковых сланцев приведены в табл. 65.

Таблица 65

Температура плавления талько-магнезитовых пород Сурского района

Место взятия пробы	Температура плавления, °С	Примечание
Скв. 7724, гл. 33 *м*	Выше 1550	Температура плавления определялась путем тонкого измельчения пород и изготовления из нее конусов на декстрине
Скв. 7731, гл. 53—54 *м*	То же	
Скв. 7731, гл. 58—59 *м*	» »	
Скв. 7905, гл. 62—68 *м*	1550	

Серпентинизированные пироксениты встречены скв. 6481, 7728, 8538 и др. Внешне это серо-зеленые до черных массивные породы. Минеральный состав их следующий (%): серпентин — 30—40, тальк — 5—15, актинолит — 25—30, карбонат — 5—20, тремолит — 10—15, оливин — 0—5, хлорит — 1—5; рудные минералы — магнетит и пирит. Структура нематобластовая, участками петельчатая.

Актинолит образует бледно-зеленые удлиненно-призматические кристаллы длиной 1—2,5 *мм*.

Тремолит встречен в виде бесцветных кристаллов длиной до 0,3—0,5 *мм*. Изредка по ним развивается тальк.

Серпентин представлен тонкими волокнами толщиной 0,001—0,02 *мм*, рассекает зерна оливина и развивается по актинолиту и тремолиту.

Карбонат — в зернах размером до 0,1 *мм*.

Магнетит — в виде мельчайших включений в минералах. Химический состав серпентинизированных пироксенитов приведен в табл. 63 (ан. *28—30*).

Актинолититы и актинолитовые сланцы встречены в северной части Сурского района, где они переслаиваются с карбонатно-тальковыми сланцами и местами фациально сменяются последними. Встречены актинолититы скв. 229, 322, 482, 512, 513, 583, 584, 7917 и др. Макроскопически они представляют собой плотную, иногда сланцеватую породу светло-зеленого и зеленого цвета с лучистыми кристаллами актинолита длиной до 1—2 *см*. Наблюдаются и более мелкозернистые

разности с размером зерен 0,5—2 *мм*. Главной составной частью актинолититов является актинолит — 75—98% породы; второстепенные — хлорит, биотит, тальк, карбонат, изредка — эпидот-цоизитовый минерал, кварц, титанит, апатит, рутил, циркон, турмалин и рудные — магнетит, ильменит, хлорит, пирит. Структура породы нематобластовая, порфиронематобластовая, иногда фибробластовая.

Актинолит встречается в виде призматических и шестоватых кристаллов с прямолинейными контурами часто без концевых граней. Наблюдаются также лучистые, волокнистые кристаллы, сноповидные и изогнутые метелкообразные агрегаты. Длина кристаллов 0,1—1—2 *мм*.

В шлифах актинолит почти бесцветен или с заметным зеленоватым оттенком по оси Ng. Отличается совершенной спайностью. Обычно свежий, но иногда по трещинам спайности замещается буроватым, слабо поляризующим веществом или хлоритом. Оптические константы актинолита: $2V = -79—83°$; $cNg = 17—19°$; $Ng = 1{,}648 \pm 0{,}002$; $Np = 1{,}622 \pm \pm 0{,}002$; $Ng - Np = 0{,}026$. Реже встречается актинолит бледно-зеленого цвета с более высокими показателями преломления: $Ng = 1{,}660 \pm 0{,}002$; $Np = 1{,}635 \pm 0{,}002$, а также актинолит бесцветный с $Ng = 1{,}640$.

Содержание *хлорита* незначительно, но в некоторых образцах достигает 20—25%. Такие актинолититы заметно рассланцованы. Увеличение содержания хлорита в породе наблюдается в направлении к контактам актинолититов с вмещающими их сланцами и амфиболитами. Представлен он мелкими единичными чешуйками и мелкочешуйчатыми агрегатами, выполняющими неправильные промежутки между индивидами актинолита. Местами хлорит развит по актинолиту. Окрашен хлорит в бледно-зеленый цвет по Ng и плеохроирует до зеленого по Np; $Nm = 1{,}612$; удлинение отрицательное, интерференционные окраски низкие — серые и желтовато-серые. По оптическим свойствам минерал относится к прохлориту.

Биотит встречается редко и в небольшом количестве. Мелкие чешуйки его величиной до 0,08 *мм* ассоциируют обычно с хлоритом. Плеохроизм биотита от буровато-коричневого по Ng до светло-желтоватого по Np.

Тальк наблюдается в незначительном количестве и не всегда. Образует мелкие чешуйки и чешуйчатые агрегаты, переплетающиеся с чешуйками хлорита.

Карбонаты представлены кальцитом ($No = 1{,}668$), реже доломитом ($No = 1{,}698$). Встречаются в виде единичных зерен или неправильных тонкоагрегатных скоплений, развиваются по актинолиту и хлориту. Иногда кальцит образует в породе тонкие прожилочки.

Минерал группы *эпидота* встречается редко в виде землистых скоплений, в которых заметны отдельные мелкие зернышки с высоким двупреломлением. Редко наблюдаются зерна с высокой аномальной интерференционной окраской.

Кварц отмечается только вблизи контактов с другими породами в виде мелких зернышек с нормальным угасанием. Изредка встречаются тонкие прожилочки вторичного кварца.

Титанит обнаружен в ничтожном количестве в виде округлых зерен. Иногда в нем заметны реликты рудного минерала, по-видимому, ильменита.

Апатит находится в единичных мелких зернах овальной и округлой формы.

Рутил наблюдается редко в единичных буроватых зернышках с высоким двупреломлением.

Циркон встречен в двух шлифах — единичные кристаллы.

Турмалин обнаружен в виде призматических буро-зеленоватых кристалликов.

Магнетит наблюдается в мелких зернышках, часто включенных в актинолит. Ильменит, хлорит и пирит обнаружены при шлиховом анализе породы.

Химический состав актинолититов и актинолитовых сланцев характеризуется в табл. 63 (ан. *31—38*).

Актинолито-хлоритовые сланцы. Главный породообразующий минерал их — *хлорит* (70—95% породы), представленный удлиненными чешуйками (0,1—0,2 *мм*), ориентированными субпараллельно и плеохроирующими от зеленого по *Np* до зеленовато-желтоватого по *Ng*, с отрицательным удлинением и желтовато-серой интерференционной окраской. По оптическим константам данный минерал относится к прохлориту.

Актинолит (5—30%) — в тонких призмочках (до 0,1 *мм*).

Рутил и *сфен* — в единичных зернах.

Структура актинолито-хлоритовых сланцев лепидобластовая и нематолепидобластовая.

Антофиллитовые сланцы встречены в западной части Петровского серпентинитового массива скв. 6481, 7728, 7729, 12072, 12235 и др.

Внешне они представляют собой зеленовато-серые с желтоватым оттенком массивные породы с лучистыми и сноповидными кристаллами антофиллита длиной до 0,2—1,6 *мм*. Иногда в них наблюдаются прожилки антофиллит-асбеста (скв. 12174). Минеральный состав антофиллитовых пород следующий: антофиллит, хлорит, серпентин, тальк, карбонаты, магнетит, сульфиды. Структура породы сноповидная, лучистая.

Антофиллит образует удлиненно-призматические, игольчатые кристаллы, ориентированные в различных направлениях, длиной не более 0,2 *мм*, и радиально-лучистые агрегаты.

Хлорит и *тальк* в виде мелких чешуек развиваются по антофиллиту.

Карбонаты представлены доломитом (No = 1,690), реже анкеритом

и образуют изометричные зерна величиной до 0,6 *мм*, перемежающиеся с кристаллами антофиллита или развивающиеся по трещинам последнего.

Серпентин (антигорит) встречается редко и развивается также по антофиллиту.

Магнетит всегда наблюдается в заметном количестве, в виде мелких изометричных зерен или тонких просечек, развивающихся по спайности в антофиллите.

Из рудных *сульфидных* минералов отмечены пирротин, пирит, халькопирит.

Химический состав антофиллитовых пород приведен в табл. 63 (ан. *39—41*).

Сланцы хлоритовые залегают в виде небольших прослоев среди массивов ультраосновных пород или у контакта с вмещающими породами в виде маломощной оторочки. Встречены они среди карбонатно-тальковых пород скв. 6474, 6475, 7725, 7731, 7732, 7905 и др. Мощность пачек — 0,5—6 *м*. Внешне эти сланцы — зеленые тонкочешуйчатые породы сланцеватого сложения, иногда с идиоморфными кристаллами магнетита величиной до 0,5 *см*.

Порода на 85—98% сложена из чешуек *хлорита*, величиной 0,03—0,5 *мм*, ориентированных чаще субпараллельно. Хлорит окрашен в светло-зеленый цвет по *Np* и плеохроирует до бесцветного по *Ng*; удлинение отрицательное, цвета интерференции серые и желтовато-серые. Принадлежит к клинохлору.

Магнетит составляет 1—3% породы. Образует отдельные идиоморфные зерна и неправильные сростки, распространен чаще неравномерно.

В небольшом количестве встречаются биотит в мелких буроватых чешуйках, тальк, кварц, титанит, рутил и пирит.

Сланцы карбонатно-хлоритовые встречаются в виде незначительных пластов среди талько-карбонатных пород и ассоциируют с хлоритовыми сланцами. Состоят из хлорита (клинохлора) и карбоната (доломита) почти в равных количествах; в небольшом количестве выявлен магнетит. Структура сланцев гранолепидобластовая.

Химический состав карбонатно-хлоритовых сланцев ультрабазитосланцевой свиты — ан. *42* (см. табл. 63).

ВУЛКАНОГЕННО-КЕРАТОФИРО-СЛАНЦЕВАЯ СВИТА (CB_2)

Эта свита разбурена недостаточно. Вскрыта мелкими единичными скважинами, которые остановлены большей частью в коре выветривания или в частично выветренных породах. Однако разрез этой свиты полностью не перекрыт, поэтому выделить в ней пачки пород невозможно.

Судя по имеющимся скудным данным, эта свита представлена рассланцованными апокератофирами и их туфами, очковыми кварцево-альбито-хлорито-серицитовыми сланцами, туфо-терригенными сланцами кварцево-альбито-хлорито-серицитового состава, переслаивающимися с зеленым кварцево-альбито-эпидото-хлоритовым и кварцево-альбито-хлорито-актинолитовым сланцами (измененными апоспилитами), а также амфиболитами и небольшими телами ультраосновных пород. Необходимо отметить, что в восточной части структуры в составе этой свиты преобладают основные породы (амфиболиты и связанные с ними зеленые сланцы), а кислые вулканогенные породы вскрыты лишь единичными скважинами (6035 и 6082) и имеют резко подчиненное значение. Абсолютный возраст метаморфизма пород вулканогенно-кератофиро-сланцевой свиты, определенный калий-аргоновым методом в ИГН АН УССР, составляет 1600—1660 млн. лет.

Апокератофиры встречены целым рядом скважин на западном и восточном крыльях брахисинклинали.

Внешне это светло-серые породы, иногда со слабым зеленоватым оттенком; часто они бывают сильно выветренными (кора выветривания) до глины с зернами кварца. В свежих апокератофирах наблюдаются порфировые выделения кварца и плагиоклаза. Минеральный состав их следующий (%): плагиоклаз — 40—50, кварц — 15—20, серицит — 20—30, хлорит — 5—10, биотит и карбонаты; акцессорные минералы — апатит, циркон, рутил, сфен, магнетит, пирит, халькопирит и пирротин. Структура афировая или порфировая, гиалопорфировая с гранобластовой или гранолепидобластовой основной тканью.

В порфировых разностях во вкрапленниках преобладают альбит или олигоклаз-альбит, реже кварц. Плагиоклаз вкрапленников образует идиоморфные призматические или округлые кристаллы размером 0,1—0,5 × ×1—1,5 *мм* с полисинтетическими двойниками; часто они корродированы, оплавлены. Порфиробласты кварца такой же величины тоже оплавлены и корродированы; кварц чистый, прозрачный. Количество вкрапленников достигает 20—30%.

Основная ткань состоит из мелких изометричных зерен кварца и альбита величиной до 0,05—0,2 *мм*, мелких чешуек серицита, развивающихся по плагиоклазу и образующих неправильной формы скопления.

Хлорит наблюдается в незначительном количестве в виде тонких чешуек бледно-зеленого цвета. Плеохроизм: *Ng* — зеленый, *Np* — светло-желтый, удлинение положительное.

Карбонат представлен единичными зернами; рудный минерал — единичными зернами *магнетита* величиной до 0,5 *мм*.

Химический состав апокератофиров приведен в табл. 66 (ан. *43*, *44*).

Кварцево-альбито-серицитовые сланцы (туфы апокератофиров),

Таблица 66

Химические анализы пород вулканогенно-сланцевой свиты (вес. %)

Компонент	Апокератофир, скв. 7735, гл. 38,0—41,0 *м*; ан. *43*	Апокератофир, скв. 763, гл. 146,0—148,0 *м*; ан. *44*	Сланец альбито-кварцево-хлорито-серицитовый, скв. 118, гл. 239,0—242,0 *м*; ан. *45*	Сланец кварцево-альбито-серицито-хлоритовый, скв. 7737, гл. 99,0—104,5 *м*; ан. *46*	Сланец альбито-кварцево-биотитовый, скв. 48, гл. 117,0—117,4 *м*; ан. *47*	Сланец кварцево-альбито-хлорито-серицитовый, скв. 6466, гл. 111,0 *м*; ан. *48*	Сланец кварцево-альбито-серицитовый, скв. 6468, гл. 117,0 *м*; ан. *49*	Сланец кварцево-карбонатно-хлорито-альбитовый, скв. 38, гл. 60,0—77,5 *м*; ан. *50*	Сланец кварцево-альбито-серицитовый, скв. 6467, гл. 109,7 *м*; ан. *51*
SiO_2	50,40	60,58	59,35	54,79	68,07	51,16	56,55	44,62	55,24
TiO_2	0,50	0,21	0,67	0,53	0,20	0,51	0,11	0,73	0,50
Al_2O_3	11,45	15,86	18,65	17,86	14,67	18,81	18,58	12,56	19,45
Fe_2O_3	5,49	1,35	—	1,58	1,09	0,70	1,38	1,42	0,78
FeO	15,07	6,6	7,61	8,18	4,45	9,99	7,46	0,77	8,04
MnO	0,26	0,08	0,06	0,11	0,03	0,10	0,14	0,19	0,05
MgO	2,03	4,81	3,08	5,52	2,58	6,53	4,67	6,68	5,04
CaO	0,31	0,42	0,59	1,12	0,84	0,21	0,63	9,73	0,15
Na_2O	4,80	3,23	0,80	2,74	2,12	1,83	1,85	2,67	1,37
K_2O	0,15	0,72	3,88	2,00	3,60	2,77	2,24	0,03	3,13
P_2O_5	0,36	0,35	0,07	0,21	0,15	0,35	0,18	0,14	0,22
SO_3	—	0,08	—	0,51	0,10	—	0,50	0,22	—
H_2O	0,06	1,35	—	0,06	0,25	0,40	0,12	0,21	0,23
CO_2	6,71	0,14	—	0,64	0,17	—	1,28	7,00	1,32
П.п.п.	1,88	4,20	4,84	4,11	1,95	6,18	4,00	4,38	4,01
Сумма	99,47	99,9	99,6	99,96	100,27	99,54	99,69	100,35	99,53
Химические коэффициенты									
F	62,5	27,7	28,2	28,8	25,3	29,6	28,2	24,9	27,6
A	25,2	40,0	48,6	37,8	48,0	37,2	42,1	20,1	43,4
M	11,2	30,6	20,3	29,1	21,7	32,4	27,2	26,8	28,3
C	1,1	1,7	2,9	4,3	5,0	0,8	2,5	28,2	0,7
FM	73,7	58,3	48,5	57,9	47,0	62,1	55,3	51,7	55,9

встречены теми же скважинами, что и апокератофиры, и другими. Внешне они представляют собой светло-серые и светло-зеленовато-серые, в различной степени рассланцованные породы с большим количеством зерен пирокластического кварца и плагиоклаза такого же размера, как и в апокератофирах.

Эти туфы состоят из кварца, альбита, серицита, хлорита, карбоната; иногда встречаются биотит, турмалин, циркон, апатит, рутил, магнетит, пирит. Все эти минералы содержатся в переменных количествах. Структура туфов непостоянная — лепидогранобластовая или бластока-

такластическая. Текстура часто очковая, обусловленная наличием очков и обломков кристаллов альбита и альбит-олигоклаза величиной до 1,5—2 *мм*, а также угловатых или овальных порфирокластов кварца. Основная ткань сложена мельчайшими зернами кварца, карбоната, чешуйками серицита, хлорита и биотита. Минералы в породе распределены неравномерно: наблюдаются прослои, в которых кристаллы и обломки кристаллов кварца и плагиоклаза составляют до 40%, и прослои, в которых их не более 10%. Неравномерно распределяются и минералы основной ткани: встречаются полоски, обогащенные то кварцем, то тонкочешуйчатыми агрегатами серицита, иногда с примесью мельчайших зерен кварца и карбоната; некоторые прослои обогащены полиэдрическими сростками магнетита.

Очковые кварцево-альбито-хлорито-серицитовые сланцы (рассланцованные туфы апокератофиров) встречены скв. 118, 6480, 7736. Внешне это серые и светло-зеленовато-серые шероховатые породы с различимыми зернами кварца. Минеральный состав их (%): плагиоклаз (альбит) — 20—30, кварц — 10—15, хлорит — 20—40, серицит — 20—50, карбонат — 1—3. Структура очковая; основной ткани — гранолепидобластовая.

Альбит образует порфиробласты размером 0,1—0,3 *мм*, округлой и призматической формы, с полисинтетическими двойниками. Иногда он серицитизирован.

Основная ткань сложена мелкими зернами (0,001—0,02 *мм*) кварца, плагиоклаза, карбоната и тонкими чешуйками серицита и хлорита, располагающимися на стыках зерен плагиоклаза и кварца.

Химический состав апокератофировых туфов приведен в табл. 66 (ан. *45*).

Сланцы кварцево-альбито-серицито-хлоритовые встречены на западном борту синклинали скв. 7737. Главный породообразующий минерал их — хлорит (40—60% породы), располагающийся без всякой закономерности в виде неправильных чешуек между зернами плагиоклаза и кварца. Второстепенные минералы (%): кварц — 10—20, альбит — 10—20, серицит — 1—10; карбонат и эпидот — в единичных зернах. Структура гранолепидобластовая. Химический состав этих сланцев приведен в табл. 66 (ан. *46*).

Сланцы карбонатно-кварцево-серицитовые встречены скв. 6469, 6479, 7908. Внешне они представляют собой светло-серые сланцеватые породы. Минеральный состав их (%): серицит — 30—75 в мелких чешуйках, ориентированных субпараллельно; кварц — 5—35 в мелких (0,01—0,03 *мм*), реже более крупных (0,1—0,4 *мм*) изометрических зернах, выделяющихся среди основной массы породы, иногда образует полоски; альбит — 2—5 в мелких изометрических зернах; карбонат — 4—30 в мелких (0,01—0,03 *мм*) зернах и неправильной

формы скоплениях. Магнетит (около 1%) в мелких рассеянных кристаллах и тонких просечках, ориентированных под углом к сланцеватости.

Сланцы альбито-кварцево-биотитовые встречены скв. 48 на глубине 117—122 *м* и рядом других скважин среди кварцево-хлоритовых сланцев. Внешне они представляют собой темно-серые сланцеватые породы, изредка с зернами бледно-розового граната с вкрапленностью пирита. Минеральный состав сланцев (%): биотит — 30—50, кварц — 25—35, альбит — 15—20. В небольшом количестве наблюдаются хлорит, мусковит, серицит, карбонат, гранат, турмалин, апатит, пирит, магнетит. Структура гранолепидобластовая.

Биотит представлен удлиненными чешуйками и табличками, ориентированными в одном направлении и иногда скопляющимися в тонкие прослойки. Биотит окрашен в бурый цвет с плеохроизмом до светло-желтого; вокруг мельчайших включений в нем заметны плеохроичные дворики. Иногда замещается мусковитом.

Кварц наблюдается в виде изометрических зерен размером до 0,2 *мм* с неправильными контурами и волнистым угасанием.

Альбит образует неправильные вытянутые по сланцеватости зерна, часто с полисинтетическими двойниками. Иногда порфиробласты в породе состоят из альбита.

Хлорит наблюдается редко в мелких зеленоватых листочках.

Карбонат (кальцит) обнаружен в виде неправильных зерен с полисинтетическими двойниками.

Гранат, магнетит, пирит и другие минералы выявлены в единичных зернах.

Химический состав альбито-кварцево-биотитовых сланцев характеризуется ан. *47* (см. табл. 66).

Сланцы кварцево-альбито-хлорито-серицитовые. Встречены на западном и восточном бортах синклинали скв. 6466, 6467, 6468 и другими в виде пластов мощностью до 1—2 *м*, переслаивающихся с апокератофирами.

Внешне они представляют собой серые и светло-серые породы с редкими тонкими прожилками кварца, редкими вкраплениями сульфидов. Часто порода полосчатая и неяснополосчатая. Главными составными частями этих сланцев являются серицит, хлорит, альбит, кварц; в незначительном количестве наблюдаются биотит, карбонат, рудные минералы (пирит, халькопирит, магнетит), рутил, титанит. Структура гранолепидобластовая; текстура сланцевая.

Количественные соотношения породообразующих минералов непостоянны и колеблются в значительных пределах в разных интервалах: в одних участках керна преобладает серицит, в других — хлорит или кварц с альбитом.

Серицит (30—60%) образует мелкие чешуйки и пластинки величиной до 0,1—0,3 *мм*, располагающиеся субпараллельно и образующие отдельные полоски.

Хлорит (афросидерит; 10—20%) представлен мелкими чешуйками, плеохроирующими от зеленого по *Ng* до бледно-желтоватого по *Np* с положительным удлинением.

Кварц (20—30%) наблюдается в виде мелких изометрических и слегка вытянутых по сланцеватости зерен, а также тонких прожилков (вторичный кварц).

Альбит (10—20%) — в мелких зернах величиной 0,02—0,1 *мм*, ассоциирующих с зернами кварца; он отличается от последних загрязненностью пелитовыми частицами и наличием в более крупных зернах чешуек серицита.

Биотит обнаружен в незначительном количестве в виде буроватых пластинок и листочков.

Рудные — магнетит, пирит, халькопирит и рутил — наблюдаются в единичных зернах.

Химический состав кварцево-альбито-хлорито-серицитовых сланцев приведен в табл. 66 (ан. *48, 49*). По химическому составу эти сланцы относятся к железисто-магнезиально-алюмосиликатным породам, образовавшимся из глинистых пелитовых осадков с незначительной примесью вулканогенного материала.

Сланцы кварцево-альбито-хлоритовые встречены скважинами 7963, 7966, 7867, 7869, 7871. По внешнему виду это серо-зеленые сланцеватые породы с редкими зернами сульфидов.

Главными породообразующими минералами их являются (%): хлорит — 30—60, альбит — 10—40, кварц — 10—15. В незначительном количестве наблюдаются биотит, серицит, минерал группы эпидота, титанит, рутил и рудные минералы (магнетит, пирит). Структура породы гранолепидобластовая; текстура сланцеватая.

Хлорит представлен двумя разностями; чаще встречается хлорит, окрашенный в светло-зеленый или зеленый цвет по *Np* и бесцветный или светло-зеленый по *Ng*, с отрицательным удлинением и серо-желтоватой интерференционной окраской. Чешуйки и листочки его ориентированы субпараллельно. Реже наблюдается хлорит, густо-зеленый по *Ng* и желтоватый по *Np* с положительным удлинением и аномальными цветами интерференции. По-видимому, данный минерал является пеннином.

Альбит встречается в виде мелких неправильных зернышек величиной 0,02—0,04 *мм*, реже — призматических кристалликов (0,1—0,3 *мм*), усеянных чешуйками серицита, хлорита, иногда зернышками эпидота. Изредка наблюдаются двойники.

Кварц образует неправильные зерна величиной 0,05—0,2 *мм*, чистый, прозрачный. Иногда кварц и плагиоклаз группируются в полоски.

Сланцы кварцево-карбонатно-хлорито-альбитовые встречены скв. 38, 49. Внешне это серо-зеленые сланцеватые породы. Главными составными частями их являются (%): альбит — 30—50, хлорит — 25—30, карбонат — 5—20, кварц — 15—20. В незначительном количестве содержатся серицит, минерал группы эпидота, турмалин, циркон, рудные минералы. Структура лепидогранобластовая, в отдельных местах порфиробластовая с лепидогранобластовой основной тканью. В виде порфиробластов наблюдается альбит, образующий призматические кристаллы длиной до 0,3 *мм* с полисинтетическими двойниками. В основной ткани альбит представлен мелкими (0,02—0,2 *мм*) изометрическими зернами, слабо серицитизированными.

Хлорит наблюдается в виде мелких чешуек и листочков, ориентированных субпараллельно; иногда они образуют тонкие прослои.

Карбонат представлен мелкими зернами, рассеянными равномерно или образующими неправильные скопления.

Кварц обнаружен в основной ткани в виде мелких изометрических зерен; наблюдается и вторичный кварц, выполняющий тонкие трещинки в породе.

Турмалин и *циркон* встречаются в единичных зернах.

Химический состав кварцево-карбонатно-хлорито-альбитовых сланцев характеризуется ан. *50* (см. табл. 66).

По химическому составу эти сланцы относятся к щелочноземельно-глиноземистым породам и представляют собой измененные эффузивные породы основного состава.

Сланцы кварцево-альбито-серицитовые обычно переслаиваются с кварцево-альбито-хлорито-серицитовыми сланцами и отличаются от последних незначительным содержанием хлорита и альбита. Встречены скв. 6467, 6468 и др.

Минеральный состав их следующий (%): серицит — 40—60, кварц — 40—50. В незначительном количестве обнаружены хлорит, альбит, циркон. Структура гранолепидобластовая.

Химический состав сланцев приведен в табл. 66 (ан. *51*).

Сланцы кварцево-хлорито-биотитовые встречены скв. 6486. Внешне это зеленовато-черные тонкочешуйчатые сланцеватые породы. Минералогический состав их следующий (%): биотит — 30—40, хлорит — 20—30, кварц — 10—15, каолин — 5—10. Структура лепидобластовая, текстура сланцеватая.

Биотит образует мелкие чешуйки и таблички, окрашенные в зеленовато-бурый цвет по *Ng* и плеохроирующие до светло-желтоватого по *Np*.

Хлорит наблюдается в удлиненных чешуйках и волокнах; имеет заметный плеохроизм от светло-зеленого по *Ng* до бесцветного по *Np*, отрицательное удлинение и серые интерференционные окраски.

Сланцы кварцево-хлоритовые выявлены на западном

крыле синклинали целым рядом скважин. Внешне это зеленые и темнозеленые ясносланцеватые породы. Главными породообразующими минералами их являются хлорит и кварц, содержание альбита, рудного минерала, турмалина, рутила незначительно. Структура лепидобластовая, участками гранолепидобластовая; текстура сланцеватая.

Хлорит (клинохлор; 50—60%) представлен мелкими чешуйками размером 0,1—0,15 *мм*, часто скопляющимися в тонкие полоски мощностью до 0,5—2 *мм*. Плеохроизм хлорита слабый: по *Ng* — светло-желтоватый, по *Np* — светло-зеленый; удлинение отрицательное, интерференционные окраски светло-желтоватые.

Кварц (35—45%) в виде мелких изометрических зерен (0,01—0,10 *мм*), а также линзовидных скоплений и тонких прослойков (до 1 *мм*). Прозрачный, с волнистым угасанием.

Альбит (5—20%) наблюдается в мелких изометрических зернышках с неровными краями, ассоциирует с кварцем.

Турмалин встречается редко в мелких (0,01—0,05 *мм*) зернышках и призматических кристалликах. Плеохроирует от зеленовато-бурого до светло-желтого.

Рутил представлен единичными игольчатыми кристаллами в агрегатах хлорита.

Магнетит встречается в виде отдельных зернышек и неправильных скоплений.

ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТО-СЛАНЦЕВО-ВУЛКАНОГЕННАЯ СВИТА (CE_8)

Породы этой свиты залегают в ядре синклинали. Вскрыты они в западной части структуры скв. 65, 67, 115—118, 798, 799, 25116, 25117, 25131, 25132 и др. В восточной части они встречены рядом мелких поисковых скважин.

В состав свиты входят осадочно-метаморфические породы — грубополосчатые сланцы кварцево-карбонатно-биотито-хлоритового состава, переслаивающиеся с малорудными и нерудными железисто-карбонатно-кремнистыми роговиками. Встречаются также маломощные прослои кварцево-альбито-серицитовых туфосланцев и реже пачки зеленых кварцево-альбито-эпидото-хлоритовых сланцев, иногда содержащих актинолит. Еще реже встречаются измененные амфиболиты.

В восточной части структуры эта свита фациально отличается от западной части. Здесь в ней преобладают основные вулканогенные породы, тогда как метаморфизованные нормально-осадочные породы встречены единичными скважинами. На этом участке пробурено около 150 мелких поисковых скважин, которые преимущественно остановлены в коре выветривания или в частично выветренных породах. Полного перекрытия пород также не имеется. Из пробуренных скважин 45

вскрыли в основном аподиабазовые амфиболиты; три — зеленые кварцево-альбито-хлоритовые сланцы (скв. 523, 464, 494) и только восемь скважин (136, 211, 477, 487, 501, 599, 696, 826) встретили полосчатые малорудные железисто-кремнистые роговики. Необходимо отметить, что аномальные зоны с повышенным значением вертикальной составляющей здесь почти не вскрыты бурением. По геофизическим и геологическим данным, они представлены железисто-кремнистыми роговиками и сланцами, переслаивающимися с аподиабазовыми амфиболитами и зелеными сланцами. Выделить в этой свите пачки осадочных железисто-кремнистых и переслаивающихся с ними вулканогенных пород, вследствие крайне недостаточной сети скважин, не представляется возможным.

Среди сланцев можно выделить следующие разности: карбонатно-кварцево-хлоритовые, кварцево-карбонатно-биотито-хлоритовые, кварцево-биотито-хлоритовые, биотито-хлорито-кварцево-карбонатные, магнетито-биотито-карбонатно-кварцевые, кварцево-биотито-серицито-хлоритовые, кварцево-карбонатно-биотито-серицито-хлоритовые, кварцево-альбито-биотито-хлоритовые, кварцево-альбито-хлорито-серицитовые и другие.

Среди железисто-кремнистых роговиков выделяются магнетито-кварцевые, магнетито-карбонатно-кварцевые, магнетито-хлорито-карбонатно-кварцевые, гранато-магнетито-кварцевые, магнетито-куммингтонито-кварцевые (иногда с гранатом) роговики.

Наиболее полно железисто-кремнисто-сланцево-вулканогенная свита пересечена восточнее совхоза «Правда» скважинами Кировской экспедиции (67, 115—118)*. Южнее породы этой свиты вскрыты съемочными (25116—25118, 25131, 25132) и поисковыми (370, 373, 796—798 и др.) скважинами.

I. Первая с востока скв. 117 под осадочными породами на глубине 85 *м* вскрыла первый пласт карбонатно-кварцево-хлоритовых сланцев разведанной мощностью около 14 *м* (интервал 85—99 *м*). Внешне это серовато-зеленые сланцевые породы, состоящие (в %) из хлорита (афросидерита) — 65—74, кварца — 20—30, карбоната — 10—20, единичных чешуек серицита, биотита и зерен магнетита. Структура породы лепидобластовая.

II. Выше по разрезу залегает второй пласт (около 28 *м*) полосчатых карбонатно-кварцево-серицито-хлоритовых сланцев, пересеченных скв. 117 на глубине 99—128,5 *м*. Внешне они представляют собой грубополосчатые породы с чередованием полос светлых — карбонатно-кварцевых и серо-зеленых — силикатных. Мощность полос изменяется от нескольких миллиметров до 2—4 *см*.

---

* Это единственный участок, где имеется более или менее перекрытый разрез.

Под микроскопом наблюдается чередование полос следующего состава:

серицито-кварцево-карбонатных, состоящих из карбоната — 50—60%, кварца — 15—20, серицита — 10—15% и незначительного количества биотита и магнетита. Мощность этих полос 0,4—2 *мм*;

карбонатно-кварцево-биотито-хлоритовых (0,5—3 *мм*), сложенных хлоритом — 25—40%, биотитом — 25—30, карбонатом (сидеритом, анкеритом и доломитом) — 20—25 и кварцем — 10—20%.

Хлорит (афросидерит) составляет 34—40% породы. Образует удлиненные чешуйки размером 0,1—0,3 *мм*, ориентированные субпараллельно. Хлорит характеризуется зеленой окраской по *Ng* и желтоватой по *Np*, положительным удлинением и голубовато-серыми интерференционными окрасками. Показатель преломления $Ng = Nm = 1{,}656 \pm 0{,}002$.

Серицит наблюдается в тонких чешуйках, переплетающихся с чешуйками хлорита, а также образует скопления неправильной формы, возможно, по плагиоклазу. Иногда встречаются самостоятельные прослойки серицита. Количество его в породе не превышает 10%.

Биотит наблюдается в виде темно-бурых листочков, развивающихся по хлориту.

Карбонаты (28—60%) представлены анкеритом, сидеритом и доломитом. Анкерит ($No = 1{,}737$) образует порфиробласты размером до 0,2—0,4 *мм*, вытянутые по сланцеватости породы. Часто содержит включения серицита и кварца. Сидерит встречается чаще других карбонатов и входит в состав карбонатно-кварцевых прослоев с незначительным содержанием серицита. Доломит наблюдается редко, обычно в прожилках мощностью до 0,5—1 *мм*, секущих породу в различных направлениях, но чаще по слоистости.

III. Еще выше следует третий пласт тонкополосчатых биотито-серицито-хлорито-карбонатно-кварцевых сланцев, местами рассеченных карбонатными и кварцевыми прожилками, иногда с вкраплениями сульфидов (пирита и халькопирита). Пересечен этот пласт скв. 117 на глубине 128—160 *м*, нормальная мощность его 25 *м*. Севернее этот же пласт вскрыт скв. 118.

Полосчатость в этих сланцах проявляется в чередовании прослоев следующего состава:

карбонатно-кварцевых (мощностью 1—3 *мм*), сложенных кварцем — 50—75%, карбонатом — 16—28, хлоритом — 5—12 и магнетитом — 2—4%;

кварцево-карбонатных (0,4—1,2 *мм*), состоящих из карбоната — 55—90%, кварца — 5—25, хлорита — 0—19, магнетита — 0—12%;

кварцево-биотито-хлоритовых (0,5—1,0 *мм*), сложенных хлоритом — 42—52%, биотитом — 20—32, кварцем — 12—26, карбонатом — 2—16%;

Химические анализы пород верхней железисто-кремнисто-сланцево-вулканогенной свиты (вес. %)

Компонент	Сланец карбонатно-кварцево-хлорито-серицитовый, скв. 117, гл. 180,0—180,6 *м*; ан. *52*	Сланец кварцево-альбито-карбонатно-хлорито-серицитовый, скв. 117, гл. 190,0—195,0 *м*; ан. *53*	Сланец альбито-кварцево-карбонатно-биотито-хлоритовый, скв. 118, гл. 186,0—194,0 *м*; ан. *54*	Сланец альбито-карбонатно-хлорито-кварцевый, скв. 116, гл. 265 *м*; ан. *55*	Сланец альбито-карбонатно-серицито-хлоритовый, скв. 117, гл. 278,0—282,0 *м*; ан. *56*	Роговик магнетито-биотито-хлорито-карбонатно-кварцевый, скв. 115, гл. 296,0—299,0 *м*; ан. *57*
SiO_2	54,8	48,57	47,92	47,70	45,84	33,28
TiO_2	0,55	0,45	0,35	0,48	0,50	0,28
Al_2O_3	17,39	12,54	10,85	15,38	14,39	4,59
Fe_2O_3	0,16	1,76	1,58	0,97	1,40	25,70
FeO	10,37	18,55	23,31	22,30	16,37	23,40
MnO	0,07	0,12	0,20	0,12	0,12	0,30
MgO	3,00	3,00	2,96	3,52	2,67	2,16
CaO	2,02	1,90	1,85	0,86	3,41	1,57
Na_2O	0,35	1,45	0,69	1,99	1,47	0,83
K_2O	4,43	1,45	1,40	0,42	2,45	0,53
P_2O_5	0,09	0,15	0,25	0,25	0,13	0,25
SO_3	0,70	0,22	0,70	0,04	0,35	0,05
П. п. п.	6,38	10,13	8,04	6,17	10,68	7,66
Сумма	99,75	100,11	99,54	100,17	99,50	100,56
						Химические
F	34,2	54,8	61,8	56,0	47,8	83,6
A	40,1	24,1	19,2	26,3	27,5	5,8
M	17,3	14,5	13,1	15,1	12,8	7,0
C	8,4	6,6	5,9	2,6	11,9	3,6
FM	51,6	69,3	74,9	71,1	60,6	90,6
FeO : MgO : CaO	1 : 0,5 : 0,24	1 : 0,26 : 0,12	1 : 0,2 : 0,09	1 : 0,27 : 0,05	1 : 0,3 : 0,2	1 : 0,08 : 0,04

биотито-хлорито-кварцевых (0,5—3 *мм*), состоящих из кварца — 40—46%, хлорита — 30—34 и биотита — 15—20%;

магнетито-кварцево-карбонатных (0,5—1,2 *мм*), сложенных карбонатом — 26—30%, магнетитом — 9—38, кварцем — 12—26, хлоритом — 16—24 и биотитом — 8—10%;

карбонатно-кварцево-серицитовых, состоящих из серицита, кварца и карбоната примерно в равных количествах, с незначительной примесью хлорита, биотита и рудного минерала. Мощность серицитсодержащих прослоев изменяется от 0,3 *мм* до 10 *см*. Количество их незначительно.

Серицит в них образует то отдельные чешуйки, переплетающиеся с зернами карбоната и кварца, то почти мономинеральные полосы с еди-

Таблица 67

Сланец кварцево-карбонатно-биотито-хлоритовый, скв. 115, гл. 131,0—132,0 *м*; ан. *58*	Сланец магнетито-карбонатно-кварцево-хлорито-биотитовый, скв. 115, гл. 143,0—149,0 *м*; ан. *59*	Роговик магнетито-карбонатно-кварцевый, скв. 115, гл. 177,0—179,0 *м*; ан. *60*	Роговик гранато-хлорито-магнетито-кварцевый, скв. 826, гл. 151,5—152,5 *м*; ан. *61*	Амфиболит, скв. 533, гл. 82,1 *м*; ан. *62*	Амфиболит, скв. 696, гл. 126,7—128,2 *м*; ан. *63*	Сланец альбито-рогово-обманковый, скв. 612, гл. 84,5—85,8 *м*; ан. *64*	Сланец эпидото-рогово-обманковый, скв. 640, гл. 77,7—80,7 *м*; ан. *65*
48,13	39,79	33,94	50,86	46,84	49,34	47,83	47,42
0,33	0,28	0,33	0,40	0,42	0,08	1,50	0,55
12,32	7,34	3,34	5,80	16,90	14,79	14,32	16,44
2,14	11,65	25,07	22,48	2,03	1,31	4,35	1,27
21,75	22,66	23,48	16,42	9,82	11,49	13,28	12,50
0,08	0,26	0,28	0,16	0,16	0,22	0,14	0,24
3,64	2,68	2,00	1,49	7,90	8,33	5,85	8,73
1,94	1,60	1,33	0,89	10,12	9,01	7,72	6,07
0,99	1,50	0,84	0,42	2,38	3,63	2,06	3,17
1,73	1,06	0,50	0,18	0,33	0,32	0,50	0,23
0,22	0,20	0,30	0,13	0,26	0,11	0,27	0,20
0,16	0,21	0,03	—	—	—	—	0,02
6,93	11,21	9,16	0,14	3,18	0,78	2,38	3,62
100,22	100,27	100,57	99,37	100,34	99,41	100,20	100,44
коэффициенты							
57,1	73,4	85,9	82,2	22,9	25,6	36,4	28,1
21,1	11,5	4,3	9,2	23,7	21,0	21,1	23,3
15,7	10,5	6,7	6,0	28,0	30,0	21,9	32,0
6,1	4,6	3,1	2,6	25,4	23,4	20,6	16,1
72,8	83,9	92,6	88,2	50,9	55,6	58,3	60,1
1 : 0,27 : 0,11	1 : 0,14 : 0,06	1 : 0,08 : 0,04		1:1,2:1,1	1:1,16:0,9	1:0,6:0,56	1:1,3:0,56

ничными чешуйками зеленого хлорита. Карбонат представлен анкеритом и доломитом.

Минеральный состав сланцев описываемого пласта (по десяти шлифам) изменяется в таких пределах (%): кварц — 29—58, карбонат — 25—30, хлорит — 15—31, биотит — 4—25, серицит — 1—20, магнетит — 0—5. Структура сланцев гранолепидобластовая, в отдельных прослоях лепидобластовая и гранобластовая; текстура сланцеватая.

IV. Далее к западу на биотито-серицито-хлорито-карбонатно-кварцевых сланцах лежит четвертый пласт биотито-кварцево-карбонатно-хлоритовых сланцев с прослоями малорудных и нерудных магнетито-кварцево-карбонатных роговиков (мощностью до 0,5—

1 *м*). Пересечен пласт скв. 117 на глубине 160,6—182,5 *м*; мощность его 19 *м*. В верхней части пласта залегают карбонатно-кварцево-хлорито-серицитовые сланцы (интервал 179—182,5 *м*).

Биотито-кварцево-карбонатно-хлоритовые сланцы этого пласта состоят из хлорита (афросидерита) — 40—50%, карбоната — 25—40, кварца — 20—25, биотита — 15—20, магнетита — 0—3% и единичных зерен циркона. Структура сланцев гранолепидобластовая и лепидобластовая.

Магнетито-кварцево-карбонатные роговики, переслаивающиеся со сланцами, представляют собой полосчатые породы: чередуются прослои светлые — карбонатные, кварцево-карбонатные и темные — обогащенные рудным минералом. Мощность прослоев — 1—5 *мм*.

Под микроскопом заметны прослои следующего состава:

магнетито-кварцево-карбонатные (мощностью 0,60—2,25 *мм*), состоящие из карбоната — 60—75%, кварца — 18—25, магнетита — 8—13, хлорита — 0—9, серицита — 0—8%;

карбонатно-кварцево-магнетитовые (10—2,5 *мм*), сложенные магнетитом — 33—49%, кварцем — 30—34, карбонатом — 12—28 и хлоритом 6—9%.

Карбонатно-кварцево-хлорито-серицитовые сланцы, залегающие в верхней части пласта, представляют собой серые сланцеватые породы с очень редкой тонкой вкрапленностью сульфидов. Минеральный состав их следующий (%): серицит — 50—65, хлорит — 10—15, карбонат — 5—10, кварц — 10—16. Из акцессорных минералов встречаются титанит, циркон и турмалин. Структура сланцев лепидобластовая, участками гранолепидобластовая; текстура сланцеватая.

Химический состав карбонатно-кварцево-хлорито-серицитовых сланцев характеризуется ан. *52* (табл. 67). Согласно приведенным данным, эти сланцы относятся к железисто-магнезиально-алюмосиликатной подгруппе алюмосиликатного ряда пород. Исходным материалом для них послужили глинистые пелитовые осадки. По степени метаморфического преобразования они относятся к наиболее низкой ступени метаморфических сланцев.

V. Выше по разрезу следует пятый пласт кварцево-альбито-карбонатно-хлорито-серицитовых и кварцево-альбито-серицито-хлоритовых сланцев. Мощность пласта 12 *м* (скв. 117, гл. 182,5—196,0 *м*).

Минеральный состав этих сланцев следующий (%): серицит и хлорит — от 43 до 60, карбонат — 10—40, кварц и альбит — 15—28, биотит — 0—5, магнетит — 0—5. Структура сланцев гранолепидобластовая; текстура неясно-полосчатая: чередуются более светлые обогащенные серицитом полосы с зеленовато-серыми, обогащенными хлоритом.

Альбит содержится в незначительном количестве в виде мельчайших

зернышек, ассоциирующих с кварцем, от которого отличаются только по дисперсионному эффекту; Ng = 1,537—1,543.

Химический состав кварцево-альбито-карбонатно-хлорито-серицитовых сланцев приведен в табл. 67 (ан. *53*). По этим данным, описываемые сланцы относятся к глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистым породам, образовавшимся в результате метаморфизма смешанных глинистых и железисто-магнезиально-кремнистых отложений. По степени метаморфической переработки они отвечают ступени аспидных сланцев динамотермального метаморфизма.

VI. Еще выше залегает шестой пласт мощностью 11 *м* (скв. 117, гл. 196—208 *м*) кварцево-альбито-биотито-серицито-хлоритовых и альбито-кварцево-карбонатно-биотито-хлоритовых сланцев с тонкими прослойками (до 50 *см*) хлорито-магнетито-кварцево-карбонатных роговиков. К северу этот пласт пересечен также скв. 118.

Главными составными частями этих сланцев являются: хлорит (афросидерит) — 30—35%, биотит — 10—20, серицит — 5—20, альбит — 5—10, кварц — 10—15 и карбонат — 5—15%.

Распределение минералов неравномерное: наблюдаются мономинеральные полоски. Альбит образует мелкие зернышки и более крупные (0,15—0,2 *мм*) кристаллы, в которых иногда бывают заметны простые двойники. Форма их неправильно-угловатая, часто овальная. По-видимому, эти зерна альбита являются пирокластами, но в виду незначительного количества пирокластического материала (не более 5%) мы относим эти сланцы к нормально-осадочным образованиям.

Химический состав альбито-кварцево-карбонатно-биотито-хлоритовых сланцев характеризуется ан. *54* (табл. 67). По химическим коэффициентам эти сланцы относятся к глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистому ряду и представляют собой метаморфизованные смешанные глинистые, пелитовые и хемогенные отложения с незначительной примесью туфогенного материала. По степени метаморфической переработки они отвечают низкой ступени метаморфических сланцев динамотермального метаморфизма.

Хлорито-магнетито-кварцево-карбонатные роговики этого пласта имеют следующий минеральный состав (%): карбонат (доломит и сидерит) — 40, кварц — 28, магнетит — 19, хлорит — 10, биотит и серицит — около 1. Текстура их полосчатая, мощность отдельных прослоев — 0,3—2,5 *мм*.

Чередуются прослои следующего состава:

магнетито-кварцево-карбонатные, состоящие из карбоната — 64—74%, кварца — 20—30, магнетита — 5—6 и хлорита — 0—6%;

хлорито-карбонатно-кварцево-магнетитовые, сложенные магнети-

том — 37—48%, кварцем — 16—32, карбонатом — 15—24, хлоритом — 12—19 и биотитом — 0—7%.

VII. Выше следует седьмой пласт альбито-кварцево-карбонатно-биотито-хлоритовых сланцев мощностью около 60 *м* с редкими маломощными (0,5—1,0 *м*) прослоями карбонатно-кварцево-магнетитовых роговиков.

На восточном крыле синклинали породы этого пласта встречены скв. 117 на глубине 208—275 *м* и на западном крыле — скв. 116 (гл. 254—316 *м*).

Текстура этих сланцев полосчатая, что обусловлено неравномерным (послойным) распределением слагающих породу минералов. Выделяются полосы, в которых преобладают один или два минерала, а другие имеют резко подчиненное значение. Мощность полос изменяется от 0,5 до 2—3 *мм* и редко достигает 20—30 *мм*. Часто в породе встречаются кварцевые прожилки мощностью до 60 *см*, ориентированные обычно по слоистости.

Минеральный состав сланцев этого пласта следующий: хлорит, серицит, биотит, кварц, карбонат, альбит, магнетит и сульфиды. В зависимости от преобладания того или другого минерала среди сланцев этого пласта различаются такие разновидности: кварцево-биотито-хлоритовые, кварцево-карбонатно-хлоритовые, кварцево-карбонатно-биотито-хлоритовые, кварцево-карбонатно-серицито-хлоритовые, альбито-карбонатно-хлорито-кварцевые и другие.

Альбито-карбонатно-хлорито-кварцевые сланцы слагают редкие маломощные (до 50 *см*) полосы. Химический состав их характеризуется ан. *55* (табл. 67). По химическим коэффициентам эти сланцы относятся к глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистому ряду и по степени метаморфического преобразования отвечают аспидной ступени метаморфических сланцев.

Железисто-кремнистые роговики, встреченные среди сланцев этого пласта, представлены тонкополосчатой разностью с чередованием следующих прослоев:

кварцево-хлорито-магнетитовых (мощность 0,8—1,5 *мм*), состоящих из магнетита — 50—60%, кварца — 15—24, хлорита — 12—19 и карбоната — 4—11%;

карбонатно-кварцевых (0,5—1,0 *мм*), состоящих из кварца — 45—67%, карбоната — 25—28, магнетита — 5—18, хлорита — 0—10%;

кварцево-карбонатных (1,0—1,5 *мм*), сложенных карбонатами — 50—55%, кварцем — 20—26, хлоритом — 10—12, магнетитом — 9—15%.

Хлорит в этих роговиках представлен тюрингитом ($Ng = Nm = 1{,}672 \pm 0{,}002$), карбонаты — сидеритом и анкеритом.

VIII. Следующий — восьмой — пласт представлен грубополосчатыми магнетито-биотито-хлорито-карбонатно-квар-

цевыми сланцами. Пересечен он скв. 117 на глубине 276—324 *м* и скв. 116 в интервале 194—254 *м*. Нормальная мощность пласта 55—60 *м*.

По минеральному составу в этом пласте выделяются перемежающиеся прослои сланцев следующего состава: хлорито-кварцево-карбонатные, биотито-хлорито-кварцево-карбонатные, иногда с магнетитом, магнетито-кварцево-биотито-хлоритовые и другие. Мощность прослоев изменяется от 0,5 до 1,5 *м*. Среди них скв. 117 в интервале 278—282 *м* встречены альбито-кварцево-карбонатно-хлорито-серицитовые туфосланцы. Количественный минеральный состав этих сланцев (%): серицит — 35—40%, карбонат — 30—35, кварц — 10—15, хлорит — 5—20, альбит — 5—8%. Структура гранолепидобластовая.

Химический состав их приведен в табл. 67 (ан. *56*). Согласно анализам, они принадлежат к глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистым породам, образовавшимся в результате метаморфизма глинистых и коллоидно-хемогенных отложений с примесью туфогенного материала.

IX. Далее к западу залегает девятый пласт грубополосчатых магнетито-хлорито-биотито-карбонатно-кварцевых сланцев с тонкими прослоями карбонатно-кварцево-биотито-хлоритовых сланцев и железисто-карбонатно-кремнистых роговиков. Этот пласт встречен скв. 116 на глубине 120—194 *м* и скв. 115 в интервалах 75—94 *м* и 276,3—314,7 *м*. Мощность пласта составляет 67 *м*.

Под микроскопом полосчатость магнетито-хлорито-биотито-карбонатно-кварцевых сланцев проявляется в чередовании следующих прослоев:

магнетито-кварцево-карбонатных (мощность 0,8—3,7 *мм*), сложенных карбонатом — 62—71%, кварцем — 19—21, хлоритом — 1,7, магнетитом — 3—10%;

магнетито-кварцево-хлорито-карбонатных (1,0—1,25 *мм*), состоящих из карбоната — 40—47%, хлорита — 30—32, кварца — 17—20, магнетита — 10—12%;

карбонатно-биотито-хлоритовых (1,0—2,5 *мм*), сложенных хлоритом — 35—45%, карбонатом — 20—29, биотитом — 20—30, кварцем — 1—16%;

хлорито-карбонатно-кварцевых (0,5—2,5 *мм*), состоящих из кварца — 40—45%, карбоната — 27—30, хлорита—20—25, биотита—8—12%.

Минеральный состав карбонатно-кварцево-биотито-хлоритовых сланцев этого пласта следующий (%): хлорит (афросидерит) — 40—75; биотит — 20—25, кварц — 10—30 и карбонат — 5—30.

Железисто-кремнистые роговики в этом пласте составляют около 15%. Представлены они полосчатой разностью с чередованием таких полос:

хлорито-кварцево-карбонатно-магнетитовых (мощность 0,6—2,0 *мм*),

состоящих из магнетита — 46—58%, карбоната — 3—28, кварца — 14—25, хлорита — 12—17%;

биотито-магнетито-кварцевых (1,0—1,5 *мм*), сложенных кварцем — 57—73%, магнетитом — 9—11, биотитом — 7—15%;

магнетито-хлорито-кварцево-карбонатных (1—2 *мм*), сложенных карбонатом — 32—48%, кварцем — 28—34, хлоритом — 19—25, магнетитом — 9—18%;

кварцево-магнетито-биотито-хлоритовых (0,5—2 *мм*), состоящих из хлорита — 33—39%, биотита — 23—38, магнетита — 11—29 и кварца — 9—18%;

кварцево-карбонатных (1—2 *мм*), сложенных карбонатом — 70—76%, кварцем — 12—24, магнетитом — 0—11, хлоритом — 0—2 и биотитом 0—4%.

Хлорит представлен тюрингитом и афросидеритом. Карбонат — сидеритом, но в некоторых прослоях обнаружен анкерит.

Химический состав роговиков этого пласта характеризуется ан. *57* (см. табл. 67). Как видно из анализа, роговики этого пласта относятся к рудным окисно-закисно-железисто-силикатно-кремнистым породам, характеризующимся высоким коэффициентом железистости и низкими значениями коэффициентов магнезиальности и известковистости.

X. Еще выше следует десятый пласт грубополосчатых сланцев кварцево-карбонатно-биотито-хлоритовых с очень редкими тонкими прослоями железисто-карбонатно-кремнистых роговиков. Пересечен этот пласт скв. 115 (74—141 *м* и 210—276 *м*) и 116 (55—120 *м*).

Полосчатость в сланцах и роговиках обусловлена неравномерным количественным распределением минералов: чередуются полоски темные, существенно хлоритовые или биотито-хлоритовые, и светлые — кварцевые и кварцево-карбонатные, а также смешанного состава. В зависимости от преобладания тех или других минералов выделяются следующие разности сланцев: кварцево-биотито-хлоритовые, биотито-хлорито-кварцево-карбонатные, магнетито-кварцево-карбонатно-хлоритовые и другие.

Мощность прослоев различного состава изменяется от 0,2 до 20 *см*. На основании количественного подсчета минералов в шлифах выделяются следующие прослои (табл. 68).

Хлорит в этих сланцах представлен афросидеритом, реже тюрингитом. Он образует отдельные удлиненные чешуйки, располагающиеся между зернами кварца и карбоната, или мономинеральные прослойки.

Биотит обычно ассоциирует с хлоритом и развивается за счет последнего. Он образует листочки буро-коричневого цвета, плеохроирующие до светло-желтого.

Карбонат — анкерит, в отдельных прослойках — сидерит.

Таблица 68

Минеральный состав сланцев по прослоям (об. %)

Прослой	Мощность, *мм*	Магнетит	Карбонат	Кварц	Хлорит	Биотит
Кварцево-биотито-хлорито-карбонатный	1—1,25	Ед. зерна	29—41	8—24	7—35	0—31
Хлорито-карбонатно-магнетитовый	0—1,0	27—48	26—38	4—5	21—30	—
Кварцево-карбонатный	0,5—1,25	0—8	42—95	0—49	4—9	1—13
Карбонатно-биотито-кварцево-хлоритовый	1—6,25	—	3—13	27—38	31—42	18—28
Магнетито-кварцево-карбонатный	0,5—3,75	0—16	62—80	13—27	0—7	0—5
Карбонатно-хлорито-кварцевый	0—0,5	2—7	0—20	64—83	0—16	0—17
Биотито-магнетито-кварцево-карбонатный	1—1,25	3—20	26—49	10—26	19—37	0—17
Магнетито-кварцево-биотито-хлорито-карбонатный	1,0—5,0	5—20	20—36	7—36	15—40	7—24
Магнетито-биотито-хлоритовый	0,5—0,9	0—25	12—26	5—26	23—60	21—33
Хлорито-карбонатно-кварцевый	0,4—1,25	0—13	26—36	47—64	Ед. зерна—17	0—6
Биотито-хлоритовый	1,25—2,50	Ед. зерна	0—12	0—16	37—68	20—46
Хлорито-карбонатно-магнетито-кварцевый	1,25—5,0	18—23	27—34	33—35	13—17	Ед. зерна
Хлорито-карбонатно-кварцево-биотитовый	1,25—2,50	0—10	7—21	13—32	11—19	42—45
Карбонатно-хлорито-кварцевый	1,25—2,50	0—7	15—27	35—45	20—36	8—11
Магнетито-биотито-хлоритовый	0,4—2,50	18—31	0—4	0—9	30—46	27—42
Магнетито-кварцево-биотитовый	0—1,25	0—8	—	9—27	9—32	40—65
Хлорито-магнетито-кварцево-карбонатный	1,25—3,75	0—9	47—59	35—53	1—7	—
Магнетито-карбонатно-кварцевый	0—1,25	18—29	26—29	30—36	5—7	8—12
Карбонатно-кварцево-хлоритовый	1—1,25	—	23—28	32—42	30—45	—
Магнетито-хлорито-кварцевый	1,25—2,5	14—24	—	49—59	21—26	0—11

Химический состав кварцево-карбонатно-биотито-хлоритовых сланцев приведен в табл. 67 (ан. *58*). По химическому составу эти сланцы относятся к группе глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистых пород.

XI. В ядре синклинали залегает одиннадцатый пласт грубополосчатых магнетито-карбонатно-кварцево-хлорито-биотитовых и карбонатно-кварцево-биотито-хлоритовых сланцев мощностью 32 *м* с прослоями магнетито-карбонатно-кварцевых роговиков. Пересечен он скв. 115 на глубине 141—210 *м*.

Количественный минеральный состав сланцев этого пласта (%): хлорит — 17—44, кварц — 26—45, карбонат — 22—33, биотит — 5—23, магнетит — 4—20. Из акцессорных минералов обнаружены циркон и рутил. Химический состав приведен в табл. 67 (ан. *59*). По химическим коэффициентам сланцы этого пласта относятся к нерудным закисным железисто-кремнистым породам.

Железисто-карбонатно-кремнистые роговики этого пласта представляют собой тонкослоистые породы. Слоистость проявляется в чередовании прослоев светлых — кварцево-карбонатных, темных — обогащенных магнетитом и темно-зеленых — силикатных. Состав этих прослоев и их мощности приведены в табл. 69. Существенно магнетитовые прослои встречаются сравнительно реже других: магнетит в них образует полиэдрические сростки, расположенные под углом к слоистости, редко — тонкие сливные полоски мощностью 0,3—0,5 *мм*.

Хлорит представлен афросидеритом, а в некоторых полосках — тюрингитом.

Биотит обычно ассоциирует с хлоритом и представлен бурой и зеленовато-бурой разновидностью, между которыми существуют взаимные переходы.

Карбонат представлен сидеритом и анкеритом, которые встречаются в разных прослойках. Реже наблюдается доломит.

Химический состав роговиков этого пласта характеризуется ан. *60* (см. табл. 67).

Как видно из анализов, роговики и сланцы этого пласта относятся к малорудным окисно-закисно-железисто-кремнистым породам с коэффициентом окисления $O = 0,5$.

Магнетито-кварцевые роговики встречены в восточной части структуры скв. 487 (117,0—117,5 *м*), 501 (100,5—107,0 *м*) среди каолинизированных кварцево-хлоритовых сланцев; скв. 136 (76—89 *м*) среди амфиболитов; скв. 211 (66,4—74,9 *м*) и 599 (93,5—95,0 *м*). Разведанная мощность пласта — 0,5—13 *м*.

Внешне роговики представляют собой тонко- и грубополосчатые породы. Полосчатость в них проявляется в чередовании прослоев светлых — существенно кварцевых, темных — магнетитовых и серых — смешанных

Таблица 69

Минеральный состав роговиков из скв. 115 по прослоям (об. %)

Прослой	Глубина, *м*	Мощность, *мм*	Магнетит	Карбонат	Кварц	Хлорит	Биотит
Карбонатно-магнетито-хлоритовый	150—151	0,6—1,25	37—38	18—22	0—10	31—44	—
Кварцево-биотито-магнетито-хлорито-карбонатный		2,5—5,0	13—22	24—34	15—17	19—24	14—18
Карбонатно-кварцево-хлорито-магнетитовый	151—153	0,5—2,50	30	20	21	26	3
Кварцево-карбонатный		1,25—3,75	10—11	48—51	30	7—9	0—4
Карбонатно-кварцево-магнетитовый		0,3—6,25	50	19	21	10	—
Биотито-хлоритовый		0,5—1,25	—	0—8	5—14	25—52	26—30
Магнетито-кварцево-карбонатный	165—167	0,5—5,0	3—24	34—56	23—33	1—8	5—7
Кварцево-магнетитовый		0,2—1,85	55	—	27	7	11
Кварцево-хлорито-магнетитовый		0,6—1,25	42—54	0—2	8—18	26—36	0—9
Карбонатно-магнетито-кварцевый	177—179	0,8—1,25	22—35	9—20	51—65	1—4	—
Хлорито-кварцевый		0,5—0,125	—	—	51	49	—
Карбонатно-кварцевый		0,4—0,9	3—13	26—39	58—61	0—1	—
Карбонатно-кварцево-магнетитовый		0,6—1,25	54—56	20—24	22—24	—	—
Кварцево-карбонатный		0,3—0,9	4	64	32	—	—
Кварцево-карбонатно-магнетитовый	180—181	1,25—2,50	40—50	19—27	16—18	0—15	0—1
Магнетито-карбонатно-кварцевый		0—1,25	21—24	28—38	37—41	0—1	0—11
Хлорито-карбонатно-кварцевый		3,75	14	20	35	16	15
Магнетито-кварцевый		1,25	24	11	65	3	7
Биотито-кварцево-хлорито-магнетитовый		1,25—2,50	37—47	2—12	17—28	18—30	3—16
Карбонатно-кварцевый		1,25	5	37	51	3	4
Кварцево-магнетито-карбонатный		2,50	18	54	17	2	3
Хлорито-карбонатно-кварцевый	195—199	1,25	5	34	42	18	1
Кварцево-хлоритовый		2,50	7	8	14	66	5
Кварцево-карбонатный		3,75—5,0	4—11	61—64	28—29	1—3	—
Кварцево-магнетитовый		1,25	49	9	37	5	—
Карбонатно-хлорито-магнетитовый		0,8	30	27	14	29	—

магнетито-кварцевых. Мощность прослоев изменяется от долей миллиметра до 1—2 *см*. Мощность рудных прослоев обычно меньше кварцевых и не превышает 0,8 *мм*.

Магнетит в прослоях образует полиэдрические сростки или сплошные полоски. В кварцевых прослоях он рассеян в виде отдельных идиоморфных кристаллов или пылевидных точечных включений в кварце.

Структура кварцевых прослоев типично роговиковая.

Гранато-хлорито-магнетито-кварцевые роговики встречены скв. 826 на глубине 151,0—153,5 *м*. Внешне это тонкослоистые породы с чередованием прослоев светлых — кварцевых и темно-серых — магнетитовых. Мощность прослоев 0,5—4,0 *мм*, реже до 1 *см*.

Минеральный состав роговиков (%): кварц — 45—55, магнетит — 10—25, хлорит — 10—15, гранат — 3—5.

Кварц образует мелкие неправильные зерна, иногда вытянутые по сланцеватости; размер зерен 0,02—0,8 *мм*.

Магнетит наблюдается в мелких изометрических зернах величиной 0,03—0,15 *мм*, а также полиэдрических сростках, ориентированных по слоистости породы.

Хлорит представлен мелкими удлиненными чешуйками.

Гранат — в крупных зернах, чаще разъеденных и замещенных кварцем и магнетитом.

Структура роговиковых прослоев гранобластовая.

Химический состав этих роговиков характеризуется ан. *61* (см. табл. 67). Согласно химической классификации, они принадлежат к малорудным окисно-закисно-железисто-кремнистым породам.

Основные эффузивные породы этой свиты встречены единичными скважинами в восточной части структуры и представлены амфиболитами, амфиболовыми сланцами и зелеными кварцево-альбито-хлоритовыми сланцами. Их химический состав характеризуется ан. *62—65* (см. табл. 67).

МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Геологические формации, слагающие Сурскую брахисинклиналь, изучены еще совершенно недостаточно. Приведенные данные о стратиграфическом расчленении, составе пород свидетельствуют о том, что они аналогичны толщам Верховцевского района. По данным абсолютной геохронологии, возраст роговых обманок из амфиболитов Новониколаевского участка равен 2500—2600 млн. лет, Сурского участка — 2700 млн. лет, т. е. они по возрасту отвечают толщам Верховцевского и Чертомлыкско-Соленовского районов.

Наличие сульфидных вкраплений, констатированных в ряде описанных толщ, свидетельствует о перспективной рудоносности этих форма-

ций, связанной как с процессами формирования вулканогенных толщ, так и с последующей их переработкой в процессе складкообразования и метаморфизма. В некоторых образцах пород ультрабазитовых формаций содержание Ni достигает 1%. К коре выветривания ультрабазитов приурочены окисные силикатно-никелевые залежи, содержащие кобальт. В участках карбонатного метасоматоза среди талько-магнезитов установлены магнезиты, представляющие промышленный интерес. Важное значение могут иметь также антофиллит-асбестовые месторождения в ультрабазитах. В метабазитовых формациях зеленых сланцев структурно-профильным бурением выявлены прослои медьсодержащего колчедана. В последнее время установлены прожилковые кварцево-пирротино-халькопиритовые медные оруденения с содержанием меди до 2,5%. В кератофировых формациях широко развиты вкрапления сульфидов.

На всей территории развития вулканогенных формаций по несистематическим металлометрическим определениям установлено содержание меди и цинка.

В пределах Сурского района отмечается повышенное содержание меди в зеленых сланцах — до 0,2% (Северо-Николаевский участок, скв. 13151, гл. 111,9—113,4 *м*), в лимонитах — до 0,3% (Восточно-Правдинский участок, скв. 12913, гл. 27,2—98,2 *м*), в кислых вулканогенных метаморфических породах — до 0,1% (Западно-Сурско-Михайловский участок, скв. 12934, гл. 117,3—118,0 *м*), в ультрабазитах — до 0,1% (Западно-Правдинский участок). В южной части Сурского района по спектральным анализам содержание цинка достигает 1% и более (скв. 25119), меди — 0,2% (скв. 25158).

Сульфидная минерализация широко развита и приурочена к зонам окварцевания, серицитизации, хлоритизации, пропилитизации в вулканогенных туфогенных метаморфических сланцах.

Многие скопления лимонита, встреченные в коре выветривания, можно рассматривать как железные шляпы на колчеданоносных породах.

Железисто-кремнистые формации Сурского района характеризуются фациальной неустойчивостью; здесь не обнаружены пласты промышленного значения.

Глава V

ГЕОЛОГИЯ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ БЕЛОЗЕРСКОГО РАЙОНА

Белозерский район развития железисто-кремнистых формаций составляет южную часть обширной подвижной Конкско-Белозерской зоны. Он располагается в 75 *км* южнее ранее изученного (1956—1959) Конкского района распространения железисто-кремнистых пород, на южном склоне Украинского щита, погружающегося в сторону Причерноморской впадины на глубину 250—500—700 *м* и более. Протяженность района, простирающегося в субмеридиональном направлении, составляет более 50 *км* при ширине 10—18 *км*.

В Белозерском районе, как и в Конкском, развиты древнейшие докембрийские формации, возраст метаморфизма которых равен 3100—3500 млн. лет. Формирование этих районов происходило в одних и тех же структурно-тектонических условиях; они имеют близкий литолого-минералогический состав, характер первоначального материала и тот же набор формаций. Геологическое изучение Белозерского района имеет большое значение для установления закономерностей осадконакопления, истории вулканизма, стратиграфического расчленения и металлогении метаморфических толщ всей древнейшей подвижной Конкско-Белозерской зоны.

Изучение Белозерского района началось сравнительно недавно в связи с поисками новых месторождений богатых железных руд.

Магнитные аномалии Белозерского района были установлены аэромагнитной съемкой, проведенной Западно-Русской геофизической экспедицией в 1948 г. Детальная магнитная съемка северной части района была выполнена Н. А. Звягинцевой в течение 1950—1953 гг. В результате этих работ составлена карта магнитных аномалий, на которой оконтурена область распространения железистых пород района и выделены три аномальных участка: северный (возле с. Малой Белозерки) западный и южный (центральная и южная часть района).

Первые геологические сведения о железорудных толщах на севере Белозерского района получены в 1954 г. при геологопоисковых работах, проводимых Украинским геологическим управлением. Здесь были встре-

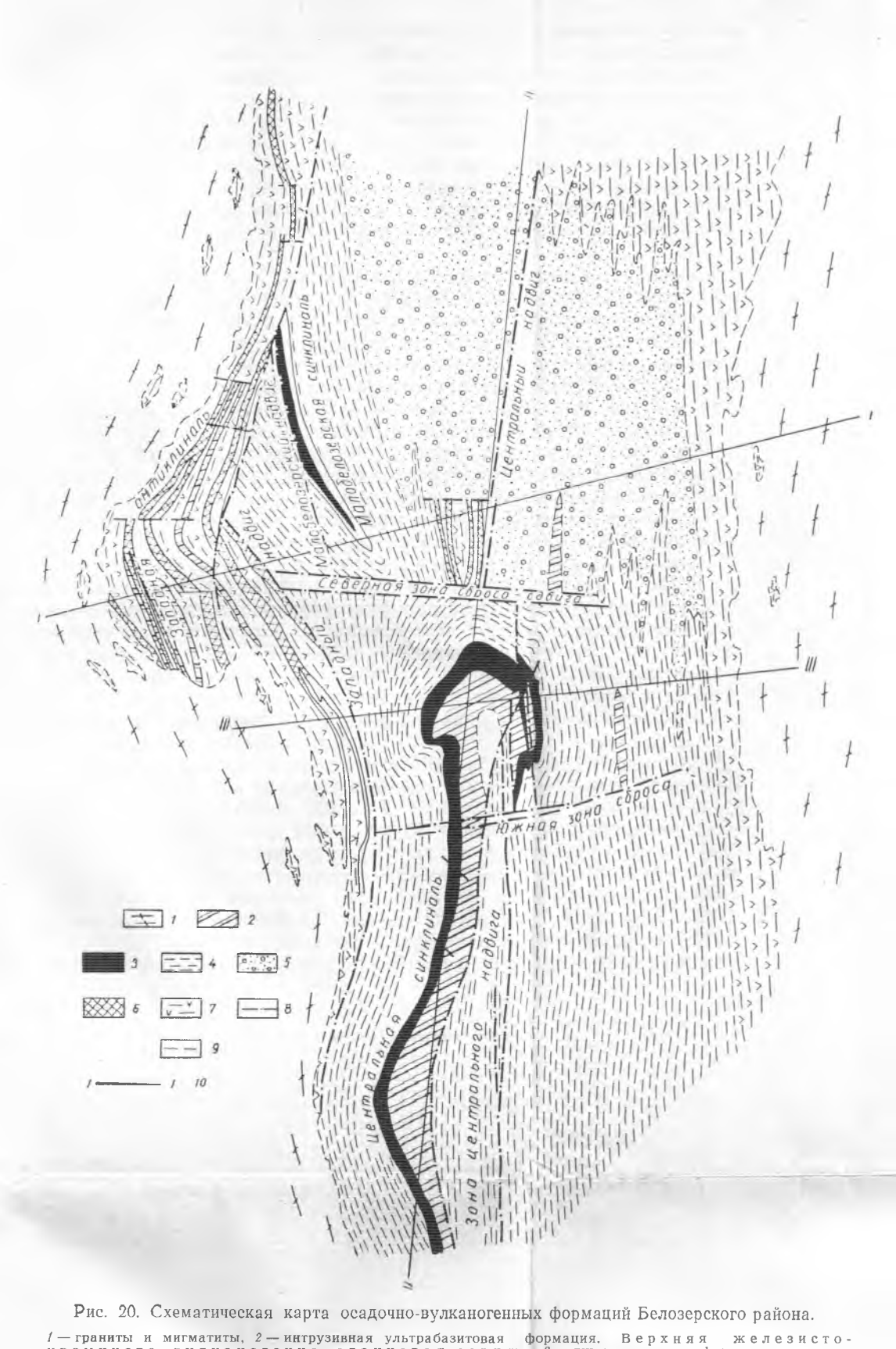

Рис. 20. Схематическая карта осадочно-вулканогенных формаций Белозерского района.

1 — граниты и мигматиты, *2* — интрузивная ультрабазитовая формация. Верхняя железисто-кремнисто-вулканогенно-сланцевая серия: *3* — джеспилитовая формация — рудные, малорудные и нерудные железисто-силикатно- и карбонатно-кремнистые роговики и богатые железом руды, магнетито-хлоритовые и магнетито-слюдистые сланцы; *4* — кератофировая формация — кварцево-серицитовые, кварцево-хлоритовые сланцы, туфосланцы, туфопесчаники, туффиты, кварцевые кератофиры, апокератофиры, метапесчаники. Нижняя железисто-кремнисто-метабазитовая серия: *5* — метабазито-андезито-порфирито-зеленосланцевая подформация — измененные порфириты, апоспилиты, апокератофиры, кварцево-хлоритовые сланцы, магнетито-карбонатно-кварцевые и магнетито-биотито-хлоритовые роговики; *6* — метабазито-железисто-кремнистая подформация — магнетито-грюнерито-кварцевые, магнетито-биотито-куммингтонито-кварцевые, магнетито-куммингтонито-гранато-кварцевые роговики, апоспилиты, аподиабазы, сланцы; *7* — метабазитовая формация — измененные амфиболиты, апоспилиты, биотито-роговообманковые сланцы, плагиоклазо-амфиболовые сланцы, очковые сланцы; *8* — линии тектонических нарушений; *9* — предполагаемые контакты.

чены богатые железисто-силикатные роговики и железные руды, что свидетельствовало о перспективности района на железо и способствовало постановке геологоразведочных и детальных геофизических работ. Позднее в районе белозерских аномалий проводились поисково-разведочные и геофизические работы геологоразведочной экспедицией треста «Днепрогеология». Благодаря большому числу скважин глубиной от 300 до 1500 *м*, был выяснен вещественный состав метаморфических толщ Белозерского района, построена схема их стратиграфического расчленения и изучено геологическое строение такого совершенно закрытого района Украинского щита, каким является Белозерское железорудное месторождение.

В настоящее время работами Белозерской экспедиции (главные геологи В. Ф. Халло и В. М. Миткеев) в районе установлено три месторождения богатых железных руд: Северное, Южное и Переверзевское, на основе которых строится горнорудный комбинат на Южном участке.

Изучены кристаллические породы Белозерского района неравномерно; наиболее подробно разведана и исследована железорудная толща в верхней части геологического разреза района, имеющая большое промышленное значение. Метаморфические породы нижней части разреза, развитые на больших площадях, но содержащие железистые породы в подчиненных количествах, изучены совсем недостаточно, так как вскрыты единичными профилями, а порой только отдельными скважинами.

По петрохимическим особенностям метаморфических пород и геофизическим данным, в Белозерском районе выделяются участки Южный, Северный, Западный, Орлянский и участок скв. 188. Южный и Северный участки занимают центральные части района и сложены железисто-кремнистыми, глиноземисто-железисто-кремнистыми и глинисто-песчанистыми породами с подчиненными туфо-вулканогенными продуктами кислого состава. Западный, Орлянский и участок скв. 188, расположенные по периферии района, сложены преимущественно вулканогенными породами основного ряда и менее — среднего, ультраосновного и кислого, ритмически переслаивающимися с железисто-кремнистыми осадочными образованиями.

Белозерский район — один из недавно открытых районов железорудных месторождений, однако интерес к нему многих исследователей объясняет его сравнительно неплохую изученность. В последние годы опубликовано сравнительно много статей, посвященных вопросам стратиграфического расчленения кристаллических пород Белозерского района и его геологическому строению (Семененко и др., 1959; Доброхотов и др., 1960, 1964; Миткеев, 1965; Ладиева, 1965), минералогическому составу слагающих толщ (Ладиева, 1961, 1964; Гузенко и др., 1962; Ходюш, 1962, Танатар-Бараш, 1962; Скаржинская, 1964, Струева, 1965), абсолютной геохронологии пород (Ладиева, 1962, 1964, 1965), форма-

ционному анализу (Ладисва, 1964; Каляев, 1965) и строению глубинных зон земной коры в Белозерском районе (Семененко и др., 1964).

Белозерский район сложен кристаллическими породами и осадочными мезозойскими отложениями мощностью от 200 до 500 *м* и больше.

Дальнейшее описание будет производиться только для кристаллического фундамента.

Данная работа является результатом геологических исследований железисто-кремнистых формаций Украины, проводимых Институтом геологических наук АН УССР под руководством Н. П. Семененко, и ранее (Семененко и др., 1956, 1959) не опубликованных.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Белозерский район развития железисто-кремнистых формаций представляет собой складчатое сооружение синклинального строения, ограниченное с запада и востока гранитами и мигматитами. Он является областью развития тех же осадочно-вулканогенных формаций, что и в Конкском районе, и отделен от последнего гранитами и мигматитами с ксенолитами метаморфических пород. Конкский и Белозерский районы, таким образом, составляют единую Конкско-Белозерскую структурную зону, простирающуюся в субмеридиональном направлении.

Осадочно-вулканогенные породы Белозерского и Конкского районов, по данным геохронологических исследований, принадлежат к древнейшим докембрийским образованиям, возраст которых колеблется в пределах 3100—3500 млн. лет (Ладиева, 1961, 1964, 1965).

Существенное значение для правильного направления в изучении и расшифровке геологического строения Белозерского района, имели предшествующие работы по исследованию железисто-кремнистых формаций Украины и в частности Конкского района (Семененко и другие, 1956, 1959).

Общность вещественного состава, характер исходного материала, генезиса, стратиграфическое расчленение, одинаковый абсолютный возраст метаморфических толщ Белозерского и Конкского районов дают достаточное основание для отнесения их к единой древнейшей геосинклинальной зоне Украинского щита.

Белозерский железорудный район сложен метаморфическими первичноосадочными, вулканогенными и магматическими интрузивными образованиями. Различный исходный состав и последующая переработка его в значительном диапазоне ступеней метаморфизма обусловили большое разнообразие пород, слагающих Белозерский район. Осадочные образования представлены хемогенными железисто-кремнистыми, алюмосиликатными железисто-кремнистыми, алюмосиликатными песча-

но-глинистыми терригенными и вулканогенно-кластогенными породами; вулканогенные — продуктами переработки основных, кислых, средних и ультраосновных лав. Интрузивные породы являются производными кислых, основных и ультраосновных магм и представлены гранитами, эпидиабазами, измененными пироксенитами, серпентинитами, талькомагнезитами и др.

Осадочно-вулканогенные породы наиболее широко распространены в Белозерском районе, слагая всю его метаморфическую толщу. Интрузивные основные и ультраосновные породы имеют резко подчиненное значение и встречаются спорадически в виде даек и интрузивных залежей.

Пространственное размещение исходных образований (в разрезе и по площади кристаллического фундамента района) имеет определенную закономерность, заключающуюся в том, что нижние части геологического разреза слагаются преимущественно вулканогенными породами основного состава и менее — среднего, кислого и ультраосновного, ритмически переслаивающимися с железисто-кремнистыми осадочными образованиями в верхних же частях доминирующее положение занимают хемогенные железисто-кремнистые и глинисто-песчанистые нормально-осадочные породы; вулканогенные — кислые и средние — играют подчиненную роль. Интрузивные образования кислого состава, представленные серыми плагиогранитами, розовыми аплито-пегматоидными гранитами и мигматитами, оконтуривают метаморфические породы с запада и востока (рис. 20).

С севера и юга контакт осадочно-вулканогенных пород с окружающими не вскрыт. Контакты гранитов с метаморфическими породами Западного участка активные. По ряду скважин Западного участка в гранитах (возраст 1760—1870 млн. лет, определенный по слюде) выявлены переработанные ксенолиты метаморфических осадочно-вулканогенных пород. Здесь широко развиты аплито-пегматоидные отщепления (возраст по слюде — 1870 млн. лет, скв. 391), которые в виде секущих и послойных тел внедрены в метаморфические породы Западного участка. Эти граниты обусловили глубокий метаморфизм осадочно-вулканогенных пород.

В Белозерском районе по минералого-петрографическим и геохронологическим данным установлено несколько фаз метаморфизма, проходивших, согласно определениям абсолютного возраста, в различное время, в широком возрастном диапазоне.

Перерабатывался и изменялся исходный материал под воздействием различных ступеней метаморфизма. Среди осадочных и вулканогенных образований выделяются, по Н. П. Семененко, породы, подвергавшиеся переработке в условиях динамотермального метаморфизма от низкотемпературных ступеней (метаморфические сланцы) до высокотемпера-

турных образований амфибологнейсовой ступени плутонометаморфизма. Низкотемпературными продуктами метаморфического изменения исходного материала являются аспидные и филлитовидные кварцево-серицитовые, кварцево-хлоритовые и другие сланцы, группа зеленых сланцев, филлиты, хлорито-карбонатные, железисто-гидрослюдисто-хлоритовые роговики, широко развитые в центральных частях района — на Южном и Северном участках. При динамотермальном метаморфизме, обусловливающем высокую степень гидратации минералов, а местами избыток CO_2, пелитовые и алевритовые алюмосиликатные породы преобразуются в тонкочешуйчатые и крипточешуйчатые сланцы. Закисно-окисно-железисто-кремнистые осадки на низкотемпературных ступенях динамотермального метаморфизма в условиях высокой насыщенности кислородом и при некотором избытке CO_2 преобразуются в богатые сидерито-гематито-кварцевые роговики с первичным карбонатом, а при более высоких температурах — в гематито-магнетито-кварцевые роговики, широко распространенные в железорудной толще Южного и Северного участков. При изменении режима кислорода в сторону недостатка его и избытка CO_2 из бедных закисно-железисто-кремнистых осадков образуются нерудные сидерито-кварцевые и сидерито-тюрингито-кварцевые роговики с магнетитом. При более высокой степени окисления в условиях динамотермального метаморфизма из железисто-кремнистых осадков возникают малорудные хлорито-сидерито-магнетито-кварцевые роговики.

В условиях низкотемпературного метаморфизма из глиноземисто-железисто-кремнистых осадков образуются аспидные хлоритовые сланцы с прослоями безрудных кварцевых роговиков с зернами магнетита; в алюмосиликатных пелитовых осадках при высокой гидратации возникают аспидные серицито-хлоритовые, биотито-хлорито-серицитовые и серицито-биотитовые сланцы.

О метаморфизме низких ступеней в глиноземисто-щелочноземельных породах свидетельствуют зеленые хлоритовые сланцы, содержащие кальцит, в котором удерживается кальций из разложенных силикатов.

В группу зеленых сланцев, помимо карбонатно-хлоритовых, образовавшихся в условиях высокой гидратации, входят также альбито-карбонатно-хлоритовые, альбито-эпидото-хлоритовые, карбонатно-кварцево-хлоритовые и другие разности. Низкотемпературная переработка в условиях динамотермального метаморфизма проявилась также в преобразовании исходных глиноземисто-магнезиальных пород Южного и Северного участков в хлорито-тальковые, тальковые, карбонатно-тальковые сланцы. При интенсивном гидротермальном метасоматозе из высокомагнезиальных отложений образовались талько-магнезитовые породы.

При более высокотемпературном динамотермальном метаморфизме в пределах центральных частей Белозерского района на Южном и Се-

верном участках — в алюмосиликатных породах возникли филлитовидные хлорито-биотитовые, серицито-биотитовые, серицитовые сланцы с хлоритоидом. В условиях гидратации, выноса натрия и привноса калия из кератофиров образовались кварцево-серицитовые сланцы и промежуточная группа — очковые кварцево-хлорито-серицитовые сланцы и порфироиды с альбитом. Из железисто-кремнистых осадков на этой ступени метаморфизма возникли малорудные и нерудные ферростильпномелано-тюрингито-магнетито-кварцевые роговики. Высокотемпературные ступени миграционно-контактового пневматолитового метаморфизма проявились главным образом в осадочно-вулканогенных породах Западного участка, расположенного на периферической части района.

Железисто-кремнистые породы под влиянием миграционно-контактового метаморфизма, проходившего с привносом калия, на ступени кристаллических сланцев преобразовались в такие роговики: магнетито-биотито-кварцевые, магнетито-куммингтонито-кварцевые, магнетито-грюнерито-кварцевые, магнетито-биотито-гранато-кварцевые, магнетито-гранато-куммингтонито-кварцевые, магнетито-биотито-гранато-куммингтонито-кварцевые. Из глиноземисто-железисто-кремнистых исходных осадков возникают гранато-биотитовые, биотито-магнетито-куммингтонитовые, биотито-гранато-куммингтонитовые кристаллические сланцы.

Продуктами плутонометаморфизма среднетемпературной гнейсовой ступени, проходившего в железисто-кремнистых осадках, являются магнетито-куммингтонито-роговообманково-кварцевые роговики, в которых под воздействием гранитных масс, пронизывающих метаморфизующиеся толщи, привноса натрия и глинозема, образуется роговая обманка по куммингтониту. На амфибологнейсовой ступени плутонометаморфизма щелочноземельные породы преобразуются в амфиболиты.

Даже при беглом анализе метаморфических процессов, проходивших в пределах развития осадочно-вулканогенных пород Белозерского района, устанавливается общая закономерность в распределении пород различных ступеней метаморфизма

В центральных синклинальных частях района преобладают образования низкотемпературных ступеней метаморфизма — метаморфические аспидные и филлитовидные зеленые сланцы; в периферических частях, контактирующих с гранитами и мигматитами, породы подверглись воздействию метаморфизма более высоких ступеней: высокотемпературной — амфибологнейсовой и кристаллических сланцев. В зонах рассланцевания и тектонических подвижек, где проходило послойное и легкое проникновение метаморфизующих растворов, ступени метаморфизма изменяются послойно.

С тектонической зоной рассланцевания, по-видимому, связан натровый и железистый метасоматоз Северного участка, в южной части кото-

рого в глиноземисто-железисто-кремнистых образованиях железорудной толщи широко развиты щелочные железистые амфиболы — рибекит и родузит. В этих местах обычно имеются эгирин и железная слюдка, образующиеся при наличии окиси железа и избытке кислорода. В процессе натрового метасоматоза, сопровождавшегося железистым метасоматозом, образовались эгирино-рибекито-железнослюдково-магнетитовые метасоматиты. В преимущественно глиноземистых прослоях метасоматоз выражается в альбитизации, часто настолько глубокой, что образуются мономинеральные альбитовые метасоматиты. В результате метасоматических процессов здесь возникают альбито-эгирино-магнетитовые, рибекито-эгирино-магнетитовые и другие роговики с железной слюдкой. Позднее здесь проходил карбонатный метасоматоз.

Процессы миграционно-контактового метаморфизма в условиях низких и высоких температур привели к образованию крупнокристаллических сланцев и мономинеральных пород.

Тектоника района

Белозерский район в общем структурном плане является сложным синклинорием субмеридионального простирания, осложненным складками более высоких порядков и рядом разрывных нарушений.

Анализ и расшифровка тектонического строения района представляют большие трудности, связанные, прежде всего, с наличием разнообразных и сложных сочетаний складчатых структур и их взаимоотношениями с дизъюнктивными нарушениями. Эта картина вуалируется также интрузиями гранитов, прорывавших и ассимилировавших метаморфические породы бортовых частей синклинория. Расшифровку геологической структуры района осложняет его приуроченность к южному склону Украинского щита, имеющему блоковое строение. Сложность тектонических построений связана также с недостаточной изученностью прибортовых частей, отдаленных от центральных, более разведанных зон, сложенных железорудными толщами.

Единичные неглубокие скважины, вскрывающие поверхностную часть кристаллических пород восточного борта, не представляют достаточного материала не только для анализа структур, но и для изучения вещественного состава метаморфических толщ, например участков Орлянского, скв. 188 и др. Слабо исследована также западная зона (борт), где пройдено всего два геологических профиля с большими расстояниями между скважинами. При выяснении структуры этой зоны приходилось часто основываться только на данных геофизических исследований.

Ввиду большой сложности восстановления истории тектонического развития района возможны различные варианты структурных

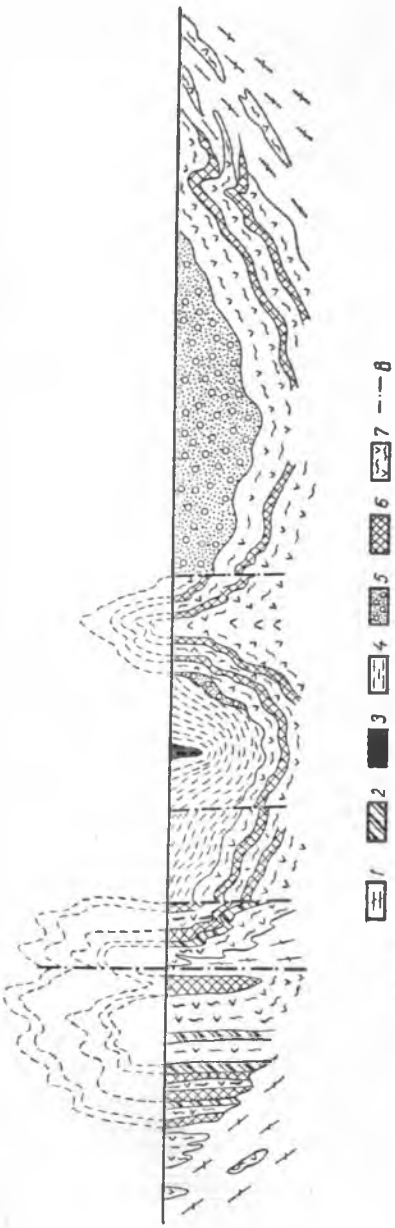

Рис. 21. Схематический геологический разрез Белозерского района по линии I—I.

1 — мигматиты и граниты, *2* — ультрабазиты. Верхняя железисто-кремнисто-вулканогенно-сланцевая серия: *3* — роговики, железисто-кремнистые породы, магнетито-хлорито-кварцевые и хлорито-кварцевые сланцы, *4* — туфопесчаники, туфосланцы, туффиты, метапесчаники, кварцевые кератофиры, апокератофиры, кварцево-серицитовые сланцы и др. Нижняя железисто-кремнисто-метабазитовая серия: *5* — апокератофиры, апопорфириты, альбитофиры, кварцево-хлоритовые, кварцево-серицито-хлоритовые и другие сланцы; *6* — роговики магнетито-гроперито-кварцевые, магнетито-биотито-гроперито-кварцевые, магнетито-гранато-куммингтонито-кварцевые и другие, аподиабазы, сланцы; *7* — апосиллиты, изменённые амфиболиты, аподиабазы, биотито-роговообманковые, плагиоклазо-амфиболовые, очковые и другие сланцы; *8* — линии тектонических нарушений.

построений. Ниже предлагаем одну из возможных схем геологической структуры, которая, с нашей точки зрения, наиболее полно характеризует общее строение района и является достаточно обоснованной.

Основной складчатой структурой района является крупный, круто поставленный Белозерский синклинорий субмеридионального простирания длиной 35—40 *км* и, по-видимому, более при ширине в центральной части не менее 15—17 *км*. Однако истинная ширина его нам неизвестна ввиду ассимиляции гранитами пород западного и восточного бортов и наличия ряда дизъюнктивных нарушений, уменьшивших горизонтальную (на плане) мощность слагающих пород. Крылья синклинория имеют крутое падение на восток под углом 75—80° и сложены наиболее древними породами железисто-кремнисто-метабазитовой серии, вытягивающимися в виде полос вдоль западной и восточной его части, обрамляя внутреннее ядро, выполненное более молодыми породами верхней железисто-кремнисто- вулканогенно-сланцевой серии. Северное и южное замыкания структуры синклинория остаются пока неизвестными.

Можно предполагать, что на севере Белозерский синклинорий через ряд структур соединяется с Конкским, образуя вместе большой Конкско-Белозерский синклинорий. Западное и восточное крылья Белозерского синклинория, как уже было сказано, значительно изменены и переработаны интрудировавшими гранитами. Значительно больше сохранилась внутренняя часть синклинория (ядро), более отдаленная от площадей развития гранитов и мигматитов.

Белозерский синклинорий осложнен складчатыми структурами более высокого порядка. К ним относятся синклинальные и антиклиналь-

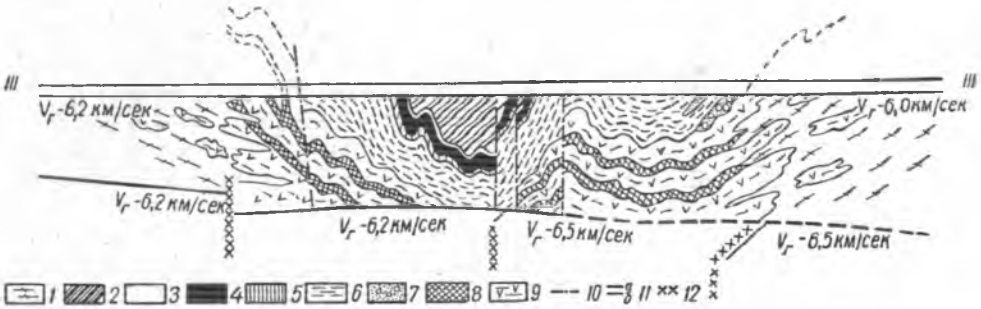

Рис. 23. Схематический сейсмогеологический разрез Белозерского района по линии *III—III*.

1 — граниты и мигматиты; *2* — ультрабазиты. Верхняя железисто-кремнисто-вулканогенно-сланцевая серия: *3* — сланцы кварцево-хлоритовые, кварцево-хлорито-стильпномелановые, кварцево-хлоритовые с магнетитом, магнетито-карбонатно-стильпномелановые роговики с прослоями кварцевых кератофиров; *4* — роговики карбонатно-кварцево-магнетитовые, кварцево-магнетитовые, хлорито-магнетито-кварцевые с биотитом; *5* — сланцы кварцево-хлоритовые, кварцево-серицито-хлоритовые с прослоями малорудных и нерудных хлорито-карбонатно-магнетито-кварцевых роговиков; *6* — туфопесчаники, туфосланцы, туффиты, метапесчаники, кварцевые кератофиры, апокератофиры, кварцево-серицитовые сланцы. Нижняя железисто-кремнисто-метабазитовая серия: *7* — зеленые сланцы, апопорфириты, альбитофиры и другие; *8* — роговики магнетито-грюнерито-кварцевые, магнетито-биотито-кварцевые, магнетито-гранато-кварцево-куммингтонитовые, аподиабазы, сланцы; *9* — апоспилиты, аподиабазы, измененные амфиболиты, биотито-роговообманковые сланцы, плагиоклазо-амфиболовые сланцы, очковые сланцы; *10* — тектонические нарушения; *11а* — преломляющие границы, *11б* — отражающие площадки по сейсмическим данным; *12* — разломы по сейсмическим данным.

ные складки изоклинальной формы, простирающиеся преимущественно субмеридионально с небольшими местными отклонениями, связанными с процессами более поздних тектоно-магматических циклов. Структуры второго порядка имеют большие размеры и крутое (75—80°) падение крыльев на восток.

Среди складчатых структур высшего порядка в Белозерском синклинории выделяются Центральная синклиналь, Западная синклиналь и предположительно — Восточная и Малая антиклинали (см. рис. 20, а также рис. 21, 22, 23).

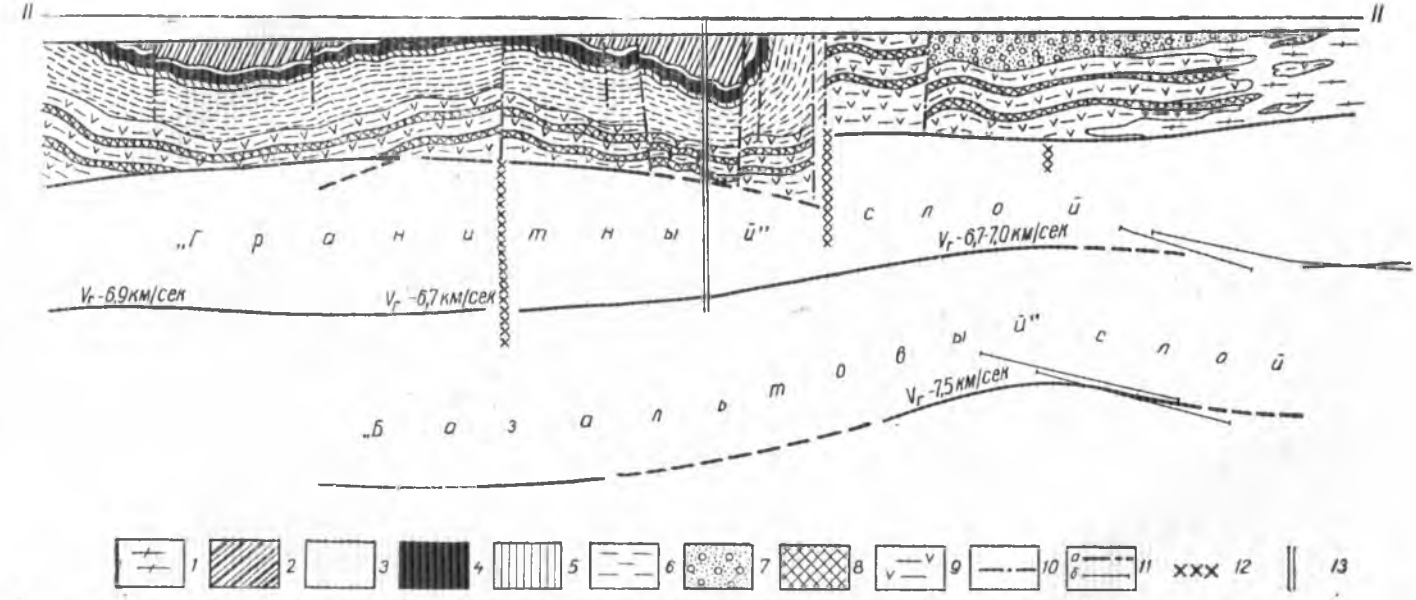

Рис. 22. Схематический продольный сейсмогеологический разрез Белозерского района по линии II—II.

1 — граниты и мигматиты, *2* — ультрабазиты. Верхняя железисто-кремнисто-вулканогенно-сланцевая серия: *3* — сланцы кварцево-хлоритовые, кварцево-хлорито-стильпномелановые, кварцево-хлоритовые с магнетитом, магнетито-карбонатно-стильпномелановые роговики с прослоями кварцевых кератофиров; *4* — роговики карбонатно-кварцево-магнетитовые, магнетитовые, хлорито-магнетито-кварцево-карбонатные и хлорито-магнетито-кварцевые с биотитом; *5* — сланцы кварцево-хлоритовые, кварцево-серицито-хлоритовые с прослоями малорудных и нерудных хлорито-карбонатно-магнетито-кварцевых роговиков; *6* — туфопесчаники, туфосланцы, туффиты, метапесчаники, кварцевые кератофиры, апокератофиры, кварцево-серицитовые сланцы. Нижняя железисто-кремнисто-метабазитовая серия: *7* — зеленые сланцы, апопорфиты, альбитофиры; *8* — роговики магнетито-грюнерито-кварцевые, магнетито-биотито-кварцевые, магнетито-гранато-кварцево-куммингтонитовые, аподиабазы, сланцы; *9* — апоспилиты, аподиабазы, измененные амфиболиты, биотито-роговообманковые сланцы, плагиоклазо-амфиболовые сланцы, очковые сланцы. *10 а* — преломляющие границы; *10 б* — отражающие площадки по сейсмическим данным; *11* — разломы по сейсмическим данным; *12* — тектонические нарушения; *13* — сверхглубокая скважина.

Центральная синклиналь наиболее сохранилась от действия последующих тектоно-магматических процессов. В связи с большими разведочными работами, проводимыми на месторождениях богатых железных руд на юге и севере Белозерского района в пределах этой синклинали, она является сравнительно хорошо изученной структурой. Синклиналь простирается на расстояние 35—40 *км* и более. Ширина ее предположительно измеряется не менее чем 8—10 *км* в южной части, где ее крылья сохранились более полно; в северной части ввиду тектонических дизъюнктивных нарушений ширина синклинали составляет 3—4 *км*. Ядро и крылья синклинали выполнены образованиями верхней железисто-кремнисто-вулканогенно-сланцевой серии: зеленосланцево-метабазитовые и железисто-кремнистые породы залегают в ядре, а вулканогенные и терригенные глинисто-песчанистые — в крыльях.

В состав Центральной синклинали входят две обособленные части: Южно-Белозерская и Северо-Белозерская синклинали, разделенные между собой поперечной зоной поднятия, о чем свидетельствуют выступающие здесь более древние породы нижней вулканогенно-сланцевой свиты. Севернее этой зоны наблюдается синклинальное замыкание железистых пластов Северо-Белозерской складки с погружением ее шарнира на север; южнее — синклинальное замыкание Южно-Белозерской складки с вертикальным погружением шарнира предположительно также на юг. Возможно, здесь произошла ундуляция шарниров складок, на что указывают более древние образования среди железистых пород.

Южно-Белозерская синклиналь — изоклинальная крутопадающая на восток структура, простирающаяся в субмеридиональном направлении на 17—18 *км* и более. Восточное крыло синклинали было срезано центральным Белозерским надвигом и почти все уничтожено; оставшаяся северная часть восточного крыла сохранилась в виде ряда чешуйчатых складок, осложненных продольными надвигами, проходившими по пластичным и мягким ультрабазитовым породам с тальком.

Северо-Белозерская синклиналь — узкая крутопадающая также на восток структура, простирающаяся в субмеридиональном направлении в северной части, южнее — в северо-западном, в южной замковой части складка повернута на восток. Северо-Белозерская синклиналь осложнена зоной Малобелозерского продольного надвига, проходящего вдоль всего западного борта структуры.

Несмотря на сравнительно хорошую сохранность Центральной синклинали как внутренней части синклинория, на ней также отразились все последующие деформации, вызванные более молодыми тектоническими процессами. Продольные (субмеридиональные) складчатые структуры, составляющие основной структурный фон района, имеют ряд позднее образовавшихся поперечных флексурных изгибов. Деформации субмеридиональных структур по простиранию выражены в изменении прости-

рания железистых пластов Южно- и Северо-Белозерской синклиналей. Поперечные изгибы железистых пластов прослеживаются на протяжении всего простирания железорудных толщ субмеридиональных структурах.

На западном крыле Южно-Белозерской синклинали выявлен крупный изгиб железистых пластов между профилями LIV и LXII, обращенный выпуклостью на запад. В этом изгибе простирание пластов изменяется с субмеридионального на северо-западное, затем северо-восточное и снова субмеридиональное.

Большой флексурный поперечный изгиб западного крыла имеется между профилями XL и XLI, где субмеридиональное простирание железистых пород на протяжении примерно 700 *м* сменяется субширотным, а затем снова субмеридиональным. Кроме крупных изгибов, по всему простиранию западного крыла Южно-Белозерской структуры наблюдаются постоянные отклонения от субмеридионального направления. К поперечным субширотным деформациям относится также поворот замковой части Северо-Белозерской синклинали на восток.

Центральная синклиналь на западе переходит в антиклиналь, которая осложняет западное крыло Белозерского синклинория.

Западная антиклиналь является складчатой структурой второго порядка, если Белозерский синклинорий считать структурой первого порядка. Ввиду отсутствия геологических данных структура ее изучена очень мало, главным образом по геофизическим данным. Эта антиклиналь является изоклинальной формы складкой субмеридионального простирания с крутым падением крыльев (75—80°) на восток. Из-за сложного тектонического развития района и ассимиляционной деятельности интрудировавших гранитов, непосредственно примыкающих к западному крылу антиклинали и уничтоживших его большую часть, первоначальные размеры ее остаются неизвестными. На юге и севере структуры метаморфические породы полностью уничтожены гранитами. По геофизическим данным, современная протяженность Западной антиклинали равна 30000 *м*, ширина изменяется от 1200 *м* в северной части до 4500 *м* в средней (XXII профиль). Ядро и крылья ее сложены наиболее древними породами нижней железисто-кремнисто-метабазитовой серии. Разрез наиболее полно сохранившегося восточного крыла состоит из двух железистых и двух разделяющих пачек, в то время как западное крыло почти полностью уничтожено гранитами; сохранились только первая железистая и первая разделяющая пачки.

В связи с тем, что Западная антиклиналь занимает периферическую часть Белозерского синклинория, на ней значительнее отразилось воздействие наложенных тектоно-магматических процессов. Тут так же, как и в Центральной антиклинали имели место субширотные деформации, наложенные на прежде существовавшие субмеридиональные структуры. К ним относится большой изгиб центральной части (профиль XXII),

обращенный выпуклостью на запад, и отклонения от общего субмеридионального простирания пачек железистых пород то на запад, то на восток.

Резкое изменение простирания железистых пород в местах большого изгиба может быть также следствием крупного дизъюнктивного нарушения. За это говорят данные геофизических исследований, установивших смещение и поворот западного надвига, о чем будет сказано ниже.

Об остальных структурах второго порядка имеются весьма ограниченные сведения. Предположительно к ним относится антиклинальная складка, осложняющая восточное крыло синклинория, сложенная породами нижней железисто-кремнисто-метабазитовой серии, ассимилированными гранитами, которые внедрялись с востока.

Структуры второго и более высокого порядков имеются, по-видимому, также на участке скв. 188, о строении которого нет пока никаких надежных сведений.

В Белозерском районе, наряду со складчатыми процессами, широко развиты разрывные нарушения продольного и поперечного направления. К наиболее хорошо и ярко выраженным дизъюнктивным структурам большой протяженности и большой амплитуды смещения относятся продольные нарушения типа надвигов. Простирание продольных надвигов в общем плане совпадает с субмеридиональным простиранием складчатых структур, падение плоскостей смещения близко к крутому восточному падению пород.

Наиболее крупным продольным надвигом является Центральный надвиг, проходящий в центральной части Белозерского синклинория. По данным геофизических исследований, он проходит посредине Южно-Белозерской синклинали на контакте интрузивных ультрабазитовых пород, метабазитов, сланцев и туфопесчаников вулканогенно-сланцевой свиты. Строение Центрального надвига очень сложно. Это, по-видимому, глубинное, разрывное нарушение возникло на ранних этапах формирования структур района и простирается на большие расстояния, поэтому надвиг, возможно, был хорошим подводящим каналом для прохождения ультраосно́вных лав. Центральный надвиг проходит согласно с общим простиранием пород и только в замковой части Южно-Белозерской синклинали является секущим; надвиговая поверхность падает круто на восток согласно падению пород.

Надвиг, по-видимому, представляет собой тектоническую зону, выполненную тектонитами, по ширине измеряемую десятками метров, и имеет ряд параллельных плоскостей смещения. По одной из них было смещено и уничтожено восточное крыло Центральной синклинали. Оставшаяся северная часть восточного крыла Южно-Белозерской синклинали имеет вид ряда субмеридиональных чешуйчатых складок скалывания более высокого порядка, осложненных надвигом. Одной из линий зоны продольного надвига является плоскость разрывных нарушений, проходя-

щая на восток от основной линии надвига по скв. 308 и др., где были встречены тектонические брекчии. Амплитуда смещения, по-видимому, значительна и составляет не менее 2000 *м*.

К крупным дизъюнктивным структурам субмеридионального простирания относятся также Западный и Малобелозерский надвиги.

Западный продольный надвиг проходит преимущественно по границе пород нижней и верхней серий (БН и БВ). В северной части он срезает породы Северной синклинали; в центральной части (профиль XXII) он отклоняется на запад от основного субмеридионального направления и проходит в толще пород нижней серии. Вероятно, под влиянием наложенных более поздних субширотных смещений пликативного и дизъюнктивного характера, сосредоточенных в этой части структуры, линия Западного надвига сместилась. Одним из возможных вариантов, объясняющих перемещение метаморфических пород нижней серии по плоскости надвига, может быть предположение о том, что вследствие меридиональных сжимающих усилий произошел разрыв сплошности и смещение северной части восточного крыла антиклинали на запад, южной — на восток. Плоскость сместителя падает на восток, как и все структуры Белозерского района. Однако фактического материала явно недостаточно для однозначного решения вопроса о пространственном размещении Западного надвига. К зоне Западного надвига на восточном крыле складки приурочено внедрение гранитов и пегматитов.

Малобелозерский продольный надвиг является, в сущности, узкой зоной продольных надвиговых поверхностей, по которым была выдвинута чешуя пород нижней серии, осложнившая Северо-Белозерскую синклиналь.

Кроме продольных надвигов, в Белозерском районе широко развиты поперечные разрывные структуры типа сбросов и сдвигов. Размеры и величина смещения в этих структурах были, по-видимому, самыми разнообразными: от крупных зон разрывных нарушений, амплитуда которых измеряется километрами, до небольших смещений порядка метров.

По геофизическим данным, выделяются две большие зоны субширотных разломов. Одна — северная — зона поперечных разломов шириною 400—500 м, состоящая из ряда параллельных поверхностей смещения, находится между Северо- и Южно-Белозерскими синклиналями. Простирается она от Западного надвига (Западной антиклинали) между участками скв. 188 и Южным и, вероятно, распространяется несколько далее на восток. Данная зона разделила северную часть Центральной синклинали на два больших блока: северный и южный, смещенных друг по отношению к другу в горизонтальном и вертикальном направлениях. Северный блок, включающий северный участок (Северо-Белозерскую синклиналь), участок скв. 188 и другие, был перемещен вверх по отношению к южному блоку, сложенному породами южного участка (Южно-Бе-

лозерская синклиналь). Амплитуда вертикального смещения была велика — порядка 2000 *м* (см. рис. 22, 23), о чем свидетельствуют данные сейсмической разведки (Соллогуб, Чекунов, Калюжная, 1964). Кроме того, по этой зоне произошло горизонтальное смещение — сдвиги северного блока к западу, в связи с чем отмечено несоответствие структур Северо- и Южно-Белозерской синклиналей второго порядка, составляющих единую Центральную синклиналь. Северный сдвиг, обусловленный сжимающими субширотными усилиями с преобладанием восточных над западными, вызвал, по-видимому, также смещение поверхности Западного продольного надвига.

Вторая — южная — зона разрывных поперечных нарушений установлена также по геофизическим данным (пока предположительно, ввиду скудности материала) в южной части Центральной синклинали (южном участке) между профилями XLIV и XLV. Южная зона представляет собой, по-видимому, ступенчатую структуру типа сброса с несколькими плоскостями вертикальных смещений, шириною, изменяющейся от нескольких метров в восточной его части до 30—45 *м* в центральной и западной. Под действием напряжений, вызвавших сброс, Южно-Белозерская синклиналь была разбита на два блока, причем южный блок (южное крыло сброса) был приподнят.

К разрывным поперечным структурам более высокого порядка относятся сравнительно широко распространенные среди железистых пород Южно-Белозерского района сбросы и сдвиги небольших размеров. Наряду с поперечными разрывными нарушениями встречаются диагональные сбросы.

Поперечные разрывные нарушения широко развиты также в Западной антиклинали. В железистых породах нижней метабазитовой серии здесь, по геофизическим данным, установлены линии неоднократных тектонических смещений типа сбросов и сдвигов субширотного направления. Отсутствие геологических материалов не дает возможности изучить эти структуры и определить их размеры.

Кроме того, на всей территории Белозерского района выявлено много микротектонических пликативных и дизъюнктивных структур.

Общий анализ структурных взаимоотношений Белозерского железорудного района позволяет предположить, что история тектонического развития его началась после отложения толщ всего метаморфического комплекса.

Формирование структуры района проходило, по-видимому, в две тектонические фазы.

В первую фазу, вследствие возникновения субширотного стресса, образовалась основная субмеридиональная складчатость, представляющая собой макроструктуру района.

Наряду с субмеридиональными складками изоклинальной формы,

отнесенными из-за больших размеров к структурам первого порядка, имеются складки того же направления и формы более высоких порядков, вплоть до микроскладок. С первой фазой связан, очевидно, региональный метаморфизм осадочно-вулканогенных пород.

Во вторую тектоническую фазу, обусловленную воздействием продольного стресса, структуры субмеридионального простирания, сформировавшиеся в первую фазу, были деформированы и осложнены поперечными изгибами различного масштаба — от крупных флексурных изгибов до более мелких поперечных деформаций, проявившихся в незначительных отклонениях от основного простирания железистых пластов. С второй фазой связано, по-видимому, внедрение гранитов, примыкающих с запада к территории района, наложенный метаморфизм и метасоматоз.

Большое значение в формировании структур Белозерского района, как уже отмечалось, имели продольные крупные дизъюнктивные нарушения типа надвигов, а также субширотные разрывные структуры. Эти разрывные структуры, образовавшиеся после складчатых процессов соответствующего направления, усложнили их и создали в районе отдельные блоки.

Благодаря субширотным дизъюнктивным нарушениям центральная часть Белозерского синклинория была разбита на три крупных блока и ряд мелких; таким образом возникла ступенчато-блоковая структура (типа грабена). Северный и южный блоки под влиянием тектонических напряжений были приподняты вверх относительно центрального блока и частично эродированы, причем амплитуда перемещения крайнего северного блока была, по-видимому, больше, чем южного.

Стратиграфия

При стратиграфическом расчленении метаморфических пород Белозерского района существенное значение имела ранее принятая стратиграфическая схема для Конкского района.

Среди кристаллических пород Белозерского района, как и Конкского, выделяются две серии: нижняя белозерская железисто-кремнисто-метабазитовая (БН) и верхняя белозерская железисто-кремнисто-вулканогенно-сланцевая (БВ). Это подразделение для Белозерского района впервые было предложено Н. П. Семенепко (1959), когда разведка района только начиналась.

Того же мнения придерживались М. Н. Доброхотов, В. Ф. Халло и Г. Ф. Гузенко (1960), занимавшиеся в течение ряда лет изучением геологического строения района. Они выделяли две серии: серию метаморфических основных пород и серию осадочных, туфогенно-осадочных и эффузивных пород, сопоставляя их с породами Криворожско-Кремен-

чугской полосы и с михайловской серией Курской магнитной аномалии. Позже Г. Ф. Гузенко и М. Н. Доброхотов (1964) белозерскую железисто-кремнистую формацию относят к более древнему комплексу пород и, помимо упомянутых двух свит, выделяют еще третью (вторую метабазитовую), занимающую наиболее высокое стратиграфическое положение в геологическом разрезе Белозерского района. По нашему мнению, небольшую группу пород пестрого состава — метабазиты, кислые и средние эффузивы и нормально-осадочные образования небольшой мощности (порядка 250—350 *м*),— залегающую в ядре синклинальной структуры южного участка, выделять в самостоятельную свиту нет достаточных оснований. Эти породы следует относить к железисто-кремнисто-вулканогенно-сланцевой свите, выделив в зеленосланцево-метабазитовую подсвиту, тем более, что между подсвитами $БВ_2^3$ и $БВ_2^4$ существуют постепенные и плавные взаимопереходы и каких-либо несогласий не было обнаружено. В составе роговиково-сланцевой подсвиты $БВ_2^3$ уже появляются вулканические продукты, содержание которых вверх по разрезу, по-видимому, все возрастает.

Таким образом, по вопросу стратиграфического расчленения докембрия Белозерского района существуют две точки зрения. По Н. П. Семененко и В. Д. Ладиевой, метаморфические породы Белозерского района, как и Конкского, расчленяются на две серии. Такого же мнения придерживается и М. В. Миткеев (1965). М. Н. Доброхотов и Г. Ф. Гузенко подразделяют ту же толщу на три свиты.

Помимо крупных расхождений в этих двух схемах, имеются также отличия в более дробном расчленении. Например, М. Н. Доброхотов и Г. Ф. Гузенко выделяют в нижней метабазитовой свите две подсвиты: нижнюю, представленную моноклинальным залеганием пород Западного участка, и верхнюю, сложенную метаморфическими образованиями участка скв. 188, примыкающего к Орлянскому участку. Нами предложен иной вариант стратиграфического расчленения пород нижней белозерской железисто-кремнисто-метабазитовой серии (по Западному участку), в основу которого положено выделение трех свит и двух железистых пластов в железисто-кремнисто-метабазитовой свите. Имеются и другие отличия в предложенных схемах, о чем будет сказано ниже.

По характеру исходного материала, петрохимическим и генетическим особенностям и условиям образования, породы нижней железисто-кремнисто-метабазитовой и верхней железисто-кремнисто-вулканогенно-сланцевой серий отличны. Они образовались на разных этапах формирования геосинклинальной подвижной зоны большого Конкского синклинория и, по-видимому, разделены между собой стратиграфическим несогласием, что является критерием для выделения их в самостоятельные серии. Метаморфические породы нижней серии в Белозерском райо-

Таблица 70

Стратиграфическая схема расчленения метаморфических пород Белозерского района

Серия	Свита	Подсвита	Породы	Мощность, *м*
Верхняя белозерская железисто-кремнисто-вулканогенно-сланцевая (БВ)	Железисто-кремнисто-сланцевая ($БВ_2$)	Зеленосланцево-метабазитовая ($БВ_2^4$)	Амфиболиты, аподиабазы, апокератофиры, апокератоспилиты, зеленые сланцы	200—250
		Верхняя роговиково-сланцевая ($БВ_2^3$)	Кварцево-хлоритовые, кварцево-магнетито-хлоритовые сланцы с пачками магнетито-силикатных роговиков, роговики магнетито-хлорито-кварцевые с прослоями кварцево-хлоритовых роговиков, кварцевые кератофиры, кератоспилиты, стильпномелановые роговики	20—150
		Железисто-кремнистая ($БВ_2^2$)	Рудные магнетито-кварцевые железнослюдково-магнетитовые, рудные и малорудные хлорито-магнетито-кварцевые, биотито-магнетито-кварцевые, карбонатно-хлорито-магнетито-кварцевые роговики с прослоями магнетито-хлорито-кварцевых сланцев, туфосланцев	200—300
		Нижняя роговиково-сланцевая ($БВ_2^1$)	Нерудные карбонатно-хлорито-кварцевые роговики с прослоями кварцево-хлоритовых сланцев, кварцево-хлоритовые, кварцево-серицитовые сланцы с прослоями нерудных силикатно-кварцевых роговиков, туфосланцев, кератофиров	80—150
	Вулканогенно-сланцевая ($БВ_1$)	Туфопесчано-сланцевая ($БВ_1^2$)	Кварцево-серицитовые, кварцево-хлорито-серицитовые сланцы, кварцевые кератофиры, кератоспилиты, туфопесчаники, метапесчаники, безрудные, слюдистые кварциты	550—1000
		Туфопесчаная ($БВ_1^1$)	Туфопесчаники, метапесчаники, туффиты, кварцевые кератофиры, туфы, кварцево-серицитовые сланцы,	≈1000—3000 и более

Серия	Свита	Подсвита	Породы	Мощность, *м*
Нижняя белозерская железисто-кремнисто-метабазитовая (БН)	Зеленосланцево-порфиритовая ($БН_3$)		Очковые альбито-кварцево-серицитовые, альбито-кварцево-хлорито-серицитовые, альбито-кварцево-хлоритовые сланцы, метаморфизованные андезит-порфириты, спилит-порфириты, окисленные малорудные и нерудные железистые роговики, прохлорито-тремолитовые сланцы, эпидиабазы	1500—2000 и более
	Западная железисто-кремнисто-метабазитовая ($БН_2$)	—	Рудные магнетито-куммингтонито-биотито-кварцевые, магнетито-гранато-кварцево-роговообманковые, магнетито-карбонатно-куммингтонито-кварцевые роговики, малорудные магнетито-хлорито-куммингтонито-кварцевые, магнетито-карбонатно-хлорито-кварцевые роговики, нерудные магнетито-кварцевые роговики, магнетито-роговообманково-куммингтонитовые, биотито-гранато-кварцево-роговообманковые, хлорито-кварцево-роговообманковые, гранато-биотито-кварцевые сланцы и роговики, амфиболиты, микрогнейсы, узловатые кварцево-биотито-гранатовые сланцы и другие породы	≈2000 и более
	Нижняя метабазитовая ($БН_1$)	—	Амфиболиты, апоспилиты, биотитизированные, альбитизированные и хлоритизированные амфиболиты	≈300—500

не слагают периферические его части — западную и восточную (Западный и Орлянский участки), породы верхней серии — центральную обширную часть (Северный и Южный участки).

Нижняя серия сложена комплексом пород с преобладанием продуктов вулканического происхождения основного состава с локальным распространением ультраосновных, средних и кислых пород, а также осадочных хемогенных железисто-кремнистых и глиноземисто-железисто-кремнистых образований.

Верхняя серия представлена преимущественно осадочными породами — хемогенными железисто-кремнистыми, терригенными песчано-глинистыми и в меньшей степени вулканогенными породами кислого, среднего и основного состава и пирокластическими продуктами (табл. 70).

Нижняя белозерская железисто-кремнисто-метабазитоваяя серия (БН)

Группа метаморфических пород, объединенных в эту серию (именуемую в дальнейшем просто нижней белозерской), представлена наиболее древними образованиями и составляет нижние части геологического разреза Белозерского района. Они протягиваются двумя полосами в субмеридиональном направлении вдоль всего района, слагая западную и восточную периферические его части — Западный и Орлянский участки. Западный участок имеет протяженность от 25 до 30 *км* при переменной ширине — 1,2 в северной, 1,8 в южной и до 4,5 *км* в средней части, имея, таким образом, неправильную, выпуклую в западном направлении форму. Полная мощность метабазитов Западного участка неизвестна, так как западная часть их ассимилирована гранитами, восточная уменьшена Западным надвигом. На всем протяжении участка с запада наблюдается активный интрузивный контакт метаморфических пород с плагиогранитами, которые в значительной степени переработали эти породы и часто полностью ассимилировали. Так, юго-западная часть участка значительно переработана гранитами, а крайняя южная часть, по-видимому, почти полностью ассимилирована ими, так как, по геофизическим данным, метаморфические породы здесь не прослеживаются. По ряду скважин Западного участка в гранитах, абсолютный возраст которых по слюде равен 1750—1870 млн. лет, выявлены ксенолиты осадочно-метаморфических пород. Здесь широко развиты аплитопегматоидные отщепления (абсолютный возраст по слюде 1870 млн. лет — скв. 391), которые в виде секущих и послойных тел внедряются в метаморфические породы. При общей площади Белозерского района, равной примерно 550 кв. *км*, на площадь, занятую породами нижней метабазитовой серии, приходится примерно 135 кв. *км*, что составляет немногим меньше четвертой части всей территории района. Несмотря на это, геологического материала по ним явно недостаточно. Западный участок разбуривался фактически двумя линиями скважин, расположенными в центральной его части — по линии XXII и XIV геофизических профилей,— притом не перекрывшими разрез полностью; скважины располагались на большом расстоянии друг от друга (300—500 *м*) и группировались главным образом на участках повышенной плотности и мощности пород. В южной части Западного участка было пробурено всего несколько скважин.

Восточный участок сложен породами нижней серии, которые вскрыты всего несколькими скважинами X геофизического профиля, расположенного в северо-восточной части Белозерского района у с. Орлянки, по которому участок получил название Орлянского, и единичными скважинами, расположенными в его средней части. Таким образом, по Орлянскому участку имеется еще более ограниченный фактический материал, чем по Западному.

К нижней метабазитовой серии можно отнести группу метабазитовых и других пород района скв. 188 по линии XXX—XXX, где в связи з тектоническими нарушениями вскрываются близкие по составу породы, и полосу, расположенную в западной части Северного участка.

Нижняя серия объединяет породы разнообразного петрографического состава, свидетельствующего о специфических условиях образования, характере исходного материала и процессах метаморфизма.

По составу исходных продуктов здесь преимущественно развиты основные вулканогенные образования — метабазиты, переслаивающиеся с менее распространенными осадочными железисто-кремнистыми породами. В подчиненном количестве обнаружены продукты ультраосновных, средних и кислых лав. Помимо вулканических и осадочных образований, среди пород метабазитовой серии имеются межпластовые интрузии ультраосновного состава и дайки диабазов. По характеру исходного материала, петрохимическим и геологическим условиям формирования, осадочно-вулканогенные породы нижней белозерской серии, как и аналогичные образования Конкского района, относятся к диабазо-спилитовой формации, распространенной в пределах Среднего Приднепровья.

Среди пород нижней метабазитовой серии выделяются такие петрографические разности: амфиболиты, эпидиабазы, апоспилиты; роговообманковые, биотито-гранато-роговообманковые, гранато-роговообманковые, альбито-биотито-роговообманковые, альбито-кварцево-роговообманковые, гранато-биотито-кварцевые, гранато-биотито-хлоритовые, магнетито-роговообманково-куммингтонитовые и другие сланцы; магнетито-куммингтонито-биотито-кварцевые, магнетито-гранато-кварцево-роговообманковые, магнетито-карбонатно-куммингтонито-кварцевые, магнетито-кварцевые роговики. Кристаллические породы Западного участка, контактирующие с гранитами вдоль всего западного борта, претерпели значительную переработку в условиях высокотемпературного плутонометаморфизма. В результате внедрения гранитных масс в осадочные и эффузивные породы Западного участка образовались окаймляющие смешанные породы — мигматиты, возможно, гнейсы. Интрузией гранитов обусловлены также процессы полевошпатизации (альбитизации), эпидотизации и калийного метасоматоза. В вулканогенных образованиях под действием плутонометаморфизма возникли амфиболиты и другие амфиболсодержащие породы.

Наряду с продуктами высокотемпературных ступеней метаморфизма в осадочно-эффузивных толщах встречаются (значительно реже) представители более низкотемпературных ступеней метаморфизма; к ним относятся: хлорито-тальковые сланцы, куммингтонито-магнетито-кварцевые, магнетито-хлорито-куммингтонито-кварцевые, магнетито-карбонатно-куммингтонито-кварцевые и другие разности роговиков. Промежуточное положение между образованиями высоко- и низкотемпературных ступеней метаморфизма занимают магнетито-роговообманковые роговики, микрогнейсы и т. д.

Интрузивные породы представлены измененными ультрабазитами (пироксенитами) — талько-магнезитами, талько-хлорито-магнезитами, дайками диабазов, аплитопегматоидными плагиогранитами и их мигматитами. Последние часто прорывают внутренние части метаморфической толщи, выходя на поверхность кристаллических пород, приводят к перекристаллизации, окварцеванию, альбитизации, биотизации, а местами — к полной переработке окружающих приконтактовых пород, образуя микрогнейсы, вторичные кварциты, кварцево-альбитовые породы, зоны ослюденения, турмалинизации и т. д.

Метаморфические породы Западного и других участков развития пород нижней железисто-кремнисто-метабазитовой серии являются наиболее древними образованиями белозерской и конкской осадочно-вулканогенных толщ. Абсолютный возраст древнейшего метаморфизма, установленный по роговой обманке из вулканогенных пород Западного участка, равен 3260, 3400 и 3300 млн. лет (Ладиева, 1962, 1964, 1965).

Ввиду того, что Западный участок разбурен очень слабо, пришлось часто основываться на результатах геофизических съемок. По этим данным, в Западной полосе оконтуриваются по простиранию пласты железистых пород с повышенными магнитными и гравитационными свойствами, а также тела ультрабазитов. В створе геологического профиля по линии XXII—XXII выделяются пять пластов железистых пород; три из них сложены породами плотными и сильно магнитными, два имеют небольшую мощность и плотность; эти данные почти полностью подтверждаются геологическими материалами, полученными при бурении. Поведение железистых пластов по простиранию геологическими работами не прослежено и почти неизвестно. По геофизическим данным, в районе XXII профиля пласты железистых пород вытягиваются в северо-северо-западном направлении, далее на север изгибаются к северо-востоку, смещаются рядом тектонических нарушений, некоторые из них сливаются и выклиниваются; магнитные аномалии затухают таким образом, что на крайнем севере Западного участка прослеживается только один пласт железистых пород субмеридионального простирания. На юг от XXII профиля пласты железистых пород сохраняются только в восточной части

участка, примыкающей к породам верхней железисто-кремнистой свиты, где они простираются в северо-северо-западном направлении.

По геологическим и геофизическим данным, общую структуру Западного участка можно представить в виде антиклинальной крутопадающей на восток изоклинальной складки, крылья которой очень изменены: западное инъецировано гранитами, восточное — срезано Западным надвигом.

Антиклинальная складка осложнена структурами более высокого порядка, среди которых выделяются две антиклинальные — западная и восточная и одна синклинальная — в центре. По ширине антиклинальные складки примерно одинаковы — 3000—3200 *м*.

Восточная антиклиналь более высокого порядка осложнена Западным надвигом, проходящим в средней ее части. По Западному надвигу поднимались с глубин граниты, интрудировавшие первичноосадочные и вулканогенные породы. Характер поведения складки по простиранию, ввиду отсутствия буровых данных, остается неясным. Наиболее полно изучена средняя часть складки по профилю XXII, севернее которого она резко сокращается, так как здесь, по-видимому, ось складки погружается. К югу складка срезается гранитами, ядро ее выполняют амфиболиты, спилиты и актинолититы; крылья сложены пластами железистых роговиков и высокожелезистых сланцев, переслаивающихся с амфиболитами, апоспилитами, аподиабазами, сланцами различного минерального состава и другими породами. Стратиграфическое расчленение кристаллических пород данного участка очень затруднено ввиду недостаточного изучения вещественного состава, что связано с малым объемом буровых работ, сложностью тектонических и магматических процессов, значительно изменивших его первоначальный облик (ассимиляция гранитами до образования мигматитов), а также процессами метаморфизма.

В метаморфическом комплексе пород нижней метабазитовой серии, как и в Конкском районе, можно выделить три свиты: нижнюю метабазитовую, западную железисто-кремнисто-метабазитовую и верхнюю зеленосланцево-порфиритовую. Наиболее полно на Западном участке сохранились породы железисто-кремнисто-метабазитовой свиты, нижняя метабазитовая значительно ассимилирована гранитами, верхняя частично срезана Западным надвигом на восточном крыле структуры и полностью ассимилирована на западном (см. рис. 21).

Для расчленения пород западной железисто-кремнисто-метабазитовой свиты данного участка может быть предложено два варианта: деление на две и на три пачки.

В первом случае различаются две железистые и две разделяющие нежелезистые пачки, причем первая снизу железистая пачка, входящая в состав западного и восточного крыльев Западной антиклинали, в центральной ее части имеет удвоенную мощность. Это явление объясняется

наложением структур более высоких порядков, которые осложнили антиклинальную складку, образовав неглубокую синклиналь в ее ядре. Вторая железистая пачка встречена только на крыльях Западной антиклинали, в центральной синклинальной складке ее нет, так как она находилась выше эрозионного среза.

При делении железисто-кремнисто-метабазитовой свиты на три части выделяются три железистых пачки, разделенные тремя пачками нежелезистых пород. Согласно этому варианту, в крыльях антиклинальной структуры также прослеживаются пласты железистых пород, а в ядре — амфиболиты, продукты их изменения и тела ультрабазитов. Однако если в восточном крыле выявлены все три пачки железистых и нежелезистых пород, то в западном крыле разрез неполон и нужно предполагать ассимиляцию гранитами третьей пачки. Второй условностью при выборе деления на три пачки является с трудом объяснимая удвоенная мощность первой железистой пачки восточного крыла (скв. 254, 265, 398).

С нашей точки зрения, вариант расчленения средней свиты Западного участка на две железистые и две нежелезистые пачки является более реальным и принят нами при дальнейшем описании.

НИЖНЯЯ МЕТАБАЗИТОВАЯ СВИТА ($БН_1$)

К наиболее древним образованиям Западного участка отнесены породы, залегающие в ядрах антиклинальных складок второго порядка. О вещественном составе этих пород имеются очень ограниченные сведения. Прежде всего следует отметить, что они систематически не разбуривались, так как не вызывали магнитных аномалий, а во-вторых, к приподнятым замковым частям антиклинальных структур приурочены интрузии гранитов, метабазитов, ультрабазитов, в значительной степени изменивших первоначальный состав древнейших образований. По весьма ограниченным сведениям, полученным по XXII геологическому профилю, наиболее низкую часть геологического разреза, помимо интрузивных залежей гранитов и ультрабазитов, занимают измененные в процессе метаморфизма вулканогенные породы основного состава. К ним принадлежат, прежде всего, амфиболиты, апоспилиты, биотитизированные, альбитизированные, хлоритизированные и окварцованные амфиболиты, биотито-роговообманковые микрогнейсы.

Амфиболиты представляют собой плотные зеленовато-темно-серые породы, средне- и мелкозернистые, обычно массивного, реже сланцевого сложения. Минеральный состав амфиболитов следующий: главные минералы — роговая обманка и плагиоклазы, второстепенные — кварц, эпидот-цоизит, сфен и в незначительном количестве — биотит, карбонат, сульфиды. Структуру породы можно назвать порфиробластовой, благо-

даря крупным призматическим и реже таблитчатым зернам роговой обманки, расположенным в мелкозернистой основной массе, которая состоит из изометрических зерен плагиоклазов, создающих часто мозаичную структуру.

Роговая обманка содержится в породе в значительных количествах — от 57 до 86,5%. Представлена удлиненно-призматическими, реже таблитчатыми кристаллами с оборванными и расщепленными концами, ориентированными в большинстве случаев беспорядочно. Местами, однако, наблюдается параллельная ориентировка, придающая породе заметный сланцеватый характер. Размер зерен роговой обманки колеблется от 0,1 × 0,3 до 0,8 × 1,7 *мм*; цвет зеленый, иногда они пятнистые, плеохроизм резко выражен от зеленого по Ng до светло-желтого по Np. Роговая обманка оптически отрицательна, $cNg = 18°$; $Ng = 1{,}686$; $Np = 1{,}664$, $Ng - Np = 0{,}022$.

Плагиоклаз составляет основную массу породы (от 6 до 22%) и образует более или менее изометрические зерна без спайности и двойников, выполняющие промежутки между зернами роговой обманки. Плагиоклаз распределяется неравномерно: в одних участках его нет, в других — он образует скопления мозаичной структуры. Размер зерен — от 0,08 × 0,09 до 0,1 × 0,1 *мм*. Плагиоклаз представлен, по-видимому, андезином и альбитом. Последний развивается по более основному плагиоклазу, образуя периферические части зерен андезина.

Альбит сравнительно свеж, плохо отличим от кварца, $Ng = 1{,}537$, $Np = 1{,}525$, $Ng - Np = 0{,}012$. В амфиболитах широко развиты процессы альбитизации и замещение альбитом более основного плагиоклаза — андезина (периферических частей его зерен), в связи с чем амфиболиты приближаются к спилитам. Кварца в породе немного — 2,7—3,4%, эпидот и цоизит образуют мелкие неправильные скопления (содержание их в одних случаях невелико — 1,9, в других возрастает до 19,9%). В малоизмененных разностях амфиболитов биотита — 2,2%, сфена — 0,7—1,8, сульфидов — 0,3—1,5, карбоната — 0,7.

Амфиболиты, расположенные ближе к контакту с гранитами, претерпевают более значительные изменения. Помимо повсеместной альбитизации, широко развиты процессы биотитизации, окварцевания, карбонатизации с образованием биотито-роговообманковых микрогнейсов, состоящих из чередующихся участков существенно биотитового и биотито-амфиболового составов. В этих местах амфиболиты явно подверглись гранитизации. Переработка амфиболитов заходит настолько далеко, что наблюдаются только отдельные реликтовые зерна сине-зеленой роговой обманки, имеющие различную ориентировку. Основная масса породы состоит из зерен кварца, альбита, эпидота, цоизита, карбоната. Часто порода становится роговиковоподобной; здесь главным породообразующим минералом является кварц. В местах развития этих пород

наблюдаются сульфиды в рассеянном виде и в скоплениях, часто концентрирующихся в жилах и гнездах кварца. Амфиболиты сильно эпидотизированы, встречаются крупные зерна эпидота и цоизита, количественно преобладающие над другими минералами.

Амфиболиты в генетическом отношении представляют собой значительно измененные в процессе метаморфизма эффузивы основного состава, некогда развитые на больших площадях в виде покровных образований. Под влиянием высокотемпературного метаморфизма амфибологнейсовой ступени эти эффузивы преобразовались в амфиболиты. Дальнейшая переработка амфиболитов шла под действием более низкотемпературного динамотермального метаморфизма в условиях высокой гидратации и щелочного метасоматоза, что обусловило альбитизацию, эпидотизацию, биотитизацию и др. Следует отметить, что амфиболиты нижней метабазитовой свиты Западного участка по минералого-петрографическим особенностям очень близки к амфиболитам нижней метабазитовой свиты Промежуточного участка Конкского района, залегающим тоже в ядре антиклинальной структуры (Ладиева, 1959). При описании последних Ю. Ир. Половинкина (1959) указывала на своеобразие их структуры, свойственной только амфиболитам апоспилитовой толщи Приднепровья и не встреченной ни в каких других породах Украинского щита.

ЗАПАДНАЯ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТО-МЕТАБАЗИТОВАЯ СВИТА ($БН_2$)

Метаморфические породы железисто-кремнистой свиты отличаются от пород подстилающей нижней метабазитовой свиты иными петрохимическими особенностями и иным вещественным составом. Здесь обнаружены железисто-кремнистые и глиноземисто-железисто-кремнистые образования, полностью отсутствующие ниже по разрезу. Наряду с типичными железисто-кремнистыми породами большой удельный вес в составе свиты имеют продукты изменения туфо-вулканогенных образований основного и ультраосновного состава и интрузивные ультраосновные и основные породы. Железисто-кремнисто-метабазитовую свиту можно расчленить на две железистые и две разделяющие пачки.

Первая нежелезистая пачка

Породы, относящиеся к этой пачке, залегают непосредственно на амфиболитах нижней метабазитовой свиты. Породы этой пачки были вскрыты скв. 347 по линии XXII геологического профиля и предположительно скв. 429 XIV профиля на восточном крыле центральной синклинальной складки второго порядка. На других участках, возможно, они

Таблица 71

Химические анализы пород первой нежелезистой пачки (вес. %)

Компонент	Кварцево-биотито-гранатовый сланец, скв. 347, гл. 264,65—267,25 *м*	Окварцованный гранато-биотито-хлоритовый сланец, скв. 429, гл. 405,15 *м*
SiO_2	51,01	58,69
TiO_2	0,55	0,48
Al_2O_3	13,24	14,95
Fe_2O_3	1,28	2,41
FeO	16,10	12,31
MnO	0,23	0,10
MgO	5,06	1,81
CaO	1,26	0,98
Na_2O	1,00	0,53
K_2O	1,80	2,74
$H_2O_{гигр}$	0,03	0,10
CO_2	0,15	0,14
S	0,15	0,21
П.п.п.	2,69	4,21
Сумма	100,55	99,70
Химические коэффициенты		
F	46,1	49,1
A	25,1	35,7
M	24,1	11,0
C	4,1	4,2
FM	70,8	60,1

также есть, но места предполагаемого их распространения не разбурены. Истинную мощность этой пачки также нельзя установить из-за неполноты разреза.

В составе первой нежелезистой пачки выявлены узловатые кварцево-биотито-гранатовые, гранато-хлорито-кварцевые сланцы, гранато-магнетито-куммингтонито - кварцевые роговики, биотито-кварцевые, альбито-биотито-кварцевые, биотито-гранато-альбито-кварцевые микрогнейсы и гнейсы.

Гранато-биотито- и *хлорито-кварцевые сланцы* темно-серые, филлитовидные, узловатые из-за крупных зерен розового граната и скоплений сульфидных минералов. В состав этих сланцев входят кварц, биотит, гранат, хлорит и единичные зерна турмалина, рудных минералов, сульфидов. Структура породы лепидобластовая и местами порфиробластовая с элементами пойкилобластовой благодаря более крупным зернам граната с многочисленными включениями в них мелких зерен кварца.

Кварц содержится в породе в переменном количестве — 30—48%, представлен изометрическими неправильными зернами полигональных очертаний размером от 0,004 до 0,01 *мм*. Скопления зерен кварца образуют роговиковые участки.

Биотит (27—39%) выявлен в виде удлиненных и неправильной формы пластинок, располагающихся в основном субпараллельно, а также скопляющихся вокруг зерен граната. Цвет биотита буровато-коричневый, размеры: длина 0,16—0,48 и ширина 0,004—0,03 *мм*. Часто биотит находится в параллельном срастании с хлоритом.

Гранат представлен крупными округлыми и неправильными зернами размером 0,7—1,5 *мм*; переполнен включениями зерен кварца и чешуйками биотита, развивающимися по трещинам.

Бледно-зеленый хлорит содержится в породе от незначительных количеств (4—5%) до 10—12%. По замерам показателей преломления (скв. 429) хлорит относится к высокожелезистой разности — тюрингиту:

$1{,}662 > Nm > 1{,}658$. Хлорита в породах этой скважины — до 35%; он замещает гранат и находится в параллельном срастании с биотитом.

По химическому анализу (табл. 71) кварцево-биотито-гранатовые сланцы относятся к глиноземисто-железисто-кремнистым породам.

Гранато-магнетито-куммингтонито-кварцевые роговики, входящие в состав первой нежелезистой (и маложелезистой) пачки, встречены скв. 347. Для них характерно чередование темных железисто-силикатных прослоев с крупными зернами розового граната и более светлых, преимущественно кварцевого состава, а также с гранатом. Порода состоит из кварца, куммингтонита, магнетита, граната и, в незначительном количестве, роговой обманки. Структура роговиковая и гранонематобластовая. Кварц (размеры зерен — 0,12 × 0,14 до 0,36 × 0,37 *мм*) составляет 58—60% породы. Призматические зерна куммингтонита (12—14%) размером (0,14 × 0,06 *мм*) местами образуют скопления; $Ng = 1{,}702$, $Np = 1{,}684$, $Ng - Np = 0{,}028$.

Магнетит — зерна размером 0,02—0,03 *мм*, содержащийся в породе в количестве 13—14%, распределяется равномерно, иногда образует скопления. Гранат (11—12%) трещиноват, в нем выявлены включения кварца и рудного минерала.

Гранато-магнетито-куммингтонито-кварцевые роговики относятся к типичным железисто-кремнистым осадкам с примесью глинистого материала.

Биотито-альбито-кварцевые гнейсы и микрогнейсы представляют третью минералогическую разновидность первой нежелезистой пачки. Они состоят из кварца, альбита, биотита; в подчиненных количествах содержат бесцветную слюду, гранат, хлорит, сульфиды. Кварц и альбит (размеры зерен соответственно 0,14 × 0,04, 0,65 × 0,28 *мм*) составляют основную массу породы; содержание их колеблется от 44 до 55%.

Альбит имеет следующие показатели преломления: $1{,}540 > Ng > 1{,}537$; $1{,}528 > Np > 1{,}525$; $Ng - Np = 0{,}012$. Биотит темно-бурый, местами ориентирован в одном направлении (рассланцованные разности), составляет 23—30% породы, размеры чешуек — 0,14—0,32 *мм*. Гранат образует более крупные округлые зерна размерами от 1,35 × 1,30 до 2,86 × 2,16 *мм*. Бесцветная слюда, бледно-зеленый хлорит составляют вместе не более 8—9%.

Биотито-альбито-кварцевые микрогнейсы принадлежат, по-видимому, к продуктам изменения глинисто-песчанистых образований под влиянием среднетемпературного метаморфизма и относятся по химической классификации к группе железисто-магнезиально-алюмосиликатных пород. Стратиграфически выше залегают породы первой железистой пачки.

Первая железистая пачка

Породы этой пачки наиболее сохранились от разрушительного действия тектоно-магматических процессов и принадлежат преимущественно к железисто-кремнистым образованиям. Они образуют сравнительно выдержанную по падению и простиранию пачку мощностью в 300—320 *м* в центральной части XXII геологического профиля (скв. 254, 265, 398), в восточной части (кроме антиклинали) по скв. 413 — примерно 200 *м*, в западной — 170—180 *м* (по скв. 180 и 395). Большая мощность железистой пачки в центральной части XXII профиля объясняется удвоением ее мощности в ядре синклинали второго порядка. Характер поведения пачки по простиранию на север и юг от XXII профиля по геологическим данным почти неизвестен, и приходится с определенной долей вероятности судить о нем только по геофизическим материалам.

В состав первой железистой пачки входят следующие породы: рудные магнетито-куммингтонито-биотито-кварцевые, магнетито-гранато-кварцево-роговообманковые, магнетито-карбонатно-куммингтонито-кварцевые роговики; малорудные магнетито-хлорито-куммингтонито-кварцевые, магнетито-карбонатно-хлорито-кварцевые, магнетито-куммингтонито-кварцевые роговики, нерудные магнетито-роговообманково-куммингтонитовые сланцы, магнетито-кварцевые роговики, биотито-гранато-кварцево-роговообманковые, хлорито-кварцево-роговообманковые, гранато-биотито-кварцевые и другие сланцы и роговики, а также, в подчиненном количестве, амфиболиты, биотитовые и двуслюдяные микрогнейсы, талько-хлорито-актинолитовые сланцы и многие другие породы. По общему содержанию металлического железа и рудного минерала железистая пачка неоднородна, наиболее богаты породы скв. 254, 398 (центральная синклиналь) и 413 (восточное крыло), где выделяются рудные окисно-закисно-железисто-силикатно- и карбонатно-кремнистые роговики. На западном крыле в состав железистой пачки входят только малорудные окисно-закисно-железисто-силикатно- и карбонатно-кремнистые породы. Содержание валового железа равно 28—32,8, магнетита — 12—16%.

Первая пачка железистых пород неоднородна: в ней наблюдается частое переслаивание рудных, малорудных, нерудных железисто-силикатно- и карбонатно-кварцевых роговиков с различными, тоже высокожелезистыми, но с примесью глинозема, сланцами и роговиками. В подчиненных количествах в состав пачки входят амфиболиты, микрогнейсы и талько-хлорито-актинолитовые сланцы (ультрабазиты), которые на западном крыле сравнительно более развиты и фактически разбивают пачку на две части, сложенные малорудными и преимущественно нерудными магнетито-силикатно-кварцевыми роговиками.

Поведение первой железистой пачки по простиранию на север и юг,

как указывалось раньше, остается малоизвестным. На восточном крыле к югу от XXII профиля она, по-видимому, фациально изменяется, а неизмененная часть ее разделяется на два пласта между профилями XXXIX и XL, а между XLVI и LIV — срезается Западным надвигом. Фациальные изменения первой железистой пачки обусловлены изменениями в составе исходного материала: высокожелезистые железисто-кремнистые осадки центральной синклинали второго порядка (XXII профиль) фациально замещаются глиноземисто-железисто-кремнистыми и магнезиально-железисто-глиноземистыми. Выделить пласты отдельных разностей пород внутри первой железистой пачки и проследить их по падению и простиранию не представляется возможным, так как железисто-кремнистые и глиноземисто-железисто-кремнистые образования связаны между собой постепенными взаимопереходами. В связи с этим они будут описаны по разновидностям.

Рудные окисно-закисно-железисто-силикатно- и *карбонатно-кремнистые роговики* — тонко- и разнополосчатые породы, в которых чередуются светлые кварцевые прослои с темными рудными и силикатными (мощность их — от долей миллиметра до 7—8 *см*); последние в ряде случаев содержат большое количество красновато-бурого граната (зерна размером 6—7 *мм*). Под микроскопом в роговике из скв. 398 наблюдается чередование прослоев биотито-магнетито-кварцевых (мощность 0,01—0,5 *мм*), биотито-магнетитовых (0,8—1,0 *мм*) и биотито-магнетито-амфиболовых с гранатом и без граната (1,2—7—8 *мм*).

В роговиках скв. 254 чередуются магнетито-биотито-куммингтонитовые прослои, иногда с гранатом (0,84—2,06 и 2,8—3,8 *мм*) и существенно кварцевые. Кварцевые прослои имеют роговиковую структуру, силикатные — лепидогранобластовую, лепидонематобластовую, порфиробластовую (в случае граната). Основные минералы: кварц, куммингтонит — грюнерит, роговая обманка, магнетит и гематит, в одних случаях наблюдаются биотит и гранат, в других — их может не быть (табл. 72). Часто основным силикатным минералом магнетито-силикатных прослоев является куммингтонит — грюнерит. Магнетит составляет 16—36% породы, куммингтонит — 10—48%. Кроме куммингтонита, в меньших количествах, иногда в больших, в этих прослоях содержатся (%): роговая обманка — до 57, хлорит — до 13, биотит — до 40, гранат — до 12, карбонат — до 20.

По химическим анализам (табл. 73), рудные роговики первого железистого пласта отличаются высоким содержанием железа, преобладанием закисного железа над окисным: — *O* находится в пределах 0,5—0,85, только в скв. 413 *O* = 2,1. Количество окисного железа значительно выше закисного, что дает основание отнести эти роговики к рудным закисно-окисно-силикатно- и карбонатно-кремнистой группам пород. Рудный минерал здесь представлен не магнетитом, а гематитом. Содер-

Таблица 72

Минеральный состав пород первой железистой пачки (вес. %)

Скважина	Глубина, м	Прослой	Магнетит и гематит	Кварц	Куммингтонит—грюнерит	Роговая обманка	Гранат	Биотит	Хлорит	Карбонаты	Цоизит	Сульфиды
398	260,14	Магнетито-карбонатно-биотитовый	11,9	21,9	4,6	—	—	41,1	—	20	—	—
398	278,5	Магнетито-биотитовый	20	—	—	—	—	80	—	—	—	—
		Биотито-магнетито-кварцевый	33,3	47,1	—	—	—	17,6	—	2	—	—
		По шлифу	24,5	24,5	5,2	25,2	—	13,5	—	—	3,7	—
398	286,6	Биотито-магнетито-амфиболовый	26,3	2,0	—	57,6	2,7	6,3	—	—	5,1	—
398	292,2—294,2	По шлифу	22,6	10,3	9,2	29,3	10,6	14,8	1,4	0,7	1,1	—
398	294—296	» »	13,3	17,5	11,7	27,0	0,8	26,2	0,4	1,6	2,0	—
398	298,4	» »	0,5	30,1	—	—	11,8	51,6	2,7	3,3	—	—
398	308,9	» »	11,6	19,6	—	45,3	10,5	6,8	2,3	—	—	3,9
413	498,25—	Магнетито-куммингтонитовый	35,9	—	46,2	—	—	—	11,5	6,4	—	—
413	500,30	Существенно кварцевый	—	81	10,1	—	—	—	2,7	6,2	—	—
		По шлифу	31,5	9,6	42,2	—	—	—	0,5	6,3	—	—
413	516,22—518,9	» »	—	31,9	25,5	—	—	1,1	13,5	7,4	—	20,6
413	611,5—616,45	» »	16,9	23,5	47,8	—	—	2,7	5,4	—	—	3,7
254	274,0—275,5	Магнетито-куммингтонито-биотито-кварцевый	15,2	45,6	12,7	—	—	19,2	—	—	—	7,3
254	285,5—290,25	Магнетито-куммингтонито-роговообманково-кварцевый	12,8	49,3	15,8	17,8	—	0,3	—	—	—	4

Таблица 73

Химические анализы рудных роговиков (вес, %)

Компонент	Магнетито-куммингтонито-биотито-кварцевый роговик, скв. 254, гл. 274,0—275,5 м	Гранато-магнетито-кварцево-роговообманковый роговик, скв. 398, гл. 308,9 м	Магнетито-гематито-карбонатно-куммингтонито-кварцевый роговик, скв. 413, гл. 651,0 м
SiO_2	37,08	44,33	47,54
TiO_2	0,33	0,44	—
Al_2O_3	3,27	5,83	0,23
Fe_2O_3	25,77	26,79	35,56
FeO	24,48	14,40	7,84
MnO	0,30	0,36	0,21
MgO	2,57	3,40	1,31
CaO	1,22	0,30	4,32
Na_2O	0,52	1,39	0,30
K_2O	1,26	1,26	0,03
P_2O_5	0,15	0,17	—
$H_2O_{гигр}$	—	—	—
CO_2	—	—	2,64
П.п.п.	2,87	—	—
Сумма	99,82	99,60	99,61
Химические коэффициенты			
O	0,47	0,84	2,1
F	85,1	78,60	83,1
A	4,0	8,4	0,3
M	8,2	12,3	4,8
C	2,7	0,7	11,6
FM	93,3	90,9	87,9
$F_{вал}$	37,0	29,9	30,6

Таблица 74

Химические анализы малорудных и нерудных роговиков первой железистой пачки (вес, %)

Компонент	Малорудный магнетито-хлорито-гранато-кварцево-куммингтонитовый роговик, скв. 182, гл. 431,2 м	Малорудный магнетито-куммингтонито-кварцевый роговик, скв. 395, гл. 356,95 м	Нерудный куммингтонито-магнетито-кварцевый роговик, скв. 208, гл. 325,07 м	Нерудный роговообманково-куммингтонито-кварцевый роговик, скв. 399, гл. 239,7 м
SiO_2	40,69	44,21	47,31	68,63
TiO_2	0,40	0,30	0,24	0,17
Al_2O_3	9,28	2,08	2,07	1,31
Fe_2O_3	14,76	21,02	8,72	15,27
FeO	23,0	23,35	27,73	10,51
MnO	0,40	0,16	0,44	0,14
MgO	4,05	3,20	2,26	1,0
CaO	4,03	2,80	6,61	2,10
Na_2O	0,14	0,16	0,33	Не об.
K_2O	0,08	0,48	0,27	» »
P_2O_5	0,15	0,17	0,23	0,09
SO_3	—	0,14	0,14	0,04
$H_2O_{гигр}$	—	0,02	0,09	0,04
CO_2	—	0,21	2,96	1,19
П.п.п.	2,50	2,17	1,04	0,17
Сумма	99,48	100,47	100,44	100,66
Химические коэффициенты				
O	0,28	0,40	0,14	0,65
F	65,8	79,5	71,4	81,6
A	12,8	2,9	3,0	3,2
M	13,1	10,8	8,1	6,0
C	9,3	6,8	17,2	9,2
FM	78,9	90,3	79,8	87,6
$F_{вал}$	28,1	32,8	27,6	18,6

жание гематита — 15—20%, металлического железа — 30—37%. Как видно из химических анализов, описываемые роговики относятся к типичным железисто-кремнистым образованиям, претерпевшим переработку под действием термоконтактового метаморфизма. Коэффициент железистости в окисно-закисных породах довольно высокий — 78—85. Из примесей определены магний (M = 5—12), кальций (C=0,7—11,6) и глинозем (A = 0,3—8,4).

Малорудные окисно-закисно-железисто-силикатно- и *карбонатно-кремнистые роговики* характеризуются большим преобладанием закисного железа над окисным: $O = 0{,}28—0{,}40$. В этой группе пород содержание рудного минерала — магнетита невелико, а возрастает количество силикатных минералов, обусловливающих преобладание силикатных прослоев.

Малорудные роговики были встречены на восточном крыле антиклинали скв. 182 и 395, где они неоднократно переслаиваются с гранато-роговообманковыми, гранато-кварцево-биотитовыми, биотито-гранато-роговообманковыми и другими сланцами также с высоким содержанием железа. Наиболее распространенной разновидностью среди малорудных роговиков является магнетито-гранато-кварцево-куммингтонитовая, часто с зеленой роговой обманкой, развивающейся главным образом по куммингтониту, и хлоритом (афросидеритом) — более поздним минералом, замещающим гранат по трещинам. Кварц в силикатных прослоях является второстепенным минералом и образует включения в гранате. В других случаях он слагает существенно кварцевые прослои мощностью 0,8—3,5 *мм* наряду с магнетитовыми (0,64 *мм*) и магнетито-куммингтонитовыми. Структура кварцевых прослоев роговиковая, магнетито-куммингтонитовых — нематобластовая, существенно-магнетитовых — сростковая. В участках со значительным содержанием граната и куммингтонита структура породы принимает характер диабластовой и пойкилобластовой, благодаря включениям кварца.

В табл. 74 приведены химические анализы малорудных магнетито-гранато-кварцево-куммингтонитовых роговиков.

Нерудные железисто-силикатно-кремнистые роговики отличаются от предыдущей группы пород еще меньшим количеством окиси железа и все возрастающим содержанием закисного железа, концентрирующегося в силикатных минералах. Нерудные железисто-силикатные роговики встречены главным образом на западном крыле антиклинальной структуры (скв. 182, 208 и др.) и северной окраине Западного участка (скв. 399), а также в ряде других мест, где они переслаиваются с малорудными и высокожелезистыми роговиками. Они сложены преимущественно силикатными минералами и кварцем; содержание магнетита невысокое, он не всегда входит в состав породообразующих минералов. Нерудные роговики широкополосчатые: чередуются прослои силикатные (6,3—8 *мм* и более) и кварцевые (1,5—4,5 *мм*).

Главные минералы — куммингтонит, роговая обманка, кварц; второстепенные — магнетит, гранат, карбонат, хлорит. В табл. 74 приведены химические анализы нерудных роговиков. Химический состав позволяет относить роговики к типичным железисто-кремнистым образованиям.

Содержание железистых компонентов велико, коэффициент F равен 65,8—81,6; примесями, как и в прежней группе пород, являются глино-

зем (A = 3—12), магний (M = 6—13) и кальций (C = 9—17). Количество магнетита по пересчетам химических анализов меньше; в малорудных роговиках — 12—16%, нерудных — 6—8 и иногда до 12%.

Наряду с рудными, малорудными и нерудными железистыми роговиками, в первой железистой пачке, как уже указывалось, обнаружены высокожелезистые крупнокристаллические *магнетито-роговообманково-куммингтонитовые сланцы* с низким содержанием кварца, биотито-гранато-кварцево-роговообманковые, хлорито-кварцево-роговообманковые и другие сланцы, представляющие собой осадочные глиноземисто-железисто-кремнистые образования, претерпевшие высокотемпературный плутонометаморфизм амфиболгнейсовой ступени.

Главными породообразующими минералами их являются куммингтонит, иногда переходящий в грюнерит, сине-зеленая обыкновенная роговая обманка, кварц, гранат (альмандин), биотит, обычно буровато-коричневый; второстепенные минералы — хлорит, альбит, магнетит (иногда переходит в главные минералы), сульфиды. Содержание главных породообразующих минералов изменчиво: возрастает количество то одного, то другого и соответственно уменьшаются иные составляющие. Структура сланцев обычно лепидогранобластовая и порфиробластовая, благодаря порфировым выделениям крупных зерен граната (до 5—6 *мм*). В этих породах под воздействием щелочей и глинозема происходит преобразование куммингтонита — грюнерита в роговую обманку и биотит.

Химические анализы упомянутых разностей сланцев приведены в табл. 75. Сланцы данной группы характеризуются высоким содержанием глинозема наряду с железисто-кремнистыми компонентами. Коэффициент железистости снижается по сравнению с предыдущей группой пород и соответствует 40—57. Резко возрастает значение коэффициента глиноземистости (A = 29,6—33,5). Обращают на себя внимание заметные количества щелочей и воды (до 5,43% в хлоритсодержащих разностях).

Амфиболиты, биотитовые и двуслюдяные микрогнейсы, тальк-хлорито-актинолитовые сланцы и другие сравнительно слабожелезистые породы в первой железистой пачке развиты в ограниченных количествах. Наиболее распространены среди пород железистой пачки на западном крыле амфиболиты и амфиболовые сланцы.

Амфиболиты среднезернисты, местами рассланцованы, окварцованы и биотитизированы. Состоят из обыкновенной сине-зеленой роговой обманки, широкотаблитчатой, составляющей от 57—59 до 85% породы, плагиоклаза (альбит, олигоклаз) — от 10 до 22—35%, кварца в окварцованных разностях — от 2—3 до 20%, рудного минерала — 12% и единичных зерен карбоната, апатита. По химическому составу (табл. 76) амфиболиты относятся к глиноземистым щелочноземельным породам орторяда.

Таблица 75

Химические анализы кристаллических сланцев первой железистой пачки (вес. %)

Компонент	Биотито-гранато-рогово-обманково-кварцевый сланец, скв. 182, гл. 298,2—297,2 *м*	Гранато-биотито-рогово-обманково-кварцевый сланец, скв. 185, гл. 417,11—418,5 *м*	Хлорито-биотито-гранато-кварцевый сланец, скв. 185, гл. 385,29—391,51 *м*	Кварцево-роговообманково-хлоритовый сланец, скв. 234, гл. 348,25—348,55 *м*
SiO_2	59,16	59,22	54,41	44,65
TiO_2	0,94	0,65	0,83	0,55
Al_2O_3	13,07	14,81	11,74	13,81
Fe_2O_3	3,65	1,81	1,92	5,94
FeO	11,52	11,63	20,29	17,52
MnO	0,12	0,10	0,15	0,26
MgO	2,25	2,54	3,98	6,01
CaO	4,01	2,80	1,12	4,76
Na_2O	3,2	2,76	0,17	0,22
K_2O	1,2	2,34	1,24	0,26
P_2O_5	0,17	0,17	0,14	0,22
H_2O гигр	0,04	0,10	0,17	0,34
CO_2	0,21	0,18	0,21	0,18
П.п.п.	0,86	1,31	3,83	5,43
Сумма	100,52	99,88	100,32	100,43
Химические коэффициенты				
F	44,7	40,4	56,7	46,3
A	27,8	33,5	21,3	19,9
M	12,1	14,6	18,3	21,7
C	15,4	11,5	3,7	12,4
FM	56,8	55,0	75,0	68,0

Таблица 76

Химические анализы нежелезистых пород первой железистой пачки (вес. %)

Компонент	Амфиболит, скв. 182, гл. 271,93—274,02 *м*	Амфиболит, скв. 170, гл. 312,6—314,66 *м*	Биотитовый гнейс, скв. 395, гл. 339,7 *м*	Двухслюдяной микрогнейс, скв. 398, гл. 318,46 *м*
SiO_2	53,13	47,16	67,79	53,46
TiO_2	0,67	0,95	0,60	0,45
Al_2O_3	13,01	15,87	14,13	20,46
Fe_2O_3	1,65	2,00	0,45	—
FeO	11,77	11,36	8,51	10,21
MnO	0,20	0,23	0,20	0,16
MgO	4,71	7,71	1,71	4,60
CaO	9,52	8,52	0,86	0,61
Na_2O	1,96	1,77	2,01	1,44
K_2O	0,44	1,31	4,10	4,46
P_2O_5	0,20	0,08	0,16	0,06
SO_3	—	0,24	—	—
H_2O гигр	—	0,05	—	—
CO_2	—	Не обн.	—	—
П.п.п.	2,89	2,30	0,14	3
Сумма	100,15	99,57	100,66	99,64
Химические коэффициенты				
F	30,9	26,7	38,9	30,5
A	21,2	22,9	43,2	42,6
M	19,6	28,1	13,2	24,6
C	28,3	22,3	4,7	2,4
FM	50,5	54,3	52,1	54,9

Среди железистых пород данной пачки повсеместно встречаются прослои высокоглиноземистых пород — *биотитовых и двуслюдяных микрогнейсов* мощностью от 1 до 10—12 *м* и более. Особенно широко они представлены в синклинальном изгибе пачки (скв. 398 и др.), где биотитовые и двуслюдяные гнейсы часто переслаиваются с крупнокристаллическими биотито-гранато-амфиболо-кварцевыми полосчатыми сланцами, рудными и малорудными магнетито-силикатно-кварцевыми роговиками. Микрогнейсы здесь тонкозернистые типа роговиков. В них

(%) наряду с коричнево-бурым биотитом — 23—43 развивается мусковит — до 18,4, плагиоклаз (альбит, олигоклаз) — 3—11, гранат — до 31, кварц — 16—31, хлорит — до 24 и др. На западном и восточном крыльях наблюдаются также прослои биотитовых гнейсов. На западном крыле микрогнейсы и биотитовые гнейсы образовались по гранато-амфиболо-кварцевым крупнокристаллическим сланцам (глиноземисто-железисто-кремнистым осадкам). Образование гнейсов идет с привносом щелочей, воды и выносом MgO и FeO. Химический состав микрогнейсов, приведенный в табл. 76, показывает высокое содержание в них глинозема и кремнекислоты при заметных количествах закисного железа и магния. На основании химических анализов микрогнейсы можно отнести к магнезиально-железисто-алюмосиликатным породам: коэффициент глиноземистости *A* равен 42,6—43,2. Микрогнейсы отличаются высоким содержанием щелочей (Na и K) и воды — при наличии большого количества хлорита.

Тальк-хлорито-актинолитовые сланцы небольшой мощности многократно встречаются среди железисто-силикатных роговиков восточного крыла Западной антиклинали и, по-видимому, относятся к продуктам изменения ультраосно́вных лав. В западном крыле на контакте железистых роговиков и окварцованных амфиболитов залегают актинолитовые сланцы, содержащие кварц — до 0,8% и биотит — до 3%.

Вторая разделяющая пачка нежелезистых пород

Эта пачка вскрыта очень плохо. Ее породы, как и породы первой нежелезистой пачки, по-видимому, не вызывали магнитных аномалий (за исключением ультрабазитов) и, таким образом, ни геофизическими, ни геологическими работами изучены не были. По ряду скважин XXII и XIV геологических профилей состав пачки представляется в виде мощной толщи метабазитов и продуктов их преобразования, переслаивающихся с ультрабазитами. На восточном крыле Западной антиклинали в створе XXII геологического профиля наблюдаются ультрабазиты, представленные отальковаными прохлорито-тремолитовыми, карбонатно-прохлорито-тальковыми сланцами, хлоритизированными актинолититами и тальк-магнезитами, сменяющимися измененными осно́вными породами — амфиболитами, карбонатизированными, хлоритизированными, часто окварцованными, и хлоритовой породой с реликтами актинолита. На западном крыле антиклинальной складки по профилю XXII разбурены только ультрабазиты с повышенными магнитными свойствами, представленные, по-видимому, интрузивной залежью тальк-магнезитов, местами хлоритизированных, с зонами ослюденения и турмалинизации.

Амфиболиты и амфиболовые сланцы, измененные процессами окварцевания, биотитизации и эпидотизации почти до мономинераль-

Таблица 77

Химические анализы пород второй разделяющей пачки (вес. %)

Компонент	Амфиболит, скв. 435, гл. 364,7 *м*; ан. *1*	Амфиболит, скв. 218, гл. 308,2—309,1 *м*; ан. *2*	Актинолитовый сланец, скв. 234, гл. 353,45 *м*; ан. *3*	Тальк-хлоритовый сланец, скв. 234, гл. 320,6 *м*; ан. *4*
SiO_2	48,04	47,98	44,82	26,04
TiO_2	0,65	0,71	0,30	0,82
Al_2O_3	15,21	12,96	7,42	20,70
Fe_2O_3	3,04	4,68	3,26	3,04
FeO	10,92	9,38	10,18	13,10
MnO	0,24	0,13	0,28	0,25
MgO	6,26	8,80	20,42	23,04
CaO	10,64	8,96	6,79	0,21
Na_2O	1,86	1,55	0,30	0,05
K_2O	0,50	0,53	0,10	0,07
P_2O_5	0,23	0,03	0,04	0,21
SO_3	0,11	0,20	0,09	0,13
H_2O гигр	0,07	0,05	0,21	0,30
CO_2	0,48	0,14	0,97	0,54
П.п.п.	1,94	3,53	4,77	11,84
Сумма	100,19	99,63	99,95	100,34
Химические коэффициенты				
F	27,8	27,3	20,8	22,0
A	21,8	18,2	8,2	20,4
M	22,7	31,4	57,3	57,2
C	27,7	23,1	13,7	0,4
FM	50,5	58,7	78,1	79,2

ных эпидозитов, часто переслаиваются с ультрабазитами — хлорито-талько-тремолитовыми сланцами, тальк-магнезитами и другими, вскрыты по линии XIV геологического профиля. Первые являются продуктами изменения основных пород типа диабазо-спилитов в результате действия динамотермального метаморфизма и щелочного метасоматоза. Вторые представляют собой ультраосновные образования, измененные в процессе низкотемпературного метаморфизма, проходившего в условиях высокой гидратации и карбонатного гидротермального метаморфизма.

Химические анализы амфиболитов (табл. 77) явно свидетельствуют о принадлежности их к глиноземистым щелочноземельным основным породам ортоpяда. В ан. *1* железо преобладает над магнием, в ан. *2* — магний над железом. Два последних анализа (*3*, *4*) дают основание отнести актинолитовые и тальк-хлоритовые сланцы к глиноземисто-магнезиальным породам с повышенным содержанием кальция для первых и пониженным — для вторых.

Вторая железистая пачка

Породы этой пачки, залегающие стратиграфически выше, распространены очень ограниченно. Они наиболее развиты по линии XXII профиля, простирание их на север и юг на восточном крыле ограничивается надвигом, срезавшим основную их часть, на западном — гранитами, ассимилировавшими породы пачки и внедрившимися в них в виде жил и штоков. Наиболее полно вторая железистая пачка представлена в восточном крыле, вскрытом скв. 442 и 446, где мощность сохранившейся части пачки предположительно равна 100—120 *м*. В восточном крыле вторая железистая пачка сложена преимущественно малорудными и нерудными магнетито-карбонатно-хлорито-кварцевыми роговиками, в

западном — широкополосчатыми малорудными и нерудными магнетито-хлорито-куммингтонито-роговообманково-кварцевыми, магнетито-куммингтонито-хлорито-кварцевыми роговиками, биотито-роговообманковыми, роговообманковыми, кварцево-биотитовыми, биотито-кварцево-роговообманковыми, кварцево-альбито-роговообманковыми сланцами.

В западном крыле, таким образом, в состав второй железистой пачки входят также нежелезистые породы, перемежающиеся с железистыми роговиками и представляющие собой продукты изменения эффузивов основного состава. Во второй железистой пачке на западном крыле наблюдается послойное залегание аплито-пегматоидных жил, представляющих собой отщепления более молодых интрузий гранитов.

Магнетито-хлорито-куммингтонито-кварцевые роговики и крупнокристаллические магнетито-куммингтонито-хлоритовые сланцы с низким содержанием кварца, встреченные в западном крыле, широкополосчатые, с чередованием светлых — существенно кварцевых, темных серовато-зеленых — силикатных и магнетито-силикатных прослоев. Главными минералами роговиков являются кварц, хлорит, куммингтонит, магнетит, второстепенными — роговая обманка, сфен, слюдистый минерал; главные минералы сланцев: хлорит: 30—38%, куммингтонит — 30—32%, магнетит — 14—16% и в меньшем количестве — биотит, гранат, роговая обманка, кварц. Кварц является главным породообразующим минералом железистых роговиков, где содержание его достигает 50—55%; куммингтонит и сине-зеленая роговая обманка находятся в переменных количествах, составляя вместе 25—30%; зеленый хлорит развивается по слюдистым минералам, чаще по гранату, иногда образуя самостоятельные хлорито-кварцевые прослои,— до 36%, магнетит составляет 10—16%.

На восточном крыле вторую железистую пачку слагают магнетито-карбонатно-хлорито-кварцевые роговики и только на глубине 330,3 *м* (скв. 442) встречены карбонатно-куммингтонито-кварцевые роговики. Минеральный состав роговиков прост: кварц, карбонат, магнетит, гематит, хлорит, немного биотита. Для них характерна полосчатость, обусловленная чередованием существенно карбонатных, кварцево-карбонатных, кварцево-хлорито-магнетитовых и кварцево-хлорито-магнетитовых с карбонатом прослоев мощностью от 0,3 до 4—5 *мм*.

Как видно из химических анализов (табл. 78), железистые роговики второй железистой пачки отличаются сравнительно высоким содержанием железа и относятся к группе малорудных окисно-закисно-силикатно- и карбонатно-кремнистых пород. В первых двух анализах часть закисного железа связана в силикатах. По химическому составу альбито-кварцево-роговообманковые сланцы относятся к глиноземисто-щелочноземельным основным породам орторяда.

После краткой характеристики пород железисто-кремнисто-метабазитовой свиты Западного участка следует подчеркнуть некоторые особен-

Таблица 78

Химические анализы пород второй железистой пачки (вес. %)

Компонент	Магнетито-хлорито-кумингтонито-кварцевый роговик, скв. 391, гл. 267,76—269,06 м	Магнетито-карбонатно-кварцевый роговик, скв. 446, гл. 491,5 м	Альбито-кварцево-роговообманковый сланец, скв. 391, гл. 329,6—332,8 м	Карбонатно-кварцевый роговик со стильпномеланом, скв. 0103, гл. 229,30—230,90 м
SiO_2	48,46	62,12	48,77	60,41
TiO_2	0,35	—	0,91	0,13
Al_2O_3	2,86	0,23	13,99	0,30
Fe_2O_3	18,43	19,21	3,52	11,84
FeO	20,08	7,63	13,70	15,76
MnO	0,43	0,45	0,27	0,20
MgO	4,10	1,95	6,01	2,74
CaO	2.68	3,29	7,15	2,98
Na_2O	0,23	1,05	1,73	0,16
K_2O	0,19	0,14	1,24	0,32
P_2O_5	0,17	—	0,09	—
SO_3	0,34	—	0,12	—
H_2O гигр	0,22	0,22	0,08	0,15
CO_2	0,17	2,86	0,04	4,68
П.п.п.	1,84	0,31	2,52	0,73
Сумма	100,46	99,46	100,10	100,40
Химические коэффициенты				
O	0,41	1,1	—	—
F	74,2	75,7	36,2	75,0
A	4,0	0,5	21,1	0,6
M	14,9	10,9	23,0	13,7
C	6,9	12,9	19,7	10,7
FM	89,1	87,9	59,2	88,7
$F_{вал}$	28,5	29,3	—	20,5

ности ее состава и строения. Прежде всего, она отличается своеобразием исходного состава. Наряду с типично эффузивными продуктами в этой свите широко развиты хемогенные железисто-кремнистые осадки.

Названные различия свидетельствуют об изменчивости условий формирования исходных образований и о неоднократной смене периодов отложения железисто-кремнистых продуктов излияниями лав. Неоднократные переслаивания пород различного состава свидетельствуют о пульсирующем, прерывистом характере вулканических излияний и ритмических условиях осадконакопления.

В период формирования толщ железисто-кремнистой свиты Западного участка насчитывается два крупных ритма накопления железисто-кремнистых осадков, которые сменялись двумя подпериодами излияний вулканических лав, сопровождавшихся интрузивными образованиями (две железистые и две нежелезистые пачки).

Характерной особенностью состава данной свиты является большое развитие среди эффузивов основного состава продуктов излияния ультраосновных лав, причем последние бывают и в интрузивном виде. Наличие ультраосновных пород среди метабазитов данной свиты Западного участка сближает ее с железисто-кремнисто-метабазитовой свитой Промежуточного участка Конкского района, где встречен аналогичный комплекс пород.

Для пород железистых и нежелезистых пачек характерны различия в составе исходного материала, о чем свидетельствуют их минеральный состав и химические анализы.

В железистые пачки объединены преимущественно породы железисто-кремнистые и железисто-кремнистые с примесью глинозема и магния; нежелезистые пачки — разделяющие — сложены главным образом эффузивными породами основного и в меньшей степени — ультраосновного состава.

Для пород первой железистой пачки в Западном участке характерно наиболее высокое содержание железа; на них менее всего отразились последующие тектоно-магматические воздействия и изменения в результате метаморфизма. Содержание магнетита колеблется от 8% в нерудных роговиках до 16—35% в рудных, металлического железа — от 18,6% в нерудных до 39% в рудных окисно-закисно-железисто-силикатно- и карбонатно-кремнистых роговиках.

Помимо Западного, породами нижней железисто-кремнисто-метабазитовой свиты сложен Орлянский участок, простирающийся предположительно вдоль всей восточной части района, представляя собой восточную полосу метабазитов. Ввиду того, что этот участок был вскрыт буквально единичными скважинами, останавливаться на описании его не будем. Следует отметить, что на Орлянском участке скв. 408 и другими были встречены метабазитовые породы-амфиболиты, эпидиабазы и зеленые сланцы, представляющие собой продукты изменения под действием высокотемпературного плутонометаморфизма глиноземистых щелочноземельных основных пород орторяда, по минералого-петрографическому, химическому составам и ступеням метаморфизма аналогичных породам Западного участка.

ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВО-ПОРФИРИТОВАЯ СВИТА ($БН_8$)

К верхней части нижней метабазитовой серии — зеленосланцево-порфиритовой свите — следует отнести группу пород северо-восточной части района (поисковые профили XIV, XXIX, XXX—XXXII), условно названного участком скв. 188 и др., а также полосу аналогичных пород в западной части Северного участка, вскрытую рядом скважин по всему ее простиранию.

Участок скв. 188 разбурен очень мало; если юго-западная часть его выявлена несколькими поисковыми скважинами по линии XXIX, XXX—XXXII и картировочным профилем XXII—XXX, то северная — единичными скважинами XIV профиля с интервалом между ними не менее 2 *км*.

Ввиду очень ограниченных геологических данных состав пород данного участка и его строение остаются недостаточно известными. По Центральному большому белозерскому надвигу, проходящему в субмеридиональном направлении через весь участок, и по субширотным разрывным нарушениям типа сбросов участок скв. 188 был приподнят.

У нас нет достаточных оснований для суждения об амплитуде смещения; можно лишь предполагать, по геофизическим данным, их существование в результате действия поперечных разрывных нарушений. На сейсмическом профиле, проходившем в меридиональном направлении через Белозерский район, данный участок имеет вид блока, смещенного в вертикальном направлении примерно на 2 *км* по сравнению с южной частью Центральной синклинали (Южный участок), где глубина залегания метаморфических пород — примерно 4 *км*.

Таким образом, структура участка предположительно представляется в виде антиклинальной складки, срезанной с трех сторон разрывными нарушениями.

Свита сложена продуктами изменения вулканических пород преимущественно кислого и среднего состава, в меньшей степени — основного и ультраосновного, часть из которых, возможно,— это небольшие гипабиссальные образования и дайковые тела. В сложном вулканическом комплексе локально развиты железисто-кремнистые осадочные породы, сосредоточенные в юго-западной части участка. Расчленение метаморфической толщи на более дробные стратиграфические подразделения, ввиду ограниченности геологических данных, не представляется возможным. К тому же стратификация такой своеобразной группы пород сложного состава, какой является описываемая метаморфическая толща,— задача очень сложная. С некоторым допущением эту группу пород, во всяком случае часть ее, можно отнести к вышезалегающей вулканогенно-сланцевой свите верхней железисто-кремнисто-вулканогенно-сланцевой серии, сложенной измененными вулканическими и осадочными породами, в которой вулканические образования представлены, как и в данной свите, продуктами преобразования кислых и средних лав. Однако в вулканогенно-сланцевой свите верхней серии, наряду с вулканическими, не меньше развиты нормальные осадочные образования, а в порфиритовой свите распространение их, правда, установленное по немногим скважинам, очень ограничено.

Не менее важным критерием для выделения группы пород на участке скв. 188 в самостоятельную свиту нижней серии является своеобразный состав, минералогическая и петрохимическая общность этих образований с породами нижней серии. С нашей точки зрения, эти образования, возможно, следует отнести к верхним частям нижней серии.

Породы зеленосланцево-порфиритовой свиты отличаются пестротой состава, обусловленной различным исходным составом вулканических масс и неоднократной переработкой их в процессе наложенного метаморфизма. Наиболее распространенными разностями являются различные сланцы с реликтовыми бластопорфировыми структурами, обусловленными фенокристаллами полевого шпата и кварца. Можно выделить

сланцы альбито-кварцево-серицитового, альбито-кварцево-хлоритового и альбито-кварцево-серицито-хлоритового составов, между которыми нет резких границ, а существуют постепенные взаимопереходы. По химическому составу альбито-кварцево-серицитовые сланцы представляют собой продукты изменения кислых лав — кератофиры, альбитофиры, фельзиты; альбитокварцево-хлоритовые сланцы — средних и переходных от средних к основным вулканическим образованиям — андезитовые, апоспилитовые и аподиабазовые порфириты.

Сланцы альбито-кварцево-хлорито-серицитовые, переходные между альбито-кварцево-серицитовыми и альбито-кварцево-хлоритовыми сланцами,— наиболее распространенные разности, состоящие из серицита, хлорита, кварца, альбита и второстепенных минералов — карбоната (в карбонатизированных разностях), эпидота, цоизита, сфена, рудного минерала и хлоритоида. Среди основной мелкозернистой массы, сложенной кварцем, альбитом, хлоритом, серицитом и другими минералами, выделяются своей формой и большими, по сравнению с минералами основной массы, размерами зерна кварца и плагиоклаза (плагиоклаз — 0,2×0,2 — 0,4×0,6 *мм,* кварц — 0,6×0,9 — 0,6×0,6 *мм).* В отдельных местах наблюдаются еще более крупные, чаще всего округлые зерна кварца с оплавленными краями размерами 0,9×1,5—1,5×1,7 *мм.* Содержание фенокристаллов кварца более или менее постоянно (O=4,5%), количество плагиоклаза изменчиво (от 0,9—3,5 до 30—35% породы). Фенокристаллы кварца и альбита иногда наблюдаются вместе, чаще встречаются те либо другие. Форма фенокристаллов чаще округлая, реже удлиненная, удлиненно-призматическая и неправильная. Структура породы очковая реликтовая бластопорфировая, благодаря наличию фенокристаллов альбита и кварца, а основной ткани — микрогранолепидобластовая и бластокатакластическая. Порода обычно в значительной степени карбонатизирована, о чем свидетельствуют, помимо минерального состава, химические анализы, по которым количество CO_2 достигает 6 и даже иногда 24%. Альбит основной массы, так же как и кварц, мелкозернистый, изометричный (0,01 и 0,03 *мм*).

Альбит в значительной степени серицитизирован, имеет полисинтетические двойники, показатели преломления Ng = 1,537; Np = 1,528; $Ng - Np$ = 0,009. Хлорит обычно железистый — тюрингит, либо магнезиально-железистый — рипидолит.

Наряду с измененными разностями пород сравнительно редко встречаются менее переработанные порфириты. Породы данной группы являются настолько измененными, что по химическому анализу часто трудно отнести их к определенному классу (табл. 79). Процессы карбонатизации значительно искажают исходный состав, а метасоматоз, протекавший в условиях высокой гидратации, меняет состав щелочей и воды. В менее измененных разностях, где исходный состав частично сохраняется и

Таблица 79

Химические анализы пород зеленосланцево-порфиритовой свиты участка скв. 188 (вес. %)

Компонент	Альбито-хлорито-серицито-кварцевый сланец (карбонатизированный), скв. 392, гл. 399 *м*	Апокератофиро-хлорито-альбито-биотитовый сланец, скв. 326, гл. 364,6 *м*	Альбито-кварцево-хлорито-серицитовый сланец (карбонатизированный), скв. 130, гл. 342,35 *м*	Порфирит, скв. 400, гл. 346,1—348,25 *м*	Прохлорито-тремолитовый сланец, скв. 326, гл. 421,18—425,05 *м*	Широкополосчатый тюрингито-кварцево-сидеритовый роговик, скв. 221, гл. 328,45—329,34 *м*
SiO_2	62,21	60,17	55,66	58,55	48,66	35,92
TiO_2	0,24	0,52	0,65	0,76	0,23	0,06
Al_2O_3	12,20	15,86	16,02	15,92	6,72	0,73
Fe_2O_3	1,41	0,99	1,65	2,04	0,35	2,29
FeO	4,31	8,18	4,39	5,88	10,50	32,47
MnO	0,13	0,11	0,17	0,15	0,20	0,32
MgO	0,65	3,11	3,23	3,91	19,18	3,32
CaO	7,70	1,05	5,25	3,98	6,58	1,68
Na_2O	2,0	5,67	1,92	5,55	0,29	0,12
K_2O	1,75	0,65	1,45	0,20	0,06	
P_2O_5	0,20	0,14	—	0,17	0,05	0,14
SO_3	0,05	0,08	—	0,15	0,19	0,21
$H_2O_{гигр}$	0,06	0,05	0,37	0,11	0,14	0,28
CO_2	5,70	0,54	7,25	—	0,91	21,88
П.п.п.	1,86	2,84	2,39	3,06	5,78	0,97
Сумма	100,47	99,96	100,40	100,43	99,84	100,39
Химические коэффициенты						
F	35,5	33,4	21,0	24,6	18,5	80,1
A	54,5	41,4	63,0	36,3	8,2	1,2
M	6,8	20,4	12,0	22,6	58,8	13,7
C	3,2	4,8	4,0	16,5	14,5	5,0
FM	42,3	53,8	33,0	47,2	77,3	93,8

породы менее переработаны, они (по химическим коэффициентам) приблизительно отвечают средним породам — андезитам.

Помимо указанных вулканогенных кислых и средних пород, менее распространены, как уже упоминалось, продукты изменения эффузивных и интрузивных образований основного и ультраосновного состава, а также осадочных железисто-кремнистых образований, представленные эпидиабазами, апоспилитами (альбито-кварцево-хлоритовыми сланцами), прохлорито-тремолитовыми сланцами и окисленными железисто-силикатно-карбонатно-кремнистыми роговиками с небольшими пластами мартито-гематитовой руды. Последние выявлены только в юго-западной

части участка скв. 188 в виде полос субмеридионального северо-северо-западного простирания, переслаивающихся с породами основного состава.

Роговики обычно широкополосчатые, нерудные, с чередованием светлых — существенно кварцевых и серых, темно-серых — карбонатных и силикатно-карбонатных прослоев. Содержание магнетита невелико, главными минералами являются кварц — 30—45 % и карбонат (сидерит) — 45—55%, количество хлорита (тюрингита) колеблется в широких пределах (от 0 до 15—17%). По данным химического анализа (см. табл. 79), почти все закисное железо (32,47 вес. %) связано в сидерите (CO_2 = 21,88 вес. %), на долю магнетита приходятся ничтожные количества.

Все породы зеленосланцево-порфиритовой подсвиты претерпели значительные изменения в процессе метаморфизма и метасоматоза, в результате которых первичный минеральный состав изменился и сохранились только реликты порфировых структур, а в химическом составе — основные слабо мигрирующие химические компоненты. На низкотемпературных ступенях динамотермального метаморфизма порфириты преобразовались в сланцы; плагиоклазы были замещены серицитом, темноцветные минералы — хлоритом. Широкого развития достигали здесь процессы щелочного метасоматоза и гидратации, с которыми связаны альбитизация, слюдо- и хлоритообразование. Региональное распространение процессов карбонатизации также способствовало значительной нивелировке состава пород; количество карбоната довольно часто достигает 60—70%.

СЕВЕРНЫЙ УЧАСТОК

К образованиям зеленосланцево-порфиритовой свиты нижней белозерской железисто-кремнисто-метабазитовой серии относится группа пород, вытягивающихся полосой вдоль западной границы Северного участка на протяжении 3 *км* при переменной ширине (0,5—150 *м*). По минеральному и химическому составу пород западная полоса близка к участку скв. 188.

На востоке западная полоса контактирует с породами железисто-кремнисто-сланцевой свиты, на западе — с туфогенными сланцами и песчаниками вулканогенно-сланцевой свиты верхней железисто-кремнисто-вулканогенно-сланцевой серии. По разрывным нарушениям, проходившим вдоль западной и восточной границ полосы, она была выдвинута на поверхность. Ряд геологических признаков — контактные явления, новообразования минералов, процессы катаклаза — свидетельствуют о существовании тектонических зон вдоль границ полосы. Наличие дизъюнктивных нарушений типа надвигов подтверждено также геофизическими данными.

Западная полоса, подобно участку скв. 188, сложена дифференцированными покровами и потоками сложного состава, чередующимися с глиноземисто-железисто-кремнистыми осадками и гипабиссальными дайковыми телами основного состава, заключающими образования нижней железисто-кремнисто-метабазитовой серии.

В пределах западной полосы развиты вулканогенные породы различного состава, реже осадочные железисто-кремнистые, а также дайки эпидиабаза. Характерной особенностью полосы является большое разнообразие разностей пород, размещенных на столь незначительной по размерам площади. Вулканогенные образования здесь представлены продуктами изменения основных, средних и ультраосновных лав, реже кислых, которые тесно связаны между собой непрерывными взаимопереходами и общими процессами формирования.

Среди пород полосы преобладают измененные порфириты (апопорфириты) — эффузивные породы среднего и основного состава. По минералогическим разновидностям и химическому составу среди них различаются альбито-кварцево-хлоритовые, альбито-биотито-роговообманковые и другие сланцы.

Альбито-кварцево-хлоритовые сланцы состоят из крупных фенокристаллов альбита, кварца и основной массы, сложенной кварцем, хлоритом, альбитом, в незначительном количестве эпидотом, карбонатом, рудным минералом. Фенокристаллы альбита чаще всего округлые и яйцеобразные, реже таблитчатые, неправильные, удлиненные по сланцеватости, кварца — неправильные, округлые и удлиненные. Первые имеют размеры от 0,1 × 0,2 до 0,5 × 0,8 *мм* и составляют 14,5% породы, вторые — 0,3 × 0,5 — 0,4 × 0,8 *мм*, составляя 7,8—8% породы; соотношения породообразующих минералов в породе колеблются в больших пределах. Структура породы бластопорфировая, основной ткани — лепидобластовая; текстура сланцеватая.

Кварц в основной массе (13—30%) представлен неправильными, чаще изометрическими, удлиненными и округлыми зернами, размерами от 0,03×0,03 до 0,06×0,1 *мм*. Альбит основной массы (11,3—58%) представлен зернами, по форме и размерам близкими к кварцу, часто образует полисинтетические двойники; $Ng = 1{,}537—1{,}543$, $Np = 1{,}528—1{,}532$, $Ng - Np = 0{,}009$. Хлорит светло-зеленого и зеленого цвета (18—40%) представлен субпараллельно расположенными чешуйками длиной 0,06—0,5 *мм*. По показателям преломления он в одних случаях относится к афросидериту, в других — к прохлориту. В некоторых местах хлорит крупночешуйчатый и тонкопризматический.

По химическому составу альбито-кварцево-хлоритовые сланцы следует отнести к щелочноземельным средним породам орторяда — андезитовым порфиритам.

Минеральный состав альбито-хлорито-кварцевых сланцев (%): альбит — 25,7, хлорит (афросидерит) — 32,6, кварц — 37,6; кварцево-хлорито-альбитовых сланцев (%): альбит — до 58, хлорит (прохлорит) — 18,2, кварц — 13,6, биотит — 3,4.

Характеристики, полученные при пересчете химического анализа кварцево-хлорито-альбитового сланца по методу А. Н. Заварицкого, соответствуют андезитам и андезитовым порфиритам, однако вследствие метаморфизма первоначальный состав пород изменен.

Таким образом, в генетическом отношении эти породы мы относим к эффузивным образованиям среднего состава, претерпевшим значительные изменения в процессе низкотемпературного метаморфизма ступени метаморфических сланцев — филлитов. Под действием динамотермального метаморфизма в условиях большой гидратации породы происходило образование хлоритов, в одних случаях магнезиально-железистых, в других — железисто-магнезиальных, в зависимости от состава первоначальных эффузивов, а также в связи с привносом Na_2O — альбитизация плагиоклаза и местами биотитизация (привнос K_2O). Широко развиты здесь и процессы окварцевания и карбонатизации породы.

Альбито-биотито-роговообманковые сланцы состоят, в отличие от предыдущих пород, главным образом из роговой обманки и биотита; остальные породообразующие минералы — альбит, кварц, хлорит, эпидот, карбонаты, рудный минерал. Фенокристаллы альбита, составляющие 8—12% породы, неправильные — округлые, реже таблитчатые и удлиненные по сланцеватости, имеют размеры от 0,2×0,2 до 0,4×1,0 *мм*. Альбит часто разрушен и замещен эпидотом. Наряду с фенокристаллами альбита встречаются и порфировые выделения кварца, представленные крупными (0,2 × 0,3—0,9 × 1,0 *мм*) оплавленными чистыми зернами, составляющими до 5—7% породы. Основная масса породы сложена роговой обманкой (12—34%), биотитом (18—20%), кварцем (18—25%), альбитом (8—12%) и значительным количеством хлорита (0—12%), находящегося в параллельном срастании с биотитом. Структура породы бластопорфировая, основной ткани — гранонематобластовая и гранолепидобластовая. Темноцветные минералы — роговая обманка, биотит, хлорит — ориентированы субпараллельно, создавая сланцевую текстуру. Роговая обманка (обыкновенная) представлена удлиненно-призматическими, таблитчатыми и неправильными зернами сине-зеленого цвета, иногда замещающимися актинолитом.

Химический анализ альбито-биотито-роговообманкового окварцованного сланца дает основание отнести его к щелочноземельным основным породам орторяда с преобладанием железа над магнием и кальцием (табл. 80). По-видимому, эти породы следует относить к эффузивным образованиям основного состава — диабазовым порфиритам, претерпевшим значительные изменения в процессе глубокого метаморфизма (аль-

Таблица 80

Химические анализы пород зеленосланцево-порфиритовой свиты Северного участка (вес. %)

Компонент	Альбито-хлорито-кварцевый сланец, скв. 24, гл. 220,95—222,0 *м*	Кварцево-хлорито-альбитовый сланец, скв. 28, гл. 339,0—341,2 *м*	Альбито-биотито-роговообманковый окварцованный сланец, скв. 28, гл. 353,6—356,0 *м*	Амфиболовый эпидиабаз, скв. 25, гл. 232,2—235,2 *м*	Прохлорито-тремолитовый сланец, скв. 18, гл. 263,05—266,35 *м*	Магнезито-хлорито-тальковый сланец, скв. 29, гл. 274,9—277,6 *м*	Тальк-хлорито-магнезито-тремолитовый сланец, скв. 29, гл. 251,03—257,3 *м*	Альбито-биотито-роговообманковый сланец, скв. 37, гл. 237,01—237,46 *м*
SiO_2	67,47	52,78	57,28	46,62	46,27	42,88	41,58	41,68
TiO_2	0,64	0,88	1,50	0,34	0,40	0,43	0,34	2,76
Al_2O_3	9,71	16,52	11,19	13,09	8,17	7,76	5,56	12,43
Fe_2O_3	1,47	2,56	5,14	2,25	1,45	2,94	2,32	5,16
FeO	9,37	4,75	10,87	8,60	10,29	9,20	8,90	18,17
MnO	0,11	0,16	0,20	0,17	0,10	0,10	0,14	0,19
MgO	2,09	4,09	3,35	9,64	19,42	18,75	17,70	5,59
CaO	2,52	4,97	4,62	11,78	7,98	4,79	7,78	6,37
Na_2O	2,57	5,11	1,62	2,63	0,10	0,13	0,24	2,00
K_2O	0,10	0,67	1,42	0,21	0,16	0,09	0,29	1,92
P_2O_5	0,17	0,04	0,26	0,05	0,06	0,06	0,03	0,11
$H_2O_{гигр}$	0,10	0,82	0,41	0,17	0,10	0,06	0,12	0,07
S	0,07	0,11	0,12	0,21	0,09	0,06	0,34	0,34
CO_2	1,61	3,16	0,57	2,01	0,28	6,44	7,88	1,33
П.п.п.	2,34	3,06	1,93	2,68	5,32	6,36	7,35	2,09
Сумма	100,34	99,68	100,48	100,45	100,19	100,05	100,57	100,34
Химические коэффициенты								
F	43,7	21,8	43,9	20,5	18,6	20,8	19,4	46,0
A	27,9	36,1	22,5	17,6	9,3	9,5	6,9	17,6
M	15,2	22,5	16,9	32,9	55,7	58,9	56,1	20,0
C	13,2	19,6	16,8	29,0	16,4	10,8	17,6	16,4
FM	58,9	44,8	60,8	53,4	74,3	79,7	75,6	66,0

битизацию, биотитизацию, хлоритизацию, эпидотизацию, карбонатизацию и окварцевание), однако роговая обманка сохранилась, по-видимому, в первичном состоянии.

Ультраосно́вные породы среди вулканогенных образований западной полосы развиты ограниченно. Это главным образом сланцы — прохлорито-тремолитовые, магнезито-хлорито-тремолитовые и тальк-хлорито-тремолито-магнезитовые, встреченные скв. 18, 29 и 8 в виде потока мощностью 7—12 *м*. Выделение разностей ультраосно́вных пород в разрезе и по простиранию не представляется возможным, так как они связаны

постепенными и незаметными взаимопереходами, обусловленными различными ступенями метаморфической переработки одного и того же исходного материала; поэтому содержание породообразующих минералов меняется в больших пределах.

Для ультраосно́вных пород характерна реликтовая бластопорфировая структура; фенокристаллы (возможно, состоявшие из пироксена) часто бывают замещены магнезитом; основная масса мелкозернистая с микролепидогранонематобластовой структурой.

Главным минералом всех разностей ультраосно́вных пород является тремолит и реже актинолит. Они количественно преобладают, составляя 15—75% породы, и представлены тонкопризматическими индивидами, часто образующими криптозернистые агрегаты, ориентированные субпараллельно. Хлорит (15—37%) в прохлорито-тремолитовых сланцах обычно представлен магнезиальными разностями — прохлоритом или пеннином, являясь одним из главных породообразующих минералов; карбонат (магнезит) составляет 20—32% породы, тальк — 3—23%.

Химические анализы ультраосно́вных пород (см. табл. 80) характеризуют их как высокомагнезиальные породы. По химической классификации метаморфических образований, они относятся к глиноземисто-магнезиальным породам ($M = 55,7—58,9$, $A = 6,9—9,5$) с повышенным содержанием кальция, фиксирующегося в тремолите и актинолите ($C = 10,8—17,6$).

Ультраосно́вные породы в генетическом отношении являются вулканогенными образованиями типа пикритов, претерпевшими метаморфическую переработку на ступени, переходной от метаморфических к кристаллическим сланцам. Гидротермальный карбонатный метасоматоз, проходивший в условиях интенсивного привноса CO_2, обусловил возникновение магнезита (брейнерита); высокая гидратация пород (5,3—7,4 вес. %) вызвала образование хлорита и талька.

Железисто-кремнистые породы в пределах западной полосы распространены весьма ограниченно, концентрируясь, по-видимому, в пласт, встреченный скв. 18, 29 и 37. Осадочные железисто-кремнистые образования представлены магнетито-силикатно-кварцевыми роговиками и высокожелезистыми биотито-роговообманковыми сланцами.

Магнетито-силикатно-кремнистые роговики полосчаты вследствие переслаивания темных, существенно магнетитовых, прослоев со светлыми кварцевыми с примесью силикатов и серыми магнетито-силикатными прослоями. Содержание магнетита невелико. Из силикатных минералов наиболее развит куммингтонит, реже наблюдаются актинолит, биотит, хлорит.

Альбито-биотито-роговообманковые сланцы, встреченные скв. 37, тоже отнесены к осадочным образованиям как породы высокожелезис-

тые: FeO — до 18,17 вес. % и Fe_2O_3 — 5,16% с примесью глинозема — 12,43%, магния — 5,6 и кальция — 6,4%. Коэффициент *F* достигает 46, *A* — 17,6. По классификации метаморфических пород они отнесены к продуктам изменения глиноземисто-железисто-кремнистых осадков в процессе высокотемпературного метаморфизма. Сланцы состоят из роговой обманки — 38,8%, биотита — 38,8%, плагиоклаза — 8,3% и небольших количеств кварца, хлорита, рудного минерала, карбоната и эпидота. Удлиненно-призматические крупные зерна роговой обманки и чешуйки темно-бурого биотита расположены субпараллельно, обусловливая сланцеватость породы. Плагиоклаз представлен андезином и замещающим его альбитом.

Характерной особенностью метаморфических пород западной полосы Северного участка и участка скв. 188 является наличие округлых зерен голубого кварца в измененных амфиболитах.

Верхняя белозерская железисто-кремнисто-вулканогенно-сланцевая серия (БВ)

Породы описываемой серии, как отмечалось раньше, слагают верхние части геологического разреза Белозерского района. По генетическим признакам они относятся преимущественно к продуктам изменения вулканогенных и нормально-осадочных терригенных песчано-глинистых и хемогенных железисто-кремнистых образований. Среди этих пород преобладают кластические глинисто-песчанистые осадки с примесью туфогенного материала; значительно развиты в верхней серии также вулканические продукты.

Метаморфическими толщами верхней серии сложены Южный и Северный участки, расположенные в центре района и вытягивающиеся вдоль него на 35 *км* и более при ширине полосы в среднем 8—10 *км*, либо, с учетом возможных тектонических нарушений, нормальной мощностью 2—5 *км*.

Образования этой серии расчленяются на две свиты: нижнюю — вулканогенно-сланцевую и верхнюю — железисто-кремнисто-сланцевую. Горизонтальная мощность выделяемых свит различна: нижняя свита представлена мощными толщами (2—5 *км*), возможно, больше, а верхняя железисто-кремнисто-сланцевая свита имеет мощность всего 600—700 *м*.

Метаморфические породы верхней серии имеют в Белозерском районе большое значение, так как они развиты на обширных площадях и вмещают залежи богатых железных руд. Они менее были подвержены влиянию гранитов, окружающих район, чем метабазитовые породы нижней серии, непосредственно контактирующие с гранитами; их метаморфическая переработка отвечает наиболее низкой ступени — аспидных и филлитовидных сланцев.

ВУЛКАНОГЕННО-СЛАНЦЕВАЯ СВИТА ($БВ_1$)

Сложена продуктами изменения нормально-осадочных терригенных глинисто-песчанистых образований с примесью вулканогенного материала (в большей степени туфов) преимущественно кислого и менее — среднего состава. Породами нижней вулканогенно-сланцевой свиты, протягивающимися двумя мощными полосами с севера на юг вдоль всего района, сложены западное и восточное крылья Центральной синклинальной складки. Несмотря на большие площади, занимаемые породами данной свиты, они изучены очень мало, так как буровые работы производились обычно несистематически; отдельные участки вообще не разбуривались. К ним относятся, прежде всего, северная часть распространения этих пород и крайняя юго-восточная. По имеющимся материалам невозможно установить какие-либо закономерности в пространственном размещении разновидностей метаморфических пород, последовательности отложения осадков и распределении их по простиранию. Наиболее полно изучен Южный участок, где проводились дополнительные работы, связанные со строительством рудника.

Вулканогенно-сланцевая свита отличается пестротой состава; слагающие ее породы представлены аспидными и филлитовидными серицито-кварцевыми, серицито-хлорито-кварцевыми и реже хлорито-кварцевыми сланцами, слюдистыми кварцитами, метапесчаниками, туфопесчаниками, туффитами, туфосланцами, кварцевыми кератофирами, кератоспилитами, альбитофирами, порфироидами и др. Своеобразие состава исходного материала, свидетельствующее об одновременном отложении осадочных, пирокластических продуктов и излиянии лав, затрудняет изучение пород данной свиты и установление количественных соотношений между ними. Ввиду наложения метаморфических процессов возникают дополнительные сложности в их изучении и классификации. В количественном отношении, осадочный материал, по-видимому, превалировал над пирокластическим.

Аналогичные толщи пород имеются в Конкском районе, где, как и в Белозерском, период образования терригенно-вулканогенной толщи предшествовал отложениям хемогенных железисто-кремнистых осадков. Нормально-осадочные породы, формировавшиеся в это время, представлены кластическими образованиями: метапесчаниками, слюдистыми кварцитами, алевролитами и аргиллитами, редко хемогенными — кварцевыми роговиками; вулканогенные — туфопесчаниками, туфосланцами, туффитами, кварцевыми кератофирами, кератофирами, альбитофирами, порфироидами различного состава.

Нормально-осадочные и вулканогенные породы связаны между собой тесными взаимопереходами, о чем свидетельствуют породы смешанного состава, переходные между первыми и вторыми, где одновременно

Таблица 81

Химические анализы кремнистых и алюмокремнистых пород (вес. %)

Компонент	Кварцит, скв. 101, гл. 250,1—251,5 м	Слюдистый кварцит, скв. 101, гл. 269,6—270,1 м	Метапесчаник, скв. 211, гл. 406,55—407,1 м	Туфопесчаник, скв. 112, гл. 511,55—513,45 м
SiO_2	97,1	91,38	91,07	84,19
TiO_2	Следы	0,09	0,03	0,15
Al_2O_3	0,73	3,19	3,94	4,27
Fe_2O_3	Не обн.	1,50	1,14	1,86
FeO	0,42	0,66	1,50	2,73
MnO	Не обн.	Не обн.	0,01	0,06
MgO	0,97	0,90	0,41	2,01
CaO	0,07	0,21	0,28	0,55
Na_2O	0,25	0,12	0,55	0,55
K_2O	0,08	0,88	0,54	0,56
$H_2O_{гигр}$	0,08	0,09	0,11	0,12
CO_2	0,10	0,39	0,04	2,28
П.п.п.	0,08	0,97	0,74	0,80
Сумма	99,80	100,38	100,36	99,99

имеются примеси того или иного материала. К таким породам относятся туфопесчаники, туфосланцы, туффиты и т. д. В осадочно-эффузивной толще неоднократно встречаются также более чистые вулканиты, обычно кислого и среднего состава (кварцевые кератофиры, кератофиры, кератоспилиты). Среди пирокластического материала выделяются главным образом кристаллокластические разности; литокластические встречаются редко. По характеру и размерам зерен пирокластического материала, несмотря на общую плохую отсортированность, среди туфов можно выделить грубообломочные, среднеобломочные и тонкообломочные разности.

Для решения ряда вопросов, касающихся вещественного состава пород данной толщи, определения их исходного материала и генезиса мы попытались разделить все породы на изохимические ряды по Н. П. Семененко (1956).

Выделяются следующие изохимические ряды пород: 1) кремнистых и алюмокремнистых, 2) алюмосиликатных, 3) магнезиально-железисто-алюмосиликатных и 4) натровых алюмосиликатных.

К первым двум группам относятся главным образом нормально- осадочные песчанистые и песчано-глинистые пелитовые отложения; ко второй — также породы смешанного исходного состава; к третьей — осадочные с явной примесью туфогенного материала и туфолав; к последней — исключительно вулканогенные породы.

Кремнистые и алюмокремнистые породы отличаются высоким содержанием кремнекислоты и заметных количеств глинозема (алюмокремнистые). Количество SiO_2 — 84—97 вес. %, Al_2O_3 — 0,73—4,5 вес. %; из других примесей обнаружено железо, причем содержание как окисного, так и закисного возрастает от чистых разностей кремнистых пород к алюмокремнистым (табл. 81). Еще меньше выявлено магния и кальция. Кремнистые породы представлены кварцитами, алюмокремнистые — слюдистыми кварцитами, туфопесчаниками, метапесчаниками.

Белые слюдистые кварциты встречены в единичных скважинах. Мощность и простирание их не установлены. В скв. 101 наблюдаются незаметные переходы чистых кварцитов (SiO_2 — 97,1%) и слюдистых кварцитов, в которых количество SiO_2 снижается до 91,4% и возрастает содержание примесей в виде глинозема, окисного железа и калия.

Чистые белые кварциты являются слабометаморфизованными кластическими кремнистыми породами, состоящими из зерен кварца различных размеров с зубчатыми краями, иногда располагающимися в виде мозаики; структура кварцитов гетеробластовая и мозаичная. Слюдистые кварциты отличаются от предыдущих наличием небольшого количества бесцветной гидрослюды, располагающейся обычно субпараллельно. Они образовались тоже из кластического песчанистого материала, в цементе которого было некоторое количество глинистого пелитового материала.

Алюмосиликатные породы наряду с кремнеземом содержат большое количество глинозема (от 14,5 до 25%); коэффициент A равен 49—78. Среди примесей обнаружено закисное и окисное железо (преобладает первое) — 1—7,4% и магний — 0,3—1,8%. Примеси кальция обычно незначительны, порядка 0,1—0,5%; только в одном анализе количество его достигает 1,6%. Химические коэффициенты: F = 14,5—29,8; M = 3—20 и C = 1,0—9,9.

Алюмосиликатные породы представлены нормально-осадочными и переходными между нормально-осадочными и вулканогенными образованиями. К первым относятся аспидные и филлитовидные кварцево-серицитовые, кварцево-хлорито-серицитовые микросланцы, метапесчаники с гидрослюдисто-кварцевым цементом, представляющие собой продукты низкотемпературной метаморфической переработки глинистых и глинисто-песчанистых отложений. К вукланогенным породам с примесью осадочного материала, по-видимому, следует относить туфосланцы кварцево-хлорито-слюдистого состава с фельзитовой порфировой структурой при микрокристаллической основной массе, туфопесчаники.

По данным химического анализа (табл. 82), алюмосиликатные породы содержат повышенные количества кремнезема (73,5—74,2 вес. %) и по общему составу близки к риолитам и нормальным гранитам. Однако по минеральному составу они относятся к туфопесчаникам и микросланцам — фельзитам, кварцево-серицитовым микросланцам с прослоями кварцевых роговиков, благодаря которым увеличивается количество SiO_2.

Магнезиально-железисто-алюмосиликатные породы представлены кварцево-хлорито-серицитовыми, серицито-кварцево-хлоритовыми сланцами, очковыми кварцево-хлоритовыми микросланцами, очковыми серицито-кварцево-хлоритовыми сланцами (апокератофирами) и другими породами. В химическом отношении породы

Таблица 82

Химические анализы алюмосиликатных пород (вес. %)

Компонент	Кварцево-хлорито-серицитовый микросланец, скв. 230, гл. 361,8 *м*	Хлорито-карбонато-серицитовый сланец, скв. 112, гл. 497,5—500,9 *м*	Кварцево-серицитовый микросланец, скв. 132, гл. 420,55—421,0 *м*	Кварцево-хлорито-серицитовый микросланец, скв. 301, гл. 375,15—379,0 *м*	Кварцевый апокератофир, скв. 210, гл. 325,1—327,7 *м*	Апокератофир-фельзит, скв. 107, гл. 353,55 *м*
SiO_2	57,0	51,51	73,98	73,52	74,20	68,83
TiO_2	0,22	0,58	0,16	0,18	0,20	0,39
Al_2O_3	25,07	20,32	15,96	15,99	14,44	15,75
Fe_2O_3	1,13	1,50	1,40	1,23	1,45	1,77
FeO	3,30	7,36	1,29	1,08	1,58	2,99
MnO	0,03	0,08	0,02	0,05	Не обн.	0,03
MgO	1,50	3,29	0,92	0,27	0,41	1,82
CaO	0,56	0,21	0,10	0,42	0,56	1,63
Na_2O	1,84	0,73	0,94	0,82	0,63	1,16
K_2O	3,60	4,17	2,98	3,10	3,74	2,66
$H_2O_{гигр}$	0,20	0,09	0,24	—	0,03	0,08
CO_2	0,98	7,98	0,07	0,42	0,14	0,80
П.п.п.	4,31	2,16	2,50	2,58	2,62	2,49
Сумма	99,65	99,98	100,55	99,64	100,01	100,40
Химические коэффициенты						
F	17,0	29,8	16,7	14,65	19,90	21,92
A	69,7	49,0	72,2	78,79	70,14	52,74
M	10,5	20,2	10,2	3,03	4,98	15,41
C	2,8	1,0	0,9	3,53	4,98	9,93
FM	27,5	50,0	26,9	17,63	24,88	37,33

этой группы характеризуются также преобладанием кремнезема, глинозема и более высоким, по сравнению с предыдущей группой, содержанием магния и железа. Значительная примесь ферромагнезиальных компонентов выражается в сравнительно высоких значениях коэффициентов *F* — 27,2—32,5, *M* — 26—30 и сумме коэффициентов *FM* — 52—59,5 (табл. 83).

Натровые алюмосиликатные породы представляют собой очень измененные кислые и средние вулканогенные образования с высоким содержанием кремнезема, глинозема и щелочей. В состав их входят также заметные количества закисного железа, магния и кальция. Коэффициент *A* изменяется в пределах 28—37,4, *F* — 26—37, *M* — 20,5—

29 и C — 10—14. Вследствие метаморфических процессов, протекавших, очевидно, с выносом натрия, содержание его снижается до 1—2,2% (табл. 84).

По минеральному составу в группе натровых алюмосиликатных пород выделяются такие разности: 1) очковые альбито-кварцево-хлорито-серицитовые сланцы, 2) альбито-кварцево-хлоритовые туфосланцы, 3) хлорито-эпидото-альбитовые порфириты.

В пространственном размещении пород осадочно-вулканогенной свиты наблюдается некоторая закономерность, заключающаяся в том, что осадочные образования первой и второй существенно кремнистой и алюмокремнистой групп, отличающиеся большой чистотой глинисто-пелитовых осадков, размещаются преимущественно в верхних частях разреза. Магнезиально-железисто - алюмосиликатные, заметно засоренные глинистым материалом, слагают главным образом низы стратиграфического разреза. К нижним частям разреза приурочены и натрово-алюмосиликатные породы.

Таблица 83

Химические анализы магнезиально-железисто-алюмосиликатных пород (вес. %)

Компонент	Кварцево-хлорито-серицитовый микросланец, скв. 81, гл. 362,0—364,25 м	Очковый кварцево-хлоритовый туфосланец, скв. 441, гл. 421,3 м	Серицито-кварцево-хлоритовый сланец, скв. 106, гл. 237,3—241,10 м
SiO_2	45,57	60,53	62,37
TiO_2	0,69	0,28	0,65
Al_2O_3	21,48	17,24	17,05
Fe_2O_3	3,19	1,52	1,77
FeO	10,31	6,90	6,12
MnO	0,10	0,10	Не обн.
MgO	6,17	5,09	3,94
CaO	0,98	0,56	0,28
Na_2O	0,81	0,96	0,17
K_2O	1,62	2,37	2,79
H_2O	0,62	0,05	0,12
CO_2	1,61	0,42	0,36
П.п.п.	6,52	4,22	4,43
SO_3	—	0,16	—
Сумма	99,67	100,44	100,05
Химические коэффициенты			
F	32,5	27,2	28,5
A	37,5	40,4	44,5
M	27,0	30,0	25,9
C	3,0	2,4	1,1
FM	59,5	57,2	54,4

Такое распределение химических компонентов исходных осадочных и туфовулканогенных продуктов обусловило, при определенной метаморфической их переработке, большое разнообразие разностей пород и пространственное их размещение. В нижних частях разреза свиты наблюдается в песчано-глинистых осадках большое количество туфо-вулканогенных продуктов. Наряду с кварцем и плагиоклазом выявлено высокое содержание темноцветных минералов — хлорита, биотита, серицита, входящих в состав кварцево-хлорито-серицитовых туфосланцев, туффитов, слюдистых метапесчаников, туфогенных песчаников, туфов нижних горизонтов. Выше по разрезу, где наблюдается большая чистота осадочного глинистого материала, количество темноцветных минералов заметно снижается и главными породообразующими являются преимущественно кварц, серицит, гидрослюда и значительно меньше — хлорит.

Таблица 84

Химические анализы натровых алюмосиликатных пород (вес. %)

Компонент	Туфосланец альбито-хлорито-кварцевый, скв. 446, гл. 358,6 м	Очковый альбито-кварцево-хлоритовый микротуфосланец, скв. 106, гл. 277,9—282,0 м	Очковый альбито-кварцево-хлоритовый туфосланец, скв. 446, гл. 397,95 м	Апокератофир, скв. 240, гл. 348,65—350,65 м	Хлорито-эпидото-альбитовый порфирит, скв. 400, гл. 346,1—348,2 м	Очковый серицито-кварцево-хлоритовый сланец, скв. 240, гл. 290,7—292,5 м
SiO_2	66,30	67,68	58,37	72,09	58,55	67,84
TiO_2	0,37	0,38	0,61	0,37	0,76	0,47
Al_2O_3	14,31	9,99	16,63	9,15	15,92	13,90
Fe_2O_3	0,70	2,03	1,67	1,77	2,04	2,01
FeO	6,37	7,03	7,49	5,30	5,88	4,35
MnO	0,11	0,09	0,11	0,07	0,15	0,17
MgO	4,04	2,88	5,65	2,79	3,91	3,40
CaO	2,24	2,77	2,66	1,96	3,98	1,12
Na_2O	2,23	1,41	2,40	1,06	5,55	1,51
K_2O	0,46	0,83	0,30	1,14	0,20	0,56
$H_2O_{гигр}$	0,05	0,05	0,07	0,48	0,11	0,25
SO_3	0,02	—	0,11	0,22	0,15	0,28
CO_2	0,07	2,49	—	1,12	—	0,54
П.п.п.	3,18	2,44	4,22	2,78	3,23	3,44
Сумма	100,45	100,36	100,29	100,33	100,43	99,84
Химические коэффициенты						
F	25,8	36,8	27,0	33,3	24,6	25,93
A	37,4	28,4	34,0	30,9	36,3	41,97
M	26,4	20,5	29,0	23,6	22,6	25,93
C	10,4	14,3	10,0	12,2	16,5	6,17
FM	52,2	57,3	56,0	56,9	47,2	51,86

Широким развитием пользуются здесь кварцево-серицитовые микросланцы, кварциты и меньшим — туффиты, туфосланцы.

На основании такого размещения изохимических групп пород и соответственно минералогических разностей нижнюю вулканогенно-сланцевую свиту можно условно расчленить на две подсвиты: нижнюю туфопесчаную магнезиально-железисто-алюмосиликатного состава (слюдистых метапесчаников, туфопесчаников, туфов, туфогенных сланцев, туффитов и других пород) и верхнюю туфопесчано-сланцевую, кремнисто-алюмосиликатного состава, представленную преимущественно кварце-

во-серицитовыми, кварцево-хлорито-серицитовыми сланцами, кварцитами, фельзитами, очковыми сланцами и другими породами.

Более дробное расчленение толщи вулканогенно-сланцевой свиты не представляется возможным из-за отсутствия соответствующих данных. Следовало бы эту толщу вскрыть хотя бы одним профилем скважин, чтобы иметь пересеченный разрез для изучения состава и строения, а также установления закономерностей размещения осадочного и вулканогенного материала.

В этой пестрой по составу, сложной по строению и очень интересной по комплексу метаморфических пород свите отражается большой период в истории формирования Белозерского района, когда в большом седиментационном цикле происходило отложение глинисто-песчанистых осадков, ритмически чередовавшихся с эффузивным материалом. Накопление образований такого смешанного характера носило пульсирующий характер, о чем свидетельствует частая смена осадочных, осадочно-вулканогенных и типично вулканогенных продуктов. О масштабах ритмичности в отложениях этих смешанных и таких сложных образований трудно судить, однако, можно предполагать довольно частую смену исходного материала, о чем свидетельствует большая перемежаемость пород, наблюдаемая в разных шлифах и даже в пределах одного шлифа. Изучение состава, строения и закономерностей размещения осадочных и вулканогенных пород этой свиты представляет трудности и является предметом специальных исследований.

В связи с фациальными и тектоническими особенностями строения района площадное распространение метаморфических пород обеих подсвит изменяется по простиранию.

Образования верхней подсвиты кремнистых и алюмосиликатных пород выявлены главным образом в западном крыле Южно-Белозерской синклинали, где мощность их довольно постоянна и равна примерно 700—800 *м*, а также в восточном и отчасти западном бортах структуры Северного участка, где мощность их порядка 600—1000 *м*. В юго-восточной крайней части Южно-Белозерской структуры мощность пород этой подсвиты снижается до 200—250 *м*, благодаря действию большого Белозерского надвига, и совсем сходит к нулю в районе XLII профиля.

В распределении мощности метаморфической толщи нижней магнезиально-железисто-алюмосиликатной подсвиты наблюдается более пестрая картина и бо́льшие колебания, обусловленные строением района и тектоническими процессами, приводившими часто к уменьшению мощности в результате надвига либо к увеличению — в зонах складчатых процессов. Вдоль всего западного крыла Центральной синклинали на Южном участке мощность подсвиты уменьшилась до 500 *м* и меньше, а на Северном участке пород подсвиты нет в результате действия Западного надвига. На крайнем юге мощность метаморфической толщи

этой полосы резко уменьшена вследствие ассимиляции гранитами. На восточном крыле Центральной синклинальной складки на Южном участке мощность пород нижней подсвиты резко возрастает — до 8000 *м*; здесь можно предполагать удвоение мощности (обычно она равна 4000 *м*) в результате складкообразовательных процессов. Возможно, что в восточном крыле разрез нижней части подсвиты сохранился полнее, чем в западном, где эта толща срезана Западным надвигом. В восточном крыле осадочно-вулканогенные породы более крупнозернисты (размеры зерен пирокластического кварца 2—2,5 *мм*) и встречаются зоны седиментационных брекчий, чего нет в западном крыле. По размеру зерен исходного материала эти породы можно отнести к псефитовым и псаммитовым.

Можно предполагать, что на начальных стадиях формирования вулканогенно-сланцевой свиты происходило резкое поднятие дна геосинклинального бассейна и отложение крупнообломочного терригенного и пирокластического материала, давшего в процессе матаморфизма грубо- и среднеобломочные — псефитовые и псаммитовые — туфопесчаники, туфобрекчии, метапесчаники и др. Затем дно бассейна постепенно опускалось и отлагались более глубоководные алевритовые, вплоть до пелитовых, глинистые осадки, преобразовавшиеся в кварцево-хлорито-серицитовые, кварцево-серицитовые и другие сланцы. Помимо отложения осадочного и пирокластического материала, в это время происходили локальные излияния кислых и средних лав, давших в результате метаморфической переработки апокератофиры, альбитофиры, апопорфириты, кварцевые порфириты, кварцевые апокератофиры, тонкозернистые микрокристаллические кварцево-серицитовые сланцы — фельзиты с фельзито-порфировой структурой.

Прогибание геосинклинального бассейна продолжалось и позднее; в это время отлагались глубоководные хемогенные железисто-кремнистые осадки (железисто-кремнистая свита).

ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТО-СЛАНЦЕВАЯ СВИТА [БВ$_2$]

Железисто-кремнисто-сланцевая свита развита очень локально — только в пределах сравнительно узких полос на Южном и Северном участках; вместе с тем, в геологическом разрезе Белозерского района она имеет большое значение как продуктивная рудовмещающая толща. Породы железисто-кремнисто-сланцевой свиты выявлены на Южном и Северном участках Белозерского района, слагая центральные части главной Белозерской синклинали. Несмотря на разобщенность участков и изменчивость пород по простиранию, в геолого-структурном отношении они принадлежат к одной складчатой структуре, представляющей собой ос-

татки единой большой синклинальной складки, вытянутой в субмеридиональном направлении.

По характеру исходного материала и его метаморфической переработки железисто-кремнисто-сланцевая свита существенно отличается от других свит, занимающих более низкое стратиграфическое положение. Исходным материалом для формирования толщ свиты послужили ритмически переслаивающиеся хемогенные железисто-кремнистые и глиноземисто-железисто-кремнистые осадки, образующие микро- и макроритмы. Незначительно развиты кластические песчано-глинистые отложения, а также продукты кислых, средних, основных лав и их туфы, залегающие среди первых в виде небольших пластов и потоков.

Распределение исходного материала, различного по характеру и химическому составу, позволяет расчленить метаморфическую толщу железисто-кремнисто-сланцевой свиты на четыре подсвиты: 1) нижнюю роговиково-сланцевую, сложенную глиноземисто-железисто-кремнистыми осадками, превратившимися под влиянием низкотемпературного метаморфизма в различные сланцы с прослоями железисто-силикатных роговиков и вулканогенных пород; 2) среднюю, представленную типичными железисто-кремнистыми породами — различными железистыми роговиками, реже высокожелезистыми сланцами; 3) верхнюю, роговиково-сланцевую, сложенную высокожелезистыми сланцами с магнетитом в рассеянном виде, железистыми роговиками, железисто-силикатными роговиками с прослоями вулканогенных пород кислого состава; 4) зеленосланцево-метабазитовую, представленную вулканогенными породами среднего, основного и кислого состава, а также с измененными нормально-осадочными образованиями.

ЮЖНЫЙ УЧАСТОК

Породами железисто-кремнисто-сланцевой свиты сложены крылья (западное и восточное) и, по-видимому, ядро синклинальной структуры Южного участка. В западном крыле они имеют выдержанное субмеридиональное простирание на протяжении более 30 *км*, в восточном — простираются только на 4,5 *км*, так как срезаются субмеридиональными и субширотными разрывными нарушениями. В северной замковой части синклинали соединение западного и восточного крыльев осложняется рядом дизъюнктивных структур и центральным Белозерским надвигом. Мощность пород свиты на Южном участке колеблется от 200 до 450 *м* и, с учетом зеленосланцево-метабазитовой подсвиты, возможно, возрастает до 750—800 *м*.

Полоса железисто-кремнистых образований западного крыла синклинали с богатыми залежами железной руды была детально разведана густой сетью геологических профилей, проходивших вкрест простирания

пород, что позволило получить большой фактический материал. В этой полосе Белозерской геологоразведочной экспедицией было разведано два крупных месторождения богатых железных руд — Южно-Белозерское, расположенное в северной части участка, и Переверзевское — в средней части.

Толща метаморфических пород Южного участка, представляющая железисто-кремнисто-сланцевую свиту, расчленяется, как было указано, на четыре подсвиты: нижнюю — роговиково-сланцевую, среднюю — железисто-кремнистую, верхнюю — роговико-сланцевую и зеленосланцево-метабазитовую. Породы трех нижних подсвит слагают крылья Южно-Белозерской синклинальной структуры, а верхняя и четвертая подсвиты выполняют, по-видимому, ее ядро. Можно предполагать, что верхняя свита была разделена интрузией ультрабазитов на две части. Одна из них, значительно меньшая, представленная высокожелезистыми сланцами, роговиками с прослоями эффузивных кислых пород, осталась в западной полосе, где она постепенно и незаметно переходит в залегающую ниже по разрезу железисто-кремнистую подсвиту; вторая — выполняет ядро синклинали и сложена вулканогенными породами основного и среднего состава с прослоями осадочных образований.

Нижняя роговиково-сланцевая подсвита ($БВ^1_2$)

Породы нижней роговиково-сланцевой подсвиты залегают согласно на образованиях вулканогенно-сланцевой свиты, имея мощность от 20—25 *м* в южной части западной полосы до 100—120 *м* в северной ее части. Образования данной подсвиты на Южном участке протягиваются вдоль всего западного крыла, Центральной синклинали, окаймляя ее замковую часть и переходя на восточное крыло.

Породы подсвиты представлены кварцево-хлоритовыми, кварцево-серицито-хлоритовыми, кварцево-хлорито-серицитовыми сланцами с прослоями магнетито-карбонатно-хлорито-кварцевых роговиков, апокератофиров и туффитов. Исходным материалом для формирования толщ подсвиты послужили глиноземисто-железисто-кремнистые осадки с прослоями магнезиально-железисто-алюмосиликатных и маломощных эффузивных образований кислого и реже среднего состава. Эти осадки являются промежуточными между образованиями вулканогенно-сланцевой свиты и железисто-кремнистой подсвиты, между которыми нет резких границ. Они имеют постепенные переходы к одним и другим, и, следовательно,— характерные особенности состава, приближаясь к тем либо другим. Ближе к нижней свите в ее составе увеличивается количество вулканогенного и песчано-глинистого материала, а по мере приближения к вышележащим породам возрастает количество железисто-кремнис-

Таблица 85

Химические анализы пород железисто-кремнисто-сланцевой свиты Южного участка (вес. %)

Компонент	Рудный мартито-гематито-кварцевый роговик, скв. 237, гл. 358,7—359,7 *м*; ан. *1*	Рудный гематито-мартито-кварцевый роговик, скв. 358, гл. 306,0—307,1 *м*; ан. *2*	Рудный гематитовый джеспилит, скв. 73, гл. 452,0—453,0 *м*; ан. *3*	Рудный сидерито-магнетито-гематито-кварцевый роговик, скв. 13, гл. 310,35—311,15 *м*; ан. *4*	Рудный магнетито-карбонатно-кварцевый роговик, скв. 74, гл. 275,0—275,4 *м*; ан. *5*	Рудный хлорито-карбонатно-кварцево-магнетитовый роговик, скв. 373, гл. 380,4—383,5 *м*; ан. *6*	Малорудный хлорито-магнетито-карбонатно-кварцевый роговик—сланец, скв. 375, гл. 295,4—297,6 *м*; ан. *7*	Малорудные магнетито-карбонатно-кварцевый роговик—сланец скв. 89, гл. 286,69 *м*; ан. *8*	Хлорито-стильномелановый роговик, скв. 116, гл. 422,8—425,1 *м*; ан. *9*	Нерудный торигнито-сидерито-кварцевый роговик—сланец, скв. 65, гл. 270,1—277,3 *м*; ан. *10*	Торигнито-кварцевый роговик, скв. 73, гл. 473,0—480,0 *м*; ан. *11*
SiO_2	25,67	34,75	49,0	39,25	32,74	43,13	37,6	56,45	46,04	44,01	59,11
TiO_2	—	—	Следы	0,05	0,71	0,5	0,20	0,11	0,21	Следы	0,25
Al_2O_3	0,46	0,46	0,70	2,16	0,30	2,48	3,47	2,72	7,01	2,0	8,11
Fe_2O_3	69,47	61,07	43,83	38,02	31,50	27,34	16,93	22,94	6,76	—	9,76
FeO	2,87	0,60	4,42	15,39	22,99	14,54	24,43	13,46	24,88	28,28	14,89
MnO	0,01	0,03	Следы	0,51	0,28	0,29	0,24	Следы	0,49	4,40	0,06
MgO	0,45	0,80	1,72	1,79	2,15	3,46	3,91	2,55	4,23	1,87	3,64
CaO	0,08	0,10	0,14	0,10	0,63	0,28	0,21	0,11	0,42	0,49	0,28
Na_2O	0,33	0,43	0,25	0,15	0,13	Не обн.	0,04	0,11	1,07	Следы	0,03
K_2O	0,05	0,07				Не обн.			1,40		
P_2O_5	0,12	—	—	—	0,17	0,09	0,07	—	—	0,11	—
SO_3	—	—	—	—	0,27	—	0,15	—	—	0,34	—
$H_2O_{гигр}$	0,19	0,29	0,06	0,14	0,08	0,13	0,09	0,26	0,86	0,07	0,11
CO_2	—	—	0,23	4,69	8,19	7,45	10,49	0,35	0,14	17,30	0,21
S	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	0,47	1,07	0,14	0,25	0,04	0,65	2,33	1,41	6,96	1,53	4,00
Сумма	100,17	99,67	100,49	100,50	100,18	100,34	100,16	100,43	100,17	100,40	100,45
Химические коэффициенты											
O	10,8	47,8	4,5	1,05	0,61	0,84	0,31	0,77	0,12	—	—
F	98,1	96,6	92,2	92,1	91,2	82,4	80,4	83,9	70,4	84,0	65,4
A	0,5	0,6	1,1	1,5	0,4	3,8	4,9	4,6	11,3	4,3	15,7
M	1,2	2,5	6,3	6,2	7,0	13,0	14,1	11,1	17,2	9,8	17,9
C	0,2	0,3	0,4	0,2	1,4	0,8	0,6	0,4	1,1	1,9	1,0
FM	99,3	99,1	98,5	98,3	98,2	95,5	94,5	95,0	87,6	93,8	83,3
$F_{вал}$	50,8	42,7	34,0	37,1	39,8	30,4	30,8	26,4	24,0	21,9	

тых и глиноземисто-железисто-кремнистых осадков, в связи с чем увеличивается общая железистость исходного осадка.

Первичноосадочные и эффузивные образования были переработаны в условиях низкотемпературного метаморфизма ступени филлитовых сланцев. Химический анализ тюрингито-кварцевых сланцев — роговиков свидетельствует об их принадлежности к глиноземисто-железисто-кремнистым образованиям (табл. 85, *ан. 11*).

Магнетито-хлорито-кварцевые сланцы содержат магнетита до 10—12%, хлорита (тюрингита) — до 40—45 и кварца — до 40—50%. Осадки, положившие начало этим породам, были высокожелезистыми ($F = 65{,}4$) с примесью глинозема ($A = 15{,}7$) и магния ($M = 17{,}9$).

Железисто-кремнистая подсвита ($БВ_2^2$)

Образования этой подсвиты залегают стратиграфически выше пород нижней роговиково-сланцевой подсвиты, с которыми они имеют постепенные взаимопереходы. Они простираются непрерывной полосой вдоль западного и восточного крыльев и замковой части синклинали, имея ширину примерно 150—250 *м*, несколько уменьшающуюся на восточном крыле (до 100—120 *м*).

Породы подсвиты — наиболее высокожелезистые образования в Белозерском районе, они слагают здесь месторождения богатых железных руд.

По характеру исходного материала они принадлежат к типичным хемогенным железисто-кремнистым осадкам с постепенными и незаметными переходами к породам выше- и нижележащих сланцевых подсвит, состоящих главным образом из глиноземисто-железисто-кремнистых осадков.

Таким образом, чистые железисто-кремнистые образования с наиболее высоким содержанием железистых компонентов, занимающие центральные (срединные) части толщи железисто-кремнистой подсвиты, по разрезу вниз и вверх постепенно беднеют из-за возрастания примесей, в первую очередь глинозема, а затем магния. Эти примеси содержатся в силикатах (вначале хлоритах, а затем слюдах), группирующихся в силикатные прослои. Далее упомянутые образования переходят в менее чистые железисто-кремнистые, а затем в глиноземисто-железисто-кремнистые породы.

Средняя часть разреза железисто-кремнистой подсвиты сложена тонко- и среднеполосчатыми магнетито-кварцевыми, карбонатно-магнетито-кварцевыми, железнослюдково-магнетито-кварцевыми роговиками и окисленными их разностями, здесь преобладающими, в которых магнетит частично либо полностью мартитизирован. По разрезу вниз и вверх эти роговики сменяются более широкополосчатыми, причем рудные про-

слои, как правило, тонкие — 1—2 *мм*, в то время как кварцевые — 3—5 *мм* и более. Рудными минералами железистых роговиков являются магнетит, гематит, мартит тонкодисперсный гематит. Из нерудных минералов часто встречаются карбонаты, и по мере приближения к периферии структуры возрастает количество силикатов.

Железистые роговики в центральных частях подсвиты обычно представлены железисто-кремнистыми и железисто-карбонатно-кремнистыми, сравнительно редко — железисто-карбонатно-силикатно-кремнистыми разностями; в приконтактных частях преобладают последние.

Железисто-кремнистые образования средних частей подсвиты представлены рудными железисто-кремнистыми и железисто-карбонатно-кремнистыми роговиками, у которых содержание валового железа не ниже 30%, а обычно составляет 35—60%; коэффициент окисления варьирует от 0,6 до 48 и более.

Согласно химической классификации метаморфических железисто-кремнистых пород, среди железистых роговиков, в зависимости от степени окисления железа (коэффициент окисления O), выделяются:

1) рудные окисно-железисто-кремнистые породы, характеризующиеся наиболее высокой степенью окисления железа ($O = 10—48$); они являются бессиликатными породами с наиболее высоким содержанием железа, в которых трехвалентное железо является почти единственной окисной формой железа, фиксирующейся в рудном минерале, представленном гематитом и в незначительном количестве магнетитом (см. табл. 85, ан. *1*, *2*).

2) рудные закисно-окисно-железисто-кремнистые разности, характеризующиеся некоторым увеличением содержания двухвалентного железа и соответственно снижающейся степенью окисления железа ($O = 1,5—5$) и появлением среди рудных минералов магнетита наряду с гематитом (см. табл. 85, ан. *3*).

3) рудные окисно-закисно-железисто-кремнистые разности, отличающиеся колебаниями соотношения окисного и закисного железа, которое приближается к единице ($O = 0,6—1,056$). Рудный минерал представлен магнетитом; часть свободного закисного железа, находящегося в избытке вследствие наличия Fe_2O_3, содержится в железистых силикатах либо карбонатах (см. табл. 85, ан. *4—6*). Количество металлического железа снижается до 30%.

По мере приближения к контактным частям железисто-кремнистые роговики беднеют, становятся малорудными, а затем нерудными. Содержание окисного железа в них соответственно уменьшается и закисное железо резко преобладает; количество рудных минералов уменьшается за счет возрастания роли примесей глинозема, магния, обусловливающих все большее содержание железисто-силикатных или карбонатных минералов.

Для малорудных железисто-кремнистых роговиков обычно характерен коэффициент окисления 0,3—0,5, реже 0,7—0,8. Содержание металлического железа колеблется в больших пределах — от 26 до 31% (см. табл. 85, ан. *7, 8*). Эти породы представлены магнетито-сидерито-кварцевыми, магнетито-хлорито-кварцевыми и промежуточными магнетито-карбонатно-хлорито-кварцевыми роговиками, а также магнетито-стильпномелано-кварцевыми роговиками.

Нерудные железисто-кремнистые роговики отличаются высоким содержанием закисного железа, содержащегося преимущественно в железистых силикатах и карбонатах. Коэффициент окисления здесь имеет низкие значения — от 0 до 0,12, количество рудного минерала (магнетита) незначительно — порядка 3—7%, валовое содержание железа снижается до 22—24%, и возрастает количество примесей (глинозема и магния). Представителями этой группы пород являются хлорито-кварцевые, хлорито-карбонатно-кварцевые, хлорито-стильпномелановые и другие роговики.

Наиболее распространенными разностями пород среди толщи железисто-кремнистых образований подсвиты в Южном участке являются рудные окисно-железисто-кремнистые и рудные закисно-окисно-железисто-кремнистые роговики, слагающие средние части разреза; менее распространены рудные окисно-закисно-железисто-силикатно- и карбонатно-кремнистые, малорудные и нерудные окисно-закисно-железисто-силикатно- и карбонатно-кремнистые роговики, располагающиеся преимущественно в периферических контактных частях разреза подсвиты.

Наиболее чистые от примесей разности рудных железисто-кремнистых пород — мартито-кварцевые, гематито-мартито-кварцевые, гематито-кварцевые и магнетито-гематито-кварцевые роговики и джеспилиты — тонкополосчатые образования с чередованием существенно кварцевых прослоев (мощность 0,5—2,5 *мм*), существенно рудных (0,5—1,8) и смешанных кварцево-рудных (0,6—2 *мм*). Наблюдается и еще более тонкая полосчатость с мощностью прослоев 0,05—0,01 *мм*, состоящая из цепочек рудного минерала и кварца. Структура кварцевых прослоев — роговиковая, рудных — таблитчатая, сростковая. Размер зерен в кварцевых прослоях составляет 0,01—0,1 *мм*, в рудных — 0,01—0,5 *мм*. Содержание рудных минералов (общее по породе) колеблется в больших пределах: от 36 до 60% (реже 75—90%), кварца — от 15 до 68%.

В химических анализах железистых роговиков (см. табл. 85, ан. *1—3*), обращает на себя внимание высокое содержание трехвалентного железа (43,8—69,5 вес. %) в гематите, мартите, дисперсном гематите наряду со сравнительно низкими количествами двухвалентного железа (0,6—2,8 вес. %), сконцентрированного в магнетите. Только в ан. *3* — рудном гематитовом джеспилите — содержание закисного железа дости-

гает 4,4 вес. %, благодаря чему количество магнетита в роговиках достигает 10%. Коэффициент окисления в этих породах максимальный — 4,5—47,8, коэффициент железистости также достигает максимума и составляет 92—98. Из примесей имеются ничтожные количества глинозема (A = 0,5—1,1) и магния (M = 1,2—6,3).

По степени метаморфической переработки исходного железисто-кремнистого осадка эти породы относятся к производным низкотемпературной ступени аспидных сланцев. К рудным железисто-кремнистым роговикам с большими, по сравнению с предыдущими разностями, примесями глинозема и магния, относятся рудные магнетито-гематито-сидерито-кварцевые, магнетито-сидерито-кварцевые и хлорито-мартито-карбонатно-кварцевые роговики. Характерной их особенностью является постоянное наличие, наряду с кварцем и рудными минералами, заметных количеств карбонатов и силикатов железа (сидерита, сидероплезита и тюрингита). Эти разности пород также полосчаты благодаря переслаиванию кварцевых, рудных и карбонатно-кварцевых, либо силикатно-кварцевых прослоев. Рудные минералы в этих роговиках чаще представлены магнетитом и мартитом, реже — другими разновидностями. Содержание рудных, по сравнению с предыдущим типом роговиков, снижается и колеблется от 25 до 40%, кварца — 25—50, карбоната — 8—30, хлорита — 3—12%.

По данным химического анализа (см. табл. 85) рудные железисто-силикатные и карбонатные роговики содержат значительные количества закисного железа (наряду с еще преобладающим окисным), входящего в состав магнетита, карбонатных и силикатных минералов. В связи с более низким содержанием окисного железа коэффициент окисления соответствует уже 0,61—1,05. Общее содержание железа в них еще довольно высокое (F = 91—92), металлического железа — 37,1—39,8. Количества примесей становятся заметными: A — до 1,5, M — 6,2—7.

Исходными осадками для рудных железисто-карбонатных и силикатно-кремнистых роговиков послужили железисто-кремнистые образования, отлагавшиеся, по-видимому, в виде гидроокислов и карбонатов железа. Исходный материал был переработан на низкотемпературной ступени метаморфических филлитовых сланцев. Эти процессы протекали в условиях динамотермального метаморфизма при сравнительно интенсивной гидратации, изредка с привносом незначительных количеств K_2O, идущего на образование слюд, и в условиях избытка CO_2. На восточном крыле синклинали рудные хлорито-кварцево-карбонатно-магнетитовые роговики являются более бедными: содержание валового железа снижается до 30,4% (F = 82,4), и значительно увеличивается количество примесей: A = 3,8; M = 13 (см. табл. 85, ан. *6*).

В состав железисто-кремнистой подсвиты входят также малорудные окисно-закисно-железисто-силикатно- и карбонатно-кремнистые поро-

ды, представленные хлорито-магнетито-карбонатно-кварцевыми роговиками — сланцами, залегающими обычно в местах контактов — постепенных переходов рудных железисто-кремнистых роговиков к залегающим выше породам верхней подсвиты.

Эти породы имеют своеобразные структурно-текстурные особенности: они слабополосчатые, рудный минерал — магнетит не концетрируется в полосках, а рассеян в виде больших кристаллов (от 0,06 × 0,1 до 0,2 × 0,3 *мм*); зерна других породообразующих минералов — кварца, карбонатов, хлорита более мелкие (0,01—0,09 *мм*). Содержание породообразующих минералов следующее (%): магнетит — 12—20, кварц — до 36, карбонат (сидероплезит) — 10—35, хлорит (тюрингит) — 12—17. В состав их (см. табл. 85, ан. 7) входят закисное и окисное железо, причем количественно первое резко преобладает над вторым, в связи с чем отношение их — коэффициент окисления — снижается до 0,31, а F — до 80,4. Увеличение содержания примесей сказывается на коэффициентах A и M ($A = 4{,}9$, $M = 14{,}1$).

Верхняя роговиково-сланцевая подсвита ($БВ_2^3$)

Породы верхней роговиково-сланцевой подсвиты относятся также к осадочным железисто-кремнистым образованиям. Они имеют переменный состав и представлены малорудными магнетито-кварцево-хлоритовыми, кварцево-карбонатно-хлоритовыми, магнетито-кварцево-стильпномелановыми, хлорито-стильпномелановыми и кварцево-хлорито-биотитовыми сланцами и роговиками. Менее развиты вулканические образования кислого состава. У подошвы подсвиты залегают хлорито-магнетито-карбонатно-кварцевые роговики — сланцы, по содержанию рассеянного магнетита принадлежащие к малорудным роговикам, описанным в составе предыдущей подсвиты. Эта толща состоит из пластов полосчатых карбонатно-хлорито-магнетитовых роговиков, постепенно переходящих в более бедные железисто-кремнистые роговики и сланцы: кварцево-карбонатно-хлоритовые, магнетито-хлорито-карбонатные и магнетито-хлорито-стильпномелановые роговики и сланцы, залегающие выше. Верхние части геологического разреза подсвиты у контакта с интрузивными ультраосновными образованиями сложены микророговиками и сланцами существенно стильпномеланового и хлорито-биотитового состава.

Метаморфические породы подсвиты были вскрыты рядом скважин на западном борту синклинальной структуры и на ее северном замыкании. Вытягиваются они согласно общему простиранию железисто-кремнистых пород в субмеридиональном направлении вдоль западного борта на расстоянии 15—20 *км* полосой переменной мощности (от 40—50 *м* на юге до 100—110 *м* на севере). В связи с недостаточной разведан-

ностью восточного крыла распространение пород подсвиты здесь мало известно.

Химический состав трех пород подсвиты (см. табл. 85, ан. *8—10*) свидетельствует об их принадлежности к железисто-кремнистым образованиям с различными соотношениями закисного и окисного железа — с почти равными их количествами (ан. *8*), преобладанием первого над вторым (ан. *9*) и полным отсутствием окисного железа (ан. 10). $F=70$—84, примеси глинозема и магния довольно значительны: $A = 4{,}3$—11,3, $M = 9{,}8$—17,2. Валовое содержание железа колеблется в пределах 23—26,4%.

Одна из разностей — *малорудные магнетито-кварцевые роговики* со стильпномеланом — полосчата, состоит из магнетита (10—26,2%), кварца (50—80) и стильпномелана (3—8%).

Нерудные хлорито-стильпномелановые микророговики состоят из тонкочешуйчатого и спутанноволокнистого светло-зеленого стильпномелана с зернами размером 0,025—0,06 *мм* (до 60—65% породы), темно-зеленого хлорита (афросидерита) — 11—14, карбоната — 10—12, магнетита — до 5—8 и альбита 6—8%.

Все закисное железо в этих породах связано в стильпномелане, карбонате и хлорите. Низкое содержание окисного железа отражается низким коэффициентом окисления — 0,12. По степени метаморфической переработки исходного железисто-кремнистого осадка эти породы относятся к продуктам низкотемпературного термоконтактового метаморфизма, образовавшимся в условиях высокой гидратации и подвижности щелочей. Для химического состава третьей разности — нерудных хлорито-сидерито-кварцевых роговиков — сланцев, состоящих из кварца — 40—45%, карбоната (сидерита) — 35—40, хлорита — 16—18%, примечательно высокое содержание закисного железа при полном отсутствии окисного. Коэффициент окисления здесь равен нулю. Валовое содержание железа — почти 22%, F сравнительно высокий и равен 84.

Породы верхней роговиково-сланцевой подсвиты в результате непосредственного контакта с интрузивными ультрабазитовыми породами были подвержены значительным термоконтактовым и метасоматическим гидротермальным изменениям, в результате которых образовались хлорито-стильпномелановые роговики.

СЕВЕРНЫЙ УЧАСТОК

Вторым участком распространения пород железисто-кремнисто-сланцевой свиты является Северный, расположенный в северной части района и простирающийся узкой полосой в субмеридиональном направлении на протяжении примерно 8—5 *км* при переменной ширине — от 200 до 500 *м*.

В структурном отношении Северный участок является однокрылой опрокинутой на запад синклинальной складкой, ядро и часть западного крыла которой уничтожены Малобелозерскими надвигами, проходившими вдоль всей структуры. Крайняя северная часть складки срезана субмеридиональным Западным надвигом. Благодаря дизъюнктивам на севере и западе Северного участка, осложнившим основную складчатую структуру, создались очень запутанные структурные взаимоотношения пород. Вследствие образования ряда чешуйчатых складок и двух надвигов верхние части нижней железисто-кремнисто-метабазитовой серии были приподняты, сдвинуты и, таким образом, сближены до непосредственного контакта с железисто-кремнисто-сланцевой свитой Северного участка.

Наряду с двумя продольными разрывными нарушениями в истории развития структуры участка, по-видимому, имели место субширотные смещения в центральной части участка, явившиеся каналами для циркуляции метасоматических растворов и игравшие немалую роль в развитии этого участка. Сохранившиеся от разрушения восточное и часть западного крыльев являются реликтовыми составными частями прежней структуры, по которым и можно восстанавливать ее первоначальный характер.

Крылья синклинали имеют крутые падения на восток под углом 80—85° на юге и 70° на севере и замыкаются в южной части складки между I и I^a профилями. Южная часть складки (замковая) несколько повернута на восток, что связано с общими субширотными тектоническими движениями по району в целом.

Для расшифровки состава и строения столь сложного в тектоническом отношении участка, каким является Северный, явно недостает фактического материала.

Стратиграфический разрез восточного крыла синклинальной складки более полон. Здесь метаморфические породы, по-видимому, непосредственно и постепенно контактируют с образованиями осадочно-вулканогенной свиты, хотя нигде непосредственный контакт их не был выявлен. Только на некотором расстоянии от предполагаемого контакта в скважинах встречены осадочно-вулканогенные породы, отнесенные к упомянутой свите. Сохранившиеся части западного крыла (южная и частично центральная), по-видимому, также постепенно переходят в породы осадочно-вулканогенной толщи, встреченные единичными скважинами. Они представлены кварцево-серицитовыми, кварцево-хлоритовыми и смешанными сланцами, туффитами, туфосланцами.

Центральные части участка, представляющие большой интерес как рудовмещающие, были разбурены сравнительно большим числом скважин; здесь расстояния между профилями равны 200 *м*, в то время как периферические части участка разведаны редкими скважинами с интервалом в 500 *м*, не перекрывшими разрез полностью.

Из-за сложных тектонических и эрозионных процессов на Северном участке сохранились только породы нижней роговиково-сланцевой и железисто-кремнистой подсвит. По характеру исходного материала породы железисто-кремнисто-сланцевой свиты Северного участка относятся к осадочным хемогенным железисто-кремнистым, глиноземисто-железисто-кремнистым образованиям и кластическим песчано-глинистым и вулканогенным продуктам кислого и среднего состава. Распределение железисто-кремнистых образований в разрезе подсвиты различно: в нижних частях преобладают породы песчано-глинистого и эффузивного исходного состава, в верхних — железисто-кремнистого. Среди железисто-кремнистых роговиков (верхних частей разреза свиты на Северном участке) работами Белозерской геологоразведочной экспедиции установлено месторождение богатых железных руд — Северо-Белозерское в виде Северной и Южной залежей.

Метаморфические породы Северного участка по характеру исходного материала идентичны породам Южного участка, отличаясь незначительными особенностями. Прежде всего, породы нижней подсвиты здесь имеют большую мощность, в ее составе значительно развиты железисто-кремнистые образования, часто фациально изменяющиеся по простиранию и падению. Отличительной особенностью железисто-кремнистой подсвиты является то, что в железисто-кремнистых роговиках содержится обычно больше закисного железа, чем окисного, частично удерживающегося в силикатах и карбонатах. В связи с этим рудовмещающие железисто-кремнистые роговики беднее аналогичных образований Южного участка, которые представлены бессиликатными железистыми роговиками. Еще одной характерной чертой, отличающей Северный участок от Южного, является широкое развитие здесь процессов щелочного метасоматоза, значительно изменивших и переработавших исходный состав толщ.

В общем метаморфические изменения исходного материала отвечают здесь, как и на Южном участке, низкотемпературным ступеням метаморфических сланцев. По составу пород и характеру метаморфизма Северный участок Белозерского района, кроме того, очень сходен с Веселянским участком Конкского района.

Нижняя роговиково-сланцевая подсвита ($БВ_2^1$)

На северном участке метаморфические породы нижней роговиково-сланцевой подсвиты обнаружены только в сохранившемся восточном крыле, в южной замковой части и частично в уцелевшем от разрушения западном крыле структуры. Мощность пород данной свиты на восточном крыле, установленная по профилю I—I, составляет 250 *м* и почти нигде не изменяется. Ограниченные буровые данные не дают достаточ-

ного фактического материала для суждения о составе и строении этой толщи.

Нижняя роговиково-сланцевая подсвита в генетическом отношении представлена осадочными хемогенными глиноземисто-железисто-кремнистыми, кластическими песчано-глинистыми — глиноземистыми с примесью магния и железа и более чистыми глиноземистыми породами, а также вулканическими породами кислого, реже среднего и основного состава и их туфами. Породами подсвиты являются нерудные магнетито-железисто-силикатно-кварцевые, магнетито-железисто-карбонатно-кварцевые, магнетито-железисто-карбонатно- и силикатно-кварцевые роговики, кварцево-серицитовые, кварцево-серицито-хлоритовые, кварцево-хлоритовые, кварцево-биотитовые сланцы, очковые альбито-серицито-кварцевые апокератофиры, туффиты, туфогенные сланцы, хлорито-эпидото-актинолитовые сланцы (апоспилиты). Все эти разности пород располагаются без каких-либо закономерностей в разрезе, а из-за больших расстояний между профилями нельзя проследить их по простиранию. Пласты и пропластки железисто-силикатно- и карбонатно-кремнистых роговиков мощностью 15—20 *м* переслаиваются со сланцами, туффитами и другими породами, выклиниваются и фациально переходят друг в друга. В геологическом разрезе по профилю XX можно выделить три пласта магнетито-силикатно- и карбонатно-кварцевых роговиков, переслаивающихся с пластами сланцев. В северной части Северного участка в створе геологических профилей XIX и XX выделяются три пласта нерудных средне- и грубополосчатых магнетито-карбонатно-кварцевых роговиков с хлоритом и, в некоторых случаях,— с биотитом, переслаивающиеся с кварцево-хлоритовыми сланцами с биотитом и турмалином, аспидными глинистыми кварцево-серицитовыми, кварцево-серецито-хлоритовыми сланцами, очковыми хлорито-альбито-слюдяно-кварцевыми сланцами (кислыми эффузивами), хлорито-кварцево-цоизито-актинолитовыми сланцами со сфеном (измененными спилитами). Мощность железистых пластов 100—200 (300) *м*, нежелезистых — 300—500 *м*. Возможно, эти пласты железистых пород простираются в южном и северном направлениях. Отдельные скважины геологических разрезов XI, XII, XIV, XVIII частично подсекают железистые и разделяющие их нежелезистые пласты, что дает основание для выделения здесь этих пластов. По геологическому профилю V снова прослеживаются три пласта, а по профилю II — пять. По профилю I во вскрытой части разреза установлено три пласта железистых роговиков.

Таким образом, вскрытая нижняя часть геологического разреза подсвиты сложена железисто-карбонатно-кремнистыми, железисто-силикатно- и карбонатно-кремнистыми роговиками, переслаивающимися со сланцами преимущественно кварцево-хлоритового и кварцево-хлорито-серицитового состава, очковыми хлорито-альбито-кварцевыми сланцами

и другими породами. По-видимому, толща метаморфических пород нижней подсвиты восточного крыла Северо-Белозерской структуры вскрыта не полностью, и можно предполагать продолжение ее еще на некоторое расстояние на восток, тем более, что контакт ее с породами нижней вулканогенно-сланцевой свиты не был установлен ни в одной скважине. Однако, судя по сравнительно спокойному магнитному и гравитационному полю, породы, расположенные на восток от вскрытой части, не являются высокожелезистыми.

В метаморфической толще Северного участка наиболее распространены кварцево-серицитовые, кварцево-серицито-хлоритовые и кварцево-хлоритовые сланцы, а также магнетито-силикатные кварцевые роговики. Вообще, сланцы Северного участка представляют собой различные по составу и генезису породы. Они возникли за счет чистых песчано-глинистых осадков, песчано-глинистых со значительной примесью магния и железа или пирокластических продуктов, смешанных песчано-глинистых и эффузивных отложений, рассланцованных кератофиров, спилитов и других пород. Установить первоначальный состав столь сложных образований часто бывает почти невозможно.

Химический состав пород данной подсвиты (табл. 86) свидетельствует о принадлежности их к различным изохимическим группам, согласно химической классификации метаморфических пород.

Так, *биотито-кварцево-хлоритовые сланцы — роговики* тонкочешуйчатого сложения с зернами размером от 0,006 до 0,03 *мм*, состоящие (%) из хлорита (тюрингита) — 37, кварца — 32, бурого биотита — 23,7 и карбоната (брейнерита) — 7,6, относятся к глиноземисто-железисто-кремнистым породам вследствие высокого содержания закисного железа ($F = 49,1$) и глинозема ($A = 28,9$).

Альбито-хлорито-серицитовые сланцы, состоящие (%) из серицита — 68—70, хлорита (рипидолита) — 18—20, альбита — 8—11, рудного минерала — 3—4, турмалина — 1—2, по химической классификации принадлежат к магнезиально-железисто-алюмосиликатным породам.

Филлитовидные кварцево-хлорито-серицитовые тонкочешуйчатые сланцы (размер зерен 0,04 — 0,01 *мм*), минеральный состав которых (%): серицит — 49,8, хлорит (афросидерит) — 28,4, кварц — 11,9, биотит — 4,1, рудный минерал — 1, являются алюмосиликатными породами ($A = 53,1$) с примесями магния ($M = 20,8$) и железа ($F = 24,8$).

Очковые альбито-кварцево-серицитовые и *альбито-серицито-кварцевые сланцы,* в большей или меньшей степени карбонатизированные, состоят из более крупных зерен альбита и кварца очковой формы и мелкозернистой основной ткани, сложенной кварцем, альбитом, серицитом, хлоритом, карбонатом, биотитом и представляют собой измененные кислые эффузивные породы — кератофиры с несколько пониженным содержанием натрия, вынесенного в результате метасоматических процессов.

Таблица 86

Химические анализы пород нижней роговиково-сланцевой подсвиты Северного участка (вес. %)

Компонент	Биотито-кварцево-хлоритовый сланец, скв. 7, гл. 275,5—277,7 м	Альбито-хлорито-слюдистый сланец, скв. 77, гл. 287,2—288,4 м	Филлитовидный кварцево-хлорито-слюдистый сланец, скв. 109, гл. 290,3—291,8 м	Очковый альбито-слюдяно-кварцевый сланец, скв. 241, гл. 439,16 м	Очковый альбито-карбонатно-серицито-кварцевый сланец, скв. 86, гл. 355,4—356,8 м	Очковый кварцево-хлорито-карбонатно-серицитовый сланец с альбитом, скв. 21, гл. 244,6—247,1 м	Альбито-хлорито-эпидото-кварцево-актинолитовый сланец, скв. 92, гл. 336,6—338,0 м
SiO_2	52,77	54,85	59,6	67,52	60,54	58,21	43,39
TiO_2	0,64	0,35	0,36	0,32	0,44	0,50	1,01
Al_2O_3	14,64	20,71	20,15	10,72	12,89	11,71	18,87
Fe_2O_3	1,38	2,32	2 63	1,39	1,11	3,03	3,55
FeO	16,21	7,18	4,31	6,92	4,69	5,77	9,49
MnO	0,10	0,06	0,03	0,06	0,10	0,25	0,19
MgO	3,87	4,85	3,13	2,08	3,42	4,16	8,76
CaO	0,84	0,11	0,27	1,54	4,40	3,99	7,68
Na_2O	2,00	1,67	0,41	1,56	1,94	1,03	1,53
K_2O	1,98	3,00	4,88	2,71	1,97	1,63	0,53
P_2O_5	0,06	0,06	0,06	0,08	0,09	0,04	0,06
SO_3	0,32	0,30	0,25	0,20	0,23	0,25	0,21
$H_2O_{гигр}$	0,09	0,02	0,18	0,26	0,05	0,50	0,15
CO_2	1,26	0,84	0,35	3,06	6,48	5,83	0,35
П.п.п.	4,11	4,15	3,80	1,38	1,40	3,56	4,61
Сумма	100,27	100,47	100,41	99,80	99,75	100,46	100,34
Химические коэффициенты							
F	49,1	28,3	24,8	38,3	21,5	28,9	24,8
A	28,9	44,8	53,1	35,2	34,2	28,2	25,8
M	19,2	26,5	20,8	17,4	22,8	25,2	30,3
C	2,8	0,4	1,3	9,1	21,5	17,7	19,1
FM	68,3	54,8	45,6	55,7	44,3	54,1	55,1

Кварцево-хлорито-серицитовые сланцы также принадлежат к продуктам изменения вулканогенных пород.

И, наконец, *хлорито-эпидото-актинолитовые окварцованные сланцы,* состоящие (%) из актинолита — 23, плагиоклаза (альбита и олигоклаза) — 20, кварца — 19, эпидота и цоизита — 17—19, хлорита (рипидолита) — 11, биотита — 5, сфена — 5, представляют собою измененные в процессе метаморфизма спилиты — глиноземисто-щелочноземельные основные породы орторяда. Химических анализов железисто-силикатных и карбонатных роговиков, к сожалению, у нас нет.

Химические анализы пород нижней роговиково-сланцевой подсвиты подтверждают все разнообразие их в генетическом, химическом и минералогическом отношениях.

Железисто-силикатно- и *карбонатно-кремнистые роговики*, химические анализы которых не вошли в табл. 86, представляют собою также неоднородные в минералогическом отношении породы. Они имеют полосчатую текстуру — от тонко- до грубополосчатой и состоят, как правило, из кварца и различных количеств магнетита (обычно его немного), карбоната и силикатных минералов: хлорита, биотита, стильпномелана.

Все породы нижней роговиково-сланцевой подсвиты были подвержены метаморфизму в пределах невысоких температур (ступени аспидных и филлитовидных сланцев) и значительной гидратации в условиях избытка CO_2.

Железисто-кремнистая подсвита ($БВ_2^2$)

Породы железисто-кремнистой подсвиты развиты в центральных частях Северного участка и являются здесь наиболее молодыми образованиями. Они образуют полосу, выполняющую ядро синклинали и простирающуюся в субмеридиональном направлении на 4,5 *км*. Вследствие структурных особенностей геологического строения участка (наличия системы двух надвигов, срезавших верхнюю часть пород подсвиты) полоса имеет различную ширину — 300 *м* по V геологическому профилю, затем постепенно уменьшается к югу и северу от V профиля до нескольких метров и полностью выклинивается.

По характеру исходного материала, его метаморфической переработке и закономерностям распределения железистых компонентов породы данной подсвиты близки к образованиям железисто-кремнистой подсвиты Южного участка. Исходными продуктами для формирования толщ подсвиты были хемогенные чистые железисто-кремнистые коллоидные, карбонатно-железисто-кремнистые и гидроокисные железисто-кремнистые осадки с небольшой примесью лептохлоритов. Последние в пределах описываемой подсвиты развиты в подчиненном количестве, размещаясь в общем железисто-кремнистом осадке локальными прослоями, полосами и пластами либо рассеиваясь по всей толще. В результате метаморфического изменения исходного материала образовались кварцево-магнетитовые, кварцево-карбонатно-магнетитовые, кварцево-карбонатно-хлорито-магнетитовые, кварцево-хлорито-магнетитовые роговики и редко — хлорито-кварцевые сланцы. Метаморфические породы железисто-кремнистой подсвиты, аналогично метаморфическим породам Южного участка, постепенно и незаметно переходят в подстилающие породы нижней роговиково-сланцевой подсвиты, контакт с которыми хорошо прослеживается на восточном крыле синклинальной структуры Северного участка.

Таблица 87

Химические анализы пород железисто-кремнистой подсвиты Северного участка (вес. %)

Компонент	Рудный карбонатный-рибекито-железистый роговик, скв. 59, гл. 261,75—263,75 м	Рудный карбонатно-эгирино-железистый роговик, скв. 436, гл. 249,9—251,0 м	Малорудный магнетито-карбонатно-альбитовый роговик, скв. 33, гл. 284,25 м	Малорудный железно-слюдково-рибекито-альбитовый роговик, скв. 32, гл. 395,2—396,2 м	Малорудный магнетито-хлорито-карбонатно-кварцевый роговик, скт. 44, гл. 280,35—281,4 м	Нерудный-железно-слюдково-эгирино рибекито-кварцевый роговик, скв. 59, гл. 267,5—269,05 м	Нерудный хлорито-кварцево-сидеритовый роговик, скв. 32, гл. 491,3—493,6 м	Хлорито-кварцевый сланец — роговик, скв. 33, гл. 277,0—278,0 м	Хлорито-кварцевый сланец, скв. 70, гл. 252,4—253,9 м	Кварцево-биотито-хлоритовый сланец, скв. 66, гл. 292,5—294,65 м	Альбитит, скв. 51, гл. 324,1—325,2 м	Альбитизированный очковый сланец, скв. 1, гл. 377 м
SiO_2	15,80	30,46	46,68	45,16	28,87	56,47	19,50	34,75	56,45	42,33	49,42	54,77
TiO_2	0,19	0,10	0,22	0,40	0,23	0,10	0,25	0,53	0,34	0,51	0,60	0,63
Al_2O_3	0,85	4,61	2,46	0,77	5,92	1,40	7,07	16,22	9,29	21,36	15,04	18,46
Fe_2O_3	52,30	33,56	28,26	24,73	24,50	26,33	4,28	3,45	9,24	3,38	5,66	3,99
FeO	20,07	11,07	10,77	11,49	22,57	2,69	38,04	38,38	13,04	15,89	7,19	4,75
MnO	0,18	0,51	0,15	0,24	0,29	0,03	0,25	0,03	0,01	0,03	0,05	0,06
MgO	3,09	2,26	3,37	5,08	3,23	1,19	6,19	4,31	3,94	4,09	3,76	2,62
CaO	1,19	3,52	0,99	0,91	1,54	0,56	0,56	0,47	0,42	0,42	3,08	1,83
Na_2O	1,73	7,09	1,99	4,91	2,25	9,87	0,93	0,28	0,24	3,47	7,81	7,58
K_2O	0,14	0,12	0,10	0,18	1,26	0,13	0,38	0,04		2,48	0,46	0,80
P_2O_5	0,34	0,30	0,17	0,11	0,17	0,06	0,11	0,11	0,23	0,12	0,09	Следы
SO_3	0,06	0,39	—	0,08	0,07	0,18	0,09	0,15	0,13	0,27	0,26	0,06
$H_2O_{гигр}$	0,29	0,09	0,06	0,23	0,34	0,08	0,30	0,26	0,72	0,18	0,28	0,16
CO_2	1,72	6,00	4,35	3,64	6,65	0,49	19,25	1,40	0,11	0,77	4,98	3,50
S	1,78	—	1,69	3,81	1,08	—	0,82	—	—	—	—	0,62
П. п.п.	1,72	Не обн.	0,07	0,30	1,46	0,09	2,76	7,48	5,54	5,03	1,72	0,03
Сумма	101,45	100,8	101,33	102,04	100,63	99,67	100,78	99,86	99,70	100,33	100,40	99,86
Химические коэффициенты												
O	1,17	1,36	1,2	0,99	0,47	4,48	0,05	—	—	—	—	—
F	89,9	77,9	80,1	75,8	79,1	87,2	71,4	62,9	60,5	45,3	36,8	29,5
A	0,8	6,1	3,9	1,3	7,4	3,3	7,6	21,5	18,3	36,0	31,0	45,9
M	7,3	7,6	13,3	20,3	10,1	7,1	18,8	14,5	19,7	17,5	19,9	16,5
C	2,0	8,4	2,7	2,6	3,4	2,4	1,2	1,1	1,5	1,2	11,8	8,1
FM	97,2	85,5	93,4	96,1	89,2	94,3	90,2	77,4	80,2	62,8	56,7	46,0
$F_{вал}$	51,9	32,1	28,1	26,2	34,6	20,5	32,5	—	—	—	—	—

В самой толще железисто-кремнистых роговиков подсвиты $БВ_2^2$ также наблюдается, в общем плане, закономерное увеличение содержания железа от нижних частей, контактирующих с роговиково-сланцевой подсвитой, к верхним. Однако эта закономерность не исключает наличия в верхах разреза небольших прослоев нерудных роговиков и хлорито-кварцевых сланцев — роговиков. В нижних частях подсвиты преобладают железисто-кремнистые образования с примесью глинозема и магния, представленные полосчатыми малорудными магнетито-силикатно-кварцевыми и железисто-карбонатно-кремнистыми осадками, в одних случаях с примесью глинозема и магния, в других — без них, которые под влиянием метаморфизма низкотемпературных ступеней преобразованы в полосчатые малорудные и нерудные магнетито-хлорито-карбонатно-кварцевые и просто магнетито-карбонатно-кварцевые роговики и сланцы. Среди силикатных минералов, помимо хлорита, встречаются биотит и стильпномелан, значительно распространенные в северной части участка. Биотит встречается в южной части только в зонах щелочного метасоматоза.

Малорудные и нерудные железисто-силикатно- и карбонатно-кремнистые роговики и сланцы, занимающие нижние части геологического разреза подсвиты, вверх по разрезу постепенно сменяются более богатыми железистыми роговиками, карбонатные и силикатные составные части (прослои) которых уменьшаются за счет возрастания количества окислов железа (рудных прослоев).

Малорудные и нерудные магнетито-хлорито-карбонатно-кварцевые роговики разнополосчаты, обычно средне- и широкополосчаты, состоят из переслаивающихся существенно кварцевых прослоев. Кварцевые прослои имеют роговиковую структуру; рудные — магнетитовые, в одних случаях с кварцем, в других — с силикатными минералами или карбонатом; кроме того, отмечаются прослои силикатные, карбонатные либо смешанные. Рудный минерал, как правило, в малоизмененных неокисленных разностях представлен магнетитом, силикатные минералы — железистыми разностями хлоритов (афросидеритом, тюрингитом), биотитом, стильпномеланом. Химическая характеристика этих пород приведена в табл. 87.

Хлорито-карбонатно-магнетито-кварцевые роговики принадлежат к малорудным окисно-закисно-железисто-силикатно- и карбонатно-кремнистым породам. В них наряду с большим количеством окислов железа и кремнезема имеются примеси магния и глинозема, содержащиеся в силикатных минералах (хлорите, биотите и рибеките). Магнетита в них не более 20%, благодаря чему эти роговики отнесены к малорудным.

Метаморфизм исходного материала отвечает начальной низкотемпературной ступени филлитовых сланцев, проходившему в условиях гидратации и избытка CO_2. Несмотря на удаленность от зоны щелочного

метасоматоза, в данной породе обнаружены проявления наложенных процессов ощелачивания, проходивших с привносом Na_2O и K_2O, концентрировавшихся в рибеките и биотите.

Нерудные хлорито-карбонатные роговики с низким содержанием кварца, встреченные у основания метаморфических толщ подсвиты, имеют свойственную всем железистым роговикам полосчатую текстуру, обусловленную чередованием хлоритовых, карбонатных (7,7 *мм*) и стильпномелано-карбонатных прослоев (1,7 *мм*). Карбонат (сидерит) составляет 78% породы, зеленый хлорит (афросидерит) — 10, стильпномелан — 4, бурый биотит — 3, кварц — 1,7, магнетит — 3%. По низкому содержанию рудного минерала роговики относятся к нерудным, несмотря на высокое содержание валового железа (32,5). Железо в этих роговиках представлено в закисной форме и полностью связано в силикатах и сидерите; последний, по-видимому, является первичным и содержался еще в осадке.

Богатые железистые роговики, занимающие наиболее высокое стратиграфическое положение в Северном участке, являются рудовмещающими, представлены кварцево-магнетитовыми тонкополосчатыми разностями с локальными скоплениями силикатных и карбонатных минералов, которые концентрируются в более отдаленных от рудных залежей участках. Эти роговики простираются, как и нижележащие железистые, в субмеридиональном направлении — вдоль западной границы участка и представлены рудными закисно-окисно- и окисно-закисно-железисто-карбонатно- и силикатно-кремнистыми образованиями, преимущественно кварцево-магнетитовыми породами. Однако в состав их входят в подчиненном количестве также кварцево-магнетитовые роговики с хлоритом или карбонатом, или с хлоритом и карбонатом одновременно, более распространенные в северной части подсвиты. Изредка в богатых железом роговиках встречаются небольшие по мощности прослои глиноземисто-железисто-кремнистых пород, представленные хлорито-кварцевыми и кварцево-биотито-хлоритовыми сланцами, встреченными скв. 33, 66 и 70 (см. табл. 87).

Исходным материалом для богатых железистых роговиков, как уже отмечалось, были чистые железисто-кремнистые хемогенные осадки, в некоторых местах по простиранию и в разрезе фациально изменяющиеся и переходящие в железисто-кремнистые осадки с примесью глинистого вещества. Но последние на описываемой территории были распространены очень ограниченно. Глинистые примеси сказались в периодическом наличии в толще кварцево-железистых роговиков малых количеств силикатных минералов, находящихся часто в рассеянном виде или в виде концентрированных небольших прослоев, сложенных хлоритом или биотитом, стильпномеланом, и маломощных пластов хлорито-кварцевых и хлорито-биотито-кварцевых сланцев.

Рудными минералами в железистых роговиках являются магнетит и менее распространенный тонкодисперсный гематит.

Хлорито-кварцевые сланцы тонкочешуйчаты, состоят из зеленых разностей хлорита (афросидерита и тюрингита), занимающих около половины объема породы — 49—50, иногда 25—30%, кварца — 49—35, апатита — 0,7, рудного минерала — 0,4—1%. В скв. 66 состав сланцев несколько иной: основными минералами являются зеленый афросидерит — 23% и буровато-зеленый биотит — 40%, располагающиеся субпараллельно и образующие параллельные срастания, а также альбит — 28%, развивающийся прослоечками по сланцеватости, сульфиды в крупных зернах — 4%, карбонат — 3%. Альбит, биотит, пирит и карбонат — новообразованными минералами, связанными со щелочным и карбонатным метасоматозом. Содержание Na_2O составляет 3,47, K_2O — 2,48%.

Центральная часть площади распространения кварцево-железистых роговиков между геологическими профилями I и IX была захвачена процессами щелочного метасоматоза, проявившимися значительно позже основного динамотермального метаморфизма железисто-кремнистых осадков. Абсолютный возраст процессов щелочного метасоматоза, определенный по эгирину, составляет 2360±130 млн. лет; гидротермальный метасоматоз проходил значительно раньше. Гидротермальный метасоматоз проявился в альбитизации, эгиринизации, рибектинизации, карбонатизации, пиритизации, окварцевании и других процессах переработки железистых кварцитов, а также окружающих малорудных железисто-силикатно- и карбонатно-кремнистых роговиков и сланцев.

Под влиянием гидротермального метасоматоза минеральный состав железисто-кремнистых роговиков этой части подсвиты был почти полностью переработан, однако процессы щелочного замещения, проходившие, по-видимому, не в одну фазу, обычно не нарушали полосчатую текстуру роговиков. Щелочной метасоматоз, проходивший с привносом главным образом натрия и реже калия, привел к образованию новых минералов, таких как эгирин, щелочные амфиболы (рибекит и родузит), альбит, реже биотит, и новых минеральных ассоциаций.

В процессе гидротермальной переработки железисто-кремнистых пород неоднократно изменялись режим и характер растворов — окисные сменялись восстановительными, под влиянием которых широко проходили процессы пиритизации. Помимо натрового, в железистых роговиках проходил железистый метасоматоз, результатом которого явились минеральные новообразования — железная слюдка, мушкетовит, гетит вместо ранее существовавшего магнетита.

В зонах метасоматоза значительно развиты карбонатизация и окварцевание. В результате метасоматических процессов образовалась большая группа метасоматических пород, представленная эги-

риновыми, рибекитовыми, эгирино-рибекитовыми, эгирино-рибекитоальбитовыми и другими роговиками с железной слюдкой, пиритом, карбонатом. Химический состав метасоматических пород приведен в табл. 87.

Эти породы, несмотря на интенсивную метасоматическую переработку, как и их исходные продукты, принадлежат к железисто-кремнистым образованиям с высоким содержанием окислов железа и кремнезема. Коэффициент железистости высокий и изменяется в пределах 75,8—89,9. Наряду с железом и кремнеземом постоянно наблюдается магний (M = 7,1—20,3). Во всех анализах выявлено заметное количество Na_2O, содержание которого достигает 9,9 вес. %. В связи с этим можно сделать вывод о перегруппировке железистых компонентов в процессе железистого и щелочного метасоматоза, а не о их выносе. Мигрировали преимущественно легкоподвижные компоненты — Na_2O, K_2O, H_2O, CO_2 и в отдельных случаях Al_2O_3.

Щелочной метасоматоз сменялся, по-видимому, железисто-щелочным, а затем карбонатным. Железистые роговики, образовавшиеся в зоне метасоматоза, окислены. В зависимости от степени окисления железа (коэффициент O) среди толщи метасоматитов выделяются рудные, малорудные и нерудные железисто-карбонатно- и силикатно-кремнистые роговики, отличающиеся высоким содержанием FeO и Fe_2O_3.

Область развития щелочного и карбонатного метасоматоза не ограничивается верхними частями разреза толщи метаморфических пород подсвиты. В этот процесс были вовлечены также породы нижних частей разреза, расположенные на крыльях синклинальной структуры участка. В малорудных железисто-силикатно- и карбонатно-кварцевых роговиках восточного крыла, представленных магнетито-хлорито-кварцевыми роговиками, наблюдаются рибекит, альбит, железная слюдка, эгирин.

Согласно химическому анализу (см. табл. 87), в таких породах наряду с высоким содержанием железа в закисной и окисной форме отмечается Na_2O (2,72 и 4,9%) в силикатных минералах и альбите. Имеются также заметные количества H_2O и CO_2, увязывающиеся в карбонатах и силикатах.

На западном крыле структуры наблюдается почти полная альбитизация очковых сланцев, принадлежащих в генетическом отношении к измененным кератоспилитам, а по химической классификации — к натрово-алюмосиликатным породам, что свидетельствует о прохождении натрового метасоматоза. Переработка этих сланцев, где очки сложены серицитизированным олигоклазом, была настолько глубокой, что их можно относить к почти мономинеральным альбититам, в которых альбита содержится до 80—85%, из них на альбит и олигоклаз очковой формы приходится всего 8,5%. Кроме альбита, в очковых сланцах выявлены карбонаты (доломит и магнезит) — 13,7%, бурый биотит — 5,4 и рудный

минерал — 6,1%. Наряду с процессами альбитизации проходил также карбонатно-кальциево-магнезиальный метасоматоз.

Химический состав очковых сланцев — альбититов, приведенный в табл. 87, характеризует их как натрово-алюмосиликатные породы с высоким содержанием кремнезема и глинозема (15—18%), а также натрия (7,6—7,8%); $A = 31 - 45,9$. Альбититы, таким образом, являются вторичными породами, образовавшимися по вулканогенным средним породам в зонах интенсивной фильтрации натровых щелочных растворов. Переработка железисто-кремнистых пород центральной части района отвечает метасоматической ступени кристаллических сланцев с образованием роговиков с рибекитом, эгирином, железной слюдкой в условиях миграционно-контактового метаморфизма.

Породы железисто-кремнистой подсвиты Северного участка по содержанию железа являются более бедными, чем аналогичные образования Южного участка, где широко развиты бессиликатные железисто-кремнистые роговики, в которых железистые компоненты представлены преимущественно окисной формой либо окисной и закисной. В пределах Северного участка рудовмещающие железисто-кремнистые роговики содержат, как правило, силикатные и карбонатные минералы, хотя и в небольшом количестве, а также отдельные прослои бедных нерудных роговиков и сланцев, в связи с чем они представляют собой значительно более бедные железом толщи. Железо в роговиках представлено в виде закисной и окисной формы с преобладанием первой, в связи с чем коэффициент окисления близок к единице. Избыточное количество закисного железа входит в состав железистых силикатов или железистых карбонатов. Валовое содержание железа колеблется от 20,5% в нерудных роговиках до 32,0% в рудных. Исключение составляет высокое содержание (до 52%) металлического железа, полученное в рудных железистых роговиках скв. 59.

Зеленосланцево метабазитовая подсвита ($БВ_2^4$)

Занимает наиболее высокое стратиграфическое положение в геологическом разрезе осадочно-вулканогенных толщ Белозерского района. Образования этой подсвиты распространены очень ограниченно. Они слагают сравнительно узкую субмеридионально вытянутую полосу, выполняя ядро синклинальной структуры Южного участка. Полоса имеет длину 3—3,3 *км*; максимальная мощность подсвиты в центральной части структуры (геологический профиль XXXIX) равна 300—350 *м*.

Восточная и юго-восточная части зеленокаменной полосы срезаны и уничтожены Центральным надвигом, по которому на зеленокаменные породы были надвинуты залегающие ниже породы вулканогенно-сланцевой свиты. Таким образом, ширина оставшейся части пород зелено-

сланцево-метабазитовой подсвиты уменьшается в южном направлении от профиля XXXIX до 170 *м* в створе XLII профиля, а далее до нескольких метров и полного их исчезновения.

Таблица 88

Химические анализы пород зеленосланцево-метабазитовой подсвиты (вес. %)

Компонент	Эпидиабаз, скв. 206, гл. 302,93—304,94 *м*	Измененный хлоритизированный эпидиабаз. скв. 206, гл. 284,90—289,03 *м*	Эпидиабаз, скв. 114, гл. 303,45—304,10 *м*	Измененный порфирит, скв. 417, гл. 543,00 *м*	Прохлорито-тремолитовый сланец, скв. 365, гл. 353,95—356,55 *м*	Туфопесчаник, скв. 417, гл. 331,5 *м*
SiO_2	49,84	47,00	52,46	53,62	46,02	69,99
TiO_2	0,52	0,87	0,44	0,7	0,36	Следы
Al_2O_3	13,57	15,32	7,29	12,90	12,25	3,68
Fe_2O_3	2,51	2,07	1,99	2,01	3,01	0,22
FeO	12,96	16,68	10,80	11,71	7,75	6,19
MnO	0,14	0,15	0,20	0,19	0,19	0,16
MgO	6,84	6,28	11,37	4,26	16,84	5,59
CaO	5,40	2,10	11,48	4,72	6,16	4,52
Na_2O	3,15	1,51	2,05	3,47	0,16	0,13
K_2O	0,59	0,53	0,23	0,25	0,90	0,16
P_2O_5	0,14	0,06	—	0,20	0,11	1,68
SO_3	0,07	0,20	—	—	0,17	0,36
$H_2O_{гигр}$	0,35	0,27	0,06	—	0,23	0,45
CO_2	0,78	0,53	0,53	2,69	0,14	3,54
П.п.п.	3,24	6,20	1,52	3,34	6,04	2,95
Сумма	100,10	99,77	100,42	100,06	100,33	99,62
Химические коэффициенты						
F	34,8	42,8	23,8	37,2	18,4	25,7
A	21,8	25,0	9,8	25,0	15,2	10,5
M	27,7	25,8	38,5	21,1	52,5	40,5
C	15,7	6,4	27,9	16,7	13,9	23,3
FM	62,5	68,6	62,3	58,3	70,9	66,2

Положение северного замыкания зеленокаменных пород подсвиты точно не установлено из-за отсутствия буровых данных; по геофизическим данным, оно предположительно находится в 750—800 *м* севернее XXXIX геологического профиля. Северная и западная части полосы зеленосланцевых пород, по геофизическим данным и единичным скважинам, оконтуриваются интрузивными породами ультраосно́вного состава.

Полоса сложена метаморфизованными вулканогенными образованиями преимущественно основного и среднего состава — андезито-спилито-диабазовыми породами. В подчиненном количестве развиты кислые и ультраосновные вулканогенные породы и продукты изменения вулканогенно-терригенных осадков.

Исходные вулканогенные образования под воздействием глубокой метаморфической переработки, проходившей в условиях высокой гидратации, были преобразованы в зеленые сланцы различного минерального состава. В пределах зеленосланцевой полосы выделяются такие разности сланцев: кварцево-хлоритовые, кварцево-карбонатно-хлоритовые, альбито-кварцево-хлоритовые, альбито-кварцево-серицитовые и хлорито-альбито-кварцево-биотитовые. Кроме них, в состав свиты входят плагиоклазо-роговообманковые сланцы, апоспилиты, аподиабазы, измененные порфириты, кварцево-альбито-хлоритовые, прохлорито-тремолитовые, очковые хлорито-биотито-альбитовые сланцы, альбититы (?), туфопесчаники, эпидиабазиты и измененные эпидиабазиты (хлоритизированные, эпидотизированные).

Скважинами 114 и 117 XXXIX профиля встречены *эпидиабазы* следующего минерального состава (%): бледно-зеленый актинолит — до 61, плагиоклаз (олигоклаз и андезин) — 27—45,5, эпидот и цоизит — 6—9, сфен (лейкоксен) — 2,3, местами хлорит — 7 и биотит 2—3. Данные химического анализа эпидиабазов приведены в табл. 88. По химической классификации эпидиабазы относятся к щелочноземельным глиноземистым основным породам орторяда. Эпидиабазы являются дайковыми образованиями, секущими осадочно-вулканогенные породы подсвиты.

Согласно пересчетам по методу А. Н. Заварицкого, эпидиабаз из скв. 206 (табл. 88) относится к типичным диабазам. Измененные эпидиабазы подвергались гидратации, что проявилось в хлоритизации, эпидотизации, окварцевании, часто — окварцевании крупных зерен плагиоклаза. Содержание актинолита в этой породе снижается до 21 против 41% в предыдущей, плагиоклаза — 14,9 вместо 43%, окиси кальция — всего 2,1%, против 5,4%.

В других эпидиабазах (табл. 88, скв. 114) актинолита — 60,5, плагиоклаза — 26,5%. По химической классификации они относятся к малоглиноземистым щелочноземельным основным породам орторяда.

В табл. 88 приведен также химический анализ *измененного порфирита,* относящегося к щелочноземельным глиноземистым основным породам орторяда. Порфировые выделения его представлены плагиоклазом (альбитом и олигоклазом), составляющим 11% породы, реже кварцем; основная ткань сложена хлоритом (рипидолитом) — 36,3%, плагиоклазом — 17,7, кварцем — 18,3, сфеном — 10, карбонатом — 4,3, эпидотом — 1,7, сульфидами — 0,6%.

Прохлорито-тремолитовые сланцы отвечают, по химической классификации метаморфических пород, типичным глиноземисто-магнезиальным породам с повышенным содержанием кальция. В состав их входят тонкоигольчатый тремолит — 60,8% и тонкочешуйчатый хлорит (прохлорит) — 40,2%.

Туфопесчаники состоят из пирокластов кварца, погруженных в мелкозернистую основную ткань, сложенную кварцем и хлоритом. Пирокласты угловатой и остроугольной формы, размерами 0,1 × 0,1 — 0,2 × × 0,3 *мм*, составляют 23,1%. Основная масса сложена мелкозернистым кварцем — 42% с зернами размером 0,01, реже 0,03 *мм* и бледно-зеленым хлоритом (рипидолитом) — 24,7, а также карбонатом — 8,0%, серицитом, рудным минералом.

Интрузивные породы

В Белозерском районе интрузивные породы представлены гранитами, мигматитами, ультрабазитами и эпидиабазами.

Наиболее распространены среди интрузивных пород граниты и мигматиты, представляющие собой более молодые, по сравнению с осадочно-вулканогенной толщей, образования, которые окаймляют район с запада и востока и часто прорывают метаморфические породы в виде жил и штоков аплито-пегматоидных отщеплений.

Кислые интрузивные образования представлены плагиогранитами, микроклино-плагиоклазовыми гранитами, аплито-пегматоидными и другими менее распространенными разностями гранитов и мигматитов. Они встречены рядом скважин в зоне контакта интрузий с метаморфическими породами Западного участка, где устанавливаются активные взаимоотношения. Среди поля мигматитов и гранитов выявлены ксенолиты глубоко переработанных осадочно-вулканогенных пород. В ряде скважин (391, 435 и др.) западной части района вскрыты аплито-пегматоидные граниты в виде послойных жил с большими ореолами контактных изменений. В восточной части района контакты кислых интрузий с осадочно-вулканогенными породами не вскрыты и только единичные скважины встретили граниты и мигматиты.

Граниты, окаймляющие Белозерский район, по-видимому, являются разновозрастными образованиями, для подтверждения чего требуются специальные исследования. Мы располагаем данными геохронологических исследований только самых молодых аплито-пегматоидных отщеплений, абсолютный возраст которых по слюде — 1780 и 1860 млн. лет (скв. 235 и 391).

Ультраосновные интрузивные породы в Белозерском районе встречаются в виде согласных межпластовых тел, принимавших участие

в складчатых процессах. Наибольшая залежь находится в ядре Южно-Белозерской синклинали и залегает среди пород железисто-кремнисто-сланцевой свиты. Ультраосновные образования представлены здесь серпентинизированными перидотитами и пироксенитами, талько-карбонатными породами, серпентинитами. Вокруг залежи имеется большой ореол контактных изменений.

Тела ультрабазитов небольших размеров встречаются в толще пород вулканогенно-сланцевой свиты. Интрузивные породы ультраосновного состава установлены среди метабазитовых и железисто-кремнистых пород Западного участка, где они залегают также в виде ряда межпластовых тел, расположенных, как правило, на контакте этих пород. Они сложены серпентинизированными перидотитами, талько-карбонатными и серпентино-карбонатно-тальковыми породами.

Глубокий метаморфизм периферических частей Белозерского синклинория, связанный с интрузиями гранитов, проявился в карбонатизации, отальковании, хлоритизации, слюдообразовании в ультрабазитах.

К породам основного состава относятся эпидиабазы, пользующиеся довольно ограниченным распространением и развитые в форме даек. Они принадлежат к наиболее молодым образованиям и приурочены обычно к субмеридионально направленным зонам тектонических нарушений в пределах Южно-Белозерской и Северо-Белозерской структур. Под влиянием последующих метаморфических процессов эпидиабазы амфиболизированы, эпидотизированы и альбитизированы настолько, что трудно установить их первичный состав и структуру.

ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ

Изучение литолого-минералогического состава и условий формирования метаморфических толщ Белозерского района, как и всей подвижной Конкско-Белозерской зоны, дало возможность выделить здесь различные типы осадочных и вулканогенных формаций. Осадочно-вулканогенные формации, выделенные в данном районе, хорошо согласуются с определениями М. С. Шатского (1945, 1954), Н. М. Страхова (1947, 1956) и состоят из парагенетически связанных комплексов пород, образовавшихся в определенных структурно-тектонических условиях.

Формации Белозерского района, также как Конкского и других районов развития железисто-кремнистых формаций, принадлежат к типичным геосинклинальным образованиям, возникшим на территории Украинского щита в докембрийскую эпоху. Они сложены многокилометровыми толщами осадочных, вулканогенных и осадочно-вулканогенных пород, ритмически переслаивающихся друг с другом; потому упомянутые формации относятся к осадочно-вулканогенным. В одних формациях

преобладают вулканогенные образования, а осадочные находятся в подчиненном количестве и в отдельных случаях их совсем нет; в иных формациях осадочные образования доминируют над вулканогенными. Однако, независимо от типа формаций всем им присуща ритмичность в отложении осадков и излияний лав, большое разнообразие пород, различных по минералого-петрографическому составу и генезису, а также сложное геологическое строение. Некоторые сведения о формациях Конкско-Белозерской зоны имеются в трудах Н. П. Семененко (1959), В. Д. Ладиевой (1964), Г. И. Каляева (1965).

По характеру и типам формации Белозерского района аналогичны осадочно-вулканогенным формациям Конкского района, так как формирование их проходило в одни и те же циклы геологического развития единой Конкско-Белозерской зоны.

В процессе формирования подвижной Конкско-Белозерской зоны возник ряд генетических ассоциаций вулканогенных и осадочно-вулканогенных пород, выделенных в формации, характерные для Белозерского и Конкского районов: метабазитовую, кератофировую туфопесчано-сланцевую, железисто-кремнистую (джеспилитовую) и ультрабазитовую (интрузивную).

Метабазитовая формация

В Белозерском районе метабазитовая формация слагает периферические (бортовые) части Белозерской синклинали — западную и восточную антиклинальные складки второго порядка (Западный и Орлянский участки). Формация Западного участка простирается вдоль западной окраины района в субмеридиональном направлении на 30—35 *км*, имея переменную мощность — в северной части 1,2 *км*, средней — 5 и южной — 1,8 *км*. Из общей площади Белозерской синклинали, равной примерно 547 кв. *км*, на метабазитовую формацию Западного участка приходится 135 кв. *км*, что составляет немногим больше четверти территории. Мощность и площадное распространение метабазитовой формации Орлянского участка остаются неизвестными, но, по-видимому, они также были велики. К местам развития данной формации относится участок скв. 188 и др., о размерах которого у нас также имеются очень ограниченные сведения. Образование метабазитовой формации связано с этапами развития основного вулканизма в геосинклинальных условиях.

Метабазитовая формация района характеризуется мощными толщами вулканогенных пород преимущественно основного состава типа спилитовых базальтовых лав, представленных аподиабазами, апоспилитами, амфиболитами и их рассланцованными эпидотизированными, биотитизированными и альбитизированными разностями, а также зелеными сланцами и туфами. Вулканогенные породы основного состава чередуются

с пачками хемогенных железисто-кремнистых отложений и ультраосно́вных, средних и кислых лав. По сочетанию разновидностей пород, характеру исходного материала и положению в разрезе в метабазитовой формации Белозерского района выделяются подформации, соответствующие определенным этапам формирования геосинклинали, связанным с периодами вулканизма и осадконакопления: 1) собственно метабазитовая и ультрабазито-метабазитовая, 2) метабазито-железисто-кремнистая, 3) метабазито-андезито-порфирито-зеленосланцевая.

Собственно метабазитовая характеризуется развитием огромных толщ метабазитовых пород, возникновение которых связано с периодом интенсивного подводного вулканизма — излияния лав и отложения туфов осно́вного состава. Она представлена спилитами, эпидиабазами, амфиболитами, ортосланцами. В подчиненном количестве развиты продукты изменения вулканогенных образований ультраосно́вного состава, составляющие небольшие прослои в метабазитовых толщах и представленные актинолититами, горнблендитами и др.

Согласно химической классификации, породы данной подформации в основном относятся к щелочноземельным осно́вным орторяда с соотношениями $M \geqslant F \leqslant C$.

Метабазито-железисто-кремнистая подформация представлена сложным комплексом хемогенных железисто-кремнистых и глиноземисто-железисто-кремнистых осадков, чередующихся с вулканогенными образованиями. Эта подформация занимает примерно 25—30% общей площади развития метабазитовой формации Западного участка. Хемогенные осадки образуют две пачки рудных, малорудных и нерудных железисто-силикатных и карбонатно-кремнистых роговиков, переслаивающихся с двумя пачками нежелезистых вулканогенных пород — метабазитов. Незначительно развиты здесь глинистые и песчано-глинистые отложения, представленные глинистыми сланцами и микрогнейсами.

Метабазито-железисто-кремнистая подформация занимает среднее положение в разрезе метабазитовой формации и свидетельствует о своеобразных условиях ее формирования, связанных с проявлением подводной фумарольной деятельности в истории развития Конкско-Белозерской геосинклинали. Описываемая подформация в Белозерском районе, по-видимому, как и в Конкском районе, отличается большой неустойчивостью, невыдержанностью по простиранию и падению.

По химическому составу для метабазито-железисто-кремнистой подформации характерно в общем преобладание железа над магнием и кальцием, выражающееся во взаимоотношениях коэффициентов $M < F > C$.

Метабазито-андезито-порфирито-зеленосланцевая подформация является промежуточной между метабазитовой

формацией, характерной для начальных этапов формирования Белозерской геосинклинали, и кератофировой туфопесчано-сланцевой, залегающей выше по разрезу — переходной от основного спилито-базальтового вулканизма к вулканизму андезито-кератофировому.

В состав формации входят порфириты различного состава, представляющие собой продукты изменения вулканогенных образований основного, среднего и кислого состава, с преобладанием средних и кислых разностей над другими. Значительно развиты в формации порфириты и сланцы с реликтовыми бластопорфировыми структурами с фенокристаллами полевого шпата и кварца. Сланцы представлены альбито-кварцево-серицитовыми, альбито-кварцево-хлоритовыми и альбито-кварцево-серицито-хлоритовыми и другими разностями. Среди зеленых сланцев встречаются небольшие прослои кварцевых кератофиров, фельзитов и продуктов их изменения — основных альбито-кварцево-слюдистых сланцев. Небольшое значение в разрезе формации имеют хемогенные железисто-кремнистые осадки, преобразованные в магнетито-силикатно- и карбонатно-кварцевые роговики.

Метабазито-андезито-порфирито-зеленосланцевая подформация вскрыта пока только в Белозерской синклинали, в Конкской синклинали аналогичные образования не установлены, что, возможно, связано с недостаточной изученностью разреза. В Белозерском районе разрез этой формации также недостаточно вскрыт. По единичным скважинам XIV и XXII профилей область развития формации устанавливается сравнительно условно — северо-восточная часть района. О площади развития и мощности формации имеются очень ограниченные сведения, но, по-видимому, они были значительными и измерялись сотнями метров и километрами.

Метабазитовая формация Западного участка может быть перспективной на некоторые полезные ископаемые. Установлено постоянное наличие в породах формации вкрапленности и концентрации сульфидов с повышенным содержанием никеля и кобальта. В метабазитовой толще Западного участка часто наблюдаются сульфидные рудопроявления с содержанием никеля 0,2—0,23%, кобальта 0,015—0,017%. Перспективными в отношении сульфидных рудопроявлений являются восточный борт Западной антиклинали (скв. 405, 398 и др.) и контактная зона сочленения Западной антиклинали с Южной синклиналью (скв. 335 и др.). Сульфидные минералы представлены обычно пиритом, реже пирротином, пентландитом и арсенопиритом.

Перспективными в отношении хрома, никеля, кобальта, талька и магнезитов являются ультраосновные породы формации, которые в виде небольших потоков и интрузивных межпластовых тел занимают значительное место в разрезе. В тальк-магнезитах Западного участка повсеместно отмечаются повышенные концентрации Cr_2O_3, а скв. 219 встречен прослой, содержащий хромшпинелиды с магнетитом, где содер-

жание Cr_2O_3 — 32%. Повсеместно в ультрабазитах наблюдаются повышенные количества никеля, кобальта — до сотых и десятых долей процента. В ультрабазитах встречаются незначительные по мощности прожилки асбеста и залежи талько-магнезитов, являющиеся хорошим огнеупорным сырьем.

Кератофировая туфопесчано-сланцевая формация

Описываемая формация представляет сложную толщу переслаивающихся нормально-осадочных терригенных и эффузивных образований кислого и среднего состава с преобладанием первых над вторыми. Формация отображает один из этапов развития Конкско-Белозерской геосинклинали, характеризующийся своеобразными условиями накопления вулканического и осадочного материалов, ритмически переслаивающихся друг с другом и часто образующих смешанные осадки.

В Белозерском районе формация представлена осадочно-вулканогенной толщей большой мощности — 3—4 *км* и более при протяженности более 30 *км*. В ее состав входят парагенетически связанные между собой аспидные кварцево-серицитовые, серицито-хлорито-кварцевые, филлитовидные кварцево-хлоритовые сланцы, кварцевые кератофиры, альбитофиры, апокератофиры, туфосланцы, туффиты, туфопесчаники, слюдистые кварциты, метапесчаники и другие разновидности пород. Формирование кератофировой сланцевой формации связано с андезито-риолитовым подводным вулканизмом, прерывавшимся периодами накопления терригенных осадков.

Количественные соотношения осадочных и вулканогенных продуктов различны; обычно первых больше, чем вторых. Большого развития достигают в формации породы смешанного состава, в которых трудно отделить исходный осадочный материал от вулканического. Пирокластов заметно больше, чем эффузивов кислого и среднего состава. Однако в нижних частях разреза формации наблюдается некоторое преобладание вулканогенного материала над осадочным, в то время как в верхних частях содержание последнего заметно возрастает, и здесь он количественно преобладает. В связи с увеличением количества терригенного материала в верхних частях разреза формации наблюдаются постепенные переходы ее к ритмической терригенной формации.

Железисто-кремнистая (джеспилитовая) формация

Состоит из хемогенных и железисто-кремнистых осадков, ритмически переслаивающихся с терригенными глинистыми и глинисто-песчанистыми отложениями, а также вулканогенными образованиями кислого

состава. Эта формация выдержана по простиранию и падению в верхних частях геологического разреза района и содержит большие запасы железа, к ней приурочены Южное, Переверзевское и северные месторождения богатых железных руд. Железисто-кремнистая формация имеет выдержанное простирание (30 *км* и более) при сравнительно постоянной мощности (200—500 *м*).

Джеспилитовая формация в Белозерском районе распространена в двух участках — Южном и Северном. В распределении исходного материала в разрезе формации имеются определенные закономерности, отмечающиеся на обоих участках. Железисто-кремнистые осадки в нижних частях формации содержат заметные примеси глинистого — пелитового материала, туфо-вулканических образований кислого, реже среднего и основного состава, в результате чего возникает ритмическое переслаивание прослойков различного состава. Вулканогенные образования в нижних частях формации значительно развиты в разрезе Северного участка, где они в виде пластов кварцевых кератофиров, кератоспилитов, туффитов, туфогенных сланцев переслаиваются с железисто-силикатно- и карбонатно-кремнистыми роговиками.

Средние части разреза формации сложены наиболее высокожелезистыми, хорошо отсортированными железисто-кремнистыми породами, представляющими наибольший интерес как содержащие залежи железных руд. Выше по разрезу богатые железом породы беднеют и постепенно переходят снова в малорудные и нерудные железисто-кремнистые роговики со значительными примесями глинистых и вулканогенных образований. Железисто-силикатно-карбонатно-кремнистые роговики в этой части разреза ритмически переслаиваются с терригенными глинистыми, терригенно-хемогенными отложениями и эффузивными продуктами кислого и среднего состава. Количество вулканического материала вверх по разрезу возрастает; кислые лавы сменяются более основными.

В соответствии с таким распределением исходного материала находится и содержание железа: в средней части разреза, где преобладают рудные, часто бессиликатные железистые роговики, количество железа равно 30—50%, а в малорудных силикатных разностях, перекрывающих и подстилающих данную толщу, количество железа снижается до 20—30%.

В верхней части упомянутой железорудной толщи наблюдается полоса вулканогенных и терригенных пород мощностью до 350 *м*, залегающая в ядре Белозерской синклинали. Она сложена продуктами изменения вулканогенных образований кислого и основного состава и небольшим количеством терригенных отложений. Эта полоса образовалась на последнем этапе формирования джеспилитовой формации, когда вулканическая деятельность снова начала превалировать над осадконакоплением.

Благодаря сравнительно большому количеству вулканогенных продуктов в железисто-кремнистых осадках джеспилитовая формация является переходной между осадочным и осадочно-вулканогенным типами формаций. Характерной особенностью химического состава джеспилитовой формации Южного участка Белозерского района, в отличие от аналогичной формации Конкского района, является высокое содержание окисного железа и резкое преобладание его над закисным, в связи с чем основным рудным минералом является здесь не магнетит, характерный для пород Конкского района, а гематит, и, кроме него, мартит, железная слюдка и другие.

В железисто-кремнистых породах джеспилитовой формации содержание железистых компонентов резко преобладает: $M < F > C$.

На большом промышленном значении джеспилитовой формации, содержащей основные запасы железной руды, подробно останавливаться не будем.

Ультрабазитовая (интрузивная) формация

Метаморфическая ультрабазитовая формация имеет сравнительно небольшое распространение и локальное проявление в виде межпластовой залежи, располагающейся в центре Белозерской синклинальной структуры Южного участка, и сложена серпентинизированными перидотитами, местами талько-магнезитами, талько-серпентино-магнезитами и талько-хлорито-магнезитами с тонкими прослоечками асбеста. Ультраосновная интрузивная залежь является довольно крупной, имея в длину 15 *км* и, по-видимому, более при ширине в замковой части до 1 *км*.

Для пород формации характерны высокие значения магнезиального компонента и резкое преобладание его над железистым и другими: $F < M > C$.

Ультрабазитовая формация характеризуется определенной металлоносностью. Установлены повышенные концентрации хрома, никеля, меди, кобальта, возможно, платины.

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РАЙОНА

Формирование осадочно-вулканогенных толщ Белозерского района неразрывно связано с общими процессами развития огромной подвижной Конкско-Белозерской зоны. История геологического развития Белозерского и Конкского районов в общих чертах сходна, так как их связывает общность геологического строения, что обусловливает сходность стратиграфических схем расчленения; в обоих районах выявлены одни и те же формации, но со специфическими особенностями, характерными для каждого из них.

В геологическом развитии Белозерского и Конкского районов выделяются два основных крупных этапа — макроритма, связанные с формированием двух огромных толщ пород, объединенных в серии, внутри которых установлено несколько периодов — более мелких ритмов. Каждый этап формирования этих районов характеризуется специфическими осадочно-вулканическими формациями.

Исследования автора по абсолютному возрасту метаморфических пород Белозерского района дают основания относить их к древнейшим докембрийским образованиям в Украинском щите (1960, 1964, 1965 гг.). Установлено также, что время древнейшего метаморфизма и минералообразования в породах района отвечает возрасту 3000—3500 млн. лет. В связи с этим можно предполагать, что накопление осадочных и вулканогенных продуктов Белозерской подвижной области проходило гораздо ранее, чем 3500 млн. лет тому назад.

По набору типов геологических формаций и условиям их залегания установлено, что образование этих толщ проходило в условиях геосинклинального режима.

Формирование первичных толщ района связано с колебательными восходящими и нисходящими движениями и накоплением ритмически чередующихся нормально-осадочного и вулканического материалов, причем размеры ритмичности были различными (от макро- до микроритмов). Накопление исходного материала проходило в условиях подводного осадочно-вулканогенного осадкообразования, когда среда в геосинклинальном бассейне изменялась в различные периоды и была то окислительной, то восстановительной.

В истории формирования вулканогенных толщ Белозерского района в общем виде устанавливается схема вулканизма, выражающаяся в закономерной смене периодов эффузивных излияний определенного состава: дифференциация магм проходила в основном от основных через средние к кислым.

В начале развития подвижной геосинклинальной зоны, в эпоху ее погружения, длительное время проходила интенсивная подводная вулканическая деятельность, проявившаяся в мощных излияниях лав основного состава типа базальтов. Мощные многокилометровые покровы диабазов и спилитов под влиянием метаморфизма в процессе складкообразования были преобразованы в амфиболиты, амфиболсодержащие сланцы, апоспилиты, аподиабазы, эпидозиты, зеленые сланцы и другие породы, широко распространенные в Западном и, очевидно, Орлянском участках района и положившие начало образованию метабазитовой формации.

В этом начальном этапе — макроритме — можно выделить три ритма основного вулканизма.

В первом ритме происходят излияния основных лав, отчасти сменяс-

мые маломощными эффузиями ультраосно́вного пикритового состава. Кроме излияний лав, происходили внедрения межпластовых интрузий ультрабазитов, давших впоследствии небольшие залежи серпентинизированных перидотитов и талько-магнезитов. В это время формируются вулканогенные породы нижней метабазитовой подсвиты. О масштабах вулканической деятельности в это время, ввиду недостаточной изученности Западного и, тем более, Орлянского участков, трудно судить; можно предполагать, что она была значительной и весьма продолжительной. Вообще начальные этапы в истории геологического развития района из-за отсутствия данных можно представлять весьма схематически, главным образом по аналогии с Конкским районом.

Второй ритм в формировании Белозерского района знаменуется двумя подритмами подводной фумарольной гидротермальной деятельности, чередовавшейся с излияниями осно́вных и, в небольшом количестве, ультраосно́вных лав. Вулканическая деятельность на этом этапе была пульсирующей, с довольно продолжительными перерывами, сопровождавшимися неустойчивыми колебательными движениями с преобладанием восходящих над нисходящими. Эти два подритма выразились в двух периодах излияний и двух периодах накопления хемогенных железисто-кремнистых и глиноземисто-железисто-кремнистых осадков. Периоды накопления хемогенных железисто-кремнистых осадков были весьма продолжительными, о чем свидетельствует довольно значительная мощность образовавшихся толщ — до 200—300 *м*. В связи с таким распределением исходного вещества выделяются две пачки железистых силикатно- и карбонатно-кремнистых роговиков и высокожелезистых сланцев и две пачки разделяющих менее железистых пород, все они в схеме стратиграфического расчленения пород данного района объединены в железисто-кремнисто-метабазитовую свиту нижней серии, в формационной схеме выделены в метабазито-железисто-кремнистую подформацию метабазитовой формации.

Третий ритм знаменуется излияниями преимущественно средних и кислых лав типа андезито-риолитов и образованием их туфов, в меньшей степени — осно́вного состава, чередующихся с маломощными осадочными образованиями. Масштабы этого вулканизма, по-видимому, были велики, о чем свидетельствуют мощные (не менее 2000 *м*) покровы и потоки, а также, возможно, вулканы центрального типа. Вулканические образования представлены анопорфиритами, альбитофирами, очковыми альбито-кварцево-серицитовыми, альбито-кварцево-хлоритовыми и другими зелеными сланцами, объединенными в зеленосланцево-порфиритовую свиту нижней серии. Во время формирования этих наиболее молодых образований нижней серии осно́вные вулканогены, характерные для начальных этапов, сменяются средними и кислыми, а первые остаются среди них в резко подчиненном количестве. Образованием вулканогенных

толщ зеленосланцево-порфиритовой свиты заканчивается период формирования нижней метабазитовой серии. Дифференциация магмы в этот период от основного состава идет в сторону средних и кислых разностей. Эта толща пород выделена в метабазито-андезито-порфирито-зеленосланцевую подформацию метабазитовой формации.

Следующий этап — макроритм — в общем процессе формирования геосинклинальных осадков связан с большими событиями в историческом развитии района — образованием комплекса пород верхней белозерской серии. Для этого времени характерны резкие и частые колебательные движения подвижной зоны с преобладанием восходящих, часто сменяющихся менее значительными погружениями; преобладают процессы седиментации над вулканизмом. Резко отличные от прежних условия в развитии зоны в начальные периоды этапа, связанные с общим ее воздыманием, обусловили накопление своеобразного исходного материала и совершенно иной — кератофиро-сланцевый тип формаций. Характерным для этого типа является длительный цикл накопления мощных толщ кластических и пирокластических осадков, а также вулканогенных продуктов средних и кислых лав.

Второй макроритм в формировании подвижной области неразрывно связан с предыдущим, являясь качественно новым этапом развития района. Бурная вулканическая деятельность, столь характерная для предыдущих периодов, продолжается и в это время, однако интенсивность ее уменьшается, а состав и характер вулканогенов изменяются. Дифференциация магмы идет в сторону ее раскисления — лав основного состава, периодически изливавшихся в предыдущий период, здесь почти совсем нет.

Мощная (2—3 *км*) толща, состоящая из неоднократно переслаивающихся кластических, пирокластических осадков и вулканогенов самого различного состава, в процессе метаморфизма преобразованных в туфогенные песчаники, туфосланцы, туффиты, метапесчаники, слюдистые кварциты, кварцевые кератофиры, апокератофиры, кератоспилиты, кварцево-серицитовые, кварцево-хлоритовые, альбито-кварцево-хлоритовые сланцы и другие разности пород, выделена в вулканогенно-сланцевую свиту верхней белозерской серии.

Большое разнообразие исходного материала обусловлено частыми колебаниями подвижной зоны; связанное с ними неустойчивое положение береговой линии вызвало плохую отсортированность поступающего осадочного материала. Наряду с грубообломочными псаммитовыми осадками наблюдается псефитовый либо алевритовый, часто смешанный материал.

Своеобразная толща ритмического переслаивания вулканического и осадочного материала, какой являются образования данного периода

развития геосинклинали, характеризуется очень сложным залеганием и последовательностью в чередовании слагающих осадков.

Ввиду отсутствия хотя бы одного пересеченного разреза этой осадочно-вулканогенной толщи нельзя установить количество ритмов в переслаивании средних и кислых туфолав с туфопесчаниками, метапесчаниками и другими кластическими образованиями. Сложность в расшифровке состава толщи заключается также и в том, что большую часть разреза составляют смешанные вулканогенно-осадочные образования. По косвенным данным (частому чередованию пород различного исходного состава), можно предполагать, что число ритмов было велико. О роли вулканических образований и их удельном весе в данный период геосинклинального развития имеются также очень ограниченные сведения, и этот вопрос является недостаточно ясным.

В накоплении исходного материала устанавливается определенная закономерность: вначале преобладало отложение грубокластических продуктов, позднее количество их уменьшается и в завершающем цикле образуются главным образом кластические и пирокластические осадки, среди которых наблюдаются альбитофиры и порфир-фельзиты. Кислые и средние эффузивы отмечаются в виде сравнительно небольших по мощности прослоев среди основной пирокластической и кластической массы.

Во второй половине данного макроритма восходящие движения постепенно сменяются нисходящими и происходит постепенное погружение дна бассейна; на смену крупнообломочным, мелкообломочным и пирокластическим осадкам отлагаются вначале песчано-глинистые, а затем более глинистые осадки. Переходы между этими образованиями совершенно плавные, без каких-либо несогласий.

Таким образом, период инверсии и относительного поднятия дна морского бассейна, характерный для первой половины макроритма, сменяется снова нисходящими движениями — эпохой погружения и новым своеобразным седиментационным циклом.

Новый этап знаменуется накоплением коллоидных хемогенных железисто-кремнистых, глинисто-железисто-кремнистых осадков в результате гидротермальной подводной фумарольной деятельности, обусловившей поступление значительных количеств железа и кремнезема. Вулканическая деятельность продолжалась и в это время, когда отлагались кислые и основные эффузивы, однако она имела преимущественно местный характер.

Породы, образовавшиеся в это время, выделены в железисто-кремнисто-сланцевую свиту, в которой содержатся главные запасы железных руд Белозерского района. Тонкое чередование осадков различного состава в этой толще свидетельствует о четкой ритмичности осадконакопления. Эта ритмичность, обусловленная, по-видимому, частыми дифферен-

цированными колебательными движениями дна бассейна, имеет различные масштабы: от грубого переслаивания пачек пород различного состава мощностью до метров и десятков метров, до мелкого, когда прослоечки измеряются миллиметрами и долями миллиметров.

Железисто-кремнистые осадки сформировались на протяжении одного макроритма, что отражено выделением одного крупного железистого пласта в стратиграфическом разрезе. В разрезе джеспилитовой формации наблюдается определенная последовательность в смене пород различного состава: высокожелезистые глинистые отложения чередуются с вулканическими излияниями кислых и основных лав, затем идут глины с прослойками железисто-кремнистых осадков, количество которых постепенно по разрезу вверх возрастает. Выше залегают хорошо отдифференцированные высокожелезистые и кремнистые осадки, сменяемые железисто-кремнистыми образованиями со все возрастающими примесями глинистого вещества и количеством вулканических продуктов кислого и основного состава. Эти породы образовались во время последних проявлений вулканизма подвижной зоны.

Таким образом, усилением вулканической деятельности заканчивается доскладчатый этап формирования Белозерской геосинклинали. Следует также отметить, что к доскладчатому периоду относятся и интрузии ультраосновных пород в виде крупной межпластовой залежи в ядре Южно-Белозерской синклинали и ряда более мелких.

Последующая история развития Белозерской подвижной зоны связана с тектоническим формированием синклинали. В результате горообразовательных процессов осадочно-вулканогенные толщи были собраны в складчатые структуры, а затем разорваны дизъюнктивными нарушениями и значительно изменены под влиянием интрузий и связанных с ними метаморфических процессов. Во время древнейшего орогенического цикла, проходившего в течение первого докембрийского мегацикла (докембрий I), образовалась Белозерская складчатая синклиналь субмеридионального простирания. Магмообразование, метаморфизм и минералообразование этого цикла являются наиболее древними в пределах докембрийских толщ Украинского щита; их возраст равен 2700—3500 млн. лет.

Субмеридиональные главные складчатые структуры, сформировавшиеся в течение Конкского орогенического цикла, создали основной структурный фон района: крупную Центральную синклиналь (разделенную на Южную и Северную синклинали), Западную и Восточную антиклинали и другие структуры.

В конце первого орогенического цикла образуются дизъюнктивные продольные структуры типа надвигов. К ним относятся Центральный, Западный, Малобелозерский надвиги и другие разрывные структуры. Действие стресса в эту фазу было поперечно направленное (субширот-

ное), где деформирующие силы с востока превалировали над западными, в связи с чем породы на крыльях складчатых структур имеют крутое восточное падение. Такое же направление падения имеют плоскости сместителей в продольных субмеридиональных разрывных структурах.

На конечном этапе горизонтально залегавшая осадочно-вулканогенная толща Белозерского района была не только деформирована тектоническими процессами и собрана в складки, но также глубоко метаморфизована. Благодаря сохранности амфибол- и биотитсодержащих пород удается установить время метаморфизма осадочных железисто-кремнистых и вулканических образований, соответствующее периоду 3000—3500 млн. лет.

Магматизм этого орогенического цикла широко проявился в Приднепровской зоне, где, по данным М. Н. Ивантишина и В. И. Орсы (1965), абсолютный возраст гранодиоритов, мигматитов, диоритов и плагиомигматитов по роговым обманкам и акцессорным минералам составляет 3000—3420 млн. лет.

На втором этапе наложенной складчатости, связанной с Базавлукским орогеническим циклом, субмеридиональные структуры усложнялись, образовались дугообразные изгибы на крыльях Южно-Белозерской синклинали, поворот восточного крыла Западной антиклинали и возникло частое изменение направления простирания структур. Стресс на протяжении этого орогенического цикла был направлен субмеридионально, что привело к смиванию продольных структур по простиранию. Дизъюнктивные нарушения, образовавшиеся в конце второго тектонического цикла, составляют крупные зоны сбросо-сдвигов, разбивающих территорию района на ряд блоков, что обусловило блоковое строение района. К этому времени (2300—2700 млн. лет) приурочены процессы биотитообразования, гидротермальный щелочной метасоматоз в породах (Ладиева, 1965).

К сожалению, мы еще не располагаем данными о возрасте гранитов, окаймляющих Белозерский район; возможно, они связаны с одним из древнейших тектоно-магматических циклов. Установленный нами возраст пегматоидных гранитов и мигматитов по слюде — 1750—1960 млн. лет — ни в какой мере не может отражать истинный возраст этих гранитов.

Третий этап в формировании структур Криворожско-Кременчугской и Орехово-Павлоградской зон относится к периоду 1700—2300 млн. лет, и выражается в криптометаморфизме и гидротермальных изменениях в метаморфической толще Белозерского района.

В заключение следует отметить большое значение докембрийских осадочно-вулканогенных формаций Белозерского района как значительной железорудной базы и перспективность их в отношении ряда полез-

ных ископаемых, таких как хром, никель, кобальт, тальк, магнезиты, возможно, серпентины и др.

Геологические формации района представляют большой интерес как объекты изучения глубинных зон земной коры — древних докембрийских щитов. Метаморфизованные осадочно-вулканогенные формации Белозерского, Конкского районов и всей Конкско-Белозерской зоны относятся к древнейшему ярусу земной коры, возраст метаморфизма которой — до 3500 млн. лет (Семененко и др., 1964). В этой зоне можно предполагать наличие приподнятого блока земной коры и наименее глубокое залегание поверхности «базальтового слоя» по сравнению с другими частями территории щита.

По данным глубинного зондирования, приводимого Институтом геофизики АН УССР (Соллогуб, Чекунов, Калюжная, 1964), строение земной коры в районе Белозерского железорудного месторождения выглядит следующим образом. Мощность осадочного чехла равна 250—350 *м*; фундамент сложен гранитами и метаморфизованными осадочно-вулканогенными породами. На глубине 3—4 *км* зафиксирован второй сейсмический горизонт, характеризующий древний фундамент метаморфических толщ. Ниже, на глубине 7—8 *км*, находится третий сейсмический горизонт, отражающий положение кровли «базальтового слоя» (см. рис. 22, 23).

Институтами геофизики и геологических наук АН УССР предложен проект сверхглубокой скважины (глубиною 7—8 *км*) в Белозерском железорудном районе. Сверхглубокая скважина позволит выяснить строение глубинных зон земной коры и, прежде всего, «базальтового слоя», уточнить разрез осадочно-вулканогенных толщ Конкско-Белозерской геосинклинальной зоны, закономерности размещения в них железных руд, сульфидных оруденений, талька, магнезита и других полезных ископаемых, а также изменение с глубиной характера метаморфизма. Помимо этого, сверхглубокая скважина поможет выявить некоторые элементы строения корней наиболее древней геосинклинальной зоны.

ЛИТЕРАТУРА

Акименко Н. М., Белевцев Я. Н. Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. Госгеолтехиздат, 1957.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, М., 1962.

Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, М., 1955.

Бойко В. Л. Нові дані про склад і геологічну будову Чортомлицької смуги залізистих порід.— ДАН УРСР, 10, 1962.

Бойко В. Л. Залізисто-кременисті породи Чортомлицької смуги.— В кн.: Питання геохімії, мінералогії і петрографії. Вид-во АН УРСР, К., 1963.

Бойко В. Л., Куковський Є. Г. Зміни хлориту в корі вивітрювання контактних зон Усть-Кам'янських ультрабазитів.— В кн.: Питання геохімії, мінералогії і петрографії. Вид-во АН УРСР, К., 1963.

Бойко В. Л., Макухина А. А. и Зайдис Б. Б. Новые данные по абсолютному возрасту метаморфических пород Базавлукской структурной зоны Украинского кристаллического щита.— В кн.: XXII сессия МГК. Проблема 3. Абсолютный возраст геологических формаций. «Недра», М., 1964.

Бойко В. Л., Макухина А. А., Терец Г. Я. Метаморфические осадочно-вулканогенные формации Базавлукского синклинория.— В кн.: Геохронология докембрия Украины. «Наукова думка», 1965.

Бордунов И. Н. Геология Кременчугского железорудного района. «Наукова думка», К., 1964.

Бордунов И. Н. и др. Метаморфические формации Криворожско-Кременчугской складчатой зоны.— В кн.: Геохронология докембрия Украины. «Наукова думка», К., 1965.

Гершойг Ю. Г. Процессы образования железорудной формации и залежей богатых руд Криворожского бассейна.— Изв. АН СССР, серия геол., 10, 1957.

Грицков Я. М. Геологическое строение Попельнастовского железорудного месторождения и некоторые соображения о его генезисе.— В кн.: Железные руды Курской магнитной аномалии. Изд-во АН СССР, М., 1955.

Гузенко Г. Ф., Кершевер Л. И., Щербакова К. Ф. Ультраосновные и основные интрузивные породы района Белозерской магнитной аномалии.— Записки ВМО, ч. XCI, 3, 1962.

Гузенко Г. Ф., Доброхотов М. Н. Белозерская железисто-кремнистая формация и ее сопоставление с аномальными формациями других районов Приднепровья. «Недра», М., 1964.

Доброхотов М. Н. и др. Железорудная формация и железорудные месторождения Белозерского района.— Геология рудных месторождений, 6, 1960.

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

Жемчужников Ю. А. Угленосные толщи как формации.— Изв. АН СССР, серия геол., 5, 1955.
Заварицкий В. А. Спилито-кератофировая формация окрестностей месторождения Блявы на Урале.— Труды ИГН АН СССР, 71, петр. серия (№ 24), 1946.
Ивантишин М. Н. и др. Катархей Украины по данным абсолютного возраста.— В кн.: XXII сессия МГК. «Наука», М., 1964.
Калюжная Л. Т., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Характеристика упругих волн от границ раздела в кристаллическом фундаменте юга Белозерского железорудного района и его глубинное строение.— В кн.: Геофизические исследования строения земной коры. «Наукова думка», 8/10, 1964.
Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. «Наукова думка», К., 1965.
Коржинский Д. С. Проблемы изучения Кривого Рога и Курской магнитной аномалии.— Геол. журн. АН УССР, 14, 4, 1954.
Ладієва В. Д. Докембрійські вулканогенні утворення Конкського району УКЩ.— Геол. журн. АН УРСР, 31, 2, 1961.
Ладієва В. Д. До мінералогії ультрабазитів Білозерського району.— ДАН УРСР, 6, 1961.
Ладиєва В. Д. Ультрабазиты железисто-кремнистых формаций Украины и связанные с ними асбестопроявления, месторождения талько-магнезитового камня.— В кн.: Закономерн. размещ. полезных ископаемых, VI, Изд-во АН СССР, М., 1962.
Ладиева В. Д., Зайдис Б. Б., Ветштейн В. Е. Катархейский возраст пород Конкско-Белозерской зоны.— Труды XI сессии Комиссии по опред. абсол. возраста геол. формаций. Изд-во АН СССР, М., 1963.
Ладієва В. Д. Катархейські осадочно-вулканогенні формації Конксько-Білозерської зони.— Геол. журн. АН УРСР, 24, 1, 1964.
Ладиева В. Д. Хромшпинелиды из ультраосно́вных пород Белозерского района. «Наукова думка», 1964.
Ладиева В. Д. Осадочно-вулканогенные формации Конкско-Белозерской зоны.— В кн.: Геохронология докембрия Украины. «Наукова думка», К., 1965.
Ладієва В. Д. Стильпномелан Білозерського району.— Геол. журн. АН УРСР, 25, 2, 1965.
Миткеев М. В. Геологическое строение и перспективы Белозерского железорудного района.— В кн.: Геология и полезные ископаемые. 6, «Недра», 1965.
Плаксенко Н. А. О некоторых особенностях строения толщи метаморфических пород докембрия КМА, причинах их возникновения и их стратиграфическом значении.— Изв. АН СССР, серия геол., 3, 1959.
Плаксенко Н. А. О генетических взаимоотношениях магнетита и гематита в железистых кварцитах КМА.— В сб.: Работы Горно-геол. станции на Курской магнитной аномалии. Изд-во АН СССР, 1960.
Половинкина Ю. Ир., Наливкина Э. Б. Нижнепротерозойская спилитовая формация Приднепровья.— Труды ВСЕГЕИ, 26, 1959.
Половинкина Ю. Ир. Нижнепротерозойская приднепровская серия Украины и ее стратиграфическое расчленение.— ДАН СССР, 135, 1, 1960.
Пятницкий П. П. Генетические отношения Криворожских рудных месторождений.— Труды Ин-та прикладн. минералог. и петрограф., 17, 90, 1925.
Рябоконь С. М. Характеристика деяких мінералів порід Білозерської магнітної аномалії.— Геол. журн. АН УРСР, 25, 1, 1965.
Родіонов С. П. Нікопольсько-Чортомлицька смуга залізистих порід.— Геол. журн. АН УРСР, 1, 1941.
Свитальський Н. И. Железорудное месторождение Кривого Рога. Гос. научн.-техн. геологоразвед. изд-во, 1932.

Семененко М. П. Структура Українського кристалічного масиву.— Геол. журн. АН УРСР, 9, 3, 1948.
Семененко Н. П. Структура кристаллического массива Среднего Приднепровья, Изд-во АН УССР, К., 1949.
Семененко Н. П. и др. Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР. Изд-во АН УССР, К., 1956.
Семененко Н. П. Структурно-петрографическая карта Украинского кристаллического массива. Изд-во АН УССР, К., 1957.
Семененко Н. П. Металлогенические эпохи и карта прогноза рудных месторождений УССР.— Материалы научн. сессии по металлогеническим и прогнозным картам. Алма-Ата, 1958.
Семененко Н. П. и др. Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Изд-во АН УССР, К., 1959.
Семененко М. П. Геохронологічна школа СРСР.— Геол. журн. АН УРСР, 20, 6, 1960.
Семененко Н. П. Металлогения докембрийского щита и складчатых зон Украины.— В кн: Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон. Изд-во АН УССР, К., 1960.
Семененко Н. П. Металлогения докембрия.— Сов. геология, 2, 1962.
Семененко Н. П. Геолого-тектоническая карта Украинского щита. Изд-во АН УССР, К., 1963.
Семененко Н. П. Метаморфизм подвижных зон. Изд-во АН УССР, К., 1963.
Семененко Н. П. и др. Строение глубинных зон земной коры Украинского кристаллического щита — Сов. геология, 11, 1964.
Семененко Н. П. и др. Геохронологическая карта украинского докембрия.— В кн.: Геохронология докембрия Украины. «Наукова думка», К., 1965.
Сидоренко А. В., Лунина О. И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. Изд-во АН СССР, М., 1961.
Степанець В. Д. До питання про походження зеленокам'яних порід с. Чистопілля (р. Солона).— Геол. журн. АН УРСР, 10, 3, 1950.
Страхов Н. М. Железорудные формации и их аналоги в истории Земли.— Труды ИГН АН СССР, 73, серия геол., 22, 1947.
Страхов Н. М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород.— Изв. АН СССР, серия геол., 5 и 8, 1956.
Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат, 1963.
Струева О. М. Стратиграфия и петрографическая характеристика метаморфизованных осадочно-вулканогенных пород Белозерского железорудного района.— Изв. Днепропетр. горн. ин-та, 46, геол., геоф. и гидрогеол. «Недра», М., 1965.
Тапатар-Бараш З. Г. Дисперсний гематит залізних руд Білозерського родовища.— Геол. журн. АН УРСР, 22, 4, 1962.
Точилин М. С. Происхождение железистых кварцитов. Госгеолтехиздат, 1963.
Трубятчинский П. П. Магнитометрические обследования марганцеворудных месторождений.— Труды ВГРО, ВСНХ СССР, 166, 1932.
Усенко І. С. Діабази р. Базавлук.— Геол. журн. АН УРСР, 8, 2, 1946.
Усенко І. С. Амфіболіти та граніти р. Чортомлик.— Геол. журн. АН УРСР, 8, 2, 1946 а.
Усенко І. С. До питання про використання амфіболітів і діабазів р. Базавлук.— Геол. журн. АН УРСР, 8, 4, 1947.
Усенко І. С. Метабазити р. Базавлук.— В кн.: Український кристалічний масив. Вид-во АН УРСР, 1947.
Усенко І. С. Ефузивно-дайковий комплекс.— В кн.: Український кристалічний масив, Вид-во АН УРСР, 1947 а.

Усенко И. С. Метабазиты Приднепровья. Изд-во КГУ, 1948.
Усенко И. С. Некоторые данные о кристаллических породах р. Базавлук.— Наук. зап. КДУ ім. Т. Г. Шевченка, 7, 5, 1948 а.
Усенко І. С. Про жильні породи Українського масиву.— Геол. журн. АН УРСР, 12, 4, 1952.
Усенко И. С. Архейские метабазиты и ультрабазиты Украинского кристаллического массива. Изд-во АН УССР, 1953.
Усенко И. С. О возрастных соотношениях дайково-эффузивных пород Украинского кристаллического массива.— ДАН СССР, 88, 3, 1953 а.
Усенко И. С. Стратиграфия УКЩ.— В кн.: XII научн. сессия ИГУ, тез. докл., 1955.
Усенко І. С. Про стратиграфію УКЩ.— Геол. журн. АН УРСР, 15, 4, 1955 а.
Усенко И. С. О стратиграфии дайково-эффузивных пород УКМ.— Труды II сессии Комиссии по опред. абсол. возраста геол. формаций. Изд-во АН УССР, К., 1955 б.
Усенко И. С. Петрургическое сырье УКЩ.— В кн.: Промышленное использование петрургического сырья Украины. Изд-во АН УССР, К., 1959.
Усенко І. С. та ін. Формації Українського щита.— Геол. журн. АН УРСР, 23, 1, 1963.
Усенко И. С. Докембрийский кристаллический фундамент.— В кн.: Никопольский марганцеворудный бассейн. «Недра», М., 1964.
Усенко И. С., Бернадская Л. Г. Дайково-эффузивные формации Украины.— В кн.: Геохронология докембрия Украины. «Наукова думка», К., 1965.
Хаин В. Е. Общая геотектоника. «Недра», М., 1964.
Ходюш Л. Я. О сидероплезите из железистых кварцитов Белозерского железорудного месторождения.— ДАН СССР, 146, 5, 1962.
Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала.— Материалы к познанию геол. строения СССР. Повт. серия, 2(6), 1945.
Шатский Н. С. и др. К вопросу о периодичности и о методе актуализма в геологии.— В кн.: К вопросу о состоянии науки об осадочных породах. Изд-во АН СССР, М., 1951.
Шатский Н. С. О марганценосных формациях и металлогении марганца.— Изв. АН СССР, серия геол., 4, 1954.
Штрейс Н. А. К вопросу о происхождении железо-марганцевых руд Успенско-Спасского района Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР, сер. геол., 4, 1938.
Stokwell Ch. Second Report on Structural Provinces and Time Classification of Rocks of the Canadian Pre-Cambrian Shield.— Geol. Surv. Can., 1963.
Van Hise Ch. a. Leith C. K. Geology of the Lake Superior Region. Monograph 1, 2. U. S. Geol. surv., Washington, 1911.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие (*Н. П. Семененко*) 3

Глава I. **Осадочно-вулканогенные метаморфические формации и связь с ними полезных ископаемых** (Н. П. Семененко)

Структурное районирование областей развития осадочно-вулканогенных формаций в центральной части Украинского щита . . . 5
Криворожско-Кременчугский синклинорий и зона, обрамляющая его с востока 5
Базавлукский синклинорий 6
Днепровско-Запорожский массив 13
Конкский синклинорий 13
Ореховский и Корсак-Могильский синклинории 17
Возрасты метаморфических формаций центральной части Украинского щита 18
Типы осадочно-вулканогенных метаморфических формаций . . . 23
Ультрабазитовые метаморфические формации 23
Метабазитовые (спилитовые) метаморфические формации . . 25
Кератофиро-лептитовые метаморфические формации . . . 26
Железисто-кремнистые (джеспилитовые) формации 28
Ритмические терригенные метаморфические формации . . . 31
Монотонные сланцево-гнейсовые формации 32
Критерии прогноза поисков полезных ископаемых в осадочно-вулканогенных формациях докембрия 32
Геохимические эпохи и провинции центральной части Украинского щита 34

Глава II. **Геология осадочно-вулканогенных формаций Кременчугского района** (И. Н. Бордунов) 39

Геологическое строение района 39
Тектоника докембрия 40
Стратиграфия 45
Саксаганская метабазитовая серия (спилито-диабазовая формация) 47
Криворожская серия (джеспилитовая формация) . . . 66
Ингулецкая серия (ритмическая формация) 73
Формационный анализ 76
История геологического развития 80

Глава III. **Геология осадочно-вулканогенных формаций Чертомлыкско-Соленовского района** (В. Л. Бойко) 82

Геологическое строение 84
Тектоника района 84
Стратиграфия 89

Нижняя базавлукская серия ($Б_1$) 94
Нижняя сланцево-роговиково-метабазитовая свита ($Б_1^1$) . . 94
Верхняя соленовская кератофиро-метабазитовая свита ($Б_1^2$) 155
Верхняя базавлукская серия ($Б_2$) 165
Нижняя железисто-роговиково-сланцевая свита ($Б_2^1$) . 166
Средняя сланцево-вулканогенная свита ($Б_2^2$) 188
Верхняя соленовская кератофиро-спилитовая свита ($Б_2^3$) . 212
Интрузивные породы 217
Осадочно-вулканогенные формации и связанные с ними полезные ископаемые 224
История геологического развития и абсолютная геохронология . 229

Глава IV. Геология осадочно-вулканогенных формаций Сурского 232 района (А. А. Макухина) 232

Стратиграфия 234
Нижняя базавлукская сурская железисто-кремнисто-метабазитовая) серия 236
Верхняя базавлукская сурская железисто-кремнисто-сланцево-вулканогенная серия 247
Промежуточная ультрабазито-сланцево-вулканогенная свита ($СВ_1$) 247
Вулканогенно-кератофиро-сланцевая свита ($СВ_2$) . . . 258
Железисто-кремнисто-сланцево-вулканогенная свита ($СВ_3$) . . 265
Металлоносность осадочно-вулканогенных формаций 278

Глава V. Геология осадочно-вулканогенных формаций Белозерского района (В. Д. Ладиева) 280

Геологическое строение 282
Тектоника района 286
Стратиграфия 295
Нижняя белозерская железисто-кремнисто-метабазитовая серия (БН) 299
Нижняя метабазитовая свита ($БН_1$) 303
Западная железисто-кремнисто-метабазитовая свита ($БН_2$) 305
Зеленосланцево-порфиритовая свита ($БН_3$) . . . 319
Верхняя белозерская железисто-кремнисто-вулканогенно-сланцевая серия (БВ) 328
Вулканогенно-сланцевая свита ($БВ_1$) 329
Железисто-кремнисто-сланцевая свита ($БВ_2$) 336
Интрузивные породы 360
Формационный анализ 361
Метабазитовая формация 362
Кератофировая туфопесчано-сланцевая формация 365
Железисто-кремнистая (джеспилитовая) формация 365
Ультрабазитовая (интрузивная) формация 367
История формирования района 367

Литература 375

Ціна 80 коп.

ЧЕРНІГІВСЬКА ДУМКА