

Н.В. АКСАМЕНТОВА

**МАФИЧЕСКИЕ ДАЙКИ
КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО
ФУНДАМЕНТА БЕЛАРУСИ**



**НАЦИОНАЛЬНАЯ АКАДЕМИЯ НАУК БЕЛАРУСИ
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ГЕОФИЗИКИ.**

Н.В. АКСАМЕНТОВА

**МАФИЧЕСКИЕ ДАЙКИ
КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО
ФУНДАМЕНТА БЕЛАРУСИ**

**Минск
2005**

Аксаментова Н.В. Мафические дайки кристаллического фундамента Беларуси. – Минск: Институт геохимии и геофизики НАН Беларуси, 2005. – 93 с. ISBN 985-6117-80-1.

Впервые систематизирован материал по геологии и вещественному составу мафических даек кристаллического фундамента Беларуси, уточнено их возрастное и структурное положение; определены особенности петрографического и химического состава пород различных дайковых комплексов; показано значение даек для определения геотектонической обстановки их формирования, диагностики разломов глубинного заложения и зон повышенной эндогенной активности, перспективных на поиски рудных полезных ископаемых.

Книга рассчитана на геологов, петрографов и геохимиков, интересующихся вопросами докембрийского магматизма западной части Восточно-Европейской платформы; она может быть полезна студентам и аспирантам геологической специальности, занимающимся петрологией магматических пород основного состава.

Табл. 12. Ил. 12. Библиогр.: 73 назв.

Научный редактор
А.А. Махнач, академик НАН Беларуси

Рецензенты:
Р.Е. Айзберг,
член-корреспондент НАН Беларуси
Н.В. Веретенников,
кандидат геолого-минералогических наук

ISBN 985-6117-80-1.

© Институт геохимии
и геофизики НАН Беларуси,
2005.

ВВЕДЕНИЕ

Дайковые образования характерны для всех этапов геологического развития земной коры начиная с архея. Они являются постоянными спутниками вулканических и плутонических комплексов и служат хорошими реперами при реконструкции истории развития магматизма, а также несут информацию о разломных зонах и магматических очагах, не вскрытых эрозионным срезом. Нередко дайки являются благоприятными структурами для локализации оруденения, а также индикаторами зон повышенной трещиноватости и эндогенной активности, перспективных на поиски рудных месторождений (Абдуллаев, 1957; Ефремова, 1983). В ряде случаев дайки позволяют оценить глубину эрозионного среза территории на различных этапах геологического развития, что весьма важно при определении перспектив на рудные полезные ископаемые, генетически связанные с магматическими процессами. В некоторых дайках кристаллического фундамента Беларуси выявлены повышенные концентрации ряда элементов (Cr, Ni, Ti, V, P, TR). Это позволяет предполагать соответствующую специализацию исходных магм и возможность накопления рудных элементов в ходе эволюции магматических расплавов.

Породы, которые по структурным особенностям могут диагностироваться как дайковые образования, в кристаллическом фундаменте Беларуси вскрыты редкими и обычно удаленными друг от друга скважинами. Это объясняется тем, что мощность даек обычно не превышает 20–40 м, редко достигая 100–200 м, и при глубоком залегании фундамента (в среднем от 200 до 2000 м) вероятность «попадания» в них скважиной очень мала. По этой же причине дайки не выявляются и геофизическими методами. Даже имея высокую намагниченность, они не проявляются в магнитном поле. Исключение составляют мощные дайки, распространенные на участках сравнительно неглубокого залегания фундамента (Бобовнянский, Микашевичско-Житковичский выступы фундамента). Поэтому в фундаменте Беларуси пока не выявлены пояса (или рои) даек, столь характерные для щитов и областей развития фанерозойского магматизма (Ефремова, 1970; Крутиховская и др., 1976; Индолев, 1979; Берковский, Платунова, 1987; Шаталов, 1986, 1988 и др.).

Из-за слабой изученности даек кристаллического фундамента Беларуси в большинстве случаев отсутствуют четкие критерии для отнесения их к тому или иному магматическому комплексу, недостаточно охарактеризован их минеральный и химический состав, геохимические особенности, не определено место даек в ходе развития докембрийского магматизма региона, их структурная позиция и связь с разломными зонами. В данной работе сделана попытка восполнить эти пробелы. Проведена систематизация имеющихся геологических данных о распространении и вещественном составе

дайковых и гипабиссально-субвулканических образований, изучен керн скважин, вскрывших мафит-ультрамафитовые породы в центральной части Беларуси, изучены дайки, вскрытые Глушковичским и Микашевичским карьерами строительного камня. Петрографическое описание дайковых пород основано на изучении многочисленных шлифов, находящихся в коллекциях лаборатории геологии раннего докембрия Института геохимии и геофизики Национальной академии наук Беларуси (ИГиГ НАН Беларуси) и в Белорусском научно-исследовательском геологоразведочном институте (БелНИГРИ). Для петрохимической характеристики пород использованы результаты 580 силикатных анализов, выполненных в разные годы в различных химических лабораториях (Химические ..., 1988). Сведения о микроэлементном составе пород базируются на данных приближенно-количественного спектрального анализа 830 проб, производившегося ранее в спектральной лаборатории Производственного объединения (ПО) «Центрказгеология» (г. Караганда). Для характеристики химического состава мафит-ультрамафитовых пород использованы также результаты химического и спектрального анализов Центральной лаборатории Республиканского унитарного предприятия (РУП) «Белгеология» и лаборатории физико-химического анализа ИГиГ НАН Беларуси. Обобщение всех названных материалов позволило уточнить возрастную последовательность и вещественный состав дайковых образований, выявить их петрогеохимические особенности, условия формирования, а также показать их значение для более глубокого познания геологического строения и истории развития кристаллического фундамента Беларуси.

Автор выражает искреннюю благодарность академику НАН Беларуси А.А. Махначу, члену-корреспонденту НАН Беларуси Р.Е. Айзбергу, доктору геолого-минералогических наук Г.В. Зиновенко и кандидату геолого-минералогических наук Н.В. Веретенникову за ценные советы и высказанные замечания по рукописи, а также М.М. Жингель, С.А. Бережновой и В.Ф. Винокурову за помощь в оформлении и подготовке рукописи к изданию.

Сокращения и обозначения,
принятые в тексте, таблицах и на рисунках:

скв. – скважина	мас. % – массовые доли оксидов в процентах
гл. – глубина	г/т – содержание микроэлементов в граммах на тонну
обр. – образец	мол. кол. – молекулярное количество
ан. – анализ	ф. е. – формульные единицы

Буквенные обозначения перед номером скважины указывают на ее местонахождение в пределах листов и участков проведения геологосъемочных работ: Б – Барановичского, Гл – Глушковичского, Д – Дрогичинского, Е – Ельского, Жт – Житковичского, К – «Кольцевого объекта», М – Мостовского, Мк – Микашевичского, Р – Радошковичского (Югоийского), Ст – Столбцовского, Сц – Слуцкого, Ш – Шнипкинское, Щ – Щучинского; «в» после номера – скважины в районе Микашевичского карьера.

В таблицах содержания петрогенных оксидов даны в мас. %, содержания микроэлементов – в г/т; прочерк – содержания элементов ниже порога чувствительности метода; пропуск – содержания элементов не определялись или данные отсутствуют; n – число проб.

Сокращенные названия минералов:

Ab – альбит	Fs – ферросилит	Pl – плагиоклаз
Ac – актинолит	Hb – роговая обманка	Q – кварц
Ap – апатит	Hu – гиперстен	Sf – сульфиды
Bt – биотит	Ilm – ильменит	Sph – сфен (титанит)
Chl – хлорит	KFsp – калиевый полевой шпат	Srp – серпентин
Cpx – клинопироксен	Mt – магнетит	Ti-Mt – титаномагнетит
En – энстатит	Ol – оливин	Tr – тремолит
Ep – эпидот	Or – ортоклаз	Wo – волластонит
Fa – фаялит	Orp – ортопироксен	Zr – циркон
Fo – форстерит	Phl – флогопит	

Коэффициенты, используемые в тексте и приведенные в таблицах, вычислялись следующим образом:

$F_{об} = (Fe_2O_3 + FeO + MnO) / (Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO)$, мас. % – общая железистость пород;

$al' = Al_2O_3 / (Fe_2O_3 + FeO + MgO)$, мас. % – коэффициент глиноземистости пород;

$f = 100 \times (Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn) / (Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn + Mg)$, ф. е. – общая железистость минералов;

$FeO^* = 0,9Fe_2O_3 + FeO$, мас. % – суммарное железо в форме FeO;

$mg = MgO / (Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO)$, мас. % – магнезиальность пород.

Глава 1

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ТЕКТОНИЧЕСКОМ РАЙОНИРОВАНИИ
КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА БЕЛАРУСИ И
РАЗМЕЩЕНИИ В НЕМ ДАЙКОВЫХ ПОРОД

Дорифейский кристаллический фундамент территории Беларуси сложен разнообразными по возрасту, составу, степени метаморфизма и происхождению метаморфическими и магматическими породами, реже – относительно слабо измененными вулканогенными и осадочными отложениями. В зависимости от их пространственного размещения фундамент подразделяется на несколько структурных областей (рис. 1), главными из которых являются архейские гранулитовые области – Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс, Брагинский и Витебский гранулитовые массивы, разделяющая их гетерогенная по строению Центрально-Белорусская структурная область и дискордантно наложенный на них раннепротерозойский Осницко-Микашевичский вулканоплутонический пояс (Геология Беларуси, 2001).

БЕЛОРУССКО-ПРИБАЛТИЙСКИЙ ГРАНУЛИТОВЫЙ ПОЯС (его южная часть) протягивается в западной части Беларуси в виде широкой (100–150 км) полосы субмеридионального простирания. Характерной особенностью пояса является чешуйчато-блоковое строение (Аксаментова и др., 1994). Гранулитовые блоки (Белостокский, Щучинский, Ивьевский, Слонимско-Новогрудский, Кореличский) имеют в плане линзовидную или серповидную форму и достигают в длину 80–250 км при ширине от 5 до 30 км. Сложены они метаморфическими породами базит-гранулитового комплекса архея (щучинская серия) – амфиболовыми и амфибол-двупироксеновыми основными кристаллическими сланцами, в значительной степени чарнокитизированными, содержащими редкие прослои и пачки биотитовых и глиноземистых гнейсов. Гранулитовые блоки ограничены разломами глубинного заложения и разделены мощными зонами высокотемпературных бластомилонитов (Волковская, Щарская, Дятловская, Ивацевичская), составляющими около четверти площади гранулитового пояса. Главными типами пород этих зон являются линзокластические, порфирокластические и тонкосланцеватые бластомилониты, обычно в осевых частях зон гранитизированные и превращенные в порфиробластовые гранитогнейсы. Гранулитовый пояс с запада и востока ограничен крутопадающими разломами – Белостокским и Кореличским, секущими его внутреннюю чешуйчато-блоковую структуру. С востока к гранулитовому поясу примыкает узкая (5–15 км) полоса, сложенная «пестрой» по составу рудьянской серией, включающей гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы, основные кристаллические сланцы, амфиболиты, эвлизиты, мраморы, кальцифиры и железистые кварциты, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации и чарнокитизированные.

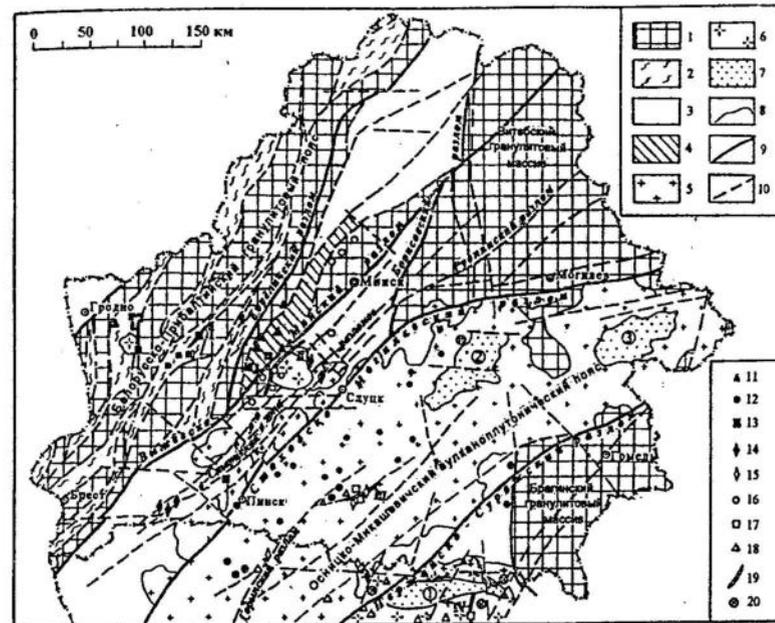


Рис. 1. Схема тектонического районирования кристаллического фундамента Беларуси и размещения в нем мафических даек. 1–7 – структурно-вещественные комплексы и формации: 1 – гранулитовые комплексы, 2 – амфиболит-гнейсовые комплексы, 3 – амфиболит-гнейсовый комплекс (окололовская серия), 4 – диорит-гранодиорит-гранитная формация, 5 – рапакиви-гранитная формация, 6 – молассоидные формации (трахиандезитовая, кварц-аренитовая), выполняющие наложенные впадины (цифры в кружках: 1 – Овручская, 2 – Бобруйская, 3 – Краснопольская); 8 – геологические границы; 9–10 – разломы: 9 – суперрегиональные глубинного заложения, ограничивающие главные тектонические структуры кристаллического фундамента, 10 – прочие; 11–18 – местоположение мафических даек и интрузивных массивов дайкиковых комплексов (мелкие значки – предполагаемое): 11 – русиновского, 12 – волхвинского, 13 – песковского, 14 – аргеловщинского, 15 – нагорновского, 16 – каменецкого, 17 – загорбашского, 18 – калиновского; 19 – крупные дайки: I – Медвиновичская, II – Несвижская, III – Нагорновская, IV – Звиздаль-Залесская; 20 – массивы субщелочных и щелочных габброидов и сиенитов, коагматических трахиандезитам калиновского комплекса и збраньковской свиты.

БРАГИНСКИЙ ГРАНУЛИТОВЫЙ МАССИВ располагается на юго-востоке Беларуси. В его пределах развиты преимущественно однообразные по составу мигматизированные гранат-биотитовые, силлиманит-гранат-биотитовые и биотитовые, иногда кордиерит- и графит-содержащие гнейсы гранулитового комплекса архея (кулажинская серия). Аналогичные породы слагают, вероятно, Витебский гранулитовый массив на северо-востоке Беларуси, а также ряд приподнятых блоков фундамента в ее центральной части.

ЦЕНТРАЛЬНО-БЕЛОРУССКАЯ СТРУКТУРНАЯ ОБЛАСТЬ располагается между названными гранулитовыми областями, от которых отделяется Кореличским и Выжевским разломами на западе и Борисовским и Василевичским на востоке. Она имеет сложное гетерогенное внутреннее строение. Стратифицированные образования здесь представлены биотитовыми, амфибол-биотитовыми, биотит-амфиболовыми гнейсами и амфиболитами нерасчлененного амфиболит-гнейсового комплекса верхнего архея, а также различными по составу метасадочными и метавулканическими породами околловской серии верхнего архея (?). В ее центральной части прослеживается крупный вытянутый в северо-восточном направлении Минский гранулитовый блок.

В отличие от гранулитовых областей, в Центрально-Белорусской области все породы имеют меньшую степень регионального метаморфизма (амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фации), а встречающиеся гранулиты в большинстве случаев диафортированы. Гнейсы и диафортиты по гранулитам интенсивно мигматизированы, нередко превращены в бесструктурные поля гранитогнейсов и гранитоидов, совместно с которыми слагают почти всю площадь данной структурной области. Околловская серия распространена лишь в ее западной части в пределах одноименной грабен-синклинали, протягивающейся параллельно восточной границе гранулитового пояса на расстояние 180 км при максимальной ширине 30 км. Серия обычно подразделяется на три свиты (Стасевич и др., 1971; Решения ..., 1983): гуменовщанскую, представленную биотитовыми, биотит-амфиболовыми плагигнейсами и амфиболитами, шашковскую, сложенную биотит-куммингтонитовыми, роговообманковыми, гранат-биотитовыми микрогнейсами и сланцами с пластами и пачками магнетитовых кварцитов, и яченскую, включающую биотитовые, амфибол-биотитовые, гранат-биотитовые микрогнейсы. Характерной особенностью строения Центрально-Белорусской структурной области является широкое развитие разломов северо-восточного простирания, расчленяющих ее на ряд узких блоков или зон. Крупнейшими разломами являются Минский, Заславльский, Бегомльский, а также серия разломов Старицкой зоны.

ОСНИЦКО-МИКАШЕВИЧСКИЙ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС протягивается широкой (100–150 км) полосой с северо-запада Украинского щита до восточной границы Беларуси. Длина его составляет 650 км. Пояс сложен разнообразными по составу и происхождению плутовыми и вулканическими образованиями нижнего протерозоя, преобладающими среди которых являются гранитоиды микашевичского комплекса. Помимо них здесь в небольшом объеме распространены метадиабазы и метагабброиды волхвинского комплекса, образовавшиеся до гранитоидов, а также умеренно кислые вулканы кожановичской свиты, рапакивидные граниты житковичского, оливниновые долериты нагорновского, аляскиты березинского, субщелочные долериты загорбашского и трахидолериты калинов-

ского комплексов, возникшие позже гранитоидов. Еще более редкими являются осадочные образования – слюдястые сланцы и кварциты люденевичской свиты и кварцитовидные песчаники белевской свиты. Пояс с юга ограничен Пержанско-Суражским разломом. Северная граница неровная, осложнена разломами северо-восточного и субширотного направления – Стоходско-Могилевским, Старицким, Бельничским и др. Параллельно им внутри пояса прослеживается ряд крупных разломов – Горынский, Туровско-Мальинский, Нагорновский, Кричевский и др. В восточной части пояса на гранитоидах залегают эффузивные и осадочные породы нижнего протерозоя – рифея, выполняющие наложенные Бобруйскую и Краснопольскую впадины.

Дайковые породы, являющиеся одной из форм проявления магматизма, обычно сопровождают формирование вулканогенных толщ и становление плутонов, поэтому присутствие их можно ожидать во всех структурных зонах, где имеются такие магматические образования. На территории Беларуси наиболее ранними были проявления толетитового магматизма на площади, отвечающей Белорусско-Прибалтийскому гранулитовому поясу. Предполагается, что они были представлены лавами, накапливающимися в подводных условиях. Не исключено, что среди них были силловые залежи и дайки, но из-за глубокого метаморфизма, превратившего все породы в однообразные кристаллические сланцы, и интенсивной дислоцированности выделение их трудно осуществимо. То же, по-видимому, можно сказать и о метаморфизованных основных породах амфиболит-гнейсового комплекса, превращенных в амфиболиты и амфиболовые гнейсы без каких-либо реликтов первичных магматических структур. И лишь среди менее метаморфизованных образований околловской серии возможно выявление дайкообразных тел, гипабиссальных массивов и силлов основных пород. Большинство же достоверно диагностируемых мафических даек имеют более молодой возраст, не подвержены региональному метаморфизму и связаны с разломами раннепротерозойского заложения.

Кислый (гранитоидный) магматизм, широко проявившийся как в архее, так и в раннем протерозое, как правило, не сопровождался образованием дайковых серий. Так, гранитоиды эндербит-чарнокитового и мигматит-гранитного комплексов формировались в результате ультраметаморфической переработки пород гранулитовых и амфиболит-гнейсовых толщ, а возникавшие при этом в сравнительно небольших объемах расплавы образовывали послойные инъекции и маломощные прожилки неправильной формы. Гранитоидные массивы почти всех известных в кристаллическом фундаменте магматических комплексов относятся либо к глубинным субавтохтонным образованиям (осоловский, жуховичский, микашевичский, выгоновский комплексы), либо к интрузивным (аллохтонным) глубоко-эродированным (бобовнянский и житковичский комплексы). Они

также не сопровождаются дайками, за исключением редких прожилков мелкозернистых аплитовидных гранитов, которые по своей морфологии не могут причисляться к дайкам, т. е. «крутопадающим пластинообразным телам, ограниченными параллельными стенками и имеющим большую протяженность по простиранию и падению при относительно небольшой мощности» (Геологический словарь, 1973, с. 205). И только с наиболее поздним малоглубинным березинским комплексом аляскитов было связано формирование типичных трещинных интрузий гранит-порфиров и риолитов. Кроме них известны единичные субвулканические и дайкообразные тела кислого и среднего состава, связанные с проявлениями раннепротерозойского наземного вулканизма в пределах Осницко-Микашевичского пояса. Как те, так и другие были подробно описаны ранее (Аксаментова, 2002; Аксаментова, Левый, 2003).

Сведения о мафических дайках, изучавшихся разными исследователями (А.М. Пап, А.Б. Черняховский, И.П. Бордон, И.Ф. Дубинин, А.И. Стасевич, А.К. Васильев, В.В. Левчич, В.А. Дзыгарь, В.Н. Горбунов, М.Г. Левый, И.В. Найденков и др.) попутно при проведении геолого-съёмочных и научно-исследовательских работ, рассредоточены по многочисленным геологическим отчетам производственных и научных организаций, а также имеются в ряде работ, касающихся геологии кристаллического фундамента Беларуси в целом (Железорудные ..., 1974; Доминиковский, Доминиковская, 1978; Пап, 1996; Геология Беларуси, 2001) или отдельных его частей (Аксаментова, 2002). Специально дайковым породам посвящены единичные статьи, в которых приводится характеристика только даек, распространенных в пределах Микашевичско-Житковичского выступа (Воскресенская, 1973; Черняховский, Пап, 1973; Черняховский, 1975; Аксаментова, Ганзеева, 1976; Аксаментова, Левый, 1985). Обобщающей же работы, в которой были бы сосредоточены сведения о вещественном составе всех известных в кристаллическом фундаменте даек, об их возрастном и структурном положении, о возможной морфологии и условиях формирования, до настоящего времени в Беларуси не было.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДАЙКОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Предыдущими исследованиями в зависимости от петрографического состава пород, их геохимических особенностей и возраста в кристаллическом фундаменте Беларуси было выделено несколько магматических комплексов, в состав которых входят мафические дайки: русиновский, песковский, волхвинский, аргеловщинский, нагорновский, каменецкий и загорбашский. Причем в ряде комплексов дайки ассоциируют и генетически тесно связаны с более глубинными магматическими породами (габброидами, ультрабазитами), а выводы об условиях их формирования и структурной позиции могут быть получены лишь при совместном рассмотрении тех и других пород. Помимо названных комплексов на юге Беларуси выявлены дайки, синхронные с проявлениями наземного щелочно-базитового вулканизма на севере Украинского щита, объединенные в калиновский комплекс. Поскольку базитовый вулканизм на территории Беларуси происходил и позже – в венде, девоне, естественно предположить наличие в кристаллическом фундаменте подводящих каналов в виде даек и трещинных интрузий, но пока такие образования не были встречены. Возможно, они погребены под толщами эффузивных пород, но в этих районах скважины не достигали фундамента. Породы всех выявленных дайковых комплексов, за исключением загорбашского и калиновского, испытали влияние гранитоидного магматизма, наиболее поздние проявления которого на территории Беларуси относятся к концу раннего протерозоя. Это определяет верхнюю возрастную границу рассматриваемых дайковых образований.

РУСИНОВСКИЙ КОМПЛЕКС

Русиновский комплекс представлен метаморфизованными в условиях эпидот-амфиболитовой фации диабазами, габброидами и ультрамафическими породами, слагающими дайки, согласные силловые залежи и небольшие субизометричные массивы среди пород околоской серии и амфиболит-гнейсового комплекса преимущественно в центральной части Беларуси. Название комплекса было дано А.И. Стасевичем в 1973 г. по массиву габброидов, вскрытых скв. Щ 5 в районе д. Русиновцы в Щучинском районе на западе Беларуси, хотя впоследствии к комплексу относились лишь метагабброиды, локализующиеся преимущественно в пределах Околоской грабен-синклинали (Железорудные ..., 1974).

ВОЗРАСТНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ русиновского комплекса точно не установлено. Приуроченность метабазитов к площади распространения пород околоской серии, сходство минеральных парагенезисов и характера метаморфизма тех и других позволяют предполагать, что

становление русиновского комплекса происходило субсинхронно с формированием околловской серии. Возраст близких по геологическому положению, минеральному составу и степени метаморфизма пород тетеревской серии Волынского блока Украинского щита древнее 2450 ± 35 млн лет, что обосновывается временем внедрения в них даек метапорфиритов (Верхогляд, Скобелев, 1995).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА. Судя по структурным особенностям пород, относимых к русиновскому комплексу, преобладающими среди них являются метагабброиды. Но условия залегания и малая мощность образуемых ими тел позволяют предполагать их принадлежность к образованиям типа силлов или согласных даек. В некоторых из них различимы реликтовые офитовые структуры, свидетельствующие о гипабиссальных условиях их формирования. Широко распространены также породы, которые могут трактоваться как диабазы (метадиабазы, аподиабазовые амфиболиты). Вероятно, во многих случаях они принимаются за метаморфизованные основные вулканы в составе околловской серии. Типичные породы комплекса – аподиабазовые амфиболиты, амфиболовые метагаббро, горнблендиты (актинолититы) – вскрываются скв. Ст 12, 22, 105, 110, 140, 161, Ст бп, Сц 55кс и др. в пределах площади распространения околловской серии, а также скв. Щ 5 в Волковыской зоне среди пород спушанской толщи (Доминиковский, Доминиковская, 1978). Возможно, к комплексу относятся (на основании общности химического состава) слабо измененные габбро-нориты, вскрытые скв. Ст 8 в непосредственной близости от западной границы Околловской грабен-синклинали.

Аподиабазовые амфиболиты (скв. Ст 105, 110 и др.) – зеленовато-серые породы, сланцеватые, реже массивные, состоящие из роговой обманки и плагиоклаза примерно в равных количествах. Роговая обманка представлена призматическими и удлинненно-призматическими кристаллами длиной 0,3–1,5 мм, иногда до 3,0 мм, слабо плеохроирующими от светлого желтовато-зеленого цвета по Ng до бледно-желтого с зеленоватым оттенком по Nr. Плагиоклаз встречается в виде реликтовых кристаллов таблитчатой и широко таблитчатой формы размером до 1,5–3,0 мм. Акцессорные минералы представлены гроздевидными скоплениями (до 5 мм) мелких (0,05–0,15 мм) зерен сфена и единичными зернами окисленного магнетита. Породы в большинстве случаев рассланцованы, что сопровождается интенсивной грануляцией плагиоклаза и роговой обманки, которые превращаются в линзовидно вытянутые тонкозернистые агрегаты неправильно-субизометричных или удлинненных зерен. Структура таких пород гранонематобластовая, иногда с элементами реликтовой офитовой, текстура тонкосланцеватая, часто линзовидно-полосчатая.

Амфиболовые (актинолитизированные) метагаббро (скв. Ст 12, 22, 161, Ст бп, Щ 5 и др.) представляют собой темно-серые, обычно с зеленоватым оттенком средне- или крупнозернистые породы, неоднород-

ные по составу и текстуре. Главными породообразующими минералами в них являются плагиоклаз (20–55 %) и светлый амфибол актинолитового ряда (45–75 %), второстепенными – биотит (1–2 %) и кварц (0,2–0,3 %). Акцессорные минералы представлены магнетитом (0,5–4,0 %), сфеном, апатитом. Плагиоклаз образует различные по форме и размерам зерна, чаще субизометричные или угловатые, величиной 0,5–1,5 мм, слагающие участки или гнезда среди скоплений амфибола, а также таблитчатые и призматические кристаллы размером от 0,8–2,5 до 3,5–4,5 мм, редко до 5–6 мм. Плагиоклаз часто серицитизирован, иногда содержит мелкие включения амфибола или пылевидную вкрапленность рудного минерала. Амфибол – светлая голубовато-зеленая роговая обманка (Ng – светлая сине-зеленая, Nr – светлая зеленовато-желтая, светло-желтая; $2V=78-86^\circ$; $c:Ng=12-19^\circ$; $Ng-Nr=0,021-0,025$), образующая зерна субизометричной или угловатой формы размером 0,2–1,2 мм, в массе которых беспорядочно разбросаны более крупные (до 1,5–3,5 мм) коротко- и длиннопризматические зерна, содержащие включения кварца, плагиоклаза и магнетита и в той или иной степени замещенные биотитом. Иногда по роговой обманке развивается бесцветный амфибол типа тремолита. К скоплениям амфибола часто приурочены округлые или неправильной формы зерна кварца. Структура пород среднезернистая гранонематобластовая, по-видимому, реликтовая аллотриоморфно-зернистая (габбровая), иногда с элементами офитовой; текстура массивная.

Горнблендиты (скв. Ст 12, 22, Щ 5, Сц 55кс) – это меланократовые породы темного зеленовато-черного цвета, тонкосланцеватые или массивные, сложенные преимущественно амфиболом (70–95 %) с небольшой примесью плагиоклаза (3–10 %), иногда – биотита (2–15 %). В акцессорных количествах в них присутствуют магнетит (0–3 %), кварц (1–5 %), сфен. Амфибол представлен маложелезистой ($f=0,28$) сине-зеленой роговой обманкой актинолитового ряда, плеохроирующей от светлого синевато-зеленого цвета по Ng до бледно-желтого по Nr, с оптическими характеристиками: $-2V=72-78^\circ$; $c:Ng=15-17^\circ$; $Ng=1,664$; $Nr=1,635-1,640$; $Ng-Nr=0,024$. Роговая обманка образует мелкие (0,3–1,0 мм) призматические и неправильной формы зерна и более редкие крупные (до 3–6 мм) субизометричные и неправильно-призматические кристаллы, обычно с неровными ограничениями, многочисленными мелкими (0,03–0,10 мм) округлыми включениями кварца, апатита, иногда сфена. Характерны взаимные прорастания зерен, наличие в более крупных зернах вростков бесцветного амфибола, очевидно, тремолита. Плагиоклаз присутствует в виде мелких (0,7–1,5 мм) субизометричных округлых или слабоудлинненных угловатых зерен, нечетко сдвоенных, часто серицитизированных; образует небольшие скопления среди амфибола. Биотит мелкошуйчатый желтовато-зеленого цвета, располагается узкими полосами, вероятно, в зонах рассланцевания; интенсивно хлоритизирован. Структура пород нематогранобластовая или аллотриоморфно-зернистая.

Габбро-нориты (скв. Ст 8) – темно-зеленовато-серые плотные массивные породы, сложенные плагиоклазом (30–65%), ромбическим и моноклинным пироксенами (35–50%), амфиболом (5–10%) и небольшим количеством биотита (до 2%), рудных минералов (1–3%), редкими зернами апатита и сфена. Плагиоклаз (лабрадор № 50–60) образует субизометричные округлые или таблитчатые зерна размером 1–2 мм, а также призматические кристаллы длиной 2,5–4,0 мм, редко до 5–6 мм, сдвойникованные по альбитовому, реже аклиновому законам. Часто плагиоклазы имеют волнистое угасание, при этом двойниковое строение в них отсутствует.

Ромбический пироксен (гиперстен состава $En_{34}Fs_{44}Wo_3$; $f=0,45$, показатели преломления: $Ng=1,715$; $Np=1,700$) представлен субпараллельно ориентированными призматическими и удлинено-призматическими, часто изогнутыми кристаллами размером от 0,5–1,5 до 5,5 мм, плеохроирующими от светло-серого (по Ng) до бледно-розового (по Np) цвета; содержит многочисленные мелкие включения рудного минерала, по краям замещается мелкими зернами роговой обманки. Моноклинный пироксен встречается в виде таблитчатых и неправильных субизометричных зерен с извилистыми контурами размером 1,0–2,8 мм и в виде субпараллельно ориентированных длиннопризматических кристаллов длиной до 2–4 мм. Часто встречаются скопления, сложенные мелкими (0,1–0,3 мм) субизометричными зернами, образовавшимися, очевидно, при дроблении более крупных зерен. По оптическим свойствам и химическому составу ($2V=+50-54^\circ$; $c:Ng=42-44^\circ$; $En_{38}Fs_{29}Wo_{33}$; $f=0,43$) клинопироксен относится к малокальциевому авгиту. Амфибол представлен двумя разновидностями: желтовато-зеленой роговой обманкой, образующей прерывистые каемки вокруг зерен пироксена, и светло-голубовато-зеленым амфиболом актинолитового ряда в виде крупных (до 5–7 мм) агрегатов волокнистых или игольчатых кристаллов, частично или полностью замещающих пироксены. В последнем случае породы приобретают облик амфиболового габбро, сходного с описанными выше породами. Структура пород габбровая, участками с элементами офитовой, часто катакlastическая.

В целом для русиновского комплекса характерны породы, подвергшиеся амфиболитизации, в которых не сохранились (возможно, за редким исключением) первичные минералы. Амфиболы представлены сине-зеленой роговой обманкой и бледно-зеленым или почти бесцветным амфиболом тремолит-актинолитового ряда, которые свойственны породам, претерпевшим метаморфизм в условиях низкотемпературной ступени эпидот-амфиболитовой фации или в зеленосланцевой фации. Это отличает их от вмещающих сланцев и микрогнейсов околоской серии, метаморфизованных в условиях низкой ступени амфиболитовой фации и в эпидот-амфиболитовой фации. Вместе с тем породы русиновского комплекса, как и околоской серии, подверглись рассланцеванию, что свидетельствует о принадлежности их к

доскладчатым или соскладчатым образованиям, формирование которых, по-видимому, не было существенно оторвано во времени от накопления околоской серии.

ПЕСКОВСКИЙ КОМПЛЕКС

Песковский интрузивный комплекс был выделен в 1966 г. В.И. Пастюкевичем, А.Д. Семенюком и Г.Н. Васильевой на территории Щучинского листа, где к нему были отнесены метагабброиды, вскрытые скв. Щ 35, 37, и метадиабазы из скв. Щ 38, пробуренной у д. Пески. Г.Г. Доминиковский в 1972 г. отнес к песковскому комплексу только метадиабазы. В 1974 г. А.М. Пап в состав комплекса условно включил габбро-диабазы, вскрытые скв. 3-профильная (3 Пр) в пределах Дятловской blastомилонитовой зоны, а А.К. Васильев – различные диабазы, габбро-диабазы и их метаморфизованные разности, вскрытые скважинами М 158, 188, 190 и Шн 7 на Мостовском участке. Последние по минеральному и химическому составу совершенно не похожи на метадиабазы из скв. Щ 38. Тем не менее именно они большинством исследователей относятся теперь к песковскому комплексу. Однако до настоящего времени ни его объем, ни возрастное положение точно не установлены. Считается, что породы песковского комплекса развиты преимущественно в западной части Беларуси, где образуют дайки и небольшие массивы, тяготеющие к зонам разломов (Щучинский, Дятловский и др.). Аналогичные по минеральному и химическому составу породы вскрыты единичными скважинами также в юго-западной (скв. Д 19) и центральной (скв. Б 1, Б 32п) частях Беларуси.

ВОЗРАСТНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ комплекса определяется тем, что дайки (скв. Б 1, Б 32п) прорывают гранитизированные гнейсы архея и породы околоской серии и не встречаются среди наиболее молодых гранитов бобовнянского комплекса. Верхняя возрастная граница датируется калий-аргоновым методом в 1885–1950 млн лет (определения Ю.М. Гармашева для диабазов скв. 3 Пр, БелНИГРИ, 1974 г.), что отражает, очевидно, время наиболее позднего преобразования пород. Судя по интенсивному, иногда локальному (скв. 3 Пр), рассланцеванию пород с преобразованием их в амфиболиты, а в ряде мест их мигматизации (скв. М 190), внедрение даек песковского комплекса, по-видимому, предшествовало процессам высокотемпературной blastомилонитизации, широко проявившейся в пределах Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса в конце архея – начале протерозоя.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА. Согласно имеющимся материалам, типичными представителями песковского комплекса могут считаться гипабиссальные магматические породы основного состава – долериты и габбро-долериты кайнотипного облика с характерными офитовыми структурами, а также частично или полностью амфиболитизированные их разности (метадиабазы, метагаббро-диабазы) и сланцеватые аподиабазовые амфиболиты, часто без реликтов первичных структур. Принадлежность последних к песковскому комп-

лексу устанавливается на основании их пространственной ассоциации со слабо измененными долеритами, по наличию с ними постепенных переходов, а также общности их петрогеохимических особенностей.

Долериты и габбро-долериты – породы зеленовато-черного цвета, массивные, мелко- и среднезернистые. Состоят они из плагиоклаза (30–55 %), моноклинного (20–40 %) и ромбического (0–30 %) пироксенов, амфибола (5–10 %, в амфиболизированных разностях до 60 %), биотита (1–5 %), рудных минералов – магнетита, титаномагнетита (0,5–8,0 %), сульфидов (0,5–3,0 %), кварца (0–5 %), апатита, сфена.

Плагиоклаз образует таблитчатые кристаллы и лейсты, размеры и форма которых различны в разных породах: в долеритах это преимущественно беспорядочно расположенные лейсты длиной от 0,5–1,3 до 2–3 мм, иногда до 5,5 мм, в габбро-долеритах преобладают таблитчатые и короткотаблитчатые кристаллы величиной 1–3 мм, редко до 5 мм. Характерны тонкие полисинтетические и простые двойники, иногда с нечеткими, расплывчатыми границами. В породах, не подвергшихся вторичным изменениям, плагиоклаз содержит обильные пылевидные включения рудного минерала.

Ромбический пироксен представлен чаще всего идиоморфными призматическими кристаллами длиной 0,2–2,0 мм, в которых по трещинам иногда развит бурый вторичный минерал типа боулингита. Характерно присутствие единичных крупных (до 5–7 мм) округло-призматических зерен ромбического пироксена, замутненных пылеватым рудным веществом и обладающих четко проявленным плеохроизмом от бледного сероватого цвета по Ng до розового по Nr. Моноклинный пироксен присутствует в виде субизометричных и короткопризматических кристаллов размером до 2,0 мм или ксеноморфных зерен в угловатых промежутках между лейстами плагиоклаза; содержит включения зерен рудного минерала, иногда мелкие (0,1–0,2 мм) вроски ромбического пироксена. Пироксены нередко частично или полностью амфиболизированы.

Амфиболы относятся к трем разновидностям: 1) желтовато-зеленой роговой обманке, образующей мелкие (до 1 мм) субизометричные зерна, развивающиеся в виде непрерывных каемок вокруг пироксенов; 2) светлому голубовато-зеленому амфиболу типа актинолита, представленному крупными (0,5–4,0 мм) зернами призматической и неправильной формы; 3) бесцветному амфиболу с высоким дву-преломлением, очевидно тремолиту, развивающемуся пятнами в актинолите или в виде тонкозернистых агрегатов среди зерен пироксенов и роговой обманки.

Биотит представлен мелкими (0,2–0,7 мм, редко до 1,5–2,0 мм) чешуйками, плексующими от ярко-коричневого до светло-желтого цвета. Изредка встречаются агрегаты субпараллельно ориентированных чешуек. В большинстве случаев биотит развивается по роговой обманке, образуя прерывистые оторочки вокруг зерен. Наиболее крупные чешуи биотита нередко содержат включения

роговой обманки. Часто биотит окаймляет и зерна рудного минерала, мелкие включения которого постоянно встречаются в биотите.

Рудные минералы образуют неправильные, часто весьма прихотливой формы зерна размером 0,2–2,5 мм, обычно ассоциирующие с роговой обманкой, отдельные зерна которой иногда содержат многочисленные мелкие включения рудного минерала. Кварц – преимущественно мелкие (0,1–0,2 мм) округлые вроски в роговой обманке; реже он образует ксеноморфные выделения размером до 0,3–0,5 мм среди зерен цветных минералов. Иногда наблюдаются небольшие гранобластовые агрегаты мелких зерен.

Структура долеритов офитовая, участками пойкилоофитовая, в габбро-долеритах – габбро-офитовая, переходная к габбровой, текстура массивная.

Характерной чертой песковского комплекса является присутствие в его составе как массивных пород кайнотипного облика с хорошей сохранностью первичных минералов и структур, так и мигматизированных или полностью амфиболизированных разностей, превращенных в мелкозернистые сланцеватые амфиболиты. Наличие постепенных переходов между массивными и измененными породами свидетельствует о связи процесса амфиболизации с локальными плоскостями рассланцевания в пределах зон разломов.

ВОЛХВИНСКИЙ КОМПЛЕКС

Волхвинский комплекс распространен в южной части Беларуси и включает метадиабазы, метагаббро-диабазы, метагабброиды и горнблендиты, слагающие дайки среди гнейсов кулажинской серии, а также встречающиеся в виде реликтов (ксенолитов, останцов) дайкообразных тел в гранитоидах нижнепротерозойского микашевичского комплекса.

В самостоятельный комплекс, названный волхвинским (по р. Волхва, в 3–5 км к востоку от г. Микашевичи, Брестская область), эти породы были выделены в 1981 г. (Аксаментова, 1981). Наиболее полно они представлены в центральной части Микашевичско-Житковичского выступа, где вскрыты крупным карьером по добыче строительных материалов и многочисленными буровыми скважинами. Близкие к ним по составу метадиабазы встречаются в виде ксенолитов среди гранитоидов и на Бобовнянском погребенном выступе в центральной части Беларуси.

В пределах Микашевичско-Житковичского выступа дайки, прорывающие гнейсы, имеют субширотное простирание (рис. 2). Их мощность обычно не превышает 10–30 м, а длина – первые сотни метров. Ксенолиты и останцы метадиабазов в гранитоидах локализируются в пределах полос, располагающихся на продолжении этих даек, трассируя первоначальное положение дайковых тел. В целом намечается дайковый пояс субширотного простирания, прослеживаемый по данным бурения на 25 км. Ксенолиты и останцы метадиабазов имеют

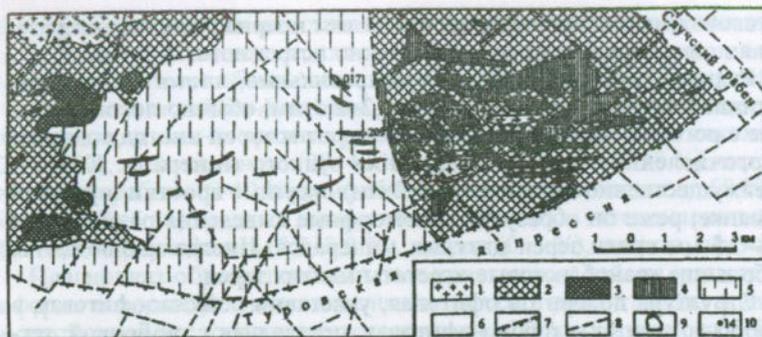


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Микашевичского горста. 1–3 – микашевичский диорит-гранодиорит-гранитный комплекс (1 – граниты, 2 – гранодиориты, 3 – диориты) и 4 – волхвинский дайковый комплекс (метадиабазы, метагаббро-диабазы, метагаббро) нижнего протерозоя; 5 – гнейсово-гранулитовый комплекс архея (кулажинская серия); 6 – область глубокого залегания кристаллического фундамента; 7–8 – разломы: 7 – ограничивающие Микашевичский горст, 8 – прочие; 9 – контур Микашевичского карьера; 10 – местоположение и номера некоторых буровых скважин, вскрывших метабазиты.

различную величину и форму – от мелких (2–5 до 30–50 см) угловатых или округлых обломков до крупных глыб и пластообразных тел мощностью 10–25 м и более. Последние имеют довольно крутое падение (45–85°) и протягиваются, судя по магнитным аномалиям, в широтном направлении на расстояние до нескольких сотен метров и первых километров. Мелкие ксенолиты нередко также имеют полосовидное распределение, что позволяет рассматривать их в качестве фрагментов некогда единых дайкообразных тел. Контакты метадиабазов с гранитоидами обычно неровные, резкие, но наблюдаются и постепенные переходы к среднезернистым кварцевым диоритам через зону порфиروبластических пород.

В пределах Бобовнянского выступа метадиабазы встречаются среди рассланцованных диоритов и гранодиоритов в виде мелких (от 4–7 см до 0,1–1,0 м, реже до 6,0–7,5 м) ксенолитов, имеющих резкие контакты или постепенные переходы с вмещающими породами. В отличие от метадиабазов Микашевичско-Житковичского выступа, они интенсивно рассланцованы и превращены в различные аподиабазовые сланцы.

ВОЗРАСТ волхвинского комплекса определяется его положением между гнейсами кулажинской серии архея (2950–2850 млн лет; Найденков и др., 1994) и гранитоидами микашевичского комплекса (1950±15 млн лет; Щербак и др., 1990). Аналогичные породы на Украинском щите прорывают гнейсы тетеревской серии и входят в состав клесовской серии. Время метаморфизма метадиабазов оценивается как 2100–2000 млн лет назад (Геохронологическая ..., 1989).

Таким образом, внедрение даек волхвинского комплекса произошло, вероятнее всего, в интервале 2200–2100 млн лет назад.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА. По минеральному составу и структурным особенностям различаются метадиабазы, метагаббро-диабазы, метагабброиды, горнблендиты и аподиабазовые амфиболсодержащие биотитовые, амфибол-биотитовые и др. сланцы. Среди метадиабазов и метагаббро-диабазов выделяются два типа: призматически-офитовые магнетитсодержащие и офитовые безмагнетитовые. Аподиабазовые сланцы Бобовнянского выступа также представлены двумя типами, различающимися по содержанию магнетита и структурным особенностям. В связи с аллохтонным залеганием пород в виде ксенолитов в гранитоидах непосредственные контакты между этими типами метабазитов отсутствуют и об их возрастных соотношениях можно судить лишь по аналогии с близкими по составу породами смежной территории Украинского щита.

Призматически-офитовые метадиабазы и метагаббро-диабазы – это массивные темно-серые, почти черные породы, состоящие из беспорядочно ориентированных мелких (обычно 0,5–1,5 мм) призматических кристаллов и лейст андезина № 30–38 (45–55 %) и равновеликих короткопризматических или неправильной формы зерен роговой обманки (30–40 %), плеохроирующей от сине-зеленого цвета по Ng до светлого желтовато-зеленого по Nr. Среди скоплений амфибола иногда сохраняются реликты бесцветного моноклинного пироксена, химический состав которого отвечает салиту (Fo₃₂Fs₂₁Wo₄₇) – минералу, характерному для гипабиссальных пород, образовавшихся за счет базальтовых магм повышенной щелочности (Дир и др., 1965). С амфиболом обычно ассоциирует эпидот (2–5 %). Акцессорные минералы представлены магнетитом (2,0–2,5 %), апатитом, сфеном, пиритом, вторичные – биотитом, серицитом, лейкоксеном, микроклином, кварцем.

Структура пород реликтовая призматически-офитовая, переходящая нередко в призматически-зернистую, текстура массивная. По степени кристалличности среди метадиабазов выделяются тонко-, мелко- и среднезернистые разновидности с размерами зерен породообразующих минералов соответственно 0,1–0,5; 0,5–1,5 и 1,5–3,0 мм. Тонкозернистые метадиабазы слагают, как правило, маломощные тела, тогда как в более крупных преобладают мелко- и среднезернистые разности. Преимущественно распространены афировые метадиабазы, хотя изредка встречаются и порфировые разности, содержащие удлиненно-призматические вкрапленники зонального плагиоклаза размером 1–5 мм, составляющие около 5–15 % объема породы.

Офитовые безмагнетитовые метадиабазы встречаются значительно реже, обычно в виде мелких (3–10 см), редко крупных (1–2 м) ксенолитов, разбитых трещинами и пронизанных многочисленными тонкими

гранитными прожилками. Отличительной особенностью их, помимо отсутствия магнетита, является зеленовато-серая окраска и более высокое содержание амфибола (45–55 %), представленного светлоокрашенной голубовато-зеленой высокомагнезиальной роговой обманкой. Она образует скопления (до 5 мм), четко выделяющиеся на сером фоне породы и придающие ей пятнистый облик. Среди аксессуарных минералов преобладают апатит, сфен и пирит. Структура пород реликтовая офитовая, пойкилоофитовая, призматически-зернистая, преимущественно тонкозернистая, текстура массивная.

Метагабброиды также подразделяются на магнетитсодержащие и безмагнетитовые. Главными породообразующими минералами первых являются плагиоклаз № 30–35 и зеленая роговая обманка, которые образуют короткопризматические или субизометричные кристаллы размером 3–6 мм или скопления мелких зерен. Характерно присутствие эпидота (до 5–7 %). Изредка встречаются реликты моноклинного пироксена. Аксессуарные минералы представлены апатитом, магнетитом, сфеном, пиритом, ассоциирующими обычно с роговой обманкой, которая частично замещена актинолитом и буровато-зеленым биотитом. Структура пород средне- и крупнозернистая реликтовая аллотриоморфно-зернистая. Безмагнетитовые метагабброиды состоят из крупных (5–10 мм) зерен неправильной формы зонального полисинтетически тонко сдвойникового плагиоклаза или агрегатов более мелких призматических кристаллов плагиоклаза и субизометричных зерен светлого голубовато-зеленого амфибола. В аксессуарных количествах присутствуют апатит, сфен и пирит. Структура пород реликтовая аллотриоморфно-зернистая, участками пойкилитовая, текстура массивная.

Горнблендиты образованы короткопризматическими кристаллами амфибола, в ингерстициях между которыми присутствует небольшое количество плагиоклаза. Структура пород аллотриоморфно-зернистая, от мелко- до крупнозернистой.

Безмагнетитовые амфиболсодержащие биотитовые сланцы, встречающиеся на Бобовнянском выступе, имеют мелкобластическую структуру, обусловленную присутствием округлых, субизометричных, иногда неправильно-призматических зерен плагиоклаза размером 0,5–1,0 мм, редко до 2,5–3,0 мм, обладающих облачно-зональным угасанием и обычно лишенных двойникового строения. Сложные полисинтетические двойники наблюдаются лишь в более крупных зернах плагиоклаза, состав которых отвечает андезину № 35. Промежутки между плагиоклазовыми зернами заполнены мелкочешуйчатым (0,1–0,7 мм) зеленовато-бурным биотитом (до 30 % объема породы), часто совместно с эпидотом, иногда с голубовато-зеленой роговой обманкой, представленной неправильными зернами величиной до 1,0 мм или их реликтами. Аксессуарные минералы – апатит, магнетит, часто с каемками сфена, сфен, ассоциирующий с биотитом и эпидотом, полностью разложенный ортит, окруженный каемками

эпидота. Структура пород мелкобластическая равномерно-зернистая. Изредка в основной массе встречаются единичные неправильные и призматические зерна плагиоклаза размером до 5–6 мм с четким многозональным строением. Возможно, первоначально породы имели порфириковую структуру, а основная масса была более тонкозернистой и приобрела бластическую структуру в результате плагиобластеза.

Магнетитсодержащие аподиабазовые сланцы состоят из субпараллельно ориентированных неправильно-призматических, иногда округлых нечетко зональных зерен плагиоклаза размером от 0,2–0,5 до 1,5 мм и равновеликих зерен амфибола, плеохроирующего от темного зеленовато-голубого цвета по Ng до светлого серовато-желтого по Nr. Амфибол наполовину или полностью замещен серовато-бурным биотитом, образующим чешуйки величиной 0,5–1,0 мм, ориентированные параллельно гнейсоватости пород. Характерно обилие магнетита (до 5 %) в виде неправильных и изометричных (кубических) зерен величиной до 0,7–1,0 мм, иногда окруженных каемками сфена. Сфен образует и многочисленные самостоятельные зерна размером 0,2–0,4 мм. В аксессуарных количествах присутствуют призматические кристаллы апатита длиной до 0,4 мм. Вторичные минералы представлены эпидотом, хлоритом, кальцитом. Структура пород реликтовая призматически-зернистая.

По минеральному составу среди аподиабазовых сланцев различаются мелкозернистые нечетко полосчатые амфибол-биотит-плагиоклазовые, биотит-плагиоклазовые, кварц-плагиоклаз-эпидот-биотитовые и кварц-эпидот-амфиболовые сланцы. Амфибол-биотит-плагиоклазовые сланцы имеют линзовидно-полосчатую текстуру и состоят из линз эпидот-амфибол-биотитового состава с обильными зернами сфена размером до 2,5 мм и линз тонкомозаичного плагиоклаза с примесью кварца. Тонкозернистые эпидотсодержащие биотит-плагиоклазовые сланцы образованы неправильно-призматическими и округлыми (бластическими) зонально угасающими зернами плагиоклаза размером 0,2–0,4 мм, субпараллельно ориентированными чешуйками биотита (около 30 % объема породы) и многочисленными зернами сфена величиной до 0,5 мм и магнетита, иногда по краям замещенного сфеном. Кварц-плагиоклаз-эпидот-биотитовые сланцы состоят из субпараллельно ориентированных чешуй зеленовато-бурого биотита, частично замещенного светло-зеленым хлоритом, и располагающихся в промежутках между ними мелких (0,1–0,2 мм) зерен или агрегатов из 3–5 зерен кварца и полностью измененного плагиоклаза. На фоне этой массы развиты обильные зерна и призматические кристаллы эпидота размером до 0,4 мм, а также неправильной, ситовидной формы зерна магнетита величиной 0,5–1,5 мм (около 5 % породы). Кварц-эпидот-амфиболовые сланцы состоят из субизометричных, неправильных, неправильно-призматических зерен зеленовато-голубой (по Nr светло-желтой)

роговой обманки размером 0,2–1,5 мм (около 40 %), примерно равного количества эпидота в виде неправильных зерен величиной до 0,5 мм, иногда 1,5 мм и тонкозернистого (0,1 мм) кварца (5–10 %). Характерно обилие магнетита (до 5 %) в виде равномерно рассеянных по породе мелких (0,1–0,2 мм) зерен.

Минеральные парагенезисы пород волхвинского комплекса (олигоклаз-андезин + роговая обманка + эпидот + кварц) свидетельствуют о метаморфизме их в условиях низкотемпературной ступени эпидот-амфиболитовой фации. Характерно широкое развитие плагиобластеза, выражающегося в частичном (по краям) или полном замещении первичного плагиоклаза олигоклазом № 25–28 с одновременным укрупнением ранних кристаллов и образованием на их месте округлых зерен с зонально-облачным угасанием, практически лишенных двойникового строения. Помимо плагиобластеза породы подверглись биотитизации, а местами и калишпатизации, особенно вблизи контактов с гранитоидами. В пределах Бобовнянского выступа метадиабазы интенсивно рассланцованы.

АРГЕЛОВЩИНСКИЙ КОМПЛЕКС

Аргеловщинский комплекс представлен преимущественно породами мафит-ультрамафитового состава, которые были выделены А.Б. Черняховским с соавторами (1981) в самостоятельный интрузивный комплекс, названный аргеловским. Название комплекса изменено в соответствии с названием населенного пункта (д. Аргеловщина, Слуцкий район, Минская область), где буровыми скв. Сц 28 и Сц 46 первоначально были вскрыты ультрамафические породы. Вещественный состав и объем комплекса уточнены по новым данным, полученным Белорусской геологоразведочной экспедицией в 2000–2003 гг. (геологи В.Д. Кожин, И.И. Кожина).

Мафит-ультрамафические породы слагают интрузивные массивы, которые вскрыты двумя десятками скважин на Бобовнянском погребенном выступе кристаллического фундамента и тремя скважинами в фундаменте Полесской седловины. Предполагается, что на Бобовнянском выступе они образуют дайкообразное тело протяженностью до 15 км, имеющее сложное (многофазное?) строение (скв. Сц 10, 28, 37, 46, 42, 636, 637, 645, 646, 650). К северу от него располагаются Летковщинский (скв. Сц 579д, 580, 581), Гнилицкий (скв. Сц 576, 583, 583д) и Корзуновский (скв. Сц 631) массивы невыясненной формы (рис. 3). На Полесской седловине, по данным В.П. Дашкевича (Корнилов и др., 1982), ультрамафиты слагают три массива субизометричной формы, которые по местонахождению вскрывших их скв. К 1, К 2 и К 3 могут быть названы соответственно Ялочским, Суличевским и Головчицким.

Вещающими породами ультрамафитов являются гранитоиды микашевичского комплекса, плагиогнейсы и мигматизированные гнейсы амфиболит-гнейсового комплекса. Массивы мафит-ультра-

мафических пород располагаются в пределах единой, выявляемой по геофизическим данным линейной зоны, протягивающейся по диагонали с юго-запада на северо-восток Беларуси. По названию, данному А.Б. Черняховским отрезку в средней части этой зоны, она названа Старицкой (см. рис. 1).

ВОЗРАСТНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ пород аргеловщинского комплекса определяется тем, что они, располагаясь среди разгнейсованных гранитоидов микашевичского комплекса (возраст 1970 ± 15 , 1982 ± 26 млн лет; Щербак и др., 1990; Бибилова и др., 1995), не подвержены рассланцеванию и являются, очевидно, более поздними образованиями. В свою очередь, они срезаны субщелочными гранитоидами бобовнянского комплекса, синхронного по времени формирования житковичскому и коростенскому комплексам (возраст 1875–1820 млн лет; Гранитоидные ..., 1984; Щербак и др., 1990), т. е. сформировались в интервале примерно 1970–1875 млн лет назад. А.Б. Черняховский с соавторами (1981) сопоставлял их с мафит-ультрамафическими породами мамонского комплекса юго-восточной части Воронежского кристаллического массива, возраст которых 2080 ± 15 млн лет (Чернышов, 1994).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА. Породы аргеловщинского комплекса имеют, как правило, массивную текстуру и иногда хорошо сохранившиеся первичные или реликтовые магматические структуры. Характерна интенсивная амфиболитизация, а нередко флогопитизация и биотитизация пород, что в значительной степени затушевывает их исходный минеральный состав, который, судя по неизменным разностям, весьма непостоянен. Так же изменчивы породы и в структурном отношении. Согласно классификации магматических пород (Богатиков и др., 1987) в составе аргеловщинского комплекса различаются: роговообманковые перидотиты, оливин-роговообманковые пироксениты, горнблендиты и габброиды. Причем среди последних выделяются крупнозернистые амфиболовые (амфиболитизированные?) габбро, явно связанные с ультрамафическими породами и имеющие с ними постепенные переходы, и магнетитсодержащие среднезернистые габбро и габбро-долериты, отличающиеся от них по химическому составу и отнесенные к аргеловщинскому комплексу условно ввиду тесной пространственной связи с остальными породами. Свообразными по минеральному составу и структуре являются микрогаббро-порфиры, тяготеющие к ультрамафитам.

Роговообманковые перидотиты – темные зеленовато-серые, темно-серые массивные разномзернистые породы, состоящие из псевдоморфоз вторичных минералов по оливину (50–60 %), амфибола (38–45 %), возможно, пироксена. В аксессуарных количествах в них встречается рудный минерал (до 0,5–2,0 %) и единичные зерна апатита. Вторичные минералы представлены боулингитом-иддингситом, серпентином, хлоритом, тальком (?), карбонатом.

Псевдоморфозы по оливину представлены субизометричными, округлыми, изредка шестиугольными зернами размером от 0,5–2,0 до

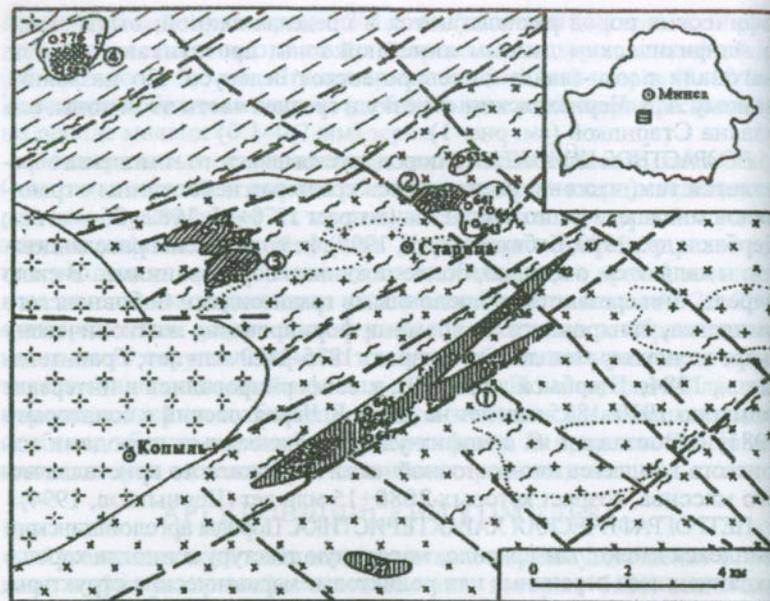


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Велешинского участка Старицкой зоны разломов. 1 — порфиридные кварцевые сyenиты и граниты бобовнянского комплекса нижнего протерозоя; 2–6 — мафит-ультрамафические породы аргеловщинского комплекса: 2 — перидотиты, 3 — пироксениты, 4 — тремолит-серпентиновые, флогопит-роговообманково-тремолитовые, биотит-тремолитовые породы, 5 — горнблендиты, 6 — габбро; 7 — граниты и 8 — гранодиориты и диориты микашевичского комплекса нижнего протерозоя; 9 — биотитовые плаггиогнейсы и гранитогнейсы околоской серии (?) верхнего архея; 10–11 — границы: 10 — геологические, 11 — фациальные; 12 — разломы; 13 — зоны расщепления и милонитизации пород; 14 — местоположение и номера некоторых скважин, вскрывших породы аргеловщинского комплекса. Цифры в кружках: 1 — Аргеловщинское дайкообразное тело, 2–4 — массивы: 2 — Корзуновский, 3 — Летковщинский, 4 — Гнилицкий.

4–5 мм и крупными неправильной формы скоплениями, образованными зеленовато- и желтовато-бурым веществом типа боулингита-иддингита, редко крипчешуйчатым бесцветным тальком (?). Грубые извилистые трещины и краевые части зерен замещены бледно-зеленым серпентином и хлоритом с примесью пылеватого рудного минерала.

Амфибол представлен двумя разновидностями. Преобладают очень крупные (до 1,5–3,0 см) четко ограниченные зерна почти бес-

цветного со слабым зеленоватым оттенком амфибола из ряда тремолита-актинолита, оптически отрицательные, с большим углом $2V$, содержащие пойкилитовые включения псевдоморфоз по оливину. Вблизи них в амфиболе наблюдаются трещины, радиально отходящие от оливина и заполненные хлоритом. Другая разновидность амфибола — мелкие бесцветные неправильные, коротко- и длиннопризматические зерна величиной от 0,08–0,10 до 0,6–2,0 мм с характерными занозистыми и шестоватыми окончаниями, а также их сростки, включенные в крупные зерна первой разновидности. Иногда в них присутствуют многочисленные точечные и пылевидные включения рудного минерала. Возможно, мелкие зерна амфибола полностью заместили моноклинный пироксен. Рудный минерал помимо пылевидных включений в амфиболе образует более крупные (до 0,1–0,2 мм) зерна и бесформенные выделения по трещинам внутри псевдоморфоз по оливину.

Структура пород средне-крупнозернистая реликтовая пойкилитовая. Перидотиты в большинстве случаев интенсивно изменены и превращены в хлорит-тремолит-серпентиновые и хлорит-флогопит-тремолитовые породы, в которых не сохранились ни первичные минералы, ни первичные структуры.

Хлорит-тремолит-серпентиновые породы. Основную массу этих пород составляет серпентин с характерной петельчатой структурой. На его фоне выделяются неправильной формы участки размером до 1–2 мм, сложенные тонкоигольчатым бесцветным тремолитом. Присутствуют два типа хлорита, развивающиеся, по-видимому, по тремолиту: бесцветный клинхлор с серовато-бурой аномальной интерференционной окраской и более поздний — пеннин (?) с фиолетовой аномальной окраской. В породе рассеяны мелкие зерна магнетита неправильной формы. Породы рассечены тонкими ветвящимися трещинами, заполненными тонкозернистым карбонатом. На отдельных участках породы окварцованы — пронизаны многочисленными жилами кварца, имеющими местами реликтовое концентрически-зональное строение.

Хлорит-флогопит-тремолитовые породы состоят из примерно равного количества крупночешуйчатого (до 3 мм) флогопита (Ng — темно-желтый, Np — почти бесцветный) и бесцветного спутанно-волокнутого тремолита, по которым развивается хлорит, имеющий тускло-фиолетовые и грязно-буровато-серые интерференционные окраски. В центральных частях крупных короткопризматических зерен тремолита содержится обильная вкрапленность магнетита, как бы очерчивающая контуры первичных минералов (возможно, оливина). Кроме того, магнетит присутствует в виде зерен неправильной и кубической формы. В аксессуарных количествах встречается апатит. Изредка присутствуют скопления тонкозернистого ожелезненного карбоната и кварца.

Оливин-роговообманковые пироксениты — породы зеленовато-черного цвета, разномзернистые, массивные. Главными пороодообра-

зующими минералами в них являются моноклинный (до 40 %) и ромбический (10–15 %) пироксены, оливин (10–20 %) и роговая обманка (до 50 %), рудные – магнетит, пирротин, ильменит, вторичные – тремолит, иддингсит-боулингит, серпентин, флогопит.

Моноклинный пироксен ($Ng-Np=0,026$; $c:Ng=46^\circ$) представлен субизометричными, неправильно-призматическими бесцветными зернами величиной 0,3–3,0 мм, на отдельных участках образующими мономинеральные аллотриоморфно-зернистые агрегаты. Ромбический пироксен встречается обычно среди агрегатов моноклинного пироксена в виде зерен размером 0,5–1,0 мм, редко до 3,0 мм, бесцветных, иногда со слабой розовой интерференционной окраской по Np . Крупные зерна содержат пойкилитовые включения моноклинного пироксена. Оливин ($Ng=1,720$; $Np=1,690$) представлен округлыми или неправильной формы груботрещиноватыми бесцветными зернами размером 0,4–2,0 мм, реже до 4,0 мм. По трещинам в них развиты серпентин и тонкозернистый рудный минерал. Обычно же зерна оливина по краям или полностью замещены зеленовато-бурым вторичным минералом типа иддингсита-боулингита.

Роговая обманка бледно-зеленого цвета, почти бесцветная, на отдельных участках составляет до половины объема породы, образуя крупные (5–10 мм, иногда более 2 см) неправильно-субизометричные зерна, содержащие многочисленные пойкилитовые включения пироксенов и оливина. Встречаются также ксеноморфные зерна, располагающиеся между зернами пироксена. Вдоль плоскостей спайности в роговой обманке присутствуют тонкие пластинчатые кристаллы рудного минерала. По роговой обманке развиты редкие чешуйки флогопита величиной около 0,5 мм. Магнетит встречается в виде мелких (до 0,2 мм) округлых и неправильных зерен, более-менее равномерно рассеянных по породе. Структура пород меняется в зависимости от минерального состава: на участках с преобладанием пироксенов – аллотриоморфно- или гипидиоморфно-зернистая, а на участках развития роговой обманки – пойкилитовая.

Так же как перидотиты, пироксениты подверглись вторичным изменениям и нередко превращены в крупнозернистые *флогопит-тремолит-роговообманковые породы*, состоящие на 85–90 % из амфибола и подчиненного количества флогопита и хлорита. Амфибол представлен неправильно-призматическими кристаллами роговой обманки размером от 0,5–2,0 до 7,0 мм, плеохроирующей от бледно-зеленого цвета по Ng до светлого зеленовато-желтого по Np , и замещающими ее по краям или полностью радиально-лучистыми и спутанно-волоконистыми агрегатами бесцветного тремолита. Флогопит развивается по амфиболу в виде чешуй неправильной формы, плеохроирующих от зеленовато-желтого цвета до бледно-желтого или почти бесцветных. По краям и трещинам спайности в флогопите развит светло-зеленый хлорит (клинхлор?) с оливково-серой интерференционной аномальной

окраской. Структура пород аллотриоморфно-зернистая, текстура массивная.

Пироксениты часто рассечены тонкими (от 5–7 см до первых метров) прожилками плагиогранитов и микроклиновых лейкогранитов, вблизи которых они сменяются неравномерно-зернистыми плагиоклазсодержащими горнблендитами, переходящими далее в крупно-зернистые меланократовые амфиболовые габброиды.

Горнблендиты (скв. Сц 10, 27, 37, 42, 46, 583д и др.) – массивные темные зеленовато-черные породы, довольно однородные по составу и структуре, состоящие из амфибола (80–90 %), биотита (10–15 %, вблизи контакта с гранитами до 20 %), плагиоклаза (1–10 %), аксессуарных минералов – магнетита, пирита, апатита, сфена и вторичных – хлорита, кварца, кальцита.

Амфибол представлен зернами неправильно-субизометричной, неправильно-призматической формы размером до 5–7 мм, плеохроирующими от светло-зеленого с голубоватым оттенком цвета по Ng до светлого желтовато-зеленого по Np ; $Ng-Np=0,023-0,024$; $c:Ng=0,17-0,19$. Встречаются простые двойники. Амфибол содержит многочисленные включения рудных минералов в виде мельчайших пылеватых зерен, тонких пластинчатых кристаллов, приуроченных к трещинам спайности, и мелких (до 0,1–0,3 мм) округлых зерен, так что в проходящем свете выглядит темным зеленовато-серым. Крупные зерна амфибола часто преобразованы в мелкозернистый агрегат разноориентированных короткопризматических или призматических кристаллов, не содержащих рудной вкрапленности. Иногда наблюдается частичное (пятнами) или по краям осветление окраски крупных амфиболовых зерен до почти бесцветной с одновременным возрастанием величины двупреломления до 0,030, обусловленное, по-видимому, развитием тремолита. Кроме того, по амфиболу развит биотит зеленовато-бурого цвета (по Np бледно-желтый, почти бесцветный) в виде редких чешуек размером 0,3–2,0 мм, изредка до 3,5 мм, или мелкочешуйчатых агрегатов, слагающих иногда до 50 % площади амфиболовых зерен. В биотите присутствуют зерна магнетита и точечные включения и неправильной формы зерна сфена размером 0,05–0,10 мм, окруженные темно-бурыми плеохроичными ореолами. Местами биотит по краям замещен бесцветным, участками ярко-голубовато-зеленым хлоритом с тусклой фиолетово-серой интерференционной окраской.

Плагиоклаз (лабрадор) встречается в виде редких ксеноморфных и неправильно-призматических зерен величиной до 2,5 мм, сложно сдвойникованных, или в виде тонкозернистых мозаичных агрегатов размером 0,5–3,0 мм. Иногда в плагиоклазе присутствуют вроски амфибола и многочисленные округлые включения кварца. Магнетит, помимо тонких включений в амфиболе, присутствует в виде редких неправильной формы зерен величиной до 0,3 мм. Спорадически встречаются октаэдрические, кубические и неправильные зерна пи-

рита размером 0,2–0,8 мм, обычно ассоциирующие с биотитом. Апатит – округлые, округло-призматические зерна длиной до 2 мм или тонкозернистые агрегаты (0,5–1,0 мм) в угловатых промежутках между зернами амфибола или на их границе с плагиоклазом. Кальцит образует гнездовидные скопления до 3,0 мм между зернами амфибола. Структура пород панидиоморфно-зернистая, нематобластовая, на участках, обогащенных плагиоклазом, реликтовая гипидиоморфно-зернистая; текстура массивная.

С увеличением количества плагиоклаза горнблендиты постепенно переходят в крупнозернистые *амфиболовые габбро* (Сц 37, 42, 583д и др.), содержащие до 30–45% плагиоклаза в виде субизометричных, неправильно-короткопризматических зерен размером 3,0–5,0 мм с четкими полисинтетическими двойниками и редкими включениями игольчатых кристаллов цоизита и апатита. Двойниковое строение подчеркивается интенсивной серицитизацией отдельных индивидов. В некоторых зернах наблюдается пятнистое развитие несдвоенного плагиоклаза; одновременно исчезает серицит и возрастает количество включений цоизита. По краям и трещинам зерна плагиоклаза гранулированы, превращены в тонкомозаичный агрегат с размерами зерен 0,2–0,3 мм, среди которых встречаются редкие мелкие зерна амфибола, апатита (до 0,35 мм) или тонкозернистые агрегаты (0,6 мм) апатита. Амфибол аналогичен амфиболу горнблендитов. По нему также развивается зеленовато-бурый биотит с точечными и мелкими (до 0,7 мм) включениями сфена. Встречаются кубические кристаллы пирита величиной до 1,5 мм. Структура породы крупнозернистая аллотриоморфно-зернистая (габбровая), текстура массивная.

Среднезернистые магнетитсодержащие габбро (скв. Сц 10, 46) состоят из основного плагиоклаза (30–45%), амфибола (55–60%) и магнетита (до 3,5%). В аксессуарных количествах в них встречаются пирит и апатит; вторичные минералы представлены биотитом (до 10%) и кварцем. Плагиоклаз (андезин-лабрадор) представлен широкопластинчатыми, неправильно-призматическими, иногда округло-таблитчатыми зернами размером 0,5–3,0 мм с четкими полисинтетическими двойниками по альбитовому и более сложным законам, иногда со слабо выраженным зональным угасанием. Контуры зерен неровные, обусловленные вросками вторичных минералов (кварц, биотит). Иногда наблюдается грануляция зерен с превращением их в тонкозернистые (0,2–0,4 мм) гранобластовые агрегаты. Амфибол образует неправильно-призматические, неправильные, реже удлиненно-призматические зерна длиной до 4,0 мм, плеохроирующие от зеленого цвета по Ng до светлого зеленовато-желтого по Nr. Они содержат пластинчатые, неправильные, реже пылевидные включения магнетита. По амфиболу развивается биотит в виде чешуек величиной 0,5–1,5 мм (единичные до 2,5 мм), плеохроирующих от буровато-зеленого цвета по Ng до светло-желтого по Nr. По всей породе рассеяны многочисленные неправильной формы зерна магнетита размером 0,1–1,5 мм и более

мелкие (до 0,3 мм) кристаллы пирита, часто окруженные каемками магнетита. Апатит представлен призматическими кристаллами величиной до 0,4 мм и более мелкими округлыми зернами, заключенными обычно в плагиоклазе. Кварц встречается в виде мелких включений в плагиоклазе и гнездовидных гранобластовых скоплений. Структура пород реликтовая гипидиоморфно-зернистая. На отдельных участках породы катаклазированы и рассланцованы, прорваны прожилками плагиогранитов, вблизи которых интенсивно биотитизированы и почти не содержат амфибола, но плагиоклаз в них сохраняет четкую двойниковую структуру, и так же обилен магнетит.

Габбро-долериты амфиболлизированные (скв. Сц 641, 645, 665) – породы темного серовато-черного цвета, мелко-среднезернистые, неоднородные по составу – от меланократовых до лейкократовых. Главными породообразующими минералами в них являются плагиоклаз (30–70%), амфибол (30–55%) и магнетит (3–4%), аксессуарными – сульфиды (<1–5%), апатит (иногда до 3%), сфен, циркон, вторичными – биотит (до 2–15%), эпидот, хлорит, карбонат, кварц.

Плагиоклаз (лабрадор № 52–55) представлен беспорядочно ориентированными таблитчатыми, иногда широкопластинчатыми, округло-таблитчатыми кристаллами размером 1,0–4,0 мм с четкими полисинтетическими двойниками и слабо проявленной зональностью, с крупными газово-жидкими включениями (скв. Сц 641). Иногда он замутнен пылевидными включениями рудных минералов и тонкоигольчатых кристаллов цоизита (?). В центре и по трещинам плагиоклаз слегка пелитизирован, по нему развиты редкие зерна эпидота, карбоната. Иногда наблюдается грануляция с образованием мелкозернистых аллотриоморфных агрегатов плагиоклаза. Амфибол – голубовато-зеленая роговая обманка – присутствует в виде удлиненных и коротких призм и неправильных зерен с извилистыми контурами, с включениями мелких лейст плагиоклаза, пылевидных и пластинчатых выделений рудного, иногда с обильными включениями капельного кварца. Размеры амфиболовых зерен обычно крупнее, чем плагиоклаза (1,0–10,0 мм). В центральных частях они нередко замещены тонкозернистым агрегатом тремолита, а по краям – зеленовато-бурым мелкочешуйчатым (0,05–0,80 мм) биотитом. Биотит в виде скоплений (до 5,0 мм) встречается и на стыках зерен плагиоклаза и амфибола; содержит точечные включения аксессуарных минералов (сфен, циркон). Магнетит равномерно рассеян по породе в виде ксеноморфных зерен (иногда в сростках с сульфидами) и их скоплений размером до 1,0–1,2 мм, редко до 3,0 мм. Сульфидные минералы представлены округлыми, субизометричными зернами величиной от 0,05–1,00 до 0,5 мм, апатит – удлиненными и призматическими кристаллами размером 0,4–0,8 мм, циркон – единичными разложившимися зернами (до 0,05 мм), включенными в амфибол и биотит. Вдоль контакта магнетита с амфиболом и плагиоклазом иногда развивается бледно-зеленый хлорит с синей аномальной интерференционной окраской. В угло-

ватых промежутках между зернами плагиоклаза изредка встречается кварц (скв. Сц 641) в виде тонкозернистых агрегатов размером 0,7–1,5 мм.

Структура пород переходная между габбровой (кристаллы плагиоклаза короткопластинчатые) и офитовой (плагиоклаз более идиоморфен, чем амфибол) с элементами пойкилоофитовой, а на участках, обогащенных рудными минералами, близкая к сидеронитовой. Текстура массивная, нечетко ориентированная за счет субпараллельного расположения крупных удлиненно-призматических зерен амфибола, иногда пятнистая, обусловленная присутствием в породе небольших (2×5 мм) лейкократовых участков, сложенных мелкими (до 0,5–0,7 мм) субизометричными зернами плагиоклаза с равномерно распределенным мелкочешуйчатым зеленовато-бурым биотитом, тонкой вкрапленностью магнетита и редкими зернами зеленого амфибола, частично замещенного тремолитом.

Микрогаббро-порфириды (скв. Сц 647, 650д) – тонко-мелкозернистые породы темно-серого, почти черного цвета с буроватым оттенком, массивные, порфиридные. Минеральный состав: плагиоклаз (40–50 %), моноклинный и ромбический пироксены (15–40 %), амфибол (1–18 %, до 30 %), биотит (15–25 %), акцессорные минералы – магнетит, сульфиды, апатит, циркон, вторичные минералы – хлорит, иддингсит, лейкоксен, калиевый полевой шпат, кварц. Плагиоклаз (андезин) в основной массе породы представлен зернами неправильно-субизометричной формы размером 0,1–0,5 мм, на отдельных участках – более крупными (1,0–1,5 мм) таблитчатыми зональными полисинтетически сдвойникованными кристаллами. Вкрапленники достигают 3–5 мм, имеют таблитчатую форму, обладают четким полисинтетическим двойникованием и зональным угасанием.

Пироксен представлен как моноклинной (диопсид-геденбергит), так и ромбической модификацией (из ряда бронзита-гиперстена) в виде бесцветных неправильно-субизометричных зерен размером до 0,3–0,5 мм и призматических кристаллов величиной до 2,5 мм. Для моноклинного пироксена характерно полисинтетическое двойникование, присутствие обильных пластинчатых и неправильных зерен рудного минерала, иногда плагиоклаза. Нередко пироксен частично замещен радиально-лучистым амфиболом из ряда актинолита-тремолита. Ромбический пироксен обладает четким плеохроизмом от бледно-зеленоватого до бледно-розового цвета, образует гнездообразные скопления мелких зерен, частично замещенных зеленовато-бурым волокнисто-пластинчатым веществом типа иддингсита-боулингита, а также агрегатом бесцветного или бледно-зеленоватого амфибола; в некоторых зернах содержатся пылевидные и пластинчатые включения рудного вещества, иногда зонально распределенные.

Равномерно в породе развит желтовато-коричневый со слабым красноватым оттенком биотит (по Нр светло-желтый, почти бесцветный)

в виде коротких и слабо удлиненных чешуек размером 0,2–1,0 мм, изредка до 3,0 мм, с извилистыми контурами, с мельчайшими червевидными симплектитовыми вростками кварца, а также точечными включениями акцессорных минералов, окруженных плеохроичными ореолами. Рудный минерал образует включения в пироксенах и немногочисленные зерна (0,2–0,5 мм) и их скопления, равномерно рассеянные по породе. Апатит встречается в виде коротко- и удлиненно-призматических кристаллов длиной 0,05–0,07 мм, реже 0,15 мм. На стыках зерен плагиоклаза и темноцветных минералов иногда присутствуют редкие зерна кварца неправильной формы величиной от 0,03 до 0,2 мм и мелкие (0,03–0,30 мм) ксеноморфные зерна калиевого полевого шпата, вблизи которых в плагиоклазе развиваются мirmekиты.

Структура пород порфировая, гломеропорфировая; структура основной массы тонкозернистая аллотриоморфная, микрогаббровая, на отдельных участках мелкозернистая призматически-зернистая. Вкрапленники составляют до 20 % объема породы и представлены таблитчатыми зональными кристаллами плагиоклаза размером 2,5–5,0 мм и более мелкими (до 2,0 мм) – пироксена. Характерны сростки (до 2,5 мм) моноклинного пироксена, имеющие круглую форму, зональную интерференционную окраску и содержащие по краю пластинчатые включения рудного минерала. Ромбический пироксен также образует сростки округлой формы, состоящие из нескольких зерен.

Микрогаббро-порфириды рассеяны тонкими (5–10 см, редко до 50 см) прожилками микроклиновых лейкогранитов, вблизи которых амфиболизованы и биотитизированы. Пироксены превращены в мелкозернистый (0,2–0,7 мм) агрегат светлого голубовато-зеленого амфибола, на фоне которого выделяются его скопления размером до 2,0 мм, возникшие, по-видимому, за счет вкрапленников пироксена и имеющие реликтовую призматическую или округлую форму и зональное строение. Центральные части их образованы беспорядочно или радиально ориентированными мелкими (до 0,2 мм) зернами бледно-зеленоватого амфибола (возможно, тремолита) с вкрапленностью рудного минерала, а краевые части – более темноокрашенным амфиболом без рудной вкрапленности. Иногда в центральных частях таких скоплений присутствуют реликты пироксена. По всей массе породы развит крупночешуйчатый (до 4 мм) желтовато-бурый биотит. Кроме того, порфириды рассеяны субпараллельными трещинками шириной до 0,5–1,0 мм, выполненными крипточешуйчатым биотитом, бледно-зеленоватой или бесцветной слюдой, агрегатами бесцветного и бледного голубовато-зеленого амфибола из группы тремолита-актинолита и криптозернистым карбонатом.

В целом все породы, входящие в состав аргеловщинского комплекса, имеют сходный минеральный состав (основной плагиоклаз, моноклинный и ромбический пироксены, сине-зеленая роговая обманка, тремолит, флогопит, биотит), обладают четкими структурами,

свойственными магматическим породам, массивны, не несут каких-либо признаков регионального метаморфизма. Особо следует отметить преобладание амфиболовых разностей пород и частое присутствие в них флогопита и биотита. Повсеместно ультрамафические породы прорваны крупнозернистыми плагиигранитами, реже микроклиновыми лейкогранитами. Характер соотношения пироксенитов с плагиигранитами позволяет говорить, что внедрению последних иногда предшествовали брекчирование и катаклиз пород, что особенно хорошо видно в керне скв. Сц 742. На контакте с плагиигранитами ультрамафические породы полностью амфиболизованы, а вблизи гранитов, кроме того, биотитизированы. По морфологии интрузивных тел, преобладающим типам пород и их минеральному составу аргеловщинский комплекс сопоставим с раннепротерозойскими мафит-ультрамафическими комплексами Балтийского, Украинского и Алданского щитов, представленными дайкообразными телами роговообманковых перидотитов, роговообманковых пироксенитов и габброидов (например, нясюкский комплекс в северном обрамлении Печенгского синклинория; Магматические ..., 1988). Отличительной особенностью пород аргеловщинского комплекса является присутствие в них сине-зеленой роговой обманки, а не керсутита, как в ультрамафитах названных щитов.

НАГОРНОВСКИЙ КОМПЛЕКС

Нагорновский комплекс включает оливиновые долериты, слагающие дайки в пределах Житковичского горста. В самостоятельный комплекс они были выделены М.Н. Воскресенской (1973) и название получили по урочищу Нагорновская, расположенному к северо-западу от г. Житковичи (Житковичский район, Гомельская область). В пределах Житковичского горста дайки имеют северо-восточное простирание и обычно небольшие размеры. Длина их составляет 200–700 м, а мощность от нескольких до 20–30 м. Среди них выделяется Нагорновская дайка, протягивающаяся на расстоянии 17 км вдоль одноименной зоны разломов в центральной части горста (рис. 4). Мощность ее достигает 300 м. Дайка имеет крутое падение (80–85°) на юго-восток. Контакты ее с вмещающими гранитами житковичского комплекса резкие, осложненные зонами рассланцевания и щелочного метасоматоза.

За пределами Беларуси, в Волынском блоке Украинского щита, прослеживаются рои крупных долеритовых даек, которые, как и дайки Житковичского горста, контролируются разломами северо-восточного простирания – Горыньским, Томашгородским и др. По данным В.П. Бухарева (1989), протяженность дайковых зон часто превышает 100 км, а длина отдельных даек достигает 6 км при мощности 300–400 м.

ВОЗРАСТНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ. Дайки долеритов прорывают породы житковичского комплекса возрастом 1850 ± 50 млн лет (Щербак и др., 1990) и, в свою очередь, пересекаются жилами мелкозернистых аляскитов березинского комплекса, синхронного по времени форми-

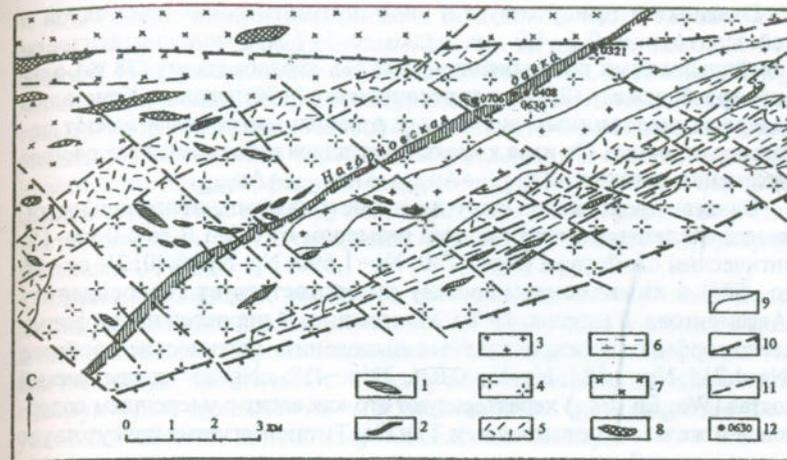


Рис. 4. Схематическая геологическая карта Житковичского горста. 1 – загорбашский и 2 – нагорновский дайковые комплексы, 3 – березинский комплекс аляскитов; 4 – житковичский комплекс рапакивиоподобных и лейкократовых субшелочных гранитов; 5 – кожановичская вулканогенная свита; 6 – люденевичская кварцит-сланцевая свита; 7 – микашевичский диорит-гранодиорит-гранитный комплекс; 8 – волхвинский дайковый комплекс; 9 – геологические границы; 10–11 – разломы; 10 – ограничивающие Житковичский горст, 11 – прочие; 12 – местоположение и номера некоторых буровых скважин, упоминаемых в тексте. Мелкие дайки показаны вне масштаба.

рования лейкогранитам пержанского комплекса Украинского щита, для которого имеются изотопные датировки в 1770 ± 15 и 1760 ± 5 млн лет (Геохронологическая ..., 1989). Очевидно, внедрение долеритовых даек происходило примерно 1800 ± 30 млн лет назад.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА. Долериты имеют весьма выдержанный минеральный состав и структуру, которые нередко частично или полностью затушеваны более поздними локальными изменениями пород, связанными как с рассланцеванием, так и с наложенными метасоматическими процессами. При этом наблюдается непрерывный ряд пород от неизменных оливиновых долеритов до амфиболсодержащих альбититов.

Неизмененные оливиновые долериты сохранились в виде небольших реликтовых участков в центральной части Нагорновской дайки (скв. Жт 0321, 0408, 0630). Макроскопически это темные, почти черные мелкокристаллические породы. Главными породообразующими минералами в них являются плагиоклаз (60–70%), оливин (17–23%) и моноклинный пироксен (11–18%). В подчиненном количестве встречаются титаномagnetит (0,5–2,0%) и гиперстен (0,2%). Акцессорные минералы представлены ильменитом, сфеном, апатитом, цирконом, пиритом, вторичные – хлоритом, тремолитом, серпентином, серицитом.

Плагноклаз присутствует в виде призматических кристаллов и лейст размером 0,5–4,0 мм, редко до 5–7 мм, полисинтетически сдвойникованных по альбитовому (45%), карлсбадскому (28%), альбит-карлсбадскому (23%) и переклиновому (4%) законам. Кристаллы содержат пылевидные включения рудного минерала и имеют зонное строение. От ядра к краям кристаллов наблюдается следующее изменение состава: $An_{64-68} \rightarrow An_{72-77} \rightarrow An_{55-59} \rightarrow An_{42-48}$.

Оливин представлен округло-изометричными, неправильными, иногда скелетными кристаллами размером от 0,5–1,0 до 3,0 мм. По оптическим свойствам ($Ng=1,730$; $Np=1,690$; $Ng-Np=0,40$; $2V$ от $+86$ до -88°) и химическому составу он соответствует гиалосидериту (Аксаментова, Ганзеева, 1976). Моноклинный пироксен имеет форму ксеноморфных межкристалльных выделений. Оптические свойства ($Ng=1,715$; $Np=1,684$; $Ng-Np=0,031$; $2V=+45^\circ$; $c:Ng=35^\circ$) и химический состав ($Wo_{39}, En_{44}, Fs_{17}$) характеризуют его как авгит с умеренным содержанием железа и повышенным Ti и Ca. Титаномагнетит присутствует в виде мельчайших вростков в оливине, а также в виде зерен неправильной формы размером 0,5–1,5 мм, располагающихся в промежутках между породообразующими минералами. Гиперстен встречается в единичных ксеноморфных зернах, имеющих $Ng-Np=0,008$; $2V=-60^\circ$; $c:Ng=0^\circ$.

Структура оливиновых долеритов типичная пойкилоофитовая. Сложное зональное строение кристаллов плагноклаза, пойкилитовый характер его взаимоотношений с пироксеном и иногда с оливином, резкий идиоморфизм последнего по отношению к пироксену указывают на следующий порядок кристаллизации долеритов: плагноклаз № 64–68 \rightarrow плагноклаз № 72–77 + оливин Fa_{35}, Fo_{65} \rightarrow плагноклаз № 42–59 + авгит $Wo_{39}, En_{44}, Fs_{17}$ + титаномагнетит, апатит. Аналогичный состав минералов (зональный плагноклаз $An_{70-77-72-50}$, оливин Fa_{31}, Fo_{69} , авгит $Wo_{37}, En_{40}, Fs_{23}$) и порядок их кристаллизации описан для приконтактового и «закаленного» габбро Скергаардского интрузива (Уэйджер, Браун, 1970).

Амфиболизированные долериты являются преобладающей разновидностью пород Нагорновской дайки и меньших по размеру даек. Они содержат в разной степени измененный плагноклаз (деанортизированный, частично или полностью замещенный цоизитом, сосюритом) и обычно полностью измененные темноцветные минералы. При этом оливин замещен агрегатом беспорядочно ориентированных удлинённых кристаллов бесцветного тремолита, а пироксен – крупными (до 5 мм) зёрнами бледно-зеленого амфибола неправильной формы. Различия в составе вторичных минералов, развивающихся по оливину и пироксену, позволяют распознавать первичный минеральный состав и реликтовую пойкилоофитовую структуру. На локальных участках в результате наложенных процессов щелочного метасоматоза долериты альбитизированы, вплоть до превращения их в альбититы.

Долериты, распространенные в Волынском блоке Украинского щита, имеют кайнотипный облик и состоят из плагноклаза от № 51–65 до № 45–47, моноклинного пироксена, гиперстена, реже оливина (Бухарев, Полянский, 1983). Структуры пород офитовые, пойкилоофитовые, габбро-офитовые. Наибольшее сходство с оливиновыми долеритами Житковичского горста имеют долериты и габбро-долериты Каменского массива, расположенного на крайнем севере Украины вблизи ее границы с Беларусью, в которых так же, как в долеритах Житковичского горста, содержится до 20–30% оливина (Бухарев, Полянский, 1986).

Дайки оливиновых долеритов нагорновского комплекса и долеритов Волынского блока, в отличие от даек рассмотренных выше комплексов, имеют четкие прямолинейные и закаленные контакты, значительную протяженность и секущее положение по отношению к структурам фундамента, что указывает на формирование их в условиях жесткой, консолидированной земной коры.

КАМЕНЕЦКИЙ КОМПЛЕКС

Каменецкий комплекс выделен в центральной части Беларуси (Аксаментова, Найденов, 1982), где к нему отнесены габбро-нориты, габбро-долериты и микродолериты кайнотипного облика, слагающие небольшие интрузивные массивы или дайкообразные тела в пределах Минского гранулитового блока вблизи его западной границы (см. рис. 1). Название комплекса дано по д. Каменец (Минская область), рядом с которой скважинами вскрыт массив габбро и габбро-долеритов, получивший название Каменецкий. Судя по конфигурации магнитной аномалии, массив имеет округлую в плане форму диаметром около 2 км. В его северо-западной части скв. Р 30 вскрываются преимущественно габбро-нориты видимой мощностью около 170 м, содержащие редкие тела горнблендитов, прорванные маломощными (4–6 м) дайками габбро-долеритов, а в юго-восточной части – габбро-долериты и долериты мощностью 140–190 м (скв. Р 10, 20), рассеянные прожилками и дайками микродолеритов мощностью от 0,2 до 14 м. Контакты даек с вмещающими породами резкие, секущие. Характер пространственного положения и взаимоотношений пород, вскрытых скв. Р 10, 20 и 30, позволяет предполагать расслоенный характер Каменецкого массива, нижняя часть которого сложена габбро-норитами и горнблендитами, а в верхней преобладают габбро-долериты и долериты. В 15 км к северо-востоку от Каменецкого массива располагается Янушковичский массив меньшей величины, вытянутый в северо-восточном направлении и вскрытый скв. Р 51. В его строении принимают участие в основном габбро-нориты, прорванные дайками габбро-долеритов. В 10 км юго-западнее Каменецкого массива по геофизическим данным предполагается наличие еще одного небольшого массива. Все массивы располагаются вдоль Заславльского разлома северо-восточного простирания, ограничивающего с запада Минский гранулитовый блок.

К югу от этого района, в пределах Бобовнянского погребенного выступа, единичными скважинами (Мн 1, Б 5, 12п, 31п, Б 69к) выявлены долериты кайнотипного облика, сходные с породами Каменецкого массива, слагающие, по-видимому, разрозненные дайки и дайкообразные тела различной величины. Наиболее крупная дайка, названная Несвижской по расположению большей ее части в пределах Несвижского района Минской области, прорывает гранитоиды Бобовнянского массива и, судя по геофизическим данным, имеет субмеридиональное простирание и дугообразную, выгнутую к западу форму (см. рис. 1). Протяженность дайки около 55 км, видимая мощность, вскрытая скв. Б 69к, составляет 250 м.

ВОЗРАСТНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ каменецкого комплекса точно не установлено. Нижняя возрастная граница определяется активными контактами даек долеритов с гранитоидами бобовнянского комплекса возрастом около 1875–1820 млн лет (по аналогии с коростенским комплексом). Габбро-нориты Янушковичского массива, в свою очередь, прорываются крупнозернистыми плагиоклаз-микроклиновыми и мелкозернистыми щелочнополевошпатовыми гранитами неизвестного возраста.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА. По структурным особенностям и минеральному составу в комплексе различаются габбро-нориты, габбро-долериты, долериты и микродолериты. Они присутствуют совместно в пределах Каменецкого массива. В резко подчиненном количестве в нем встречаются горнблендиты и рудные габбро-долериты и долериты. Разрозненные дайки сложены лишь одной разновидностью пород – среднезернистыми долеритами с четкими офиловыми структурами.

Габбро-нориты – плотные массивные породы темно-серого или почти черного цвета, крупнозернистые, однородные, состоящие из плагиоклаза (45–60 %), ромбического (10–30 %) и моноклинного (5–25 %) пироксенов, амфибола (0–10 %), биотита (1–3 %), кварца (0–5 %). В аксессуарных количествах в них присутствуют рудные минералы (0,5–3,0 %), апатит, циркон, сфен.

Плагиоклаз (лабрадор № 55–60) представлен широкоплаблитчатыми, призматическими, иногда лейстовидными кристаллами длиной от 0,5–1,5 до 5–7 мм (в среднем 2–3 мм), полисинтетически двойникованными по альбитовому и карлсбадскому законам. Некоторые зерна имеют зональное угасание. Вторичные изменения выражаются в распылчатости границ и появлении многочисленных трещин. Ромбический пироксен (гиперстен) присутствует в виде неправильных и изометричных зерен размером 0,6–2,8 мм, иногда находится в сростании с зернами клинопироксена. Минерал слабо плеохроирует от бледно-зеленого (по Ng) до бледно-розового (по Np) цвета, содержит включения апатита, магнетита. Вторичные изменения минерала выражаются в амфиболлизации или хлоритизации. Моноклинный пироксен представлен бесцветными ксеноморфными зернами величиной 0,5–1,5 мм, располагающимися в угловатых промежутках между кристаллами плагио-

клаза. Здесь же расположены небольшие (0,3–0,7 мм, редко до 1,5–2,0 мм) короткие чешуйки биотита, плеохроирующие от коричневого до желтого цвета и содержащие микровключения аксессуарных минералов, окруженные плеохроичными ореолами.

Амфибол образует тонкие прерывистые каемки вокруг зерен клинопироксена. Рудные минералы представлены многочисленными мелкими (0,3–1,0 мм, редко до 1,5 мм) угловатыми или неправильными зернами магнетита (0,5–2,7 %) и ильменита (до 0,3 %), обычно ассоциирующими с биотитом, в небольшом количестве встречаются мелкие зерна сульфидов, преимущественно пирита (100–620 г/т). Кварц в виде мелких ксеноморфных зерен распределен в породе неравномерно. Апатит представлен длиннопризматическими кристаллами размером от 0,3–0,5 до 2–3 мм, циркон – светло-бурыми призматическими кристаллами со сглаженными гранями и неправильными скелетными или «леденцовыми» зернами светлорозового цвета (по данным изучения протолочных проб М.К. Кошевенко). Изредка присутствует сфен, единичные зерна которого развиваются по ильмениту. Структура пород габбро-офитовая, пойкилоофитовая, текстура массивная. На отдельных участках породы интенсивно амфиболлизированы и переходят в меланократовые габбро-нориты и плагиоклазсодержащие горнблендиты.

Меланократовые габбро и плагиоклазсодержащие горнблендиты состоят в основном из амфибола (80–90 %), биотита (5–15 %) и плагиоклаза (5–10 %), присутствуют также кварц (1–5 %), рудные минералы (1–2 %) и редкие зерна апатита.

Амфибол представлен слабо плеохроирующей светлой голубовато-зеленой роговой обманкой актинолитового ряда, образующей призматические и неправильно-субизометричные зерна размером до 5,0 мм с многочисленными мелкими (0,01–0,20 мм) округлыми, каплевидными и пластинчатыми вростками рудных минералов. По краям зерна роговой обманки замещены бесцветным тремолитом. Плагиоклаз встречается в виде зерен ксеноморфной и неправильно-угловатой формы размером от 0,5–1,5 до 5,0 мм, полисинтетически тонко сдвойникован, содержит обильные включения тонкоиглочатого рутила. Кварц часто ассоциирует с плагиоклазом, представлен зернами величиной до 2,5 мм весьма неправильной формы с извилистыми контурами и волнистым угасанием. Биотит обладает четким плеохроизмом от темного желтовато-бурого цвета по Ng до бледно-желтого, почти бесцветного по Np, образует мелкочешуйчатые оторочки вокруг зерен амфибола на контакте их с плагиоклазом, а также крупные (до 3,0 мм) чешуи, ассоциирующие с магнетитом. Рудные минералы представлены ксеноморфными и неправильными зернами магнетита величиной до 1,5 мм и более мелкими (до 0,5 мм) субизометричными кристаллами пирита. Апатит встречается в виде короткопризматических, часто хорошо ограненных кристаллов длиной до 0,5 мм.

Структура пород среднезернистая реликтовая офитовая, габбро-офитовая с элементами пойкилоофитовой, в горнблендитах – аллотриоморфно-зернистая, текстура массивная. Характер структурных соотношений плагиоклаза и амфибола свидетельствует о том, что последний образовался за счет пироксена. Вдоль тонких зон породы иногда рассланцованы и интенсивно биотитизированы, превращены в мелкозернистые биотит-амфиболовые породы с лепидонемато-гранобластовой структурой и сланцеватой текстурой.

Габбро-долериты и долериты – это темно-серые, зеленовато- и коричневатые-серые разнозернистые массивные породы. Минеральный состав пород: плагиоклаз (50–60 %), моноклинный и ромбический пироксены (10–15 %), биотит (3–10 %), роговая обманка (1–3 %), кварц (1–5 %), калиевый полевой шпат (0–2 %), рудные минералы – титаномагнетит и ильменит (до 7 %), акцессорные минералы – апатит (до 4 %), рутил. Некоторые мелкозернистые разновидности содержат вкрапленность сульфидов. Распределение цветных минералов в породе неравномерное, с увеличением их количества габбро-долериты переходят в меланократовую разновидность.

Плагиоклаз представлен разноориентированными удлиненно-призматическими кристаллами размером от 0,2–0,5 мм в долеритах до 1,5–5,0 мм в габбро-долеритах, сдвойникованными по альбитовому и карлсбадскому законам. Зерна плагиоклаза часто имеют зональное угасание; иногда в них содержатся многочисленные микровключения – игольчатые кристаллы рутила, длиннопризматические зерна апатита и, возможно, ильменит. В крупных плагиоклазовых зернах габбро-долеритов присутствуют антипертитовые вроски калиевого полевого шпата.

Ромбический пироксен (гиперстен, $En_{64}Fs_{32}Wo_4$; $f=0,33$) встречается в виде неправильных и короткопризматических зерен размером в разных породах от 0,2–1,0 до 1,5–3,0 мм, слабо плеохроирующих от бледно-зеленого (Ng) до бледно-розового (Np) цвета. Некоторые зерна сдвойникованы. Моноклинный пироксен образует неправильные, субизометричные, реже короткопризматические кристаллы размером от 0,2–0,3 до 0,5–1,0 мм. Пироксены частично, реже полностью замещаются роговой обманкой, низкожелезистой ($f=0,42$), плеохроирующей от зеленого и синевато-зеленого цвета по Ng до бледного зеленовато-желтого и желтого по Np. Зерна роговой обманки достигают величины 1,5 мм, имеют неправильную форму и ситовидное строение. Биотит в виде чешуек величиной от 0,1 до 2,0–2,5 мм развивается совместно с амфиболом по краям зерен пироксенов либо образует небольшие скопления; встречаются также отдельные чешуи ситовидного облика размером до 4,0 мм. Для биотита характерен резкий плеохроизм от буро-коричневого с оранжевым оттенком цвета по Ng до светло-коричневого по Np и многочисленные мелкие включения апатита, сфена и рудных минералов.

Кварц образует ксеноморфные, округлые или удлиненные волнисто угасающие зерна размером от 0,2 до 1,2 мм, неравномерно распределенные по породе. Рудные минералы представлены магнетитом и ильменитом в виде мелких (0,1–1,2 мм) зерен или более крупных (до 1,6 мм) неправильной формы выделений, а также редкими зернами сульфидов. Апатит в виде призматических зерен обычно включен в плагиоклаз. Сфен образует многочисленные овалы или угловатые зерна величиной 0,01–0,40 мм, обычно ассоциирующие с биотитом и ильменитом.

Структура пород габбро-долеритовая, долеритовая, участками пойкилоофитовая, текстура массивная, иногда мелкопятнистая, обусловленная неравномерным распределением плагиоклаза и пироксена. Изредка встречается полосчатая текстура, связанная с линзовидно-полосчатым распределением минералов в породе или с наличием зонок милонитизации.

Микродолериты представляют собой плотные, массивные, тонко- и мелкозернистые породы темно-серого и серого цвета, состоящие из плагиоклаза (40–60 %), моноклинного пироксена (15–25 %), биотита (5–20 %), калиевого полевого шпата (0–8 %), кварца (5 %), изредка ромбического пироксена (<1 %), рудных (до 7 %) и акцессорных минералов (apatит, циркон).

Породы имеют порфиловую структуру. Основная масса в них сложена беспорядочно или субпараллельно ориентированными лейстами и субизометричными зернами плагиоклаза (андезин № 35–40) размером 0,1–0,5 мм, равновеликими зернами моноклинного пироксена и переменным количеством мелких чешуек биотита коричневого или красновато-коричневого цвета. Кварц представлен мелкими округлыми зернами, калиевый полевой шпат – ксеноморфными выделениями в интерстициях между зернами плагиоклаза. В большом количестве встречаются очень мелкие (обычно менее 0,1 мм) округлые или угловатые зерна рудного минерала, сфена и субизометричные зерна и мелкие игольчатые кристаллы апатита, нередко переполняющие зерна плагиоклаза, калиевого полевого шпата, пироксенов и биотита. Иногда среди чешуек биотита встречаются реликтовые зерна светло-зеленой роговой обманки. Структура основной массы микродолеритовая, иногда офитовая или трахитоидная.

На фоне тонкозернистой основной массы выделяются лейсты плагиоклаза длиной до 1,5–2,0 мм и единичные порфировые вкрапленники плагиоклаза широкотаблитчатой формы размером до 2,5 мм. Присутствуют также редкие крупные призматические кристаллы моноклинного или ромбического пироксена и равномерно рассеянные по породе субизометричные пластинки биотита величиной 1,5–2,0 мм.

Рудные габбро-долериты и долериты петрографически практически не отличаются от рассмотренных выше разновидностей пород.

Отличительной особенностью их является значительное преобладание ромбического пироксена над моноклинным и высокое содержание (10–15 % и более) рудных минералов, представленных преимущественно магнетитом и ильменитом в виде неравномерно распределенных в породе зерен размером от 0,3–0,5 до 1,5–2,5 мм. Иногда в этих породах встречаются (скв. Р10, гл. 489,05–490,00 м) небольшие (7–10 см²) гнезда сульфидов (пирротин, пентландит, борнит).

Долериты Несвижской дайки, в отличие от пород Каменецкого массива, более лейкократовые, а среди цветных минералов в них резко преобладает ромбический пироксен. Они состоят из плагиоклаза (65–75 %), гиперстена (20–30 %), моноклинного пироксена (1–2 %), рудных минералов (3–4 %), апатита (2–3 %), небольшого количества биотита, калиевого полевого шпата, кварца и вторичных минералов – хлорита, идингсита, серицита.

Плагиоклаз (андезин № 35–50) представлен разноориентированными лейстами длиной 0,5–5,0 мм, имеющими зональное строение и тонкое полисинтетическое двойникование по альбитовому, карлсбадскому и периклиновому (?) законам, слабо пелитизирован и серицитизирован. Гиперстен образует призматические и ксеноморфные (в угловатых промежутках между плагиоклазом) зерна величиной от 0,5 до 3,5 мм, бесцветные по Ng и бледно-розовые по Nr. Минерал разбит поперечными трещинами, по которым, а также по трещинам спайности замещен светло-зеленым хлоритом, буровато-зеленым идингситом с редкими включениями пылевато-рудного минерала. Мелкие зерна гиперстена часто полностью замещены вторичными минералами. Моноклинный пироксен встречается в виде неправильно-субизометричных зерен размером 0,3–1,0 мм, а также образует каемки вокруг гиперстена. Рудные минералы представлены неправильными, неправильно-угловатыми зернами магнетита размером 0,3–1,5 мм и их агрегатами, пластинчатыми кристаллами ильменита, иногда достигающими 3–6 мм в длину, и мелкими (0,05 мм, редко до 2,0 мм) кубическими и неправильными зернами сульфидов, образующих иногда тонкие цепочки на границе плагиоклаза и пироксена, гиперстена и моноклинного пироксена.

Характерно обилие апатита в долеритах. Различаются две его разновидности: 1) крупные удлиненно-призматические кристаллы, достигающие 5,0×0,5 мм и содержащие в центральных частях пылевидные и игольчатые включения рудных минералов размером до 0,01 мм, а вдоль поперечных трещин – обильные газово-жидкие включения величиной 0,005 мм; 2) тонкоигольчатые прозрачные кристаллы длиной до 1,5 мм, включенные в плагиоклаз, а также образующие скопления в участках развития калиевого полевого шпата. Последний представлен ксеноморфными зернами величиной не более 0,4–0,5 мм. В виде мелких (0,2–1,0 мм) ксеноморфных зерен встречается и кварц. Биотит представлен мельчайшими (до 0,03 мм)

светло-бурными чешуйками, образующими тонкие каемки вокруг рудных минералов. Изредка он присутствует в интерстициях между зернами плагиоклаза, по краям замещается хлоритом. Структура пород типичная офитовая (диабазово-офитовая) с элементами пойкилоофитовой, текстура массивная. Среди пород каменецкого комплекса долериты Несвижской дайки выделяются наименьшей степенью вторичных изменений.

ЗАГОРБАШСКИЙ КОМПЛЕКС

Загорбашский комплекс представлен однообразными по составу субщелочными долеритами и габбро-долеритами кайнотипного облика, образующими дайки и дайкообразные тела. Выделен он в пределах Житковичского горста (Аксаментова, Левый, 1985; Аксаментова, 1986) как комплекс даек, резко отличающихся по минеральному и химическому составу от развитых здесь же долеритов нагорновского комплекса. Название дано по д. Загорбашье Житковичского района Гомельской области. Дайки загорбашского комплекса имеют преимущественно северо-западное и субширотное простираание (см. рис. 4), небольшую протяженность (не более 1,5 км) при мощности до 100–150 м. Контакты их с вмещающими породами повсеместно резкие, иногда осложненные рассланцеванием. По направлению к контактам породы становятся более мелкозернистыми, вплоть до микрозернистых. Сходного состава долеритовые дайки широко распространены на северо-западе Украинского щита в центральной части Волынского блока (Бухарев, Полянский, 1983). Здесь длина даек достигает 2–10 км и более; ориентированы они в субширотном, северо-западном, реже северо-восточном и меридиональном направлениях.

ВОЗРАСТНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ. Большинство даек занимает дискордантное положение по отношению к основным структурным элементам кристаллического фундамента, что свидетельствует о более позднем их образовании. В Житковичском горсте дайки прорывают среднезернистые аляскиты березинского комплекса, возраст которых, по аналогии с лейкогранитами пержанского комплекса Украинского щита (Геохронологическая ..., 1989), может быть определен в интервале 1770–1760 млн лет назад. В свою очередь, долериты рассекаются прожилками мелкозернистых сиенитов (скв. Жт 0753, гл. 106,8–107,0 м; скв. Жт 0816, гл. 73,0–78,5 м). В Волынском блоке субщелочные габбро-долериты прорывают граниты Коростенского плутона (например, Звиздаль-Залесская и Белокооровичская дайки) и несогласно перекрываются породами овручской серии, возраст риолитов которой равен 1745±20 млн лет (Скобелев, 1987), что определяет время их формирования в интервале от 1760 до 1745 млн лет назад.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА. Породы загорбашского комплекса имеют выдержанный минеральный и химический состав и структуру, типичную для гипабиссальных магматических пород основного состава.

Субщелочные габбро-долериты, слагающие дайки в пределах Житковичского горста, состоят из плагиоклаза (65–75%), моноклинного пироксена (7–20%), оливина (7–10%), рудных минералов (4–5%), апатита (0,2–0,3%). Плагиоклаз представлен полисинтетически сдвойникованными удлиненно-призматическими кристаллами андезин-лабрадора. Преобладающий размер их 5–8 мм, в центральных частях даек – до 15 мм, а в приконтактных – 0,4–1,0 мм. В промежутках между ними находятся скопления оливина, напоминающие гомеогенные включения, окруженные тонкой каемкой магнетита и мелкочешуйчатого серпентина. Сложены они мелкими округлыми зернами бурого оливина (гортонолит – $Fe_{36}Fa_{64}$), обогащенного пылеватыми вростками рудного минерала. Помимо оливина присутствуют крупные ксеноморфные зерна бесцветного моноклинного пироксена, имеющего состав переходный от авгита к салиту – $En_{37}Fs_{20}Wo_{43}$. К темноцветным минералам приурочены зерна ильменита и титаномагнетита размером до 3,5 мм и крупные (1–5 мм) игольчатые кристаллы апатита. В аксессуарных количествах в породах присутствуют циркон, сфен, рутил, пирит, гранат, флюорит. Иногда в породах встречается калиевый полевой шпат. Структура габбро-долеритов средне- и крупнозернистая пойкилоофитовая, текстура массивная. Породы в той или иной степени изменены: по оливину и пироксену развит тонкозернистый агрегат бурого биотита, а по краям – мелкие призматические кристаллы голубовато-зеленого амфибола, плагиоклаз по краям деанортизирован, частично замещен цоизитом и эпидотом, рудные минералы лейкоксенизированы.

Аналогичный минеральный состав имеют и субщелочные габбро-долериты Вольнского блока (Бухарев, Полянский, 1983). В целом для габбро-долеритов загорбашского комплекса характерны слабая степень вторичных изменений и значительная обогащенность рудными минералами и апатитом. В этом отношении они сходны с породами каменецкого комплекса, от которых отличаются постоянным присутствием оливина и отсутствием гиперстена.

КАЛИНОВСКИЙ КОМПЛЕКС

В пределах Микашевичско-Житковичского выступа кристаллического фундамента выявлены редкие дайки трахидолеритов, трахиандезитов и трахиандезибазальтов. Ранее на основании петрографического и геохимического сходства с распространенными в Овручской впадине эффузивами збраньковской свиты они рассматривались как их фациальные (субвулканические, гипабисальные) аналоги и не выделялись в самостоятельный комплекс. Это создавало некоторую неопределенность их положения в схеме расчленения раннего докембрия Беларуси, тем более что они находятся на значительном, порядка 100–120 км, удалении от района развития эффузивов збраньковской свиты. Название комплексу дано по д. Ка-

линовка (Житковичский район, Гомельская область), вблизи которой в северо-западной части Житковичского горста скв. Жт 111, 121, 122 и 125 были вскрыты трахидолериты.

Трахидолериты образуют дайки видимой мощностью в первые десятки метров и протяженностью до 400–500 м, имеющие зональное строение и закаленные контакты. Примером может служить дайка, вскрытая скв. Жт 0706 среди крупнозернистых амфибол-биотитовых гранитов житковичского комплекса (см. рис. 4). Центральная часть дайки мощностью 24,5 м (по керну скважины) сложена мегалпагиофировыми трахидолеритами, содержащими обильные вкрапленники плагиоклаза величиной до 7 см. По направлению как к нижнему, так и верхнему контактам количество вкрапленников резко сокращается, они приобретают уплощенно-таблитчатую форму, а размеры их уменьшаются до 1,5 см. Мощность этих зон равна 1,0 и 3,5 м соответственно. Далее они сменяются афировыми разностями, размеры кристаллов плагиоклаза в которых составляют лишь 0,5–1,5 мм. Видимая мощность афировых пород у нижнего контакта 2,5 м, у верхнего – 12 м. Вблизи верхнего контакта (нижний не вскрыт скважиной) породы приобретают миндалекаменное строение. Миндалины величиной 2–8 мм выполнены кальцитом и эпидотом. Самая верхняя, приконтактная, зона дайки мощностью 0,5 м – это весьма тонкозернистая порода, первоначально, по-видимому, слабо раскристаллизованная и содержащая стекло, как это наблюдается в некоторых дайках плагиофировых долеритов, прорывающих граниты Коростенского плутона (Бухарев, Полянский, 1983). Близкая по составу дайка мегалпагиофировых трахидолеритов была вскрыта в юго-западной части карьера Крестьянская Нива на крайнем юге Беларуси у д. Глушковичи. Дайка прорывает мигматизированные амфибол-биотитовые гнейсы архея, имеет крутое падение, зональное строение и видимую мощность около 50 м.

Дайки трахиандезитов, встреченные в пределах Житковичского горста (скв. Жт 5, 036, 0832), имеют однородное внутреннее строение, афировую микрокристаллическую структуру и резкие закаленные контакты. Мощность их колеблется от 0,7–1,6 до 22 м. Дайка трахиандезибазальтов была обнаружена при разработке Микашевичского карьера строительного камня в его юго-западной части. Она вскрыта на глубину 40–50 м и прослежена по простиранию в субширотном направлении (азимут 110° ВЮВ) на 400 м. Мощность ее в западной части 2,0 м, в восточной – 0,8 м. Контакты с вмещающими диоритами и метадиабазами резкие, прямолинейные, круто наклоненные под углом $75-80^\circ$ на юго-запад. В эндоконтактах породы дайки сильно трещиноваты, рассечены частыми тонкими трещинами, параллельными плоскости контакта, а в центральной части разбиты трещинами отдельности на мелкие угловатые плитки. Секущее положение дайки по отношению к вмещающим ее породам, четкие параллельные контакты, незначительная (по сравнению с

длиной) мощность свидетельствуют о внедрении расплава в консолидированные породы вдоль узкой трещины сколового типа.

ВОЗРАСТНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ даек калиновского комплекса определяется тем, что они прорывают разнообразные магматические породы, включая аляскиты возрастом примерно 1770–1760 млн лет (по аналогии с однотипными гранитами пержанского комплекса Украинского щита; Геохронологическая ..., 1989). Но основным критерием является их петрографическое и петрохимическое сходство с трахиандезитами верхней подсвиты збраньковской свиты, возраст которой, согласно уточненной корреляционной стратиграфической схеме докембрия Украинского щита (Есипчук и др., 1999), превышает 1700 млн лет. В частности, U-Pb изохронный возраст риолитов нижней подсвиты, подстилающих трахиандезиты, равен 1745 ± 20 млн лет (Геохронологическая ..., 1989). Определенное петрогеохимическое сходство, как будет показано далее, устанавливается и с комагматичными вулканитам интрузивными породами – щелочными габброидными и сиенитами, слагающими небольшие массивы (Ничипоровский, Давидковский, Юровский, Ястребецкий и др.) в обрамлении Овручской впадины. Возраст щелочных сиенитов Ястребецкого массива $1722 \pm 5(17)$ млн лет (Скобелев, 1987). Представляется наиболее вероятным, что внедрение даек трахиандезитов и трахидолеритов на юге Беларуси также происходило в самом конце раннего протерозоя синхронно с проявлением щелочнобазитового магматизма на смежной территории Украинского щита.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА. Для всех пород калиновского комплекса характерна хорошая сохранность первичных минералов и их структурных соотношений. Вторичные изменения связаны с низкотемпературными поздне- или постагматическими (диагенетическими) преобразованиями микрокристаллической основной массы либо с наложенными процессами рассланцевания пород.

Мегаплагиофиновые трахидолериты, развитые в пределах Житковичского горста, – это темно-серые с зеленоватым или буроватым оттенком массивные породы с резкопорфировой структурой. Вкрапленники в них составляют до 40–60 % объема породы и представлены широкотаблитчатыми, уплощенно-таблитчатыми и неправильной формы кристаллами плагиоклаза размером от 2–5 мм до 1,5–2,5 см, а в центральных частях даек – до 6–7 см. Плагиоклаз полисинтетически тонко сдвойникован; состав его отвечает альбитолигоклазу. Однако большое количество включений эпидота и цоизита указывает на первоначально более основной его состав. Вкрапленники иногда частично резорбированы и окружены тонкой (0,1–0,2 мм) каемкой лейстовидного кислого плагиоклаза. Основная масса сложена тонкозернистым агрегатом эпидота и буровато-зеленого биотита с примесью небольшого количества кварца, полевого шпата и голубовато-зеленого амфибола. В ней присутствуют короткотаблитчатые, почти изометричные кристаллы и слабо удлиненные

лейсты плагиоклаза величиной 0,2–1,0 мм, зерна сфена, магнетита, пирита и апатита размером до 0,5–3,0 мм. Породы местами рассланцованы и изменены, особенно в эндоконтактных частях даек, где превращены в кварц-полевошпат-биотитовые сланцы. В центральных частях даек наблюдается катаклаз и деформация отдельных вкрапленников плагиоклаза.

Трахидолериты, вскрытые карьером Крестьянская Нива, также имеют мегаплагиофиновую структуру и массивную текстуру, но отличаются более темным, буровато-черным цветом, несколько иным минеральным составом, весьма слабой степенью вторичных изменений и наличием тонкоплитчатой отдельности. Вкрапленники представлены таблитчатыми кристаллами плагиоклаза, достигающими величины 3–5 см. Для них характерны простые широкие двойники, в краевых частях кристаллов иногда наблюдается тонкое полисинтетическое двойникование. В плагиоклазах присутствуют мелкие (до 1 мм) включения буровато-зеленого амфибола и антипертитовые вроски водяно-прозрачного калиевого полевого шпата, по трещинам в них развит тонкочешуйчатый серицит.

Основная масса сложена беспорядочно ориентированными лейстами плагиоклаза размером 1,0–2,5 мм, полисинтетически тонко сдвойникованными и замутненными пылеватым рудным веществом, и короткопризматическими, неправильно-округлыми, иногда ксеноморфными зернами моноклинного пироксена величиной 0,7–1,5 мм, изредка до 2,5 мм, также с многочисленными пылеватыми рудными включениями. Пироксен по краям или полностью замещен темно-бурым биотитом, реже хлоритом. В основной массе содержится значительное количество рудных минералов, представленных зернами магнетита (до 0,5 мм), обычно ассоциирующими с пироксеном, и пластинчатыми кристаллами ильменита. Встречаются также редкие зерна зеленовато-бурого амфибола и тонкоиглочатые кристаллы апатита, достигающие в длину 1,5 мм. Структура основной массы офитовая, участками пойкилоофитовая. В приконтактных частях дайки породы становятся более тонкокристаллическими: величина лейст плагиоклаза в них не превышает 0,5–0,7 мм, а вкрапленников – 0,5–1,0 см. Долериты здесь разбиты частыми трещинами отдельности, параллельными контакту.

Трахиаидезиты – породы зеленовато-серого и лилово-серого цвета, массивные, иногда с реликтовой флюидалной текстурой, афириновые или с единичными удлиненно-таблитчатыми вкрапленниками плагиоклаза и корродированными зернами микроклина. Основная масса в них обычно превращена в тонкозернистый (0,1–0,2 мм) агрегат полевого шпата, хлорита, эпидота, биотита, серицита и кварца, содержащий обильную примесь пылеватых зерен рудных минералов. На фоне основной массы различимы субпараллельно ориентированные лейсты и микролиты кислого плагиоклаза, реже калиевого полевого шпата. Структура основной массы реликтовая

микрولитовая или трахитовая, иногда гиалопилитовая. Изредка в ней присутствуют сноповидные сростки тонких удлиненно-призматических кристаллов калиевого полевого шпата, какие наблюдаются, например, в щелочных базальтах (абсарокитах, селангитах) кирганинской серии Срединного хребта Камчатки (Гузиев, 1966). Текстура пород массивная, изредка миндалекаменная. Миндалины имеют неправильную форму, выполнены тонкозернистым агрегатом кварца и серицита.

Трахиандезитобазальты Микашевичской дайки – микрокристаллические плотные породы буровато-черного цвета. Состоят они из кислого плагиоклаза, амфибола и биотита. В акцессорных количествах в них присутствуют апатит, рудные минералы и сфен. Плагиоклаз образует беспорядочно ориентированные лейсты размером 0,2–0,5 мм, имеющие нечеткие контуры, мелкопятнистое угасание и изредка реликтовое двойниковое строение (в центральных частях зерен). В промежутках между лейстами находится тонкозернистый (0,05–0,15 мм) агрегат короткопризматических зерен темного голубовато-зеленого амфибола и зеленовато-бурого мелкочешуйчатого биотита, с которыми ассоциируют зерна рудных минералов неправильной и кубической формы величиной 0,1–0,2 мм, обычно ожелезненные, а также сфен и многочисленные иголки зонального апатита длиной до 0,3 мм. Структура пород афирровая, реликтовая трахитоидная, текстура массивная.

По минеральному составу и структурным особенностям трахиандезиты и трахидолериты идентичны породам, слагающим лавовые покровы и силловые залежи в верхней подсвите збраньковской свиты Овручской впадины, что и позволяет рассматривать их как субвулканические тела и подводящие каналы и предполагать существование наземного щелочнобазитового вулканизма и на территории Беларуси.

В целом дайковые породы, хотя и составляют незначительный объем по сравнению с метаморфическими и другими магматическими образованиями кристаллического фундамента Беларуси, распространены во всех его структурных зонах и имеют широкий возрастной диапазон формирования – примерно от 2500–2400 до 1720–1700 млн лет назад. Сравнительно-петрографическое изучение показало различие минерального состава и степени метаморфизма пород разных дайковых комплексов (табл. 1), которые могут служить критериями для их идентификации.

Дайки, сформировавшиеся в конце раннего протерозоя, имеют, как правило, кайнотипный облик, в них хорошо сохранились первичные структуры и минеральный состав. Выявляются различия минерального состава в близких по возрасту и однотипных дайковых породах, развитых в северо-западной и юго-восточной частях Беларуси: для первых характерен парагенезис моноклинового и ромбического пироксенов, тогда как во вторых моноклиновый пироксен

Основные геолого-петрографические и петрогеохимические* хар

Комплекс (ориентировочное время формирования, млн лет назад)	Морфология интрузивных тел	Породы	Главные породообразующие и вторичные минералы	Второстепенные и акцессорные минералы	Петрографические особенности
Калиновский (1745–1720)	Дайки	Трахидолериты, трахиандезиты	Pl, Kfsr, Chl, Bt, Ep	Q, Mt, Sph, Ap, Sf, Zr	Умеренно щелочные
Загорбашский (1760–1745)	Дайки	Субщелочные оливиновые долериты	Ol, Crx, Pl	Mt+Ti-Mt (4–5%), Ap	Субщелочные
Каменецкий (1760–1745)	Дайки, массивы	Габбро-долериты, микродолериты, долериты	Crx, Орх, Pl, Hb (Bt)	Mt+Ilm (3–7%), Ap (2–3%), Sph, Sf, Zr	Субщелочные
		Габбро-нориты, габбро-долериты, микродолериты			Магнезитовые
Нагорновский (1800±30)	Дайки	Оливиновые долериты, долериты	Ol, Crx, Pl (Hb, Ac, Tr)	Ti-Mt, Ilm, Sf, Ap, Sph, (Crx)	Магнезитовые недифференцированные
Аргеловщинский (1970–1870)	Дайки, массивы	Габбро	Ol, Crx, Орх, Hb, Pl, Ac, Tr, Bt, Phl, Srp	Q, Sf, Ap, Mt (до 3–4%)	Мафитовые
		Перидотиты, пироксениты, горнблендиты, габбро-порфириды			Ренциевые
Волхвинский (2200–2100)	Дайки	Метадиабазы, метагаббро	Pl, Hb, Bt, Ep (Crx)	Q, Mt, Sph, Ap	Субщелочные
		Метадиабазы, метагаббро, горнблендиты			Магнезитовые
Песковский (>2450)	Дайки	Ферродолериты	Crx, Орх, Pl, Hb (Ac, Tr, Bt)	Mt, Ti-Mt, Sf, Ap, Sph	Толеритовые дифференцированные
		Долериты, габбро-долериты, метадиабазы, аподиабазовые амфиболиты			
Русиновский (>2450)	Дайки, силлы, массивы	Аподиабазовые амфиболиты, метадиабазы, метагаббро, горнблендиты	Pl, Hb, Ac (Bt, Q, Орх, Crx)	Mt, Sph, Ap	Магнезитовые дифференцированные

Примечание. * По данным таблиц 2–12.

Таблица 1

Основные геолого-петрографические и петрогеохимические* характеристики базитов дайковых комплексов кристаллического фундамента Беларуси

Морфология интрузивных тел	Породы	Главные породообразующие и вторичные минералы	Второстепенные и акцессорные минералы	Петрохимическая серия	SiO ₂	TiO ₂	FoB	al'	Na ₂ O K ₂ O	Cr	Cr/V	Cr/Ni	Ni/Co	Ba	Ba/Sr
Дайки	Трахидолериты, трахиандезиты	Pl, Kfsp, Chl, Bt, Ep	Q, Mt, Sph, Ap, Sf, Zr	Умеренно щелочная	51-56	0,7-1,6	0,8-0,9	1,2-1,4	0,7-1,6	<3-10	<0,3-0,8	0,5-1,0	<0,2-1,3	850-1300	1,2-4,3
Дайки	Субщелочные оливковые долериты	Ol, Crx, Pl	Mt+Ti-Mt (4-5%), Ap	Субщелочная	44-48	2,2-3,0	0,7-0,8	0,7-1,0	0,9-2,1	10-40	0,05-0,20	0,2-1,3	0,6-1,3	300-1000	1,0-1,6
Дайки, массивы	Габбро-долериты, микродолериты, долериты	Crx, Орх, Pl, Hb (Bt)	Mt+Ilm (3-7%), Ap (2-3%), Sph, Sf, Zr	Субщелочная	46-52	2,1-3,5	0,7-0,8	0,7-0,9	1,0-2,2	40-100	<0,1-0,4	0,6-1,2	0,8-2,4	500-1600	1,1-3,2
	Магнезиально-толеитовая			49-52	0,8-1,3	0,5-0,6	0,4-1,1	2,3-4,6	180-1000	1,2-10,0	0,8-1,1	3,0-19,0	50-600	<0,3-0,6	
Дайки	Оливковые долериты, долериты	Ol, Crx, Pl (Hb, Ac, Tr)	Ti-Mt, Ilm, Sf, Ap, Sph, (Orx)	Магнезиально-толеитовая недифференцированная	45-48	0,5-1,0	0,5-0,6	0,8-1,0	3,2-6,7	140-160	1,2-1,5	0,4-0,6	4,2-4,8	80-100	0,2-0,3
Дайки, массивы	Габбро	Ol, Crx, Орх, Hb, Pl, Ac, Tr, Bt, Phl, Srp	Q, Sf, Ap, Mt (до 3-4%)	Мафит-ультрамафитовая дифференцированная	43-50	1,3-2,0	0,6-0,7	0,6-0,9	1,7-2,6	17-770	0,1-7,6	0,4-5,5	0,7-4,5	180-300	0,2-0,6
	Перидотиты, пироксениты, горнблендиты, габбро-порфириды			40-55	0,2-1,2	0,3-0,5	0,1-0,7	1,1-2,5	600-2200	6,3-37,0	1,7-6,4	1,8-17,0	<100-250	0,2-1,4	
Дайки	Метадиабазы, метагаббро	Pl, Hb, Bt, Ep (Crx)	Q, Mt, Sph, Ap	Субщелочная	47-52	1,2-1,7	0,6-0,8	0,8-1,3	2,1-3,6	10-70	<0,1-0,2	0,6-2,0	0,2-0,6	450-900	0,8-1,3
	Метадиабазы, метагаббро, горнблендиты			Магнезиально-толеитовая	44-52	0,6-1,0	0,3-0,6	0,3-1,0	1,0-2,0	300-1400	1,4-11,0	1,2-3,5	3,0-12,0	180-400	0,8-0,9
Дайки	Ферродолериты	Crx, Орх, Pl, Hb (Ac, Tr, Bt)	Mt, Ti-Mt, Sf, Ap, Sph	Толеитовая дифференцированная	40-47	2,8-3,8	0,7-0,8	0,4-0,6	2,1-7,5	10-190	<0,1-0,9	1,2-2,3	0,2-1,4	100-240	0,4-0,7
	Долериты, габбро-долериты, метадиабазы, аподиабазовые амфиболиты				47-52	1,4-1,6	0,6-0,7	0,6-0,8	2,2-3,2	90-180	0,4-0,7	0,7-2,6	1,1-4,6	<100-150	<0,3-0,7
Дайки, массивы	Аподиабазовые амфиболиты, метадиабазы, метагаббро, горнблендиты	Pl, Hb, Ac (Bt, Q, Орх, Crx)	Mt, Sph, Ap	Магнезиально-толеитовая дифференцированная	44-52	0,4-1,2	0,4-0,6	0,3-1,3	1,0-8,1	150-1500	1-12	1,3-5,5	2,0-7,1	<100-400	<0,3-1,0

По данным таблиц 2-12.

ассоциирует с оливином, а ромбический пироксен присутствует в резко подчиненном количестве. Эти различия могут объясняться разной глубиной становления даек, поскольку, как показано экспериментально (Йодер, Тилли, 1965), при высоком давлении (на больших глубинах) кристаллизация гиперстена преобладает над оливином. Поэтому не исключено, что кристаллический фундамент в северо-западной части Беларуси, где распространены гиперстеновые долериты и габбро-нориты, является в целом более эродированным, чем в юго-восточной, где преобладают оливиновые разности. Граница между ними проходит, по-видимому, вдоль Старицкой зоны разломов, протягивающейся в северо-восточном направлении в осевой части Центрально-Белорусской структурной области.

**ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ПЕТРОГЕНЕЗИС
МАФИЧЕСКИХ ДАЕК**

По особенностям химического состава и с учетом геолого-петрографических характеристик среди дайковых образований кристаллического фундамента Беларуси различаются ассоциации мафических пород, принадлежащие к толентово-калиево-натриевой субщелочной и умеренно щелочной магматическим сериям. Ввиду специфики состава пород аргеловщинского комплекса, они выделены в отдельную мафит-ультрамафитовую серию. Большинство дайковых комплексов представлены одной петрогенетической серией, и лишь в состав волхвинского и каменецкого комплексов включены пространственно тесно ассоциирующие породы, принадлежащие к двум сериям – толентово- и субщелочной, которые при дальнейшем изучении, возможно, могут быть отнесены к разным комплексам. Петрогеохимические различия между магматическими сериями определяются особенностями состава родоначальных магм и степени их дифференциации, которые, в свою очередь, обусловлены геодинамическим режимом в пределах магмоактивной области в момент их формирования.

МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВАЯ СЕРИЯ

К мафит-ультрамафитовой серии отнесены мафические и ультрамафические породы *аргеловщинского комплекса*. По кремнекислотности они подразделяются на две группы: ультраосновного состава – перидотиты и их измененные варианты с содержанием SiO₂ 39–42 % и основного состава – пироксениты, горнблендиты и габброиды с содержанием SiO₂ от 45 до 50 %, редко до 53–55 % (табл. 2). Для всех пород характерны низкая общая железистость и глиноземистость, преобладание MgO над CaO, низкое содержание TiO₂ (обычно менее 0,5 %). Количество щелочей в неизмененных вариантах не превышает 1,0–1,5 %, что меньше, чем в породах всех остальных дайковых комплексов (рис. 5), но больше, чем в стандартных типах ультрабазитов. Наиболее магнезиальными и низкоглиноземистыми являются перидотиты. В пироксенитах содержание MgO существенно ниже, а Al₂O₃ и, особенно, CaO выше. По химическому составу перидотиты и пироксениты аргеловщинского комплекса сходны соответственно с верлитами и вебстеритами (рис. 6), хотя существенно отличаются от них по количественно-минеральному составу. Такое несоответствие минерального и химического состава характерно для ультрамафитов и связано с широким изоморфизмом темноцветных минералов – оливина и пироксенов. К пироксенитам петрохимически близки горнблендиты – практически мономинеральные амфиболовые породы.

Таблица 2

Средний химический состав пород аргеловщинского комплекса

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	42,86	41,23	48,02	47,18	49,10	45,05	45,79	50,92	51,53	47,08	54,58	53,05	45,65	49,33	43,64	47,12
TiO ₂	0,18	0,21	0,34	0,39	0,32	1,15	0,40	0,39	0,49	0,90	0,30	0,73	1,31	1,63	1,65	1,94
Al ₂ O ₃	3,39	2,97	5,64	5,35	3,94	10,99	11,56	4,71	8,95	9,96	10,33	13,34	16,39	13,75	19,38	17,59
Fe ₂ O ₃	14,83	7,30	7,35	5,36	2,60	7,00	3,12	2,20	3,52	3,52	3,76	2,43	2,28	7,23	15,70	7,13
FeO		4,09	3,00	5,84	5,13	7,50	5,94	6,23	6,59	6,63	4,91	6,99	8,71	6,14	0,00	6,00
MnO	0,15	0,17	0,15	0,17	0,16	0,17	0,15	0,18	0,22	0,22	0,36	0,14	0,13	0,20	0,12	0,16
MgO	26,43	29,67	24,53	20,42	19,12	17,49	15,18	16,93	14,93	16,55	13,95	10,36	7,09	7,71	7,38	7,65
CaO	2,72	4,14	4,38	10,76	14,37	6,08	14,46	15,85	9,55	8,48	5,72	6,09	10,99	8,34	7,30	6,34
Na ₂ O	0,40	0,15	0,39	0,74	0,38	1,30	0,80	0,69	1,02	1,06	2,26	2,52	3,00	2,35	1,75	2,30
K ₂ O	0,18	0,07	1,76	0,39	1,16	0,50	0,33	0,37	0,92	2,73	1,18	2,29	1,15	1,36	0,90	1,20
P ₂ O ₅	0,06	0,10	0,09	0,14	0,03	0,05	0,04	0,09	0,10	0,21	0,01	0,20	0,12	0,01	0,08	0,50
SO ₃	0,10	0,11	0,10	0,17	0,11	0,26	0,05	0,05	0,07	0,06		0,10	0,87		0,67	0,46
П.п.п.	8,10	9,71	3,74	2,77	3,47	2,05	2,11	1,39	1,89	2,58	2,53	1,41	0,89	1,38	0,66	1,01
Сумма	99,40	99,92	99,49	99,68	99,89	99,59	99,93	100,0	99,78	99,98	99,89	99,65	98,58	99,43	99,23	99,40
F _{об}	0,36	0,28	0,30	0,36	0,29	0,46	0,38	0,34	0,41	0,39	0,39	0,48	0,61	0,64	0,68	0,63
а ¹	0,08	0,07	0,16	0,17	0,15	0,34	0,48	0,19	0,36	0,37	0,46	0,67	0,91	0,65	0,84	0,85
Na ₂ O/K ₂ O	2,3	2,2	0,22	1,9	0,33	2,6	2,5	1,9	1,1	0,39	1,9	1,1	2,6	1,7	1,9	1,9
n	4	5	5	35	3	1	13	9	7	9	3	3	1	2	2	1
V	60	60	74	190	130	260	200	170	190	170	57	150	85	240	170	240
Cr	1400	2200	2600	1500	2000	880	1250	1400	1300	930	630	1200	650	17	770	170
Ni	800	1300	620	690	460	410	280	220	470	540	900	330	130	42	140	80
Co	110	77	96	180	60	110	130	120	83	68	67	50	29	62	50	70
Sc	5,0	5,0	6,0	4,0	25	47	51	48	35	32	28	25	25	28	23	15
Cu	75	30	34	150	100	80	110	50	46	50	73	45	26	96	83	67
Pb	7,1	<1	4,0	6,3	6,0	6,3	7,8	8,4	5,7	5,4	8,7	15	4,0	10	8,0	7,3
Zn	73	50	42	100	81	80	98	79	100	90	73	52	120	130	68	83
Mo	<1,0	<1,0	<1,0	1,6	<1,0	<1,0	1,1	1,1	1,3	2,6	1,7	0,9	1,0	1,6	<1,0	<1,0
Sn	4,3	5,0	4,2	1,1	4,1	2,7	2,0	1,9	2,4	3,2	2,0	5,5	3,7	2,6	2,8	2,7
Ga	6,0	1,0	4,0	10	15	28	11	10	14	13	13	38	29	26	70	48
Sr	40	<30	50	150	<30	700	350	280	180	170	270	840	280	500	900	900
Ba	130	<100	450	100	<200	110	160	220	250	140	200	480	180	300	200	240
Be	<1,0	<1,0	<1,0	0,7	2,1	1,0	0,5	0,7	1,1	1,3	2,0	2,2	0,1	2,2	1,0	1,7
Zr	72	<80	<80	34	42	25	55	37	100	95	57	56	45	96	23	34
Nb	3,6	1,0	1,0	5,3	4,5	1,8	3,6	3,4	8,3	15	6,7	6,6	4,2	9,2	0,8	4,8
Y	12	8,0	10	15	17	14	15	15	34	27	63	18	15	32	17	14
Yb	1,0	3,3	2,0	1,4	1,4	1,5	1,5	1,5	3,4	3,1	5,7	2,1	1,0	3,2	1,4	1,6
Cr/V	23	37	35	7,9	15	3,4	6,3	8,2	6,8	5,5	11	8,0	7,6	0,1	4,5	0,7
Cr/Ni	1,8	1,7	4,2	2,2	4,3	2,1	4,5	6,4	2,8	1,7	0,7	3,6	5,0	0,4	5,5	1,1
Ni/Co	7,3	17	6,5	3,8	7,7	3,7	2,2	1,8	5,7	7,9	13	6,6	4,5	0,7	2,8	1,1
Ba/Sr	1,2	0,3	0,3	1,1	0,7	0,2	0,4	0,8	1,4	0,8	0,7	0,6	0,6	0,6	0,2	0,3
n	2/24	3/4	2/5	8	3/30	2/6	12	26	7	6	3	2/31	19	5	3/6	1/12

Примечание. 1 – амфиболовые перидотиты (скв. Сц 636); 2 – тремолит-серпентиновые (скв. Сц 579д) и 3 – биотит-тремолитовые (скв. Сц 580) породы по перидотиту (?); 4 – оливин-роговообманковые пироксениты (скв. Сц 28, 46, 581, 583); 5 – флогопит-тремолитовые (скв. Сц 631) и 6 – флогопит-роговообманково-тремолитовые (скв. Сц 646) породы по оливин-роговообманковому пироксенитам; 7 – оливин-роговообманковые пироксениты плагиоклазсодержащие (скв. К 1, К 2); 8 – пироксеновые горнблендиты (скв. К 3); 9 – горнблендиты (скв. Сц 10, 27, 37, 46, 583д); 10 – биотитизированные горнблендиты (скв. Сц 33, 42); 11 – плагиоклазсодержащие горнблендиты (скв. Сц 27, 46); 12 – микрогаббро-порфириты (скв. Сц 647, 650д); 13 – крупнозернистые амфиболовые габбро, биотитизированные (скв. Сц 583д); 14 – среднезернистые амфиболитизированные габбро, магнетитсодержащие (скв. Сц 10, 46); 15 – амфиболитизированные габбро-долериты (скв. Сц 645, 665); 16 – амфиболитизированные и биотитизированные габбро-диабазы (скв. Сц 641). Микроэлементы

в гр. 4, 7–11, 14 – по данным приближенно-количественного спектрального анализа Центральной лаборатории ПО «Центрказгеология»; V, Sr, Ni, Co в гр. 1–3, 5, 6, 12, 15, 16 – по данным количественного спектрального анализа лаборатории физико-химических методов ИГиГ НАН Беларуси (n – в числителе), остальные микроэлементы – по данным полуколичественного спектрального анализа Центральной лаборатории РУП «Белгеология» (n – в знаменателе); микроэлементы гр. 13 и силикатные анализы гр. 6, 9–16 – по данным Центральной лаборатории РУП «Белгеология», а гр. 1–5, 7, 8 – кроме того, по данным лаборатории оптического спектрального анализа Института геохимии РАН (г. Иркутск).

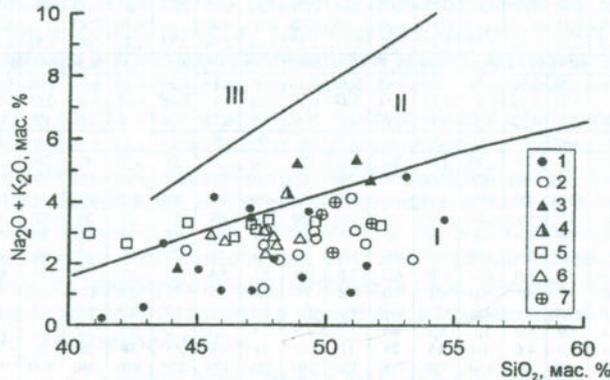


Рис. 5. Классификационная диаграмма «сумма щелочей – кремнезем» для пород мафит-ультрамафитовой и толеитовых серий дайковых комплексов кристаллического фундамента Беларуси и смежной территории Украинского щита. 1–7 – дайковые комплексы: 1 – аргеловщинский, 2 – русиновский, 3 – волхвинский, 4 – метабазиты новоград-волынской толщи Украинского щита, 5 – песковский, 6 – нагорновский и дайки смежной территории Украинского щита, 7 – каменецкий; I–III – поля магматических пород: I – нормального, II – субщелочного и III – щелочного составов (Классификация ..., 1997).

Отличия заключаются в меньшем количестве CaO в горнблендитах, что позволяет предполагать образование их в результате амфиболитизации ортопироксенитов, т. е. пород, в которых доминирующим минералом был ромбический пироксен. Измененные (с флогопитом и биотитом) разности горнблендитов и других ультрамафических пород выделяются повышенным содержанием K_2O , достигающим 3,0 % и превышающим количество Na_2O .

Габброиды отличаются от ультрамафических пород более высоким содержанием Al_2O_3 , TiO_2 и щелочей. По суммарному количеству последних они приближаются к породам субщелочного ряда. Ниже в них (примерно в 2 раза), чем в ультрамафитах, содержание MgO, которое уступает или примерно равно количеству CaO; существенно выше общая железистость, что наглядно отображается на диа-

грамме АФМ в смешении фигуративных точек габброидов в сторону вершины F (см. рис. 6). Микрогаббро-порфириты по химическому составу занимают промежуточное положение между горнблендитами и габброидами.

Микроэлементный состав пород аргеловщинского комплекса типичен для мафит-ультрамафитовых ассоциаций других регионов (Борисенко, 1966; Чернышов, Бочаров, 1972 и др.). Характерна обогащенность пород Sr и Ni, наибольшее содержание которых наблюдается в перидотитах и пироксенитах и их измененных разностях, а также в горнблендитах. Пироксениты выделяются повышенным количеством Co. Резко обеднены хромом и никелем магнетитсодержащие габброиды и габбро-долериты. От остальных пород они отличаются повышенным содержанием Sr. В подавляющем большинстве пород Sr существенно преобладает над Ni, а Ni над Co. Исключение составляют габброиды, в которых соотношения этих элементов обратные. Всем породам комплекса свойственно низкое содержание Pb, Zr, Nb; перидотиты обеднены также Zn, Sc, Sr, Ba.

По набору пород, среди которых преобладают пироксениты, образования комплекса, по-видимому, ближе всего к верлит-пироксенитовому типу расслоенных интрузивов нормальной щелочности, распространенных на древних платформах и в областях завер-

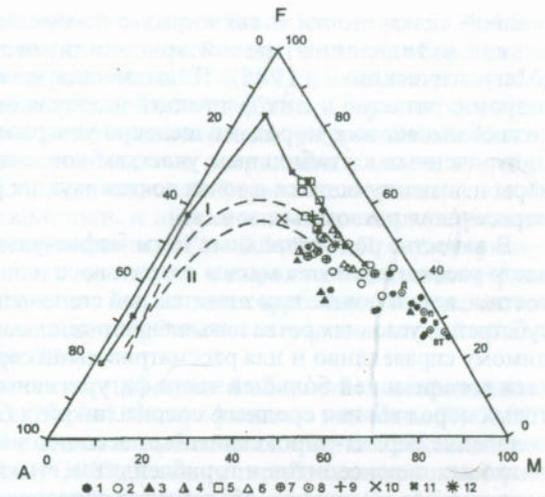


Рис. 6. Диаграмма $(Na_2O + K_2O) - FeO - MgO$ (АФМ) для пород мафит-ультрамафитовой и толеитовых серий дайковых комплексов кристаллического фундамента Беларуси и смежной территории Украинского щита. 1–7 – условные обозначения на рис. 5; 8 – средние химические составы пород: д – пикродолерит, п – пикрит, в – верлит, вт – вебстерит (Богатиков и др., 1987); 9–10 – средний состав базальтов траппов древних (9) и молодых (10) платформ (Кутолин, 1972); 11 – тренд дифференциации габброидов Скергаардского интрузива (Wager, Deer, 1939); 12 – состав родоначальной магмы третичной щелочной серии Шотландии (Ноккольдс, Аллен, 1958). Пунктирными линиями показаны тренды дифференциации шотландской (I) и гавайской (II) щелочных серий (Ноккольдс, Аллен, 1958).

шенной складчатости и связанных с процессами тектономагматической активизации зрелой консолидированной земной коры (Магматические ..., 1985). Повышенная же щелочность пород, широкое развитие в них флогопита и постоянное присутствие апатита сближают их с породами щелочно-ультраосновных комплексов, приуроченных к стабильным участкам консолидированной земной коры и локализующихся в зонах долгоживущих разломов или в узлах пересечения разломных зон.

В качестве родоначальных магм мафит-ультрамафитовых серий часто рассматриваются магмы пикритового или пикрит-базальтового состава, возникающие при значительной степени плавления мантийного субстрата в условиях резко повышенного теплового потока. Это, по-видимому справедливо и для рассматриваемой серии, что подтверждается локализацией большей части фигуративных точек ультрамафитовых пород вблизи среднего состава пикрита (см. рис. 6). При этом появление верлит-пироксенитовых ассоциаций, а также роговообманковых пироксенитов и горнблендитов, что характерно для аргеловщинского комплекса, объясняется образованием их из подщелоченных и водонасыщенных магм (Магматические ..., 1985).

Габброиды, пространственно ассоциирующие с ультрамафитовыми породами, на петрохимических диаграммах (см. рис. 5 и 6) образуют обособленные ореолы, что позволяет предполагать отсутствие генетической связи между ними и ультрамафитами. Вопрос об их генетической природе может быть решен на более обширном геологическом и аналитическом материале, включающем сведения о химическом составе главных и акцессорных минералов, распределении и поведении в породах и минералах редких и рассеянных элементов, в том числе редкоземельных.

ТОЛЕИТОВЫЕ СЕРИИ

К толеитовым сериям относятся ассоциации пород нормальной щелочности, магматическая дифференциация которых шла в направлении накопления железа и титана при умеренном возрастании кремнезема («толеитовое направление дифференциации») по Е.Ф. Осборну, 1964). Среди дайковых комплексов кристаллического фундамента Беларуси к такого типа образованиям принадлежат основные породы русиновского, песковского, нагорновского и отчасти волхвинского и каменецкого комплексов. В зависимости от петрохимических особенностей пород и степени дифференцированности различаются: магнезиально-толеитовые дифференцированные (русиновский, часть волхвинского и каменецкого комплексов), собственно толеитовая дифференцированная (песковский комплекс) и магнезиально-толеитовая недифференцированная (нагорновский комплекс) серии.

МАГНЕЗИАЛЬНО-ТОЛЕИТОВЫЕ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫЕ СЕРИИ включают ультрамафиты (горнблендиты) и породы основного состава повышенной магнезиальности.

Наиболее ранней является толеитовая серия русиновского комплекса, которая включает горнблендиты, метагабброиды и метадиабазы, содержащие от 44 до 53 % SiO_2 , в единичных случаях до 56 % (табл. 3). Все породы обладают общими чертами химического состава, главными из которых являются: умеренная или низкая железистость, резкое преобладание натрия над калием, высокая кальциевость, преобладание закисной формы железа над окисной, довольно низкая титанистость и низкая или умеренная (за редким исключением) глиноземистость ($a_1' = 0,3-0,9$). По суммарному содержанию щелочей они относятся к породам нормального ряда (см. рис. 5). Присутствующие в ее составе горнблендиты выделяются повышенными содержаниями MgO и соответственно низкой общей железистостью (менее 0,50).

Все породы русиновского комплекса обеднены литофильными элементами (Sr, Ba, Zr, Nb, La). Сидерофильные элементы (V, Cr, Ni) в них присутствуют в количествах, близких к кларкам основных пород по А.П. Виноградову (1962), и лишь в горнблендитах и некоторых разновидностях аподиабазовых амфиболитов содержания Cr и Ni повышены. Практически во всех породах Cr преобладает над V, Ni над Co, а Sr над Ba. Обращает на себя внимание сходство химического состава большей части метагабброидов и метадиабазов с составом амфиболитов и амфиболовых сланцев вмещающей их околоской серии, что, возможно, свидетельствует об их генетическом родстве и локализации интрузивных пород вблизи вулканических центров. В отличие от интрузивных пород, в сланцах выше содержание Zr, Ba, Zr и La и ниже — Sr.

На диаграмме AFM (см. рис. 6) фигуративные точки пород русиновского комплекса образуют ореол, вытянутый в направлении вершины F и несколько смещенный в сторону щелочей и магния от точки, отвечающей составу родоначальной оливин-толеитовой магмы Скергаардского интрузива, ассоциация пород которого обычно рассматривается как типичный пример толеитового направления дифференциации. Отклонение фигуративных точек в сторону щелочей могло быть связано как с процессами дифференциации магматического расплава, так и с метаморфизмом пород.

По высокой магнезиальности, низкой глиноземистости, обедненности крупноионными литофильными элементами (Ba, Sr, Zr, Nb) и довольно высокой концентрации сидерофильных элементов породы русиновского комплекса сходны с магнезиальными базитами и базальтовыми коматититами зеленокаменных поясов архея, габброидами офиолитовых комплексов, габбро-долеритами и габброидами океанических сегментов земной коры, т. е. с породами, формирующимися в участках земной коры с океаническим типом строения и в условиях геодинамического режима растяжения. Это находит подтверждение и в расположении фигуративных точек состава метабазитов русиновского комплекса в поле океанических абиссальных

Таблица 3
Средний химический состав пород русиновского комплекса и амфиболовых сланцев околоской серии

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	44,54	50,92	47,63	47,63	51,48	53,33	47,72	48,21	48,94	49,54	51,08	49,60	49,48
TiO ₂	1,57	1,37	0,69	0,86	0,68	0,64	0,72	0,37	0,98	1,20	0,64	0,77	1,08
Al ₂ O ₃	10,02	13,30	9,69	7,94	11,99	10,07	16,06	19,50	15,15	15,42	17,42	16,78	14,49
FeO	4,22	3,10	3,08	3,50	3,42	3,95	4,68	2,09	3,28	3,43	1,99	3,30	3,83
FeO*	9,03	7,60	6,83	9,58	7,23	6,87	6,44	4,77	8,41	7,52	5,91	7,03	7,66
MnO	0,14	0,13	0,24	0,26	0,20	0,20	0,25	0,12	0,20	0,17	0,15	0,18	0,19
MgO	13,83	7,58	14,37	15,61	11,49	12,36	8,23	8,18	9,23	6,94	7,40	7,48	7,96
CaO	11,64	9,80	12,02	9,04	8,18	7,69	10,90	13,12	9,65	10,62	10,03	10,52	9,71
Na ₂ O	1,26	2,85	1,32	0,76	1,67	1,54	2,31	1,69	1,94	2,13	2,49	2,51	2,79
K ₂ O	1,16	1,28	1,29	0,42	0,98	0,60	0,77	0,43	0,35	0,93	0,60	0,31	0,79
P ₂ O ₅	0,50	0,47	0,24	0,08	0,08	0,10	0,09	0,05	0,10	0,10	0,09	0,17	0,15
SO ₃	0,06	0,17	0,05	0,02	0,02	0,15	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,04	0,10
П.п.п.	1,99	1,41	2,30	4,01	1,88	2,55	1,30	1,44	1,79	1,86	1,50	1,14	1,93
Сумма	99,96	99,98	100,05	99,69	99,26	99,90	99,82	100,00	100,02	99,86	99,33	99,83	100,13
Feб	0,49	0,59	0,41	0,46	0,49	0,47	0,57	0,47	0,57	0,62	0,52	0,58	0,60
al'	0,37	0,73	0,40	0,28	0,54	0,43	0,83	1,30	0,72	0,86	1,14	0,94	0,75
Na ₂ O/К ₂ O	1,1	2,2	1,0	1,8	1,7	2,6	3,0	4,0	5,6	2,3	4,2	8,1	3,6
n	4	4	2	4	5	1	5	12	5	13	11	9	10
V			120	130	170	100	150	110	150	260	120	130	220
Cr			1500	780	600	100	170	610	180	410	300	150	190
Ni			570	600	300	60	95	110	95	180	170	100	90
Co			88	84	90	40	48	47	53	60	43	42	52
Sc			32	38	45	30	48	25	45	50	40	53	43
Cu			25	80	40	80	90	66	32	60	40	150	54
Pb			4,3	11	15	4,0	1,8	5,3	3,4	4,5	11	13	8,6
Zn			160	120	90	50	75	41	90	160	63	77	170
Mo			2,7	1,7	1,7	1,0	0,9	1,2	1,4	1,2	1,0	1,2	1,3
Sn			3,3	3,3	7,0	1,0	1,0	2,1	2,0	4,4	3,3	6,1	4,6
Ga			13	14	12	15	15	10	14	18	6,3	20	17
Sr			160	110	200	300	320	230	440	250	330	370	250
Ba			410	90	200	<100	<100	140	200	190	200	200	270
Be			0,7	0,5	<0,5	0,5	0,6	0,5	0,7	0,9	<0,5	0,5	0,7
Zr			68	54	80	40	35	49	48	90	70	43	140
Nb			6,7	3,0	5,0	<3,0	<3,0	4,0	3,6	5,3	6,0	6,0	7,1
Y			21	21	25	40	25	11	19	27	23	18	29
Yb			2,2	1,5	2,0	2,0	2,4	1,1	1,8	2,3	1,3	1,6	3,2
La			<10	3,0	<10	<10	2,5	<10	<10	5,0	10	17	51
Cr/V			12,5	6,0	3,5	1,0	1,1	5,5	1,2	1,6	2,5	1,2	0,9
Ni/Co			6,4	7,1	3,3	1,5	2,0	2,4	1,8	3,0	3,9	2,4	1,7
Ba/Sr			2,6	0,82	1,0	<0,30	<0,30	0,61	0,45	0,76	0,61	0,54	1,1
n			6	5	2	1	4	18	24	10	3	12	35

Примечание. 1 – горнблендиты и 2 – метагаббро Русиновского массива (скв. Щ 5); 3–6 – горнблендиты (3 – скв. Сц 55к, 4–5 – скв. Ст 22, 6 – скв. Ст 12); 7–11 – метагаббро, апогаббровые и аподиабазовые амфиболиты (7 – скв. Ст 22, 8 – Ст 161, бп, 9 – скв. Ст 161, 10 – скв. Ст 105, 110, 140, 11 – скв. Ст 12) и 12 – габбро-нориты (скв. Ст 8) Околоской грабен-синклинали; 13 – амфиболиты и амфиболовые сланцы околоской серии (скв. Ст 117, 130, 131, 149, 164, 194).

базальтовых серий (рис. 7). Отличительной чертой их химического состава является повышенная глиноземистость, а также более высокая калиевая щелочность, связанная, возможно, с влиянием гранитных интрузий, в большом количестве пронизывающих породы околоской серии. Учитывая особенности химического состава мафических пород русиновского комплекса и их петрохимическое

сходство с основными породами околоской серии, можно предполагать, что формирование тех и других было связано с заложением глубинных разломов северо-восточного простирания и начальным этапом развития Околоской седиментационно-го бассейна.

Горнблендиты, призматически-офитовые метадиабазы и метагаббро толеитовой серии волхвинского комплекса по химическому составу (табл. 4) близки к метагаббро русиновского комплекса, от которых отличаются меньшим количеством CaO, большей окисленностью железа, а метадиабазы и метагаббро, кроме того, более высокими содержаниями Na₂O, K₂O, Ba и Sr. Причем в сумме щелочей значительную долю (до половины) составляет калий. На диаграмме AFM (см. рис. 6) фигуративные точки метадиабазов резко смещены от тренда Скергаардского интрузива в сторону щелочей. На диаграмме же MgO-FeO*-Al₂O₃ (см. рис. 7) они, как и породы русиновского комплекса, располагаются в поле океанических абиссальных базальтовых серий, локализуясь вблизи составов субгипербазитовой трапповой формации Сибири, что подтверждает их принадлежность к магнезиально-толеитовой петрохимической серии пород. Повышенная щелоч-

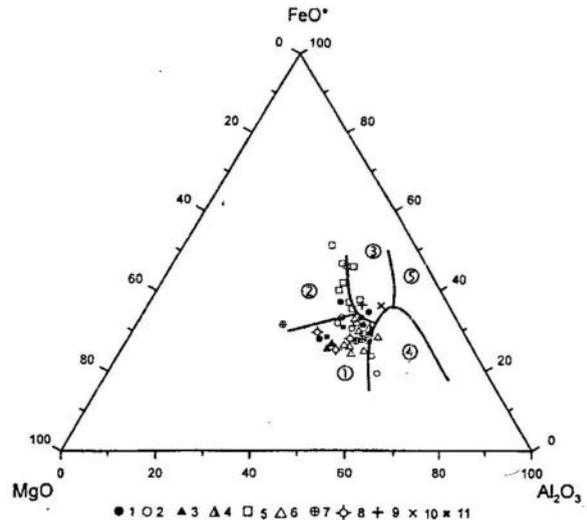


Рис. 7. Диаграмма MgO-FeO*-Al₂O₃ для основных пород мафит-ультрамафитовой и толеитовой серий дайковых комплексов кристаллического фундамента Беларуси и смежной территории Украинского щита. 1–7, 9–10 – условные обозначения на рис. 5, 6; 8 – средние химические составы пород субгипербазитовой трапповой формации северо-запада Сибирской платформы (Олейников, 1979); 11 – составы приконтактового и «закаленного» габбро Скергаардского интрузива, предположительно соответствующие составу родоначальной магмы (Wager, Deer, 1939). Поля базальтовых серий (цифры в кружках): 1 – океанических абиссальных, 2 – океанических островных, 3 – континентальных плато-базальтовых, 4 – орогенных островодужных и окраинно-континентальных, 5 – островных из зон спрединга (Pearce et al., 1977).

Таблица 4

Средний химический состав пород толеитовых серий волхвинского и каменецкого комплексов

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	44,20	51,65	51,10	48,87	48,50	50,24	51,70	49,82	35,39	50,31
TiO ₂	0,61	1,03	0,74	0,62	0,79	0,85	0,84	1,25	2,95	1,30
Al ₂ O ₃	9,93	15,80	14,20	14,29	16,86	11,44	16,41	17,08	9,49	17,02
Fe ₂ O ₃	5,46	4,02	3,43	4,34		3,22	2,52	3,13	15,11	2,00
FeO	5,24	5,64	5,34	4,95	10,36	8,66	6,81	7,01	14,77	7,38
MnO	0,24	0,15	0,20	0,09		0,23	0,13	0,13	0,28	0,18
MgO	19,60	6,40	10,20	9,65	7,02	13,74	7,51	7,17	9,33	6,59
CaO	5,42	8,10	7,31	6,61	10,17	6,21	8,06	8,51	7,38	9,17
Na ₂ O	1,19	3,12	2,76	2,65	3,01	1,69	2,73	2,79	1,44	3,06
K ₂ O	0,63	1,53	2,56	2,55	1,31	0,68	0,59	0,81	0,40	0,94
P ₂ O ₅	0,20	0,26	0,03	0,27	0,56	0,16	0,22	0,39	0,17	0,49
SO ₃	0,02	0,25				0,18	0,18	0,11	0,12	0,00
П.п.п.	6,66	1,88	2,40	4,90		2,45	1,66	1,52	3,25	1,58
Сумма	99,40	99,83	100,27	99,79	98,58	99,75	99,36	99,72	100,08	100,02
F об	0,36	0,60	0,47	0,49	0,60	0,47	0,56	0,59	0,76	0,59
al'	0,33	0,98	0,75	0,75	0,45	0,45	0,97	0,99	0,24	1,07
Na ₂ O/K ₂ O	1,9	2,0	1,1	1,0	2,3	2,47	4,64	3,46	3,65	3,27
n	3	8	4	2	12	5	9	8	2	2
V	130	230	170	150		100	120	150		
Cr	1400	320	800	200		1000	210	180		
Ni	1200	140	230	300		1300	260	170		
Co	100	52	47	40		70	37	60		
Sc	30	32	30	30		33	21	43		
Cu	100	48	70	50		150	110	93		
Pb	7,0	12	9,0	8,0		5,0	5,7	8,0		
Zn	100	100	80	80		230	91	130		
Mo	1,2	1,0	1,0	1,0		2,3	1,0	1,3		
Sn	1,0	2,0	1,0	1,0		2,3	2,4	2,3		
Ga	15	20	18	15		15	17	30		
Sr	210	510	570	400		200	370	1000		
Ba	180	400	430	800		<50	200	570		
Be	1,2	1,0	1,0	1,0		0,8	0,7	0,6		
Zr	80	110	100	80		80	95	120		
Nb	4,5	7,4	16	3,0		5,3	5,4	8,3		
Y	12	20	20	20		17	16	20		
Yb	1,3	2,0	1,5	1,5		1,5	1,4	1,3		
La	18	20	13	40			62	35		
Cr/V	10,8	1,4	4,7	1,3		10,0	1,8	1,2		
Ni/Co	12,0	2,7	4,9	7,5		18,6	7,0	2,8		
Ba/Sr	0,9	0,8	0,8	2,0		<0,25	0,54	0,57		
n	11	8	3	1		3	10	3		

Примечание. 1-4 – волхвинский комплекс: 1 – горнблендиты (скв. Мк 46, 0133), 2 – метадиабазы тонкозернистые (Мк 218в, 222в, 0148), 3 – метадиабазы тонкозернистые, подвергшиеся плаггиобластезу и биотитизации

(скв. Мк 220в, 0148, 0222), 4 – метагаббро крупнозернистое биотитизированное (скв. Мк 0133); 5 – новоград-вольнская толща Вольнского блока Украинского щита, метапорфириты (Скубелев, 1987, табл. 18); 6-10 – каменецкий комплекс: 6 – меланократовые габбро-нориты и горнблендиты (скв. Р30), 7 – габбро-нориты (скв. Р 30, 51), 8 – габбро-долериты (скв. Р 30, 51), 9 – рудные габбро-долериты (скв. Р 30), 10 – микродолериты (скв. Р 51).

ность обусловлена, очевидно, процессами наложенного плаггиобластеза и калишпатизации пород, поскольку они находятся в виде мелких ксенолитов в гранитоидах. Петрохимически метадиабазы волхвинского комплекса сходны с метапорфиритами новоград-вольнской толщи Украинского щита (см. табл. 4, № 5).

Породы нормального ряда каменецкого комплекса – горнблендиты, габбро-нориты, габбро-долериты и микродолериты, слагающие Янушковичский массив и нижнюю часть Каменецкого массива, по особенностям химического состава принадлежат к сравнительно слабо дифференцированной магнезиально-толеитовой или толеитовой серии (см. табл. 4). В них так же, как в породах русиновского и волхвинского комплексов, наблюдается сравнительно низкое содержание TiO₂, низкая общая железистость, несколько повышенное содержание сидерофильных элементов. При этом, как и в породах русиновского комплекса, в составе щелочей значительная доля принадлежит натрию (Na₂O/K₂O=2,5-4,6). Отличия заключаются лишь в меньшем содержании Sr и большем – Ni, Cu, Sr. Так как породы каменецкого комплекса слабо изменены вторичными процессами, их химический состав, очевидно, соответствует составу расплава, из которого они кристаллизовались. Наблюдаемое же петрогеохимическое сходство слабо измененных пород каменецкого комплекса и метаморфизованных базитов русиновского свидетельствует о том, что при метаморфизме последних практически не изменялся их первичный химический состав, т. е. метаморфизм имел изохимический характер. Тектонические условия формирования пород каменецкого комплекса пока не ясны, т. к. не определено их возрастное положение. Достоверно известно, что образовались они ранее пород субщелочной серии и к каменецкому комплексу отнесены условно на основании тесной пространственной ассоциации тех и других пород.

ТОЛЕИТОВАЯ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННАЯ СЕРИЯ представлена породами основного состава песковского комплекса, в которых содержание SiO₂ колеблется в широких пределах – от 40,0 до 52,5% (табл. 5). При этом суммарное количество щелочей находится примерно на одном и том же уровне – 2,6-3,4% (см. рис. 5), а Na₂O существенно преобладает над K₂O. Другими общими особенностями химического состава пород являются: преобладание закисного железа над окисным, V над Cr, сравнительно низкая или умеренная глиноземистость (al'=0,45-0,78), повышенное содержание Sn и обедненность Nb, а также низкое содержание Ba и Sr при преобладающей роли последнего.

Таблица 5
Средний химический состав пород песковского комплекса

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	54,94	49,58	52,05	44,59	47,79	47,14	47,31	46,49	42,16	40,74
TiO ₂	1,99	1,40	1,58	3,49	1,49	2,82	1,39	1,69	3,79	3,23
Al ₂ O ₃	13,69	15,06	14,00	11,44	13,49	12,34	14,68	15,53	14,34	14,10
Fe ₂ O ₃	4,53	4,20	1,86	5,90	4,58	6,36	6,03	7,58	7,22	9,44
FeO	6,75	8,44	10,27	13,37	9,89	10,37	7,44	10,13	11,30	8,26
MnO	0,14	0,13	0,20	0,24	0,17	0,24	0,17	0,25	0,22	0,15
MgO	4,20	7,28	5,80	6,34	7,51	6,02	7,26	7,95	6,54	5,67
CaO	6,39	7,77	9,26	9,14	8,46	8,59	10,22	7,14	10,37	10,54
Na ₂ O	3,11	2,56	2,24	2,33	2,37	2,21	2,39	2,53	2,24	2,48
K ₂ O	2,04	0,81	1,00	0,98	1,05	1,07	0,74	0,34	0,40	0,50
P ₂ O ₅	0,62	0,20	0,17	0,48	0,41	0,41	0,69		1,05	2,08
SO ₃		0,13		0,17	0,15	0,16	0,32			0,50
П.п.п.	1,20	2,36	1,49	1,67	2,48	2,23	1,25	1,06	0,98	1,79
Сумма	99,60	99,92	99,92	100,14	99,84	99,96	99,89	100,69	100,61	100,48
Fob	0,73	0,64	0,68	0,76	0,66	0,74	0,65	0,69	0,74	0,76
al'	0,88	0,76	0,78	0,45	0,61	0,54	0,71	0,61	0,57	0,60
Na ₂ O/K ₂ O	1,5	3,2	2,2	2,4	2,3	2,1	3,2	7,5	5,6	5,0
n	4	2	5	9	9	13	11	2	7	5
V	80	260	300	210	210	200	210	620	290	180
Cr	55	180	140	190	140	75	94	12	11	30
Ni	45	250	53	81	63	34	120	13	9	24
Co	30	54	50	57	49	38	47	52	51	51
Sc	25	50	74	46	55	41	27	22	28	42
Cu	100	300	90	60	55	83	140	87	54	45
Pb	25	10	12	10	10	14	11	9	10	26
Zn	80	130	140	100	85	80	140	250	120	97
Mo	2,0	1,2	1,0	1,4	1,2	1,6	1,2	1,3	1,1	0,9
Sn	3,0	0,5	6,3	3,5	4,8	3,0	3,6	1,6	2,5	6,4
Ga	25	24	21	18	19	26	14	18	15	20
Sr	400	360	140	200	180	210	360	220	240	290
Ba	700	<100	<100	140	120	150	150	100	240	200
Be	4,0	0,6	1,1	0,6	0,7	0,6	0,5	0,6	0,7	0,8
Zr	300	120	220	120	150	95	97	48	65	110
Nb	10	18	10	11	13	11	10	5,0	6,0	11
Y	20	30	31	48	48	29	26	8,0	16	38
Yb	1,5	3,2	3,1	4,6	4,1	2,8	2,0	1,6	1,9	2,3
La	30	17	10	13	16	20	<10			24
Cr/V	0,69	0,69	0,47	0,90	0,67	0,38	0,45	0,02	0,04	0,17
Ni/Co	1,5	4,6	1,1	1,4	1,3	0,90	2,6	0,25	0,18	0,48
Ba/Sr	1,8	<0,28	<0,70	0,70	0,67	0,70	0,42	0,45	1,0	0,69
n	2	5	7	20	30	8	10	5	17	14

Примечание. 1 – метадиабазы (скв. Ш 38, д. Пески); 2 – габбро-долериты среднезернистые (скв. М 158); 3 – долериты, амфиболлизированные долериты (скв. М 188); 4 – габбро-долериты амфиболлизированные (скв. М 190); 5 – долериты, метадиабазы, аподиабазовые амфиболиты и 6 – ферродолериты, метаферродолериты Медвиновичской дайки (скв. 3 Пр); 7 – среднезернистые габбро-долериты, амфиболлизированные габбро-долериты (скв. Д 19); 8 – габбро-долериты (скв. Б 32п); 9–10 – феррогаббро-долериты амфиболлизированные (9 – скв. Б 32п, 10 – скв. Б 1).

На фоне стабильности названных характеристик наблюдаются резкие различия пород по титанистости, общей железистости и содержанию некоторых микроэлементов, в соответствии с которыми выделяются две группы пород: 1) умеренно железистые долериты и габбро-долериты с близкими к кларкам для основных пород содержанием Ti, Cr, Ni и Co и 2) высокотитан-железистые, обедненные Cr и Ni, с высоким содержанием P₂O₅ и пониженным количеством SiO₂. По аналогии с феррогабброидами они могут быть определены как ферродолериты. По соотношению кремнезема и щелочей первые относятся к породам нормального ряда, а вторые – субщелочного. Примечательно, что те и другие встречаются в разрезах одной дайки (скважины), иногда часто перемежаясь, например, в Медвиновичской дайке (или серии даек), вскрытой скв. 3 Пр, причем высокотитан-железистые разности явно преобладают. Поэтому появление их вряд ли может быть объяснено процессом магматического расслоения и внутрикамерной дифференциации на месте становления дайки, учитывая ее крутое падение. Вероятнее всего, совместное нахождение различных по химическому составу и уровню накопления железа разновидностей долеритов является результатом гравитационно-кристаллизационной дифференциации расплава в промежуточном магматическом очаге и прерывистого (пульсационного) поступления его к поверхности.

Судя по расположению фигуративных точек на диаграмме AFM (см. рис. 6), породы песковского комплекса отвечают средней стадии дифференциации толеит-базальтовой магмы, происходящей в условиях пониженного парциального давления кислорода, ведущих к обогащению расплава железом с одновременным значительным снижением содержаний Cr и Ni. Такого типа магматизм характерен для относительно стабильных внутриплитных обстановок, как континентальных, так и океанических. На диаграмме MgO-FeO*-Al₂O₃ (см. рис. 7) фигуративные точки долеритов располагаются вдоль границы, разделяющей поля базальтовых серий континентальных платобазальтов и океанических островов, тяготея к последним. Более точному определению типа геодинамической обстановки, в которой происходило формирование песковского дайкового комплекса способствовали бы сведения о содержании в них редкоземельных элементов и радиогенных изотопов.

МАГНЕЗИАЛЬНО-ТОЛЕИТОВАЯ НЕДИФФЕРЕНЦИРОВАННАЯ СЕРИЯ *нагорновского комплекса* представлена ограниченным набором пород (оливиновые долериты и габбро-долериты) сходного химического состава (табл. 6). По содержанию SiO₂, TiO₂, Al₂O₃ и щелочей они могут быть классифицированы как высокоглиноземистые оливиновые толеиты. Это подтверждается и их нормативным составом, %: Pl_{66,3} – 56,8, Ol – 17,3, cPx – 5,2, Hy – 9,6, Or – 3,1, Mt+Il – 4,8, Ap – 0,4. Наличие нормативных оливина и гиперстена и отсутствие кварца, согласно Д.Х. Грину и А.Э. Рингвуду (1968), свойственно

Таблица 6

Средний химический состав оливиновых долеритов нагорновского комплекса Житковичского горста, долеритов Волинского блока Украинского щита и габбро Скергаардского интрузива

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	46,10	45,54	47,64	48,00	47,70	48,13	49,00	45,48	46,37	48,08
TiO ₂	0,74	0,95	0,50	0,62	1,24	0,85	0,60	0,94	0,79	1,17
Al ₂ O ₃	18,02	16,76	18,63	19,50	18,00	17,00	18,10	16,41	16,82	17,22
Fe ₂ O ₃	2,59	2,02	2,15	1,90	2,65	2,70	2,60	2,09	1,52	1,32
FeO	7,16	8,33	8,30	7,82	8,95	9,96	7,50	9,29	10,44	8,44
MnO	0,13	0,14	0,12	0,10	0,12	0,17	0,15	0,06	0,09	0,16
MgO	9,83	9,76	10,20	9,00	8,02	8,16	6,60	11,65	9,61	8,62
CaO	9,45	8,49	8,85	9,44	10,00	9,86	11,53	10,46	11,29	11,38
Na ₂ O	2,25	2,27	2,70	2,40	1,90	2,10	2,38	2,06	2,45	2,37
K ₂ O	0,51	0,70	0,40	0,51	0,46	0,54	0,46	0,27	0,20	0,25
P ₂ O ₅	0,19	0,22	0,14	0,19	0,30	0,17	0,13	0,05	0,06	0,10
SO ₃	0,27	0,12								0,01
П.п.п.	2,58	4,23						1,03	0,38	1,06
Сумма	99,82	99,53	99,63	99,48	99,34	99,64	99,05	99,79	100,02	100,18
mg'	0,71	0,68	0,69	0,67	0,61	0,59	0,61	0,69	0,62	0,65
Fo ₆	0,50	0,52	0,51	0,52	0,59	0,61	0,61	0,50	0,56	0,54
al'	0,92	0,83	0,90	1,04	0,92	0,82	1,1	0,71	0,78	0,94
Na ₂ O/K ₂ O	4,4	3,2	6,7	4,7	4,1	3,9	5,2	7,6	12,2	9,5
n	14	28	6	5	3	9	4	1	1	1

Примечание. 1 – неизменные (скв. Жт 0321, 0408, 0502, 0630, 0751) и 2 – амфиболитизированные (скв. Жт 03, 022, 0145, 0226, 0234, 0245, 0260, 0276, 0320, 0321, 0324, 0400, 0404, 0405, 0409, 0411, 0414, 0630, 0662, 0736) оливиновые долериты Житковичского горста; 3 – габбро-нориты и 4 – габбро-долериты Каменского массива, 5–7 – габбро-долериты Сновидовичской (5), Томашгородской (6) и Карпилевской (7) даек Волинского блока Украинского щита (Бухарев, Полянский, 1983, таблица, № 15–17, 19, 32); 8–9 – приконтактовое и 10 – «закаленное» габбро Скергаардского интрузива (Уэйджер, Браун, 1970, обр. 4087, 4077 и 4507); mg' = Mg/(Fe²⁺+Mg), ат. кол. – магнезиальность пород.

именно оливиновым толеитам. Отличительной особенностью долеритов нагорновского комплекса является повышенная глиноземистость. Для всех пород характерно существенное преобладание FeO над Fe₂O₃ и Na₂O над K₂O; содержание MgO незначительно превышает количество CaO. Аналогичный химический состав имеют и долериты Каменского массива Волинского блока Украинского щита. Долериты из других даек этого района отличаются меньшей магнезиальностью.

Содержания большинства микроэлементов в неизменных оливиновых долеритах нагорновского комплекса (табл. 7) близки к кларкам основных пород по А.П. Виноградову (1962). Наблюдается повышенное количество Ni, Co, Sc и пониженное – V, Pb, Zn, Ba, Nb. При этом Cr преобладает над V, а Ni над Cr и Co, что обычно свойственно ранним магматическим дифференциатам. По содержанию Ni долериты Житковичского горста сопоставимы с оливиновыми габбро-

Таблица 7

Среднее содержание микроэлементов в оливиновых долеритах нагорновского комплекса

Элементы	1	2	Элементы	1	2	Элементы	1	2
Ti	4300	5700	Zn	88	86	Nb	4,1	3,9
V	120	110	Mo	1,1	1,2	Y	33	17
Cr	140	160	Sn	1,5	1,4	Yb	1,9	1,5
Ni	310	260	Ga	18	19	La	<20	26
Co	65	62	Sr	360	320	Cr/V	1,2	1,5
Sc	60	33	Ba	94	84	Ni/Cr	2,2	1,6
Cu	83	64	Be	0,6	1,2	Ni/Co	4,8	4,2
Pb	5,4	12	Zr	95	94	Ba/Sc	0,26	0,26
n	8	19	n	8	19	n	8	19

Примечание. 1 – неизменные и 2 – амфиболитизированные оливиновые долериты.

долеритами рудоносных интрузивных траппов северо-запада Сибирской платформы (Архипова, 1975), от которых отличаются меньшим количеством Cr, V и Cu. Содержание микроэлементов в амфиболитизированных долеритах практически не отличается от их содержания в неизменных разностях: несколько снижается количество Ni и Co и возрастает – Pb и Be. Последнее связано, очевидно, с привнесением литофильных элементов в процессе метасоматического изменения пород.

Хорошая сохранность первичного минерального состава неизменных оливиновых долеритов Житковичского горста позволяет использовать данные об их химизме для определения типа исходной магмы, условий ее выплавления и кристаллизации. В этом отношении примечательно сходство химического состава долеритов с приконтактовым и «закаленным» габбро Скергаардского интрузива (см. табл. 6, № 8–10), состав которых, по мнению Л. Уэйджера и Г. Брауна (1970), отвечает составу родоначальной толеитовой магмы. Это наглядно иллюстрируется диаграммой AFM (см. рис. 6), на которой фигуративные точки долеритов Житковичского горста и Каменского массива располагаются вблизи начала тренда дифференциации габброидов Скергаардского интрузива.

Это дает основание предполагать, что рассматриваемые долериты имеют состав, близкий к составу родоначальной магмы, не претерпевшей заметной дифференциации при подъеме к поверхности. Об этом же свидетельствует высокая магнезиальность пород (mg' = 0,71) и повышенное содержание никеля (260–310 г/т), характерное для наиболее примитивных базальтов срединно-океанических хребтов. Показательно также низкое содержание и слабая фракционированность редкоземельных элементов, что на диаграмме нормированного содержания редкоземельных элементов (рис. 8) выражается в небольшом наклоне линии спектра и слабой положительной европиевой аномалии. Такие магмы могут быть непосредственными выплавками мантии (Фролова, Бурикова, 1997). И, очевидно, не слу-

чайно фигуративные точки составов оливиновых долеритов, как и исходных магм Скергаардского интрузива и пород пикритдолеритовой трапповой субформации Сибирской платформы (Олейников, 1979), локализируются в поле слабо дифференцированных океанических абиссальных базальтов (см. рис. 7).

Отсутствие признаков дифференциации свидетельствует о быстром подъеме мантийных выплавов к поверхности, а следовательно, и о наличии сквозных, достигающих верхней мантии разломов и их быстром раскрытии в условиях растяжения земной коры. Присутствие в Волыньском блоке менее магнезиальных габбро-долеритов указывает, по-видимому, на существование в отдельных зонах или блоках условий, благоприятных для задержки магмы в промежуточном очаге и ее дифференциации.

СУБЩЕЛОЧНЫЕ СЕРИИ

Субщелочные серии представлены ассоциациями пород основного состава повышенной щелочности, входящих в волхвинский, каменецкий и загорбашский комплексы. По преобладающей роли в них натрия они относятся к калиево-натриевому типу.

Субщелочные магнетитсодержащие метадиабазы волхвинского комплекса представляют собой довольно однородную по кремнекислотности группу пород (табл. 8), содержание SiO₂ в которых колеблется в пределах 45–52%. Суммарное количество щелочей составляет 4–6% (рис. 9).

Характерны повышенная глиноземистость, преобладание Fe₂O₃ над FeO, низкое содержание MgO и соответственно довольно высокая

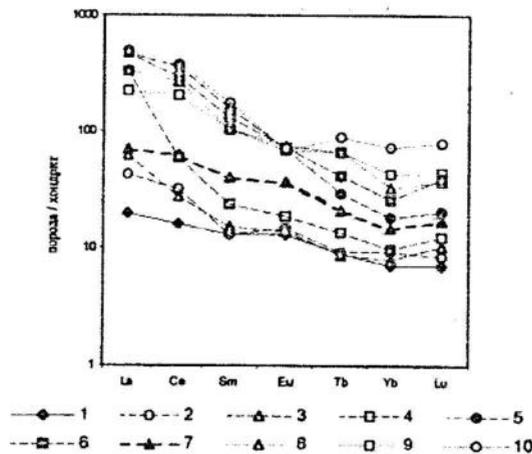


Рис. 8. Спектры редкоземельных элементов, нормированных по хондриту (Evensen et al., 1978) в породах дайковых комплексов кристаллического фундамента Беларуси. 1–7 – дайковые комплексы: 1 – нагорновский, 2–6 – каменецкий (2 – горнблендиты, 3–4 – габбро-нориты толетовой серии, 5–6 – габбро-долериты субщелочной серии), 7 – загорбашский; 8 – трахидолериты збраньковской свиты; 9 – трахидолериты и 10 – трахиандезиты калиновского комплекса.

Таблица 8
Средний химический состав субщелочных метабоцитов волхвинского комплекса и близких по составу пород Бобовнянского выступа и Волыньского блока Украинского щита

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	47,60	51,30	50,98	46,50	51,40	42,70	48,90	49,67	49,28	48,66
TiO ₂	1,39	1,36	1,30	1,66	1,42	1,27	1,24	1,12	3,04	0,95
Al ₂ O ₃	16,20	16,80	18,20	17,20	16,50	16,41	17,60	19,11	15,31	16,94
Fe ₂ O ₃	7,48	6,13	5,27	8,11	5,14	8,26	6,46	3,70	6,03	4,96
FeO	6,15	5,06	4,88	6,07	6,23	7,26	4,57	5,31	8,00	7,11
MnO	0,16	0,14	0,10	0,27	0,21	0,16	0,07	0,11	0,19	0,15
MgO	5,99	4,32	4,08	5,23	4,40	8,69	5,93	4,86	5,40	6,45
CaO	7,74	7,45	7,16	8,97	7,23	6,17	6,69	7,81	6,12	9,36
Na ₂ O	3,47	3,78	3,46	3,57	3,78	1,71	3,09	3,85	3,05	3,00
K ₂ O	1,57	1,74	1,69	1,00	1,69	2,18	2,47	1,72	1,35	1,28
P ₂ O ₅	0,12	0,25	0,32	0,05	0,28	0,15	0,36	0,41	0,80	0,45
SO ₃	0,35	0,26			0,21		0,14	0,16	0,46	
П.п.п.	1,78	1,21	2,10	1,11	1,38	4,59	2,23	1,89	0,87	
Сумма	100,0	99,80	99,54	99,74	99,87	99,55	99,75	99,72	99,90	99,31
Fo#	0,70	0,72	0,72	0,73	0,73	0,63	0,65	0,65	0,72	0,65
al'	0,83	1,1	1,3	0,89	1,1	0,68	1,0	1,4	0,79	0,91
Na ₂ O/K ₂ O	2,2	2,2	2,1	3,6	2,2	0,78	1,2	2,2	2,3	2,3
n	7	12	6	5	5	3	4	8	6	
V	170	160	150	300	210	350	170	120	160	
Cr	9,0	8,0	16	8,0	12	70	16	47	60	
Ni	8,0	7,0	10	13	17	26	21	40	30	
Co	27	28	23	35	29	64	33	28	28	
Sc	38	33	27	42	34	66	37	30	27	
Cu	35	26	24	25	22	46	37	39	45	
Pb	11	11	11	9,0	11	7,0	8,0	16	18	
Zn	110	130	110	170	130	100	70	110	170	
Mo	1,2	1,1	1,2	1,9	1,4	1,0	1,0	1,5	1,5	
Sn	1,9	1,7	2,1	2,0	2,3	1,0	1,3	4,9	4,5	
Ga	20	23	23	25	25	20	19	24	17	
Sr	550	620	700	580	590	320	1000	450	460	
Ba	600	740	900	450	740	300	600	433	520	
Be	1,1	1,0	1,2	0,5	1,2	0,6	1,2	3,0	2,2	
Zr	160	160	200	180	210	80	170	233	390	
Nb	9,5	8,8	8,6	8,0	10	3,0	8,0	16	26	
Y	27	26	26	28	28	11	23	42	37	
Yb	2,1	2,4	2,3	2,8	2,6	1,0	1,7	3,8	3,2	
La	40	38	49	29	30	12	40	67	<30	
Cr/V	0,05	0,05	0,11	0,03	0,06	0,20	0,09	0,37	0,39	
Ni/Co	0,30	0,25	0,43	0,37	0,59	0,41	0,64	1,4	1,1	
Ba/Sr	1,1	1,2	1,3	0,8	1,3	0,9	0,6	1,0	1,1	
n	20	21	29	12	7	5	3	12	15	

Примечание. 1–7 – Микашевичско-Житковичский выступ, волхвинский комплекс: 1 – тонкозернистые (скв. Мк 2в, 230в, 236в, 035) и 2 – мелкозернистые (скв. Мк 2в, 5в, 13в, 38в, 45в, 221в, 228в, 232в, 0171) метадиабазы, 3 – тонко-мелкозернистые метадиабазы, подвергшиеся плагиобластезу (скв. Мк 2в, 45в, 59в, 0165, 0200), 4 – метагаббро-диабазы среднезернистые (скв. Мк 14в, 221в, 230в), 5 – метагаббро-диабазы кварцсодержащие (скв. Мк 29в, 209в, 232в), 6 – метагаббро крупнозернистое биотитизированное (скв. Жт 035), 7 – метагаббро среднезернистое биотитизированное (скв. Жт 038, 046); 8–9 – Бобовнянский выступ, ксенолиты в гранитоидах микашевичского комплекса: 8 – аподиабазовые амфибол-биотитовые сланцы (скв. Сц 6, 8, 21, 38, 43, 638), 9 – магне-

титсодержащие рассланцованные метадиабазы (скв. Сц 6, 20, 33, 44, 586, 630, 634, 635); 10 – Вольнский блок Украинского щита, метадиабазы клесовской серии (Бухарев, 1989, табл. 2, № 18).

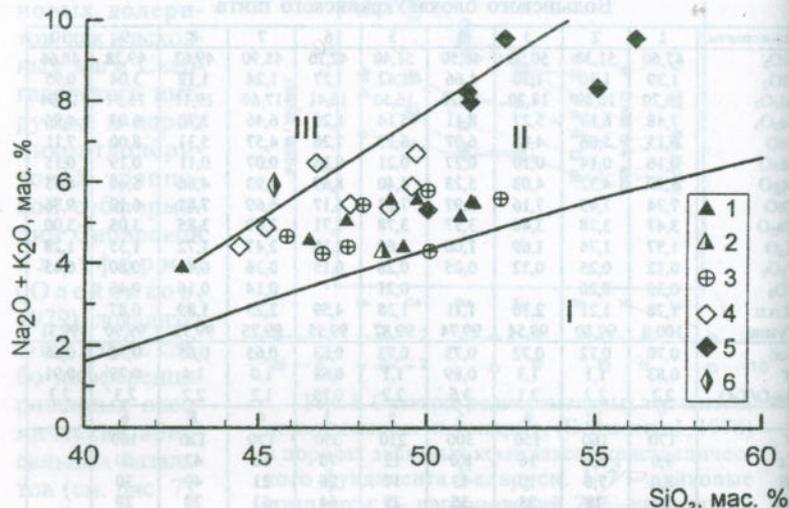


Рис. 9. Классификационная диаграмма «сумма щелочей – кремнезем» для пород субщелочных серий дайковых комплексов кристаллического фундамента Беларуси и смежной территории Украинского щита. 1–4 – дайковые комплексы: 1 – волхвинский, 2 – метадиабазы клесовской серии Украинского щита, 3 – каменецкий, 4 – загорбашский и дайки смежной территории Украинского щита; 5 – калиновский и вулканиты збраньковской свиты; 6 – габброиды, комагматичные породам калиновского комплекса. I–III – поля магматических пород: I – нормального, II – субщелочного и III – щелочного состава (Классификация ..., 1997).

общая железистость ($F_{об}=0,63-0,73$). Породы обеднены Cr и Ni, в повышенных количествах, по сравнению с кларками основных пород по А.П. Виноградову (1962), в них присутствуют Ba, Sr, Zr, La. При этом V преобладает над Cr, а Ba над Sr. В метадиабазе, подвергшихся плагиобластезу, наблюдается более высокое содержание Al_2O_3 и низкое – FeO и MgO. Аподиабазовые сланцы Бобовнянского выступа отличаются более высоким содержанием редких литофильных элементов (Sn, Be, Zr, Nb, Y, Yb), а магнетитсодержащие рассланцованные метадиабазы, кроме того, Ti, Cr, Ni. Ассоциирующие с метадиабазами габброиды имеют более высокую магнезиальность. Среди них выделяются разновидности с низким содержанием кремнезема и повышенным количеством железа, переходные по составу к феррогабброидам.

Субщелочные базальты обычно рассматриваются (Грин, Рингвуд, 1968; Шарков, 1983) как производные относительно малоглубинных (15–35 км) оливин-толеитовых магм, прошедших стадию фрак-

ционирования оливина и ортопироксена, что приводит к обедненности расплавов хромом и никелем. Можно предполагать также, что при дальнейшем подъеме к поверхности эти расплавы не претерпели заметной дифференциации. На диаграмме AFM (рис. 10) они образуют довольно компактную группу вблизи вариационных кривых пород щелочных серий. Сравнение состава субщелочных метабазитов волхвинского комплекса с базальтами различных геодинамических обстановок показывает, что по содержанию петрогенных оксидов они ближе всего к траппам молодых платформ.

Это подтверждается как проверкой формационной принадлежности пород с помощью дискриминантных функций, предложенных В.А. Кутолиным (1972), так и положением фигуративных точек слабо измененных метадиабазов вблизи среднего состава траппов молодых платформ (см. рис. 10) и в поле континентальных платобазальтов (рис. 11). Смещение точек в сторону базальтов орогенных островодужных серий связано, очевидно, с повышением глиноземистости пород при плагиобластезе. Сходство с траппами выражается также в пластообразной и дайкообразной форме залегания метадиабазов, преобладании в них первично тонко- и мелкозернистых призматически-офитовых структур, характерных для поверхностных и близ-

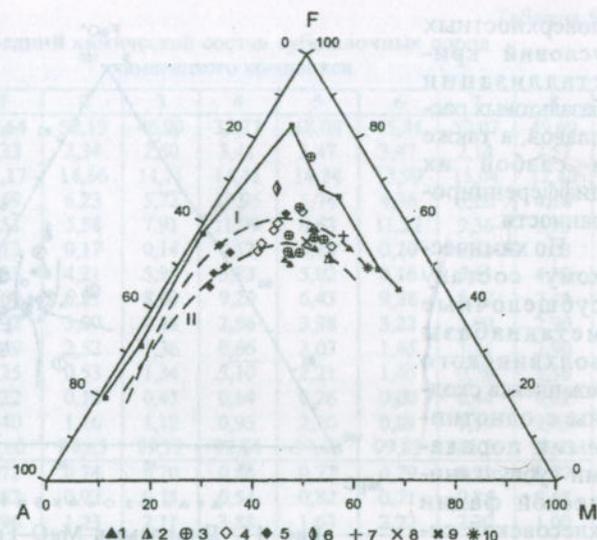


Рис. 10. Диаграмма $(Na_2O+K_2O)-FeO-MgO$ (AFM) для пород субщелочных серий дайковых комплексов кристаллического фундамента Беларуси и смежной территории Украинского щита. 1–6 – условные обозначения на рис. 9; 7–8 – средний состав базальтов траппов древних (7) и молодых (8) платформ (Кутолин, 1972); 9 – тренд дифференциации габброидов Скергаардского интрузива (Wager, Deer, 1939); 10 – состав родоначальной магмы третичной щелочной серии Шотландии (Ноккольдс, Аллен, 1958). Пунктирными линиями показаны тренды дифференциации шотландской (I) и гавайской (II) щелочных серий (Ноккольдс, Аллен, 1958).

поверхностных условий кристаллизации базальтовых расплавов, а также в слабой их дифференцированности.

По химическому составу субщелочные метадиабазы волхвинского комплекса сходны с однотипными породами субвулканической фации клесовской серии Волинского блока Украинского щита (см. табл. 8, № 10). Учитывая же, что породы толеитовой серии волхвинского комплекса петрохимически близки к метапорфиритам более древней новоград-волинской толщи, можно предположить, что первоначально существовали две разновозрастные серии даек, внедрившихся в гнейсовые толщи кулажинской серии и амфиболит-гнейсового комплекса, позже прорванные и частично ассимилированные гранитоидами микашевичского комплекса.

Породы субщелочной серии *каменецкого комплекса* по химическому составу (табл. 9) существенно отличаются от входящих в него пород нормального ряда (см. табл. 4). В субщелочных породах в целом ниже содержание SiO_2 (преобладает 46–50%), значительно больше TiO_2 , выше общая железистость и щелочность (см. рис. 9). Породы имеют умеренную глиноземистость, обеднены MgO , содержание которого ниже, чем CaO , и обогащены P_2O_5 , количество которого достигает 2–3%. В них наблюдается довольно низкое содержание Cr и Ni , причем во всех разностях пород V преобладает над Cr . Повышено относительно кларка содержание Pb , Sn , Ba (существенно преобладает над Sr), Zr , Nb и редкоземельных элементов (РЗЭ).

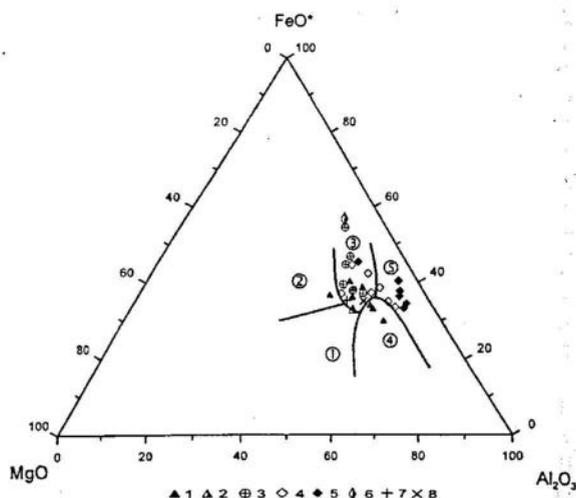


Рис. 11. Диаграмма $\text{MgO}-\text{FeO}^*-\text{Al}_2\text{O}_3$ для основных пород субщелочных серий дайковых комплексов кристаллического фундамента Беларуси и смежной территории Украинского щита. 1–8 – условные обозначения на рис. 9, 10. Поля базальтовых серий (цифры в кружках): 1 – океанических абиссальных, 2 – океанических островных, 3 – континентальных плагобазальтовых, 4 – орогенных островодужных и окраинно-континентальных, 5 – островных из зон спрединга (Pearce et al., 1977).

Таблица 9

Средний химический состав субщелочных пород каменецкого комплекса

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	47,64	52,19	46,90	37,77	48,08	45,84	50,07	49,69
TiO_2	2,33	2,34	2,60	3,41	3,47	3,47	2,14	2,57
Al_2O_3	15,17	14,66	14,71	14,41	14,34	13,99	15,04	12,40
Fe_2O_3	6,69	6,23	5,72	10,95	5,74	4,36	3,26	4,16
FeO	6,51	5,58	7,91	11,99	6,63	11,22	9,36	9,75
MnO	0,13	0,17	0,14	0,17	0,15	0,20	0,14	0,23
MgO	5,23	4,21	5,98	3,83	5,02	4,16	5,11	4,33
CaO	8,64	6,81	8,60	9,20	6,43	9,38	8,47	7,44
Na_2O	2,92	3,09	2,88	2,56	3,38	3,22	3,00	2,90
K_2O	1,49	2,52	1,36	0,66	2,07	1,45	1,31	2,90
P_2O_5	1,25	0,53	1,34	3,10	2,21	1,65	0,70	1,56
SO_3	0,22	0,16	0,45	0,64	0,26	0,00	0,44	0,02
П.п.п.	1,40	1,16	1,12	0,95	2,20	0,89	1,19	2,03
Сумма	99,62	99,65	99,71	99,64	99,66	99,83	100,23	99,98
Fob	0,72	0,74	0,70	0,86	0,72	0,79	0,71	0,77
al'	0,82	0,92	0,75	0,54	0,82	0,71	0,85	0,68
$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$	1,96	1,23	2,11	3,88	1,63	2,22	2,30	1,00
n	30	8	11	2	11	2	4	1
V	160	160	170	300	150	180	160	
Cr	63	60	50	100	65	8	42	
Ni	68	52	60	80	55	13	27	
Co	28	24	38	30	37	35	34	
Sc	27	29	35	30	27	20	52	
Cu	73	88	83	100	48	55	27	
Pb	19	14	16	10	18	10	11	
Zn	170	120	130	300	130	150	130	
Mo	1,6	1,6	1,7	1,5	1,0	1,8	1,3	
Sn	3,1	2,5	4,5	4,0	2,3	2,0	2,0	
Ga	18	19	21	20	22	13	22	
Sr	580	500	850	600	370	250	430	
Ba	1200	1600	1200	800	1100	800	470	
Be	2,2	2,3	1,9	1,0	1,5	0,9	2,1	
Zr	1300	1200	590	800	220	400	350	
Nb	30	32	19	30	8,5	20	20	
Y	43	40	25	40	30	30	35	
Yb	3,9	3,5	5,3	5,0	2,3	2,5	3,1	
La	150	140	78	150			66	
Ce	120	87	83	100				
Cr/V	0,40	0,38	0,29	0,33	0,40	0,04	0,26	
Ni/Co	2,4	2,1	1,6	2,7	1,5	0,37	0,79	
Ba/Sr	2,1	3,2	1,4	1,3	3,0	3,2	1,1	
n	12	6	6	1	15	2	10	

Примечание. 1–2 – габбро-долериты и долериты меланократовые (1 – скв. Р 10, 20) и лейкократовые (2 – скв. Р 20); 3 – микродолериты (скв. Р 10, 20, 30) и 4 – рудные долериты (скв. Р 10) Каменецкого массива; 5 – долериты Несвижской дайки (скв. Б 12п, Б 69к); 6–8 – долериты из даек Бобовнянского выступа (6 – скв. Б 31п, 7 – скв. Б 5, 8 – скв. Мн 1).

Причем для последних характерна высокая степень фракционирования и резкое преобладание легких РЗЭ (см. рис. 8). Рудные долериты выделяются высоким содержанием железа, V и Zr; больше, чем в остальных породах, в них хрома и меди и меньше SiO_2 и Al_2O_3 .

От обогащенных титаном и железом ферродолеритов дифференцированной толеитовой серии песковского комплекса субщелочные долериты и габбро-долериты каменецкого комплекса отличаются более высокой кремнекислотностью, меньшим содержанием железа и магния и более высоким – щелочей, P_2O_5 , крупноионных литофильных (Sr, Ba, Zr, Nb) и легких редкоземельных (La, Ce, Sm) элементов.

По высокому содержанию титана и фосфора, повышенной щелочности и железистости, обогащенности редкими литофильными элементами субщелочные породы каменецкого комплекса близки к базальтам щелочнобазальтовых серий, широко распространенных в областях тектономагматической активизации консолидированных областей, а также в рифтовых зонах. На диаграмме AFM (см. рис. 10) фигуративные точки габбро-долеритов группируются вблизи вариационных кривых составов пород Гавайской и Шотландской щелочных серий. Это, наряду с минералого-геохимическими особенностями, позволяет относить их к производным глубинной щелочнобазальтовой магмы, образующейся, согласно экспериментальным данным (Грин, Рингвуд, 1968), в результате невысокой степени частичного плавления неистощенного мантийного вещества на глубинах примерно 60–80 км.

Низкое содержание MgO и повышенная железистость габбро-долеритов свидетельствует об образовании их из расплава, из которого были частично удалены такие минералы, как магнезиальный оливин и энстатит. Совместная кристаллизация этих минералов, судя по экспериментальным данным (Грин, Рингвуд, 1968), возможна при давлении 9 кбар, т. е. на глубинах примерно 30–35 км, что, по-видимому, отвечает положению промежуточного магматического очага. Процессами фракционирования магматического расплава в таком очаге («внутриочаговая» дифференциация), очевидно, и обусловлены особенности химического состава пород субщелочной серии каменецкого комплекса. На диаграмме $\text{MgO}-\text{FeO}^*-\text{Al}_2\text{O}_3$ (см. рис. 11) фигуративные точки габбро-долеритов располагаются в поле континентальных платобазальтов. Несомненно, что формирование субщелочных габбро-долеритов, как и щелочнобазальтовых серий рифтогенных областей, было связано с обстановкой растяжения консолидированной земной коры.

Характерной чертой химического состава габбро-долеритов загорбашского комплекса (табл. 10) и близких к ним по составу даек Вольнского блока, как и пород субщелочной серии каменецкого комплекса, является повышенная щелочность, титанистость, повышенное содержание фосфора и редких литофильных элементов.

Таблица 10
Средний химический состав субщелочных габбро-долеритов Житковичского горста и Вольнского блока Украинского щита

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	44,40	45,20	47,70	46,70	48,86	49,52	49,63	49,29
TiO_2	2,63	2,99	2,65	2,22	2,38	2,60	2,80	2,98
Al_2O_3	16,20	15,30	17,00	16,30	17,13	18,20	17,45	16,18
Fe_2O_3	4,54	7,26	4,70	6,06	3,68	2,60	2,10	7,76
FeO	9,64	9,52	8,32	9,10	9,41	8,20	9,12	4,32
MnO	0,16	0,18	0,16	0,22	0,12	0,10	0,15	0,18
MgO	7,06	4,65	4,04	3,53	3,11	2,65	2,90	4,70
CaO	6,36	6,94	7,25	4,76	7,17	7,30	6,22	7,59
Na_2O	2,78	3,31	3,61	2,99	3,64	4,10	4,60	3,79
K_2O	1,63	1,58	1,85	3,48	1,73	1,80	2,11	1,70
P_2O_5	0,25	0,23	0,49	1,20	0,54	1,03	1,00	0,41
П.п.п.	4,15	2,67	2,12	3,25				
Сумма	99,80	99,83	99,89	99,81	97,77	98,10	98,08	98,90
Fоб	0,67	0,78	0,76	0,81	0,81	0,80	0,80	0,72
al'	0,76	0,71	1,0	0,87	1,1	1,4	1,2	0,96
$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$	1,7	2,1	2,0	0,86	2,1	2,3	2,2	2,2
n	5	3	21	5	13	4	3	

Примечание. 1–4 – Житковичский горст, загорбашский комплекс: 1–3 – субщелочные габбро-долериты (1 – скв. Жт 0110, 41, 89кр, 391кр, 2 – скв. Жт 0189, 0752, 0755, 3 – скв. Жт 0735, 0752–0755, 0982, 0983, 1, 28), 4 – габбро-долериты калишпатизированные (скв. Жт 0680, 4, 15, 111, 121); 5–7 – Вольнский блок Украинского щита, субщелочные габбро-долериты из даек: 5 – Звиздаль-Залесской, 6 – Белокоровичской, 7 – Замысловичской (Бухарев, Полянский, 1983, таблица, № 1, 10, 12); 8 – рифт Осло, плагифирированный базальт (Магматические ..., 1985, табл. 6, ан. 2).

Среднее содержание кремнезема в них несколько ниже – 44,0–49,6%, а суммарное количество щелочей выше – 4,5–6,7% (см. рис. 9). При этом содержание K_2O уступает количеству Na_2O ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1,7-2,3$), и лишь в породах, подвергшихся калишпатизации, калий незначительно преобладает над натрием. Характерны умеренная и высокая глиноземистость ($\text{al}'=0,7-1,4$), высокая и довольно постоянная общая железистость ($\text{Fоб}=0,67-0,81$) при преобладании закисного железа над окисным. Подобно субщелочным породам каменецкого комплекса, габбро-долериты обеднены Sr, Ni, Cu и, кроме того, Zn и Nb; в повышенных количествах, по сравнению с кларками для основных пород по А.П. Виноградову (1962), в них присутствуют Sn, Ba, Zr, La (табл. 11). При этом количество Sr, Ba, Zn, Zr, La в них существенно ниже, чем в каменецких габбро-долеритах.

Фигуративные точки составов субщелочных габбро-долеритов загорбашского комплекса так же, как каменецкого, располагаются на вариационных кривых пород щелочных серий (см. рис. 10), причем на большем удалении от их начальной точки, соответствующей составу родоначальной щелочнобазальтовой магмы. Это может

свидетельствовать о более высокой степени дифференцированности магматического расплава, из которого кристаллизовались

загорбашские габбро-долериты, что, однако, не согласуется с более низким содержанием в них некоторых литофильных и редкоземельных элементов, а также с относительно слабой их фракционированностью (см. рис. 8). Причиной этого могли быть изначальные различия состава мантийных выплавов либо разная глубина положения промежуточного магматического очага и соответственно разные пути дифференциации магмы.

Как и породы каменецкого комплекса, габбро-долериты загорбашского комплекса являются типичными представителями щелочнобазальтовых серий, широко распространенных в зонах тектономагматической активизации и рифтогенеза консолидированных областей земной коры. Примечательно их петрохимическое сходство с плагиофировыми базальтами (см. табл. 10, № 8), возникшими в раннюю (предрифтовую) стадию развития палеозойского рифта Осло (Магматические..., 1985).

УМЕРЕННО ЩЕЛОЧНАЯ СЕРИЯ

Трахидолериты и трахиандезиты *калиновского комплекса*, слагающие дайки в пределах Житковичского горста, по высокой щелочности (см. рис. 9) и другим петрогеохимическим особенностям относятся к умеренно щелочной магматической серии, занимающей промежуточное положение между типичными субщелочными и щелочными петрохимическими сериями пород. В отличие от рассмотренных выше серий, в породах калиновского комплекса наблюдается наиболее высокое содержание K_2O (3–4 %), хотя и уступающее количеству Na_2O . Другими отличительными особенностями являются высокая глиноземистость, весьма высокая общая железистость пород, низкое содержание MgO и CaO (табл. 12). Все породы имеют специфический микроэлементный состав, резко отличающий их от мафических пород остальных магматических комплексов. Это прежде всего очень низкое для пород с такой кремнекислотностью (50–55 % SiO_2) содержание сидерофильных элементов (V, Cr, Ni), в 10–30 раз уступающее кларкам для основных и средних пород по

Таблица 11
Среднее содержание микроэлементов в субщелочных габбро-долеритах Житковичского горста

Элементы	Порода	Элементы	Порода	Элементы	Порода
V	160	Zn	100	Zr	230
Cr	27	Mo	1,3	Nb	8,9
Ni	40	Sn	2,6	Y	30
Co	42	Ga	22	Yb	2,3
Sc	28	Sr	380	Cr/V	0,17
Cu	46	Ba	600	Ni/Co	0,93
Pb	13	Be	2,5	Ba/Sr	1,6
n	42	n	42	n	42

А.П. Виноградову (1962), а также обогащенность пород Ba, Pb, редкими литофильными (Be, Sn, Zr) и редкоземельными элементами.

К трахиандезитам Житковичского горста по химическому составу близки трахиандезибазальты Микашевичской дайки. Они также имеют высокую железистость и глиноземистость, обеднены V, Cr, Ni и Co, в повышенном количестве содержат Ba, Zr, Be. По суммарному количеству щелочей (9,35–9,75 %) это уже типичные щелочные породы (см. табл. 12, рис. 9), близкие к тефрифенолитам. Такие же геохимические особенности свойственны и эффузивным породам верхнезбраньковской подсвиты Овручской впадины. В отличие от однопородных пород Житковичского горста, для них характерны более высокие концентрации Ba, Be, Sn, Zr и Nb, преобладание K_2O над Na_2O и Fe_2O_3 над FeO . Последнее связано, очевидно, с поверхностными условиями их формирования.

Мегаплагиофировые трахидолериты Глушковичской дайки отличаются от всех названных пород калиновского комплекса высокой титанистостью, умеренной глиноземистостью и сравнительно невысоким содержанием щелочей. В этом отношении они сходны с комагматичными габброидами, и в первую очередь с щелочным габбро Ничипоровского массива (см. табл. 12, № 7), расположенного, как и сама дайка, в непосредственной близости от поля вулканитов збраньковской свиты. По остальным геохимическим параметрам как те, так и другие близки к трахидолеритам и трахиандезитам.

Незначительные содержания V, Cr и Ni в трахиандезитах и трахидолеритах, на первый взгляд, не согласуются с относительно низкой их кремнекислотностью, свойственной породам основного и среднего состава. Из всех типов магматических пород с такими содержаниями SiO_2 дефицит микроэлементов группы железа при повышенных концентрациях редких литофильных элементов и обедненности пород CaO и, особенно, MgO характерен лишь для нефелинсодержащих вулканитов типа лейкотефритов и тефрифенолитов, входящих в состав калиево-натриевых щелочных серий (Магматические..., 1984). О высокой щелочности трахиандезитов свидетельствует наличие в них вкрапленников и микролитов щелочного полевого шпата (микроклина?). Не исключено, что в основной массе трахиандезитов и трахидолеритов, представленной в настоящее время тонкозернистым агрегатом вторичных минералов, первоначально присутствовали и фельдшпатоиды, которые, как известно, легко преобразуются во вторичные минералы – микроклин, альбит, серицит, хлорит, кальцит, каолинит.

Петрогеохимические особенности трахидолеритов и трахиандезитов свидетельствуют о том, что они представляют собой продукт кристаллизации поздних дифференциатов глубинных щелочнобазальтовых магм. На это указывает и положение фигуративных точек их состава на вариационных кривых Гавайской и Шотландской щелочных серий, причем на значительном удалении от состава родона-

Таблица 12
Средний химический состав пород калиновского комплекса,
вулканитов збраньковской свиты Овручской впадины
и комагматичных габброидов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	51,24	55,00	52,29	51,16	56,16	50,00	45,45
TiO ₂	1,57	0,93	1,82	1,31	0,71	3,74	3,85
Al ₂ O ₃	17,50	15,90	16,61	17,81	16,82	14,04	11,59
Fe ₂ O ₃	3,63	9,39	4,14	6,06	6,45	1,66	4,75
FeO	7,82	3,14	6,79	4,58	3,52	13,16	14,67
MnO	0,18	0,13	0,22	0,17	0,19	0,19	0,25
MgO	1,83	1,22	1,75	1,89	1,85	3,55	2,86
CaO	4,87	3,35	3,41	4,49	1,64	6,01	7,44
Na ₂ O	4,89	4,44	4,95	3,70	4,04	3,33	3,34
K ₂ O	3,09	3,89	4,60	4,54	5,51	2,00	2,60
P ₂ O ₅	0,87	0,14	0,26	0,49	0,13		1,34
П.п.п.	2,32	2,21	2,62	3,06	2,63	1,39	1,66
Сумма	99,81	99,74	99,44	99,25	99,64	99,55*	99,80
Fo _б	0,86	0,84	0,86	0,85	0,85	0,81	0,87
al ⁺	1,32	1,16	1,31	1,42	1,42	0,76	0,72
Na ₂ O/K ₂ O	1,58	1,14	1,08	0,81	0,73	1,66	1,3
n	5	5	2	7	10	1	10
V	8,4	9,0	7,0	8,4	4,2	70	4,2
Cr	4,2	7,5	20	<3,0	<3,0	40	<3,0
Ni	4,5	14	2,0	<3,0	<3,0	12	<3,0
Co	14	11	5,0	13	5,2	15	16
Sc	22	22	12	30	49	12	58
Cu	14	95	8,0	36	27	17	31
Pb	20	48	15	13	60	7,0	11
Zn	100	78	170	110	190	170	140
Mo	1,8	2,7	1,5	1,6	4,2	1,5	3,1
Sn	4,8	10	5,0	6,9	29	2,5	1,5
Ga	21	55	30	35	41	30	22
Sr	490	720	3 00	300	280	500	220
Ba	910	870	1700	1300	1200	700	1200
Be	4,9	5,7	7,0	5,2	18	1,7	0,9
Zr	870	850	300	1000	2800	150	430
Nb	21	32	25	40	93	10	26
Y	63	160	40	52	98	20	33
Yb	5,2	16	7,0	4,4	9,3	2,0	2,6
La	33	160		90	150		53
Cr/V	0,50	0,83	2,8	<0,30	<0,70	0,57	<0,70
Ni/Co	0,32	1,27	0,40	<0,20	<0,50	0,80	<0,20
Ba/Sr	1,9	1,2	5,7	4,3	4,3	1,4	5,5
n	11	6	2	20	16	2	32

Примечание. 1 – мегаллагиофировые трахидолериты (скв. Жт 0706, 111, 121) и 2 – афировые трахиандезиты (скв. Жт 036, 0832) Жит-

ковичского горста; 3 – трахиандезибазальты Микашевичской дайки (обр. Мк К75–2, Мк К80–1); 4 – мегаллагиофировые трахидолериты (скв. Е 5, 35) и 5 – афировые трахиандезиты (скв. Е 18, 34) збраньковской свиты Овручской впадины; 6 – мегаллагиофировые трахидолериты Глушковичской дайки (обр. Гл К94–3а); 7 – щелочные габбро Ничипоровского массива. *Включая 0,48 % SO₃.

чальной магмы (см. рис. 10). Примечательно, что при общности состава трахидолеритов и трахиандезитов между ними наблюдаются определенные различия. В частности, в трахиандезитах ниже содержания TiO₂, Al₂O₃, MgO, CaO, P₂O₅ и больше щелочей, редких литофильных и редкоземельных элементов. При этом в них четко проявлен Eu-минимум (см. рис. 8), что позволяет предполагать образование их из более дифференцированного расплава по сравнению с трахидолеритами. Конечными продуктами магматической дифференциации, как было показано ранее (Аксаментова, 1986), являлись трахиты и щелочные сиениты, а также щелочные метасоматиты с редкоземельно-редкоземельным оруденением.

По петрогеохимическим особенностям породы калиновского комплекса и збраньковской свиты наиболее близки к калиево-натриевым щелочным сериям, приуроченным исключительно к зонам растяжения (рифтогенеза) земной коры. Это подтверждается расположением фигуративных точек в поле базальтовых серий из зон спрединга (см. рис. 11). На континентах такие серии возникают в пределах консолидированных складчатых областей, срединных массивов с древним фундаментом и в древних кратонах с устойчивым платформенным режимом развития. Наблюдается значительное петрохимическое сходство вулканогенных пород збраньковской свиты и комагматичных им трахидолеритов и трахиандезитов дайковой и субвулканической фаций с магматическими образованиями рифтов Восточной и Северной Африки, Тянь-Шаня, Байкала и, особенно, Кузнецкого Ала-Тау, где щелочнобазальтовый магматизм проявился после продолжительного (более 100 млн лет) перерыва в осадконакоплении в связи с тектоническими движениями по древним и вновь образованным глубинным разломам (Лучицкий, 1960). По-видимому, появление на юге Беларуси и севере Украины щелочнобазальтовых серий также было связано с проявившимися после длительного тектонического «покоя» процессами рифтогенеза консолидированной земной коры и заложением глубинных, достигающих верхней мантии разломов.

Сравнение химического состава пород мафических дайковых комплексов фундамента Беларуси показывает, что они существенно различаются между собой по целому ряду петрогеохимических характеристик (см. табл. 1), которые, наряду с минералого-петрографическими особенностями пород, могут использоваться в качестве критериев для их возрастного расчленения.

Породы ранних толеитовых серий (русиновский, волхвинский комплексы) представлены метаморфизованными в условиях эпидот-амфиболитовой фации мафическими породами с подчиненным количеством ультрамафитов. Они имеют низкую или умеренную железистость и глиноземистость, близкие к кларкам содержания сидерофильных элементов и пониженные – Zr и Nb. Хром в них обычно преобладает над ванадием и никелем, а никель над кобальтом. Различия между метабазитами русиновского и волхвинского комплексов заключаются в большей обогащенности последних щелочами вследствие воздействия на них гранитов, среди которых они встречаются в виде мелких ксенолитов. Мафические образования дифференцированной толеитовой серии песковского комплекса характеризуются более высокой титанистостью и железистостью вплоть до появления среди них ферродолеритов, резко обедненных Cr и Ni и обогащенных P_2O_5 .

Мафит-ультрамафитовая серия (аргеловщинский комплекс), хотя и содержит отдельные разновидности пород, сходные с породами толеитовых серий, отличается от них преобладанием ультрамафитов и присутствием типичных ультрабазитов, обогащенных Cr, Ni, Co. Габбро-долериты и габбро, имеющие более высокую титанистость и железистость и обедненные сидерофильными элементами, включены в состав комплекса условно.

Породы более поздних толеитовых серий (нагорновский, каменецкий комплексы) не подвержены региональному метаморфизму и, имея в целом сходный с ранними сериями петрохимический состав, отличаются повышенным содержанием никеля, который обычно преобладает над хромом.

Мафические породы субщелочных серий волхвинского, каменецкого и загорбашского комплексов отличаются от пород толеитовых серий не только повышенной щелочностью, но и высокой железистостью, титанистостью, дефицитом сидерофильных элементов и иными их соотношениями ($V > Cr, Co > Ni$). В повышенном количестве в них присутствует Ba, Zr и другие редкие литофильные элементы. Причем минимальное их содержание наблюдается в субщелочных метабазитах волхвинского комплекса.

Дайковые образования умеренно щелочной серии калиновского комплекса, как и комагматичные им вулканиты збраньковской свиты и щелочные габброиды, развитые на севере Украинского щита, выделяются наиболее высокой щелочностью и железистостью, обогащены редкими литофильными и редкоземельными элементами и резко обеднены магнием и сидерофильными элементами.

ЗНАЧЕНИЕ ДАЕК ДЛЯ РЕШЕНИЯ НЕКОТОРЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ВОПРОСОВ

Дайки являются неотъемлемым элементом развития магматизма как в складчатых областях, так и на платформах. Определение их возрастной последовательности и соотношения с вмещающими породами способствует уточнению схемы расчленения вмещающих их пород и лучшему познанию истории геологического развития региона. Структурные и минералогические особенности дайковых пород, зависящие в значительной мере от условий и глубины их кристаллизации, служат показателями уровня эрозионного среза на участках их распространения, что и было показано в гл. 2.

Мафические дайки, связанные с мантийными или промежуточными магматическими очагами, служат чуткими индикаторами глубинного строения территории и тектонической (геодинамической) обстановки, существовавшей в момент их формирования. Пространственное размещение даек отражает положение ослабленных зон глубинного заложения и наличие магмоподводящих каналов, нередко служивших путями циркуляции гидротермальных и рудоносных растворов. Кроме того, сами дайки могли представлять благоприятную среду для локализации оруденения.

ДАЙКИ – ИНДИКАТОРЫ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Сравнение петрогеохимических особенностей пород дайковых комплексов показывает, что от ранних образований к более поздним происходило возрастание их щелочности и смена толеитовых серий субщелочными, вплоть до появления пород с повышенной калиевой щелочностью, что отражает возрастающую степень консолидации земной коры. Намечается два крупных этапа геологического развития региона. Наибольшие различия наблюдаются между дайками, сформировавшимися в течение этих этапов рубеж между которыми фиксируется внедрением габбро-анортозит-рапакиви-гранитных плутонов примерно 1875–1820 млн лет назад, указывающих на полную кратонизацию территории и переход ее в платформенный (квазиплатформенный) режим развития.

Образовавшиеся до него дайковые комплексы представлены в основном толеитовыми сериями пород, возникшими на участках земной коры с океаническим типом строения (русиновский и частично волхвинский комплексы) или в относительно стабильной внутриплитной обстановке также, по-видимому, океанического типа (песковский комплекс) в условиях режима растяжения. Возрастное положение и геодинамические условия формирования мафит-ультрамафитовой серии (аргеловщинский комплекс) пока не совсем

ясны. По петрогеохимическим особенностям пород можно предполагать, что внедрение магм ультрабазитового и базитового состава происходило вдоль долгоживущей зоны разломов в условиях консолидированной земной коры. Дайковые комплексы этого этапа связаны с разломами диагонального, преимущественно северо-восточного, направления.

Дайковые комплексы, возникшие после становления рапакиви-гранитных плутонов, представлены магнезиально-толеитовой серией (нагорновский комплекс), сходной с интрузивными траппами древних платформ, и сменившими ее во времени субщелочными и умеренно щелочными (щелочнобазитовыми) магматическими сериями (каменецкий, загорбашский, калиновский комплексы), типичными для зон тектономагматической активизации и начального рифтогенеза консолидированных областей земной коры. Формированию их предшествовала значительная денудация территории, происходившая, вероятно, 1820–1770 млн лет назад, в результате которой на поверхность были выведены глубинные уровни рапакиви-гранитных плутонов.

Долериты нагорновского комплекса, являющиеся производными быстро поднявшихся к поверхности слабо дифференцированных мантийных магм, отражают обстановку кратковременного, но интенсивного растяжения консолидированной земной коры. По аналогии с условиями проявления толеитового магматизма в рифтовых структурах (Казьмин, 1985) можно предполагать, что скорость раздвижения превышала 1 см/год.

Появление щелочнобазитовых серий указывает на замедление растяжения и снижение магматической активности. Субщелочные долериты каменецкого и загорбашского комплексов, развитые в разных структурных зонах, имеют близкий химический состав, свидетельствующий о сходных условиях и, по-видимому, близком времени их формирования. Широкое площадное распространение этих пород и различная ориентировка даек связаны, очевидно, с рассеянной проницаемостью земной коры, характерной для предрифтовой стадии развития консолидированных областей.

Возникшие позже дайки трахидолеритов и трахиандезитов калиновского комплекса, комагматичные им эффузивы збраньковской серии, а также щелочные габброиды и сиениты распространены на сравнительно ограниченной площади на севере Украинского щита и в южной части Беларуси. По петрогеохимическим особенностям они близки к калиево-натриевым щелочнобазитовым сериям эпиорогенных континентальных рифтов, образующихся в обстановке мощной консолидированной земной коры, собственной платформенным областям, но с еще не остывшей пластичной литосферой (Фролова, Бурикова, 1997). Появление ареала щелочнобазитовых пород на данной территории было обусловлено, очевидно, наличием области высокой флюидо- и магмопроницаемости земной коры в узле пересечения двух крупных линеаментных зон – долгоживущего раннепро-

терозойского Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса северо-восточного простирания и наложенной зоны тектономагматической активизации, протягивающейся в северо-западном направлении вдоль края Восточно-Европейского кратона и фиксируемой поясом рапакиви-гранитных плутонов. Смена субщелочного магматизма щелочнобазитовым, локальность распространения последнего указывают на затухание магматической активности и дальнейшее снижение интенсивности растяжения земной коры (до 0,05–0,10 см/год), приведших в конечном счете к полному прекращению раннепротерозойского магматизма в регионе.

МАФИЧЕСКИЕ ДАЙКИ – ИНДИКАТОРЫ РАЗЛОМОВ ГЛУБИННОГО ЗАЛОЖЕНИЯ

Преобладающие в кристаллическом фундаменте Беларуси дайковые образования являются производными базальтовых или пикрит-базальтовых магм, источники которых располагаются в пределах верхней мантии, и дайки служат как бы связующим звеном между пунктами магмообразования, промежуточными очагами и приповерхностными уровнями земной коры, фиксируя тем самым положение глубинных зон проницаемости, проявляющихся в виде разломов глубинного заложения. На щитах и в фанерозойских складчатых областях приуроченные к ним дайки образуют, как правило, протяженные и хорошо прослеживаемые пояса (рои). Так, на Украинском щите установлено 17 дайковых поясов, имеющих преимущественно северо-западное простирание (Крутиховская и др., 1976); менее распространены пояса даек субширотного, меридионального и северо-восточного направлений. Формирование дайковых поясов обычно связывается с процессами растяжения земной коры (Кратц, Платунова, 1983). Различие же в пространственной ориентировке разновозрастных поясов указывает на смену во времени направлений тангенциальных напряжений в земной коре, определяющих положение доминирующих систем разломов.

В кристаллическом фундаменте Беларуси пояса даек практически не выделяются, что объясняется, очевидно, не столько их отсутствием, сколько малыми размерами и большой мощностью перекрывающего платформенного чехла, не позволяющими идентифицировать их геофизическими методами. Однако по взаиморасположению вскрытых скважинами дайковых пород того или иного комплекса, их отношению к структурам фундамента, а иногда и непосредственно по геологическим и геофизическим данным (например, Нагорновская, Несвижская и др. дайки) можно говорить, что, как и на щитах, дайки локализируются вдоль более или менее выдержанных линейных зон, фиксируя положение разломов или ослабленных зон глубинного заложения, существовавших в отдельные этапы развития земной коры. Преобладающим направлением простирания даек в кристаллическом фундаменте Беларуси является северо-восточное, менее

распространено северо-западное, субширотное и меридиональное. Северо-восточное направление простирания характерно для ранних дайковых образований, включающих все толентовые и мафит-ультрамафитовую серии, хотя имеются некоторые отличия в их азимутальной ориентировке.

Дайки и силлы метабазитов *русиновского комплекса* локализованы преимущественно в прибортовых частях Околовской грабен-синклинали. Проявления магматизма были приурочены, по-видимому, в основном к ограничивающим ее разломам, имеющим простирание СВ 25–30°.

Дайки долеритов и габбро-долеритов дифференцированной толентовой серии *песковского комплекса* развиты в Волковыской и Дятловской blastомилонитовых зонах Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса, но встречаются и в Околовской грабен-синклинали. Первоначальные формы и условия залегания даек неизвестны из-за ограниченности фактических геологических данных (вскрыты единичными скважинами). Приуроченность же их к зонам blastомилонитов северо-северо-восточного простирания (СВ 10–25°) и наличие в самих дайках локальных участков интенсивного расщелачивания и метаморфизма свидетельствует о связи даек с эндогенными процессами, происходившими в пределах названных зон.

Метабазиты *волхвинского комплекса* распространены в Осницко-Микашевичском вулканоплутоническом поясе. Разобщенность и фрагментарность их выходов не позволяют связать их образование с какими-нибудь конкретными разломами. По аналогии с траппами молодых платформ, с которыми они имеют наиболее сходство, можно предполагать, что проявления базитового магматизма происходили в пределах широкого прогиба, заложившегося на консолидированном основании вдоль зоны новообразованных разломов. Судя по пространственной распространенности метабазитов, она также имела северо-восточное простирание.

Массивы и дайкообразные тела мафит-ультрамафитовых пород *аргеловицкого комплекса* локализованы в пределах Старицкой зоны разломов, протягивающейся в северо-восточном направлении по азимуту СВ 50–55° на расстояние 350–400 км (см. рис. 1). Ширина зоны в средней, наиболее изученной части достигает 20–25 км. Породы кристаллического фундамента здесь интенсивно расщелачиваны, милонитизированы и превращены в тонкополосчатые, линзовидно-полосчатые сланцы и blastопорфиновые гнейсы. Мафит-ультрамафитовые интрузивы выявлены на двух участках зоны – в ее средней, собственно Старицкой, части и на крайнем юго-западе. По геофизическим данным предполагается наличие аналогичных массивов и на отрезке зоны между этими двумя участками. В отличие от вмещающих пород, мафит-ультрамафитовые породы практически не подверглись расщелачиванию, что указывает, во-первых, на более позднее время их образования и, во-вторых, на использование

магматическими расплавами ранее существовавших разломов. Это свидетельствует о долгоживущем характере Старицкой зоны, которая, с учетом расположенного на ее продолжении Руднянского разлома, протягивается по диагонали через всю территорию Беларуси и делит ее на две примерно равные части – северо-западную и юго-восточную, отличающиеся, как отмечалось в гл. 2, разным уровнем эрозионного среза кристаллического фундамента. Судя по преобладающему ультрамафическому составу пород аргеловицкого комплекса, разломы Старицкой зоны достигали верхней мантии.

Дайки недифференцированной магнезиально-толентовой серии *нагорновского комплекса* приурочены к Нагорновскому разлому и ряду параллельных ему разломов, вытянутых по азимуту СВ 35°. Сам же Нагорновский разлом является северным ответвлением Горынского разлома (простирание СВ 55°), протягивающегося с территории Украинского щита на расстояние не менее 100 км. На Украинском щите к нему также приурочены дайки долеритов (Бухарев, 1989). Крупные размеры, выдержанность по простиранию, прямолинейные контакты с вмещающими породами и крутое падение даек свидетельствуют о выполнении ими трещин скальвания, развившихся в условиях консолидированной земной коры. Петрологические особенности долеритов указывают на быстрый подъем мантийных расплавов и относительную кратковременность проявления этого типа магматизма, хотя тектономагматическая активность этой системы разломов сохранялась еще продолжительное время, о чем можно судить по приуроченности к ней трещинной интрузии наиболее молодых аляскитовых гранитов березинского комплекса, имеющего возраст примерно 1770–1760 млн лет, а также по интенсивному расщелачиванию эндо- и экзоконтактных зон Нагорновской дайки.

Таким образом, судя по соотношению даек толентовых серий с вмещающими их породами, унаследованности тектонических движений и путей внедрения магматических расплавов, а также деформациям самих даек, системы разломов с преобладающей азимутальной ориентировкой СВ 25–55° сохраняли подвижность на протяжении не менее 300–400 млн лет с 2200–2100 (заложение Осницко-Микашевичского пояса) до 1770–1760 млн лет назад (внедрение аляскитов).

Дайки поздних субщелочных серий (*каменеуцкий, загорбаицкий комплексы*) имеют преимущественно северо-западное и ортогональное направления. Проявившись в условиях консолидированной земной коры в кратонный этап развития территории, они не связаны с какими-либо конкретными структурами кристаллического фундамента, встречаясь как в архейских гранулитовых блоках, так и в наиболее молодых протерозойских гранитоидных плутонах. Возможно, их размещение определялось линеаментными зонами меридионального простирания, о чем свидетельствует ориентировка таких крупных даек, как Несвижская и Звиздаль-Залесская, а также

локализация субщелочных дайковых пород в пределах широкой полосы, протягивающейся в меридиональном направлении через центральную часть Беларуси к западу от суперрегиональной зоны, трассируемой Василевичским и Чашниковским разломами глубинного заложения. Примечательно, что она точно совпадает с субмеридиональной полосой, выделенной еще А.П. Карпинским (1919) как «Полесский подземный вал», протягивающийся по линии Украинский щит – Микашевичи – Лунинец – Бобовня – Минск – Полоцк, и, как показано позже (Гарецкий, Коженев, 1983), представляющей собой систему поднятий, существовавших в течение всех (включая современный) платформенных этапов развития Восточно-Европейской платформы (так называемая «главная меридиональная тектоническая ось Восточно-Европейской платформы»).

Дайки *трахидолеритов* и *трахиандезитов* калиновского комплекса и синхронные им эффузивы верхнезбраньковской подсветы, щелочные габброиды и сиениты также располагаются в пределах названной меридиональной полосы. Однако проявления щелочно-базитового магматизма этого этапа были связаны с разломами широтного простирания, с процессами типичного континентального рифтогенеза, наиболее ярко проявившимися уже на платформенном этапе развития региона в образовании Припятского субширотного грабена.

ДАЙКИ – ПОКАЗАТЕЛИ РУДООБРАЗУЮЩЕГО ПОТЕНЦИАЛА МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Рудообразующий потенциал дайковых комплексов, как и других магматических образований, определяется многими факторами, такими как состав и условия генерации родоначальных магм, характер их внутриочаговой и внутрикамерной дифференциации, глубина кристаллизации расплава, степень вторичных изменений пород, уровень их эрозионного среза и др. В большинстве случаев дайки не являются концентраторами рудных компонентов, а лишь показателями зон повышенной эндогенной активности и проницаемости в верхних частях земной коры и путей циркуляции гидротермальных и рудоносных растворов. Это относится и к дайковым комплексам кристаллического фундамента Беларуси.

Метабазиты *русиновского комплекса* геохимически сходны с основными вулканитами околоской серии и, по-видимому, приурочены к вулканическим центрам, поставившим эффузивный материал на поверхность, фиксируя тем самым местоположение магмоподводящих каналов и проницаемых зон, служивших путями циркуляции гидротермальных растворов. В результате взаимодействия последних с морской водой и донными осадками могли возникнуть новообразования сульфидных минералов (пирротин, пирит, халькопирит и др.), формирующие залежи колчеданных руд. Это подтверждается приуроченностью уже выявленных сульфидных рудо-

проявлений (Унихово, Раевщина, Столбцы) к участкам развития интрузивов русиновского комплекса. Поэтому такие интрузивы могут являться индикаторами вулканотрещинных структур.

Долериты и габбро-долериты *песковского комплекса* иногда содержат повышенное количество железа и титана, но наличие в них крупных концентраций титан-магнетитовых руд, очевидно, невозможно ввиду крутого падения даек. Присутствие этих даек указывает лишь на существование разломных и магмопроводящих зон во время их образования.

Преобладающие в составе *волхвинского комплекса* метабазиты субщелочной серии по особенностям химизма сопоставимы с траппами молодых платформ. В настоящее время не известны какие-либо крупные рудные месторождения, связанные с такими образованиями. Обедненность метабазитов Cr, Ni, Co, Cu – элементами, которые чаще остальных образуют рудопроявления в магматических породах основного состава, – также указывает на их низкую перспективность в отношении этих элементов. Более высокое содержание Cr, Ni, Co наблюдаются в метадиабазе и метагабброидах магнезиально-толеитовой серии волхвинского комплекса, которые нередко содержат рассеянную вкрапленность сульфидов, составляющую иногда до 8–10 % объема пород. Сульфидная минерализация приурочена к участкам пород, подвергшимся эпидотизации, и локализуется в трещинах или вблизи них. По данным минераграфического изучения, выполненного Л.Ф. Деревянкиной, среди сульфидов преобладает пирит, совместно с которым и в основной массе породы встречается пирит (в количестве до 0,1–0,5 %) пирротин, халькопирит, борнит и арсенопирит (?). Однако аллохтонный характер залегания пород в виде останцов и ксенолитов в гранитоидах в пределах Микашевичского горста не позволяет надеяться на обнаружение здесь значительных рудных концентраций. Возможно, более крупные массивы таких габброидов могут быть обнаружены в восточной части пояса, где по его периферии находятся высокоинтенсивные магнитные аномалии мелкомозаичного типа.

Аргеловицкий комплекс по минералогическим и химическим особенностям пород сходен с рудоносными мафит-ультрамафитовыми комплексами складчатых областей и зон тектономагматической активизации. На данном этапе изученности установлено, что ультрамафиты образуют массивы и дайкообразные тела небольших размеров и, по-видимому, имеют зональное строение. Для перидотитов и пироксенитов характерно довольно высокое содержание хрома и никеля, а по петрохимическому составу они близки к хромитосным и никеленосным базит-гипербазитовым интрузивам мамонского и бесединского комплексов Воронежского кристаллического массива, содержащим хромитовое и медно-никелевое оруденение (Чернышов, Бочаров, 1972; Чернышов, 1994). Причем существенным рудонесущим компонентом мамонского комплекса

являются дайковые образования, рассматриваемые в качестве ведущих критериев многофазной природы и длительного процесса формирования рудоносных комплексов (Чернышова, 2002). Примечательно, что на диаграмме (рис. 12) фигуративные точки пород аргеловщинского комплекса и ультрамафитов названных комплексов Воронежского массива занимают одно и то же положение. Такое сходство состава позволяет надеяться на обнаружение в Беларуси рудоносных интрузивов ультраосновных пород, подобных выявленным на Воронежском массиве.

Оливиновые долериты *нагорновского комплекса* по условиям залегания и петрологическим особенностям сходны с интрузивными траппами древних платформ. Тектоническая обстановка проявления траппового магматизма, в которой магматический расплав достигает поверхности или гипабиссального уровня не дифференцируясь, считается неблагоприятной для формирования эндогенных рудных месторождений, и мощные проявления базальтового магматизма в трапповых провинциях обычно не сопровождаются образованием крупных скоплений рудного вещества (Олейников, 1979). Это свидетельствует о малой вероятности образования рудных месторожде-

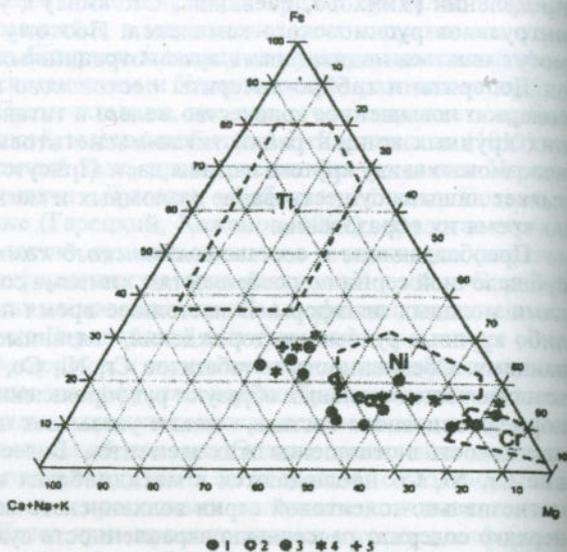


Рис. 12. Положение пород аргеловщинского комплекса на схеме металлогенической специализации базит-гипербазитовых интрузивов. 1–3 – породы аргеловщинского комплекса: 1 – перидотиты, пироксениты, тремолит-серпентиновые и флогопит-роговообманково-тремолитовые породы, 2 – горнблендиты, 3 – габброиды; 4–5 – базит-гипербазитовые породы мафит-ультрамафитовых комплексов Воронежского кристаллического массива (Чернышов, Бочаров, 1972): 4 – мамонского, 5 – бесединского. Пунктирной линией показаны контуры распространения титаноносных (Ti), никеленосных (Ni) и хромитоносных (Cr) базит-гипербазитовых интрузивов по А.И. Богачеву (1968).

ний, связанных с дайками оливиновых долеритов. Однако не исключено, что вследствие неравномерности тектонических движений могли существовать зоны, благоприятные для задержки и дифференциации магмы в промежуточном очаге и образования рудных концентраций. Подтверждением этому служит наличие медно-никелевого оруденения в расположенном на крайнем севере Украинского щита расслоенном Каменском массиве (Рябокоть, 1985; Петрогенезис ..., 1991), сложенном ультрамафитами и габброидами, петрохимически сходными с долеритами Нагорновской дайки. Предпосылкой появления рудных концентраций служит обогащенность пород, а следовательно, и исходных магм никелем.

Габбро-долериты и долериты субщелочной серии *каменецкого комплекса* отличаются от пород рассмотренных комплексов повышенным содержанием титана, фосфора, редких литофильных и редкоземельных элементов. По петрогеохимическим особенностям они близки к интрузивным образованиям зон тектономагматической активизации и континентального рифтового магматизма, для которых характерна высокая степень дифференциации магматических расплавов. Это, в свою очередь, создает благоприятные условия для концентрации рудного вещества. С интрузивными массивами такого типа связаны ильменит-титаномагнетитовые руды, часто с повышенным содержанием ванадия и апатита. В породах Каменецкого массива суммарное содержание оксидов железа на отдельных участках достигает 30 %, титана – 4 %, апатита – 3–4 %, а рассчитанные прогнозные запасы ильменит-магнетитовых руд, по данным В.В. Левчика и других, составляют 457,8 млн т при содержании валового железа 14–20 %. Высокая дифференцированность пород и обогащенность их остаточными литофильными элементами (Sn, Zr, лантаноиды) позволяют предполагать возможность накопления их в поздних наиболее кислых дифференциатах, а также в зонах постмагматического изменения пород.

Близкие по составу к породам *каменецкого массива* габбро-долериты *загорбашского комплекса* также содержат повышенное количество титаномагнетита, ильменита и апатита. Однако небольшие размеры даек и слабая степень дифференциации свидетельствуют о малой вероятности образования в них значимых рудных концентраций. Вместе с тем в близких по составу габброидах Юровского массива, расположенного на севере Украинского щита, содержание ильменита достигает 15 %, а титаномагнетита – 19 %. Причем титаномагнетит обогащен ванадием (0,65 %), что дает основание говорить о железо-титан-ванадиевой металлогенической специализации этих пород (Фомин и др., 1975). Такого типа габброидные массивы могут быть выявлены на участках Украинского щита, заходящих на территорию Беларуси, а также в восточной и центральной частях Осницко-Микашевичского пояса, примером чему служит Кличевский массив.

Трахиандезиты и трахидолериты калиновского комплекса специализированы на широкий спектр редких литофильных элементов (Sn, Zr, Nb, Be, Th, Li, TR), накапливающихся в ходе кристаллизационной и эманационной дифференциации щелочнобазальтовой магмы. Высокий темп их накопления в ходе развития магматизма и широкое развитие в районе процессов щелочного метасоматоза дают основание связывать известные в Житковичском горсте и на севере Украинского щита редкометалльные проявления с конечными продуктами дифференциации этих магм.

РУДОКОНТРОЛИРУЮЩЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ДАЕК

Дайки, сложенные породами основного состава (диабазы, долеритами, габбро-долеритами), в большинстве случаев не относятся к рудогенерирующим образованиям, но, являясь производными глубинных магм, они фиксируют зоны разломов глубинного заложения, которые и после становления даек нередко сохраняли тектоническую активность и служили путями циркуляции рудоносных растворов. При этом дайки могли оказаться благоприятной средой для локализации оруденения. Примером является Нагорновская дайка, приуроченная к одноименному разлому и протягивающаяся на 17 км в северо-восточном направлении через весь Житковичский горст. Рассланцевание ее эндоконтактов свидетельствует о подвижках, происходивших по разлому уже после полной кристаллизации долеритов, а почти повсеместно проявленная амфиболизация и локальная альбитизация указывают на циркуляцию по трещинным зонам щелочнонатриевых растворов. При этом дайка, ввиду контрастного по отношению к растворам состава, служила мощным геохимическим барьером (экраном), благоприятным для осаждения редких и редкоземельных элементов и формирования их рудопроявлений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В кристаллическом фундаменте Беларуси в настоящее время выделяется восемь магматических комплексов мафических и ультрамафических пород, представленных либо только дайковыми образованиями (песковский, нагорновский, загорбашский, калиновский), либо дайками, ассоциирующими с плутоническими породами (русиновский, волхвинский, аргеловщинский, каменецкий). Формирование этих комплексов происходило в раннем протерозое в интервале от 2500–2400 до 1720–1700 млн лет назад. Преобладающими типами пород в них являются диабазы, долериты, габбро-долериты, нередко подвергшиеся метаморфическим преобразованиям и превращенные в метадиабазы, аподиабазовые и апогаббровые амфиболиты. В подчиненном количестве в ряде комплексов встречаются ультрамафитовые породы, и лишь в аргеловщинском комплексе они преобладают. Однотипные породы разных комплексов отличаются друг от друга по минеральному составу, структурным особенностям, степени и характеру вторичных изменений, а также по петрохимическому и микроэлементному составу.

2. В зависимости от химического состава различаются ассоциации пород, принадлежащие к нескольким магматическим сериям: мафит-ультрамафитовой (аргеловщинский комплекс), толеитовой (русиновский, песковский, нагорновский комплексы), калиево-натриевой субщелочной (волхвинский, каменецкий, загорбашский комплексы) и умеренно щелочной (калиновский комплекс). Различия в химическом составе пород свидетельствуют о разных условиях генерации магматических расплавов и путях их эволюции при подъеме к поверхности, определяющихся в конечном счете типом геодинамического режима, и, таким образом, дайки могут являться показателями глубинного строения территории и этапов ее геологического развития.

Дайки – производные дифференцированных магнезиально-толеитовых и толеитовых магм – распространены в основном в северо-западной части Беларуси, тогда как дайковые образования субщелочного ряда преобладают в ее юго-восточной части. При этом близкие по возрасту и петрогеохимическим особенностям дайки каменецкого и загорбашского комплексов различаются по минеральному составу, отражающему разную глубину их формирования. Это свидетельствует, по-видимому, о различном уровне эрозийного среза северо-западного и юго-восточного блоков кристаллического фундамента Беларуси. Границей между ними является Старицкая зона разломов, к которой приурочены мафит-ультрамафитовые образования аргеловщинского комплекса.

3. От ранних дайковых комплексов к более поздним происходило возрастание щелочности пород и смена толеитовых серий субщелочными, вплоть до появления пород с повышенной калиевой щелочностью, что отражает возрастающую степень консолидации земной коры. Намечается два крупных этапа в формировании раннедокембрийских даек на территории Беларуси, возрастной рубеж между которыми фиксируется внедрением габбро-анортозит-рапакиви-гранитных плутонов примерно 1875–1820 млн лет назад. Образовавшиеся до него дайковые комплексы представлены в основном толеитовыми сериями пород, возникшими на участках земной коры с океаническим типом строения. Дайковые комплексы, сформировавшиеся после становления рапакивигранитных плутонов, образовались в условиях консолидированной земной коры в связи с процессами тектономагматической активизации и рифтогенеза.

4. Являясь производными глубинных (мантийных) магм, мафические дайки служат индикаторами ослабленных зон глубинного заложения и режимов повышенной эндогенной активности в верхних частях земной коры. Показательными в этом отношении являются мафит-ультрамафитовые породы аргеловщинского комплекса, приуроченные к протяженной Старицкой зоне разломов, а также метабазиты русиновского комплекса, которые фиксируют местоположение магмоподводящих каналов и проницаемых зон для циркуляции рудоносных гидротермальных растворов. Каменецкий, загорбашский и калиновский дайковые комплексы являются поздними дифференциатами глубинных щелочнобазитовых магм, обогащенных редкими литофильными элементами. Конечные продукты дифференциации этих магм представлены щелочными метасоматитами и сопутствующим им редкометальным оруденением. Благоприятными условиями для его локализации могут быть зоны контактов базитовых даек с кислыми породами, являющиеся, ввиду контрастности состава, геохимическим барьером, благоприятным для осаждения редких и редкоземельных элементов. Такое рудоконтролирующее значение имеет Нагорновская дайка, к экзоконтактам которой приурочено несколько редкометальных проявлений.

5. Анализируя состав, условия формирования, петрогеохимические особенности, пространственное и структурное размещение дайковых образований как показателей зон повышенной проницаемости и эндогенной активности в верхних частях земной коры, можно, по-видимому, считать, что наиболее перспективными объектами для поисков рудных месторождений являются Околовская грабен-синклиналь, ее прибортовые зоны и экзогенные ореолы метабазитовых интрузивов русиновского комплекса, и Старицкая зона разломов, где локализованы мафит-ультрамафитовые массивы. Перспективными на поиски редкометальных месторождений по-прежнему является Житковичский горст, рудогенерирующее значение магматических пород которого, несмотря на длительное их изучение, по-видимому,

еще полностью не раскрыто, а также районы проявления щелочно-базитового магматизма в восточной части Осницко-Микашевичского пояса и участки на северном склоне Украинского щита.

Представленные в монографии результаты исследования можно считать лишь начальным этапом изучения дайковых комплексов Беларуси. Многие вопросы, касающиеся внутреннего строения даек, физико-химических и геодинамических условий их формирования, распределения и поведения рудных элементов, рудообразующей и рудоконтролирующей роли даек, требуют дальнейшего изучения, включающего как геолого-петрологические, так и геохронометрические и комплексные аналитические исследования, в том числе определения редкоземельных элементов и радиогенных изотопов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдуллаев Х.М.* Дайки и оруденение. М.: ГНТИ, 1957. 232 с.
- Аксаментова Н.В.* Магматизм и палеогеодинамика раннепротерозойского Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса. Мн.: ИГН НАН Беларуси, 2002. 176 с.
- Аксаментова Н.В.* Протерозойские вулканогенные формации юга Белоруссии // Геологический журнал. 1981. Т. 41, № 2. С. 51–60.
- Аксаментова Н.В.* Протерозойский щелочнобазальтовый магматизм юга Белоруссии // Докл. АН БССР. 1986. Т. 30, № 6. С. 534–537.
- Аксаментова Н.В., Ганзеева Л.В.* Петрология докембрийских оливиновых габбро-диабазов Микашевичско-Житковичского горста // Геологический журнал. 1976. Т. 36, № 2. С. 115–125.
- Аксаментова Н.В., Левый М.Г.* О двух формационных типах долеритов Житковичского горста // Геологическое строение и развитие территории БССР / Редкол.: А.М. Синичка (отв. ред.) и др. Мн.: БелНИГРИ, 1985. С. 56–65.
- Аксаментова Н.В., Левый М.Г.* Риолит-гранитная вулканоплутоническая ассоциация кристаллического фундамента Бобруйского погребенного выступа // Литасфера. 2003. № 2 (17). С. 144–146.
- Аксаментова Н.В., Найденов И.В.* Геохимические критерии расчленения и корреляции метабазитов кристаллического фундамента Белоруссии // Геохимические методы корреляции. Мн.: Наука и техника, 1982. С. 19–29.
- Архипова А.И.* Геохимическая характеристика интрузивных траппов Норильского плато / НИИГА. Т. 177; Под ред. Г.И. Кавердина. Л.: Недра, Ленингр. отд-ние, 1975. 135 с.
- Берковский А.Н., Платунова А.П.* Рои даек Восточно-Европейской платформы // Геология и перспективы рудоносности фундамента древних платформ. Л.: Наука, Ленингр. отд-ние, 1987. С. 152–162.
- Бибикова Е.В., Богданова С.В., Горбачев Р., Клаэссон С., Киринова Т.И.* Изотопный возраст, природа и структура докембрийской коры в Беларуси // Стратиграфия, геологическая корреляция. 1995. Т. 3, № 6. С. 68–78.
- Богатиков О.А., Косарева Л.В., Шарков Е.В.* Средние химические составы магматических горных пород: Справочник. М.: Недра, 1987. 152 с.
- Богачев А.И.* Некоторые петрохимические особенности никеленосных, титаносных и хромитосных интрузий // Вулканогенные и гипербазитовые комплексы Карелии / Ин-т геологии Карельского филиала АН СССР. Вып. 1. Петрозаводск, 1968. С. 251–265.
- Борисенко Л.Ф.* Редкие и малые элементы в гипербазитах Урала. М.: Наука, 1966. 224 с.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бухарев В.П.* Эволюция докембрийских магматических формаций северо-западной части Украинского щита: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук: 04.00.08, 04.00.11 / Ин-т геохимии и физики минералов АН УССР. Киев, 1989. 38 с.
- Бухарев В.П., Полянский В.Д.* Классификация и формационная принадлежность габбро-долеритов Волынского блока Украинского щита // Геологический журнал. 1983. Т. 43, № 1. С. 33–44.
- Бухарев В.П., Полянский В.Д.* Позднепротерозойская толеит-базальтовая прототрапповая формация северо-западной части Украинского щита // Геологический журнал. 1986. Т. 46, № 3. С. 65–73.
- Верхогляд В.М., Скобелев В.М.* Изотопный возраст субвулканических районов г. Новоград-Волынский (северо-западная часть Украинского щита) // Геохимия и рудообразование. 1995. Вып. 21. С. 47–56.
- Виноградов А.П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–571.
- Воскресенская М.Н.* Маркирующие горизонты в разрезе кристаллического фундамента Белоруссии // Докл. АН СССР. 1973. Т. 210, № 6. С. 1409–1412.
- Гарецкий Р.Г., Коженев В.Я.* Балтийско-Украинская полоса поднятий – главная меридиональная тектоническая ось Восточно-Европейской платформы // Тектонические исследования в Белоруссии. Мн.: Наука и техника, 1983. С. 50–58.
- Геологический словарь: В 2 т. Т. 1. М.: Недра, 1973. С. 205.
- Геология Беларуси / *А.С. Махнач, Р.Г. Гарецкий, А.В. Матвеев и др.* Мн.: ИГН НАН Беларуси, 2001. 815 с.
- Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита / *Н.П. Щербак, Г.В. Артеменко, Е.Н. Бартницкий и др.* Киев: Наукова думка, 1989. 140 с.
- Гранитоидные формации Украинского щита / *И.Б. Щербаков, К.Е. Есипчук, В.И. Орса и др.* Киев: Наукова думка, 1984. 191 с.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э.* Происхождение базальтовых магм // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 132–227 (пер. с англ.).
- Гузиев И.И.* Щелочной магматизм Тигильского района Западной Камчатки // Вулканические и вулканоплутонические формации: Тр. второго Всесоюз. палеовулканологического совещ., г. Петропавловск-Камчатский, 3–17 сент. Т. II. М.: Наука, 1966. С. 197–203.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы: Справочник: В 5 т. Т. 2. Цепочечные силикаты. М.: Мир, 1965. 406 с.
- Доминиковский Г.Г., Доминиковская Д.А.* Петрология докембрия Белоруссии. Мн.: Наука и техника, 1978. 195 с.

Есипчук К.Е., Щербак М.П., Глеваский Е.Б. и др. Уточнения корреляционной стратиграфической схемы докембрию Украинского щита // Минералогический журнал. 1999. № 1. С. 5–19 (на укр. яз.).

Ефремова С.В. Дайки в гранитных комплексах Центрального Казахстана. М.: Наука, 1970. 237 с.

Ефремова С.В. Дайки и эндогенное оруденение. М.: Недра, 1983. 224 с.

Железорудные формации докембрия Белоруссии / А.С. Махнач, Г.Г. Доминиковский, В.И. Пасюкевич и др. Мн.: Наука и техника, 1974. 142 с.

Индолев Л.Н. Дайки рудных районов Восточной Якутии. М.: Наука, 1979. 195 с.

Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 248 с.

Казьмин В.Г. Развитие континентальных рифтов и вулканизм // Континентальный и океанский рифтогенез / АН СССР. Межведомств. тектон. ком., Геол. ин-т; Отв. ред. Ю.М. Пушаровский. М.: Наука, 1985. С. 136–150.

Карпинский А.П. Очерки геологического прошлого России. М., 1919. 148 с.

Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов: Рекомендации Подкомиссии по систематике изверженных пород Междунар. союза геол. наук. М.: Недра, 1997. 248 с. (пер. с англ.).

Корнилов Н.А., Шатрубов Л.Л., Дашкевич В.П. К вопросу о петрохимических признаках рудоносности интрузивных базитов и гипербазитов кристаллического фундамента Белоруссии // Геология и прогноз твердых полезных ископаемых БССР. Мн.: БелНИГРИ, 1982. С. 29–38.

Кратц К.О., Платунова А.П. Рои даек в структуре земной коры // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273, № 4. С. 935–938.

Крутиховская З.А., Пашкевич И.К., Подоленко С.М., Силина Н.М., Стебновская Т.П. Закономерности распространения дайковых комплексов Украинского щита // Геофизический сборник. 1976. Вып. 74. С. 61–74.

Кутолин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1972. 208 с.

Луцицкий И.В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 276 с.

Магматические горные породы: В 6 т. Т. 2. Щелочные породы / Е.Д. Андреева, В.А. Кононова, Е.В. Свешникова, Р.М. Яшина. М.: Наука, 1984. 415 с.

Магматические горные породы: В 6 т. Т. 3. Основные породы / Е.Д. Андреева, О.А. Богатиков, А.М. Борсуж и др. М.: Наука, 1985. 487 с.

Магматические горные породы: В 6 т. Т. 5. Ультраосновные породы / О.А. Богатиков, Ю.Р. Васильев, Ю.И. Дмитриев и др. М.: Наука, 1988. 508 с.

Найденков И.В., Архипова А.А., Деревянкин Ю.А. Тектоническая история кристаллического фундамента Беларуси по данным геохронометрических исследований // Літасфера. 1994. № 1. С. 94–106.

Ноккольдс С.Р., Аллен Р. Геохимические наблюдения. Геохимия некоторых серий изверженных пород. М.: Изд-во иностр. лит., 1958. 176 с. (пер. с англ.).

Олейников Б.В. Геохимия и рудогенез платформенных базитов. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1979. 284 с.

Осборн Е.Ф. Экспериментальное исследование давления кислорода, содержания воды и порядка кристаллизации базальтов и андезитов // Химия земной коры. Т. II. М.: Наука, 1964. С. 75–87.

Пан А.М. Нижний докембрий Беларуси. Мн.: Навука і тэхніка, 1996. 212 с.

Петрогенезис никеленосных габброидных интрузий Волынского мегаблока Украинского щита / В.М. Скобелев, Б.Г. Яковлев, С.А. Галий и др. Киев: Наукова думка, 1991. 140 с.

Решения Межведомственного регионального стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Белоруссии 1981 г. / Межведомств. стратигр. ком.; Редкол.: В.К. Голубцов (отв. ред.) и др. Л., 1983. 135 с.

Рябокоть С.М. Сульфидные рудопроявления в породах центральной и северо-западной частей Украинского щита // Геологический журнал. 1985. Т. 45, № 2. С. 17–23.

Скобелев В.М. Петрохимия и геохронология докембрийских образований северо-западного района Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1987. 138 с.

Стасевич А.И., Махнач А.С., Доминиковский Г.Г. Околовская серия в докембрии Белоруссии // Докл. АН БССР. 1971. Т. 15, № 11. С. 1017–1019.

Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 551 с. (пер. с англ.).

Фомін А.Б., Металіді С.В. і Орса В.І. Петрологія і металонність габро-анортозитів Юровського і Селезівського масивів // Доп. АН УРСР. 1975. Сер. Б. № 1. С. 32–35 (на укр. яз.).

Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок: Уч. пособие. М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.

Химические анализы горных пород кристаллического фундамента Белоруссии. Справочник / *А.М. Пап, Н.В. Аксаментова, А.А. Архипова, И.В. Найденов*. Мн.: Наука и техника, 1988. 243 с.

Чернышов Н.М. Формационно-генетические типы платинометалльных проявлений Воронежского кристаллического массива // Платина России. Проблема развития МСБ платиновых металлов. М., 1994. С. 77–103.

Чернышов Н.М., Бочаров В.Л. Химические составы ультраосновных и основных пород докембрия Воронежского кристаллического массива: Справочник. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1972. 240 с.

Чернышова М.Н. Дайки никель-платиноносных ультрамафитовых комплексов БКМ и их соотношение с оруденением // Проблемы геодинамики и минерогенеза Восточно-Европейской платформы: Матер. Междунар. конф.: в 2 т. Т. 2. Воронеж: ВГУ, 2002. С. 322–324.

Черняховский А.Б. О глубинности Нагорновской зоны разломов Житковичского горста (юг БССР) // Литология, геохимия и перспективы на полезные ископаемые глубинных зон Белоруссии. Мн.: Наука и техника, 1975. С. 26–35.

Черняховский А.Б., Пасюкевич В.И., Илькевич Г.И. Ультраосновные породы Бобовнянского выступа и их металлогенетическая специализация // Докл. АН БССР. 1981. Т. XXV, № 12. С. 1120–1123.

Черняховский А.Б., Пап А.М. О метасоматически измененных дайковых диабазах района г. Житковичи (БССР) // Геологический журнал. 1973. № 3. С. 141–146.

Шарков Е.В. Петрология магматических процессов. М.: Недра, 1983. 200 с.

Шаталов Н.Н. Дайки Приазовья. Киев: Наукова думка, 1986. 190 с.

Шаталов Н.Н. Особенности дайковых образований Приазовского блока УЩ // Разведка и охрана недр. 1988. № 8. С. 14–18.

Щербак Н.П., Пап А.М., Бартницкий Е.Н., Заяц А.П. Уран-свинцовый изотопный возраст гранитоидов Белоруссии // Докл. АН БССР. 1990. Т. 34, № 8. С. 740–743.

Evensen N.M., Hamilton P.J. and O'Nions R.K. Rare-earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1978. V. 42, № 8. P. 1199–1212.

Pearce T.H., Gormen B.E., Birkett T.C. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks // Earth. Planet. Sci. Lett. 1977. V. 36, № 1. P. 121–132.

Wager L.R. and Deer W.A. Geological investigations in East Greenland. The petrology of the Scaergaard intrusion, Kangerdlugsuaq, East Greenland // Medd. om Grunland. 1939. V. 105, № 4. 352 p.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.....	3
Глава 1. Краткие сведения о тектоническом районировании кристаллического фундамента Беларуси и размещении в нем дайковых пород.....	6
Глава 2. Геолого-петрографическая характеристика дайковых комплексов.....	11
Русиновский комплекс.....	11
Песковский комплекс.....	15
Волхвинский комплекс.....	17
Аргеловщинский комплекс.....	22
Нагорновский комплекс.....	32
Каменецкий комплекс.....	35
Загорбашский комплекс.....	41
Калиновский комплекс.....	42
Глава 3. Химический состав и петрогенезис мафических даек.....	48
Мафит-ультрамафитовая серия.....	48
Толетитовые серии.....	52
Субщелочные серии.....	62
Умеренно щелочная серия.....	70
Глава 4. Значение даек для решения некоторых геологических вопросов.....	75
Дайки – индикаторы геотектонических условий их формирования.....	75
Мафические дайки – индикаторы разломов глубинного заложения.....	77
Дайки – показатели рудообразующего потенциала магматических комплексов.....	80
Рудоконтролирующее значение даек.....	84
Заключение.....	85
Список литературы.....	88

Научное издание

Аксаментова Нина Вениаминовна

**МАФИЧЕСКИЕ ДАЙКИ
КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО
ФУНДАМЕНТА БЕЛАРУСИ**

Микрофотографии на обложках:

Оливиновый долерит с офитовой структурой. Нагорновская дайка, скв. 0321, гл. 131,0 м. Николи +; $d = 4,4$ мм (передняя).

Субщелочной микродолерит с трахидолеритовой структурой. Дайка в Каменецком массиве, скв. Р20, гл. 542,1 м. Николи +; $d = 4,0$ мм (задняя).

Редактор С.А. Бережнова

Ответственный за выпуск В.Ф. Винокуров

Компьютерная верстка и дизайн В.Ф. Винокурова

Сдано в набор 24.11.05. Подписано в печать 23.12.05.

Формат 60x84 1/16. Бумага офсетная.

Гарнитура Times New Roman. Печать офсетная.

Усл. печ. л. 5,0 Уч.-изд. л. 5,39 Тираж 300 экз.

ЛИ № 02330/0133488 от 30.03.05.

Заказ № 250

ГНУ «Институт геохимии и геофизики НАН Беларуси».

220141, Минск, ул. Купревича, 7.

E-mail: geology@igig.org.by

Отпечатано в типографии

ГНУ «Физико-технический институт НАН Беларуси».

ЛП № 02330/0133131 от 30.04.04.

220141, Минск, ул. Купревича, 10.