



**ПЕТРОЛОГИЯ,  
ГЕОХИМИЯ  
И МЕТАЛЛОГЕНИЯ  
ДОКЕМБРИЯ  
ЮГА  
БЕЛОРУССИИ**



АКАДЕМИЯ НАУК БССР

Институт геохимии и геофизики

552.1 + 550.4

2050

**ПЕТРОЛОГИЯ  
ГЕОХИМИЯ  
И МЕТАЛЛОГЕНИЯ  
ДОКЕМБРИЯ  
ЮГА  
БЕЛОРУССИИ**



МИНСК 1974



УДК 552.11 + 550.4 + 553.13 (476)

Петрология, геохимия и металлогения докембрия юга Белоруссии.  
И. П. Бордон, Э. В. Криводубская, В. Е. Бордон, В. Ф. Красовский. Изд-во  
"Наука и техника", 1974, стр. 164.

В монографии на основе фактического материала и аналитических исследований освещены вопросы петрологии, геохимии и металлогении южной части докембрия территории Белоруссии, преимущественно Микашевичско-Житковичского выступа, как наиболее перспективного в отношении редкометального оруденения.

Петрографические исследования, изучение аблессорных минералов, продуктов метасоматических процессов, реликтовых текстур и структур и особенностей распространения элементов-примесей позволили выявить первичную природу магматических и метаморфических комплексов одного из интереснейших регионов Русской платформы, сложенных древними породами земной коры. Большое внимание уделено металлогении отдельных типов пород и генезису метасоматических гранитов, с которыми связано редкометальное рудопроявление. Сделано сопоставление с Пержанской зоной Украинского кристаллического щита.

Рассчитана на широкий круг геологов, петрографов, минералогов и геохимиков, занимающихся изучением рудоносности образований докембрия.

Таблиц 43. Рис. 39. Библиография — с 161—169.

Авторский коллектив: И. П. Бордон, Э. В. Криводубская, В. Е. Бордон, В. Ф. Красовский.

Под редакцией В. Ф. Красовского.

П С292-030  
М316-74

© Институт геохимии и геофизики АН БССР, 1974

## ВСТУПЛЕНИЕ

Настоящая монография обобщает важнейшие результаты исследований авторов по петрологии, геохимии и металлогении Микашевичско-Житковичского выступа кристаллического фундамента юга Белоруссии. Этот регион весьма интересен в практическом и научном отношении в связи с потенциальной рудоносностью его геологических комплексов на цветные и редкие металлы. Эндогенный комплекс пород выступа залегает очень близко от земной поверхности и по сравнению с глубоко залегающими опущенными блоками кристаллического фундамента изучен относительно хорошо. Исключительный интерес представляют вулканогенные породы трахиандезит-липарит-диабазовой формации, изучению которых уделялось большое внимание.

Перед авторами книги стояли задачи, заключающиеся в исследовании вещественного состава (химического и минерального), текстур и структур различных типов пород и в раскрытии их наиболее существенных геохимических и металлогенических черт. Особое внимание было обращено на выявление характерных признаков и свойств, унаследованных от их первичной природы. Значительное место отведено процессам метасоматоза и гранитизации, широко развитым в суперкрупных образованиях. Установлено, что под их влиянием произошли коренные преобразования в терригенных метаморфизованных толщах и вулканогенных формациях докембрия региона и формирование в нем новых метаморфических комплексов. Эти процессы интересны еще и тем, что они обусловили концентрацию в тектонически ослабленных зонах отдельных редких элементов.

Результаты исследований позволили оценить перспективы рудоносности на цветные и редкие металлы и нерудное минеральное сырье выступа. Предполагается распространение аномальных содержаний некоторых элементов-примесей до промышленного оруденения на отдельные приразломные зоны опущенных блоков кристаллического фундамента. Такое допущение вполне логично, поскольку опущенные блоки сложены, по-видимому, тем же комплексом пород и находятся в той же структурной обстановке, что и выступ.

Публикуемые в этой книге результаты исследований значительно пополняют наши знания по региону, весьма специфичному в отношении тектонического строения, широко развитого вулканизма, метасоматоза, петрологии эндогенных комплексов, их геохимической и металлогенической специализации.

Глава I  
КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ РЕГИОНА

Первые сведения о кристаллических породах докембрия Белоруссии мы находим в работе Д.Н.Соболева "Гранитный выступ на Полесском мосту" (1924) и материалах З.Суйковского (1928), в которых последний отмечал вскрытие кристаллического фундамента на юге Белоруссии вблизи п.Микашевичи (рис.1). Позже на вскрытие фундамента в различных районах Белоруссии указывали и другие исследователи (Галицкий, Ридзевский, 1934; Богомол, 1946; Закашанский, 1948). Наиболее интенсивное изучение кристаллического фундамента с применением буровых скважин и геофизических методов ведется с 60-х годов.

Развитие геологических исследований метаморфических и магматических комплексов докембрия БССР способствовало открытию в докембрийских щитах мира крупнейших месторождений железа, урана, меди, никеля, кобальта, золота, платины, хрома, титана, ниобия, редких, редкоземельных и других металлов, а также нерудного минерального сырья — апатитов, слюды, алмазов, графита и т.д.

Геологические исследования кристаллического фундамента юга Белоруссии до 1950 г. сводились к схематическому описанию выходов гранита у п. Глушковичи и керн единичных скважин. Лишь в 1952 г. Б.М.Махлиным дается детальное описание пород кристаллического фундамента, вскрытых на юге Белоруссии небольшим количеством скважин. Автор впервые обобщает полученные данные, сопоставляя породы, вскрытые на участке Микашевичи, с осницким магматическим комплексом северо-запада Украинского кристаллического щита и поддерживает точку зрения Л.Г.Ткачука (1948) на происхождение осницких диоритов, считая их гибридными породами, образовавшимися под влиянием интрузии осницких гранитов на основные породы типа амфиболового габбро.

В 1951г. на смежной территории, северо-западе Украинского кристаллического щита, были обнаружены рудопроявления бериллия, приуроченные к пержанским гранитам. Это способствовало привлечению внимания геологов к югу Белоруссии. В 1957—1959 гг. в пределах Микашевичско-Житковичского выступа Южно-Белорусской экспедицией Белгидрогеологии БССР проводились поисково-съёмочные работы на редкие элементы и титан. В процессе работ было пробурено большое количество скважин, вскрывших кристаллический фундамент на глубину до 100 м и более. В результате проведенных исследований А.Я.Зингерман и В.В.Видневский пришли к выводу о сходстве комплексов пород, разветых на Микашевичско-Житковичском выступе и северо-западе Украинского щита. Они выделили в кристаллическом фундаменте юга Белоруссии аналоги овручской серии и коростенских гранитов.

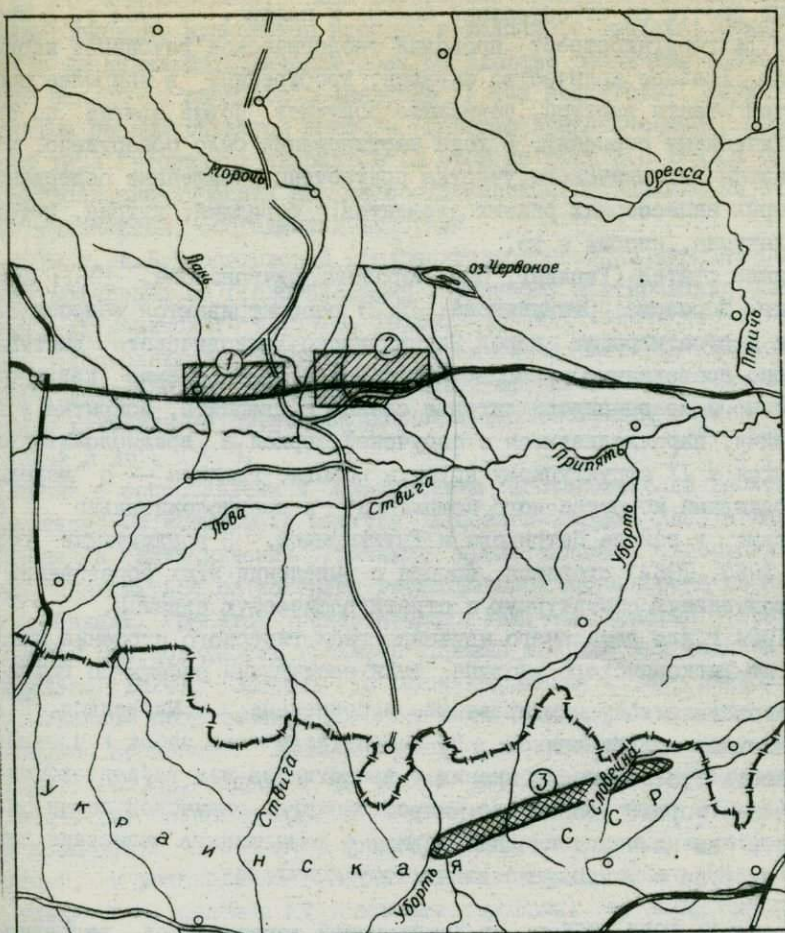


Рис. I. Схематическая карта района Микашевичско-Житковичского  
выступа:

1-3—участки работ (1-Микашевичский участок; 2-Житковичский участок; 3-Сушано-  
Пержанская зона)

В течение 1962—1968 гг. на Микашевичско-Житковичском выступе Управлением геологии при Совете Министров БССР продолжались поисковые работы на строительный камень и каолин. С 1964 г. в этом районе Белгеолгидротрест проводил геологическое глубинное картирование. Большое количество скважин, пробуренных в наиболее поднятой части выступа, позволило получить новые данные по его геологическому строению. В ходе картирования было обнаружено, что к гранитам Житковичского участка приурочены повышенные содержания некоторых акцессорных редких элементов: бериллия, иттрия, иттербия, лантана, ниобия и др.

В ряде статей (Герлинг, Пап, Морозова, Овчинникова, 1961; Пап, Герлинг, Морозова, Овчинникова, 1962) рассматриваются вопросы генезиса и стратиграфии пород Микашевичско-Житковичского выступа. Согласно проведенным исследованиям, белые и светло-серые кварц-серпичитовые и кварц-профиллитовые сланцы и кварциты, вскрытые у п. Житковичи, параллелизуются с овручской серией и предположительно относятся к IV структурному ярусу, а розовые граниты — с "молодыми гранитами коростенского комплекса" и предположительно с гранитами в районе Петрикова и Глушковичей. В последующие годы (Пап, 1963, 1964) ставится вопрос о выделении этих образований в самостоятельную структурную и стратиграфическую единицы.

В 1964 г. для детального изучения геологического строения Микашевичско-Житковичского выступа были поставлены работы по глубинному геологическому картированию, выполненные М.И. Михненко, Г.И. Емельяновым, В.В. Казаряном. По результатам этих работ в противоположность существующему мнению о развитии на нем разновозрастных комплексов пород (осницкого, коростенского, овручской серии) М.И. Михненко высказывает предположение о возможности отнесения всех пород выступа к единому генетическому комплексу.

В течение 1964—1966 гг. в Комплексной тематической экспедиции Управления геологии при Совете Министров БССР Г.Ф. Зарядским, И.П. Бордон, З.В. Криводубской и В.Е. Бордоном выполнялись геохимические исследования по изучению условий образования рудопроявлений в породах кристаллического фундамента юга Белоруссии, в результате чего в пределах Житковичского участка выявлена Житковичская метасоматическая зона, которая параллелизуется авторами по геологическому строению и минерализации с Суцано-Пержанской зоной УССР, а житковичские граниты — с пержанскими метасоматическими гранитами. В процессе изучения минералогии данного района З.В. Криводубской (1969) в житковичских гранитах впервые обнаружены и описаны минералы-носители бериллия: гентгельвин, фенацит, бертрандит.

В 1968 г. в статье И.П.Бордон "О докембрийском вулканизме в кристаллическом фундаменте юга Белоруссии" публикуется петрографическое описание вулканитов кислого и щелочного состава, обнаруженных в пределах Житковичской зоны. Обладающие различным составом зеленые сланцы и кварциты по наличию в них реликтовых структур вулканитов рассматриваются автором как поствулканические образования типа "вторичных кварцитов". В этом же году И.П.Бордон описала житковичские граниты как метасоматические, возникшие за счет кислых вулканитов, обогащенных щелочами.

В 1970 г. А.Б.Черняховский (Белгеолгидротрест) завершает обработку материала по геологическому глубинному картированию Микашевичско-Житковичского выступа. Далее, в 1972 г., отмечается бериллиевое рудопроявление, приуроченное к альбитизированным диабазам, и параллелизуются житковичские граниты с коростенскими, а зеленые сланцы и кварциты — с овручской осадочно-вулканогенной серией (Черняховский и др., 1972).

В связи с сопоставлением большинством исследователей геологии Микашевичско-Житковичского выступа и северо-запада УжЦ, а также пержанских и житковичских гранитов представляется необходимым кратко остановиться на истории геологической изученности пержанских и осницких гранитов северо-запада УжЦ. Пержанский гранит как особая разновидность гранитов Украины впервые был выделен Н.И.Безбородько (1929). Область его распространения автор считал непосредственным продолжением коростенского "батолита" и соответственно отнес пержанские "динамограниты" к коростенскому комплексу. Л.Г.Ткачук (1948), подробно изучивший пержанские и неоднородные розовато-серые осницкие граниты с северо-западной части УжЦ приходит к выводу, что "пержанский гранит генетически связан с осницким гранитом", и устанавливает значительные отличия всего комплекса этих гранитов (вместе с их основными породами) от коростенского комплекса габбро-лабрадоритов, ранакиви и связанных с ними коростенских гранитов.

В 1957 г. была опубликована статья Ю.И.Половинкиной "О так называемом пержанском граните", в которой последний рассматривается как метасоматит, возникший по различным породам (гранитам, гнейсам, песчаникам). Тем самым подтверждаются выводы Л.Г.Ткачука о принадлежности этого гранита к осницкому комплексу. Ю.И.Половинкина отмечает, что лишь в силу того, что "представления Н.И.Безбородько сохранились до сих пор у ряда украинских геологов, на геологических картах область развития пержанского гранита изображается как часть коростенского плутона".

В работе "Метаморфизованные вулканогенные формации крайней северо-западной части УжЦ" А.Я.Хатунцева (1967) указывает на широкое развитие в составе осницкого комплекса вулканитов основного,

кислого и среднего составов. Анализируя данные радиологического возраста осницкого комплекса, автор приходит к выводу, что они во многом перекликаются с рядом известных определений для коростенского интрузивного комплекса: "Подобное совпадение вряд ли является простой случайностью. Более вероятно предположить синхронность этих образований во времени при различном геолого-структурном положении". Породы суцанской свиты (слидьяные кварциты и кварциты) трактуются автором как метасоматические образования по первично-вулканогенным породам типа "вторичных кварцитов". Положения, высказанные Л.Т.Ткачуком, Ю.И.Половинкиной и А.Н.Хатушцевой, подтверждаются и развиваются рядом исследователей.

Таким образом, вулканогенный комплекс пород Микашевичско-Житковичского выступа, детально охарактеризованный в работах И.Л.Бордон (1968, 1970), весьма интересен в геологическом отношении, поскольку дает убедительный фактический материал, подтверждающий перспективу рудоносности региона. Вулканогенные породы на территории Белорусской республики развиты широко. На распространение вулканогенных пород в кристаллическом фундаменте Белоруссии впервые в 1957 г. указал А.С.Махнач. Им дана петрографическая и петрохимическая характеристика типичных кварцевых порфиров, вскрытых в районе Глуска. Позже вулканогенные формации в пределах Белорусской антеклизы освещались в 1969, 1970, 1973 гг. в ряде работ К.И.Лукашева и В.Ф.Красовского. В настоящее время они отмечаются и другими исследователями.

В последнее время новые данные по геологии кристаллического фундамента юга Белоруссии были опубликованы коллективом геологов (Черняховский, Илькевич, Паскевич, Доминиковский, 1972). Обнаруженные у д. Белев Житковичского района кварциты с кианитом, как утверждают авторы, по составу и общему облику сходны с кварцитоподобными песчаниками и кварцитами толкачевской свиты, относящейся к верхней части облучской вулканогенно-метаморфической серии Украинского щита. Они предлагают выделить эти кварциты в самостоятельную белевскую свиту (верхний протерозой) докембрия БССР, считая ее аналогом толкачевской свиты. По их мнению, появление кианита в породах низкой степени регионального метаморфизма следует рассматривать как локальное явление, генетически связанное с необычной тектонической обстановкой. Такое объяснение, данное возникновению странной ассоциации минералов кварцита — кварца, кианита, минеральных и слюдистых агрегатов, — образовавшихся в резко различной термодинамической обстановке, по нашему мнению, не отражает истинных условий их образования.

Результаты исследования геологии кристаллического фундамента юга Белоруссии и перспективы его рудоносности обобщены в ряде работ А.Н.Зингермана (1966).

Значительный вклад в изучение геологии и тектонического строения кристаллического фундамента впа Белоруссии внесли геофизики: Б.В.Бондаренко, 1968; Ж.П.Хотько, 1969; С.И.Рынг, 1953; М.И.Михне — нок, Г.И.Емельянов, В.В.Казарян, А.М.Папко, 1967 и др.

Большое внимание уделялось также изучению рельефа поверхности (Кичкина, 1965) и проведению работ по исследованию кристаллического фундамента Белоруссии (Грипинский, Сверхинский, Пасюкевич, Хомич, 1971).

В небольшом объеме геологические исследования проводились и в смежных с Микашевичско-Житковичским выступом регионах, особенно в южной части кристаллического фундамента Белоруссии (северная окраина Украинского щита). Наиболее интересной оказалась территория района с.Глушковичи, где под руководством геолога А.Я.Зингермана Управлением геологии при СМ БССР выполнялись геологические работы с применением буровых скважин. В строении этой части фундамента, сложенной древним складчатым комплексом пород, принимают участие гнейсы, гранитоиды, метасоматиты и др. Среди этих пород обнаружены габброиды и гипербазиты, местами интенсивно серпентинизированные (Красовский, Бордон, Криводубская, Заржицкий, 1967). Гипербазиты представлены мелкими реликтовыми прослоями перидотитов с крайне изменчивым минеральным составом. Оливин, гиперстен и авгит являются главными минералами этих ультраосновных пород. Из рудных минералов присутствуют: пирротин, нентландит, пирит, халькопирит, магнетит, титаномagnetит.

Гипербазиты залегают в зоне древнего разлома, в пределах которого многократно происходили тектонические движения, сопровождавшиеся в раздробленных участках интенсивным развитием метасоматоза и преобразованием ультраосновных пород в габброиды.

## Глава II ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

Микашевичско-Житковичский выступ кристаллического фундамента, по данным исследований, представляет собой положительную структуру третьего порядка, расположенную в восточной части Полесской седловины между Туровской и Копаткевичской депрессиями Припятской впадины (рис.2). Это узкий (8—10 км) приподнятый блок пород кристаллического фундамента субширотного простирания, протяженностью 65—70 км. С юга выступ ограничен региональным ступенчатым сбросом с амплитудой смещения около 2000 м. На севере, северо-западе и северо-востоке поверхность кристаллического фундамента, по данным А.Я.Зингермана и М.И.Михненка, относительно полого, через ряд ступеней погружается под толщу осадочных отложений.

Микашевичско-Житковичский выступ имеет блоковое строение и разделен на Микашевичский и Житковичский блоки субмеридиональным крутопадающим сбросом. Этот сброс хорошо выражен в современном рельефе. Глубина залегания кристаллического фундамента в пределах субмеридионального сброса понижается до 400 м, тогда как в пределах Микашевичско-Житковичского выступа она колеблется от 14—25 в осевой до 50—100 м в краевых частях.

В составе кристаллического фундамента выделяются породы архейского и протерозойского возраста. К наиболее древним архейским образованиям относится первично-осадочная толща, представленная высокоглиноземистыми биотитовыми, биотит-гранатовыми, биотит-силлиманитовыми гнейсами и мигматитами. Эти породы слагают незначительное по размерам ядро (7,5 x 5 км) Микашевичского блока, которое четко фиксируется по мозаичному рисунку мелких локальных магнитных аномалий, резко отличному от рисунка магнитных аномалий для пород осницкого комплекса (рис.3).

Наиболее широкое распространение среди этих образований получили мигматиты. Для них характерна полосчатая и полосчато-линзовидная текстура, ориентированная под углом 30—40° к горизонту и обусловленная чередованием прослоев гранитного и гнейсового состава. Мигматиты прорываются дайками лампрофиров более молодого протерозойского возраста (осницкий комплекс), резкий контакт между которыми наблюдается в ряде скважин. Таким образом, по геологическим данным, возраст мигматитов должен быть более древним, чем пород осницкого комплекса, т.е. более 1930 млн. лет возраста роговообманковых диабазов. Однако по радиологическим определениям возраст мигматитов составляет всего 1540 млн. лет (Пап, Гердинг и др., 1962). Такое противоречие обусловлено влиянием наложенных процессов гранитизации на состав биотита, в частности на потерю биотитом аргона.

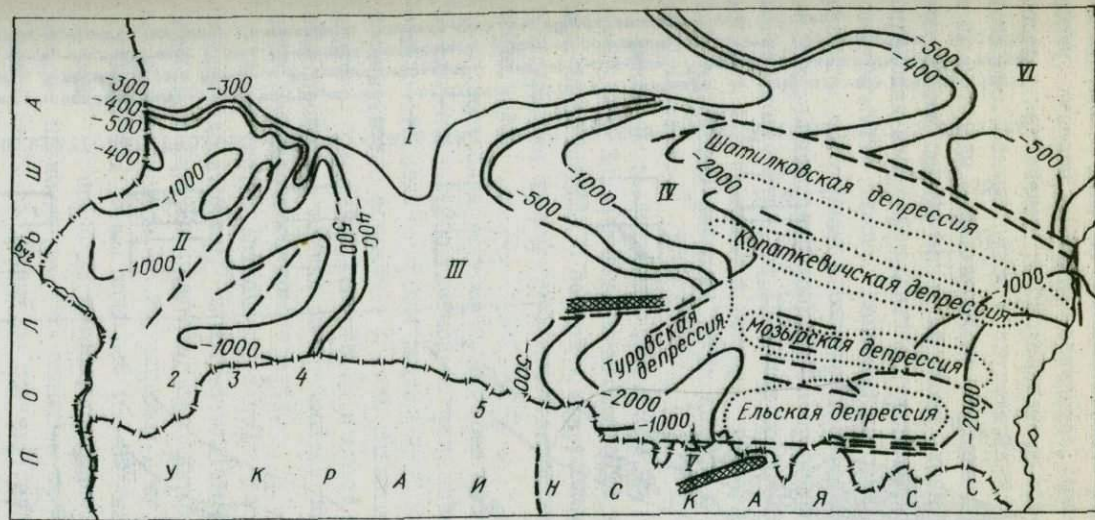


Рис.2. Схема тектонического строения южной части территории Белорусской ССР:

I-Белорусский массив, II-Брестская владина, III-Полесская седловина, IV-Припятская владина, У- УКШ,  
 У1-Жлобінская седловина; 1-Пержанская зона, 2-Житковичская зона

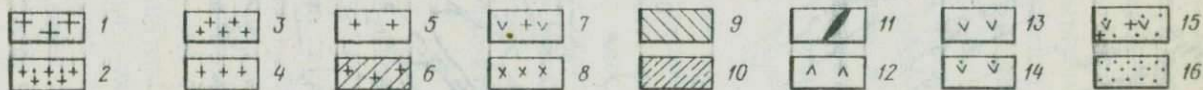
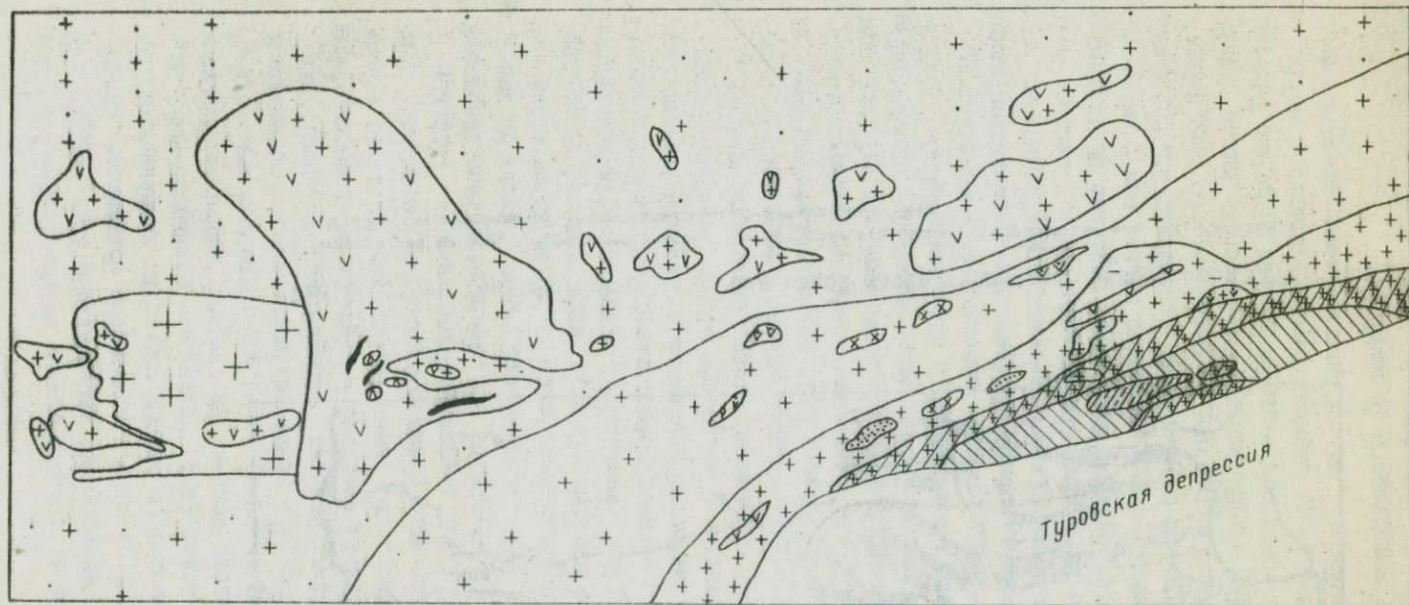


Рис.3. Схематическая геолого-петрографическая карта Микашевичско-Житковичского выступа:

1- гнейсы биотит-силлиманитовые, биотит-гранатовые, биотитовые; 2-граниты осничские; 3- житковичские граниты; 4-пятнистые граниты; 5-легматойдные граниты; 6-гранитизированные сланцы; 7-диориты; 8-сиениты; 9-кварциты, сланцы кварцсерпентиновые, кварц-мусковитовые и др.; 10-сланцы хлоритовые, эпидиот-хлоритовые; 11-аплиты; 12-лампрофиты; 13-диабазы; 14-вулканиты основного состава; 15-вулканиты среднего состава; 16-вулканиты кислого состава

Большая часть территории Микашевичско-Житковичского выступа сложена породами протерозойского возраста (Pr<sub>I-2</sub>). В пределах Микашевичского участка преимущественно развиты роговообманковые диабазы, диориты, граниты осницкие, лампрофиры и аплиты. Этот ряд пород генетически тесно связан и объединяется в микашевичский комплекс. Большинство исследователей (Махлин, 1952; Бордон, 1966 и др.) породы микашевичского комплекса сопоставляются с осницким комплексом северо-западной части Украинского щита. Площадь распространения пород микашевичского комплекса установлена по буровым и геофизическим данным, согласно которым поле развития его характеризуется магнитными аномалиями, создающими рисунок крупной мозаики. Радиологический возраст, полученный по биотиту и роговой обманке, колеблется от 1930 для роговообманкового диабазы до 1690 млн. лет для гранита, а возраст наложенных процессов, определенный аргонным методом "по породе", в целом составляет 1400 — 1000 млн. лет.

Южная часть Житковичского блока, по геофизическим данным, выделяется как Житковичская тектоническая зона субширотного простирания, ограниченная с севера и юга разломами, а внутри разбитая многочисленными зонами дробления аналогичного простирания (см. приложение, рис. 1).

Житковичская тектоническая зона сложена различными породами — от сланцев зеленосланцевой ступени метаморфизма до гранитов. Протяженность зоны 40 км, ширина 7—8 км. Территориально она непосредственно примыкает к полю развития пород микашевичского (осницкого) комплекса (см. рис. 3) и имеет полосчато-линзовидное строение, поскольку каждая из разновидностей пород залегает в виде линз и полос субширотного простирания.

Южная часть Житковичской зоны сложена различными по составу эпидот-хлоритовыми, хлорит-фенгитовыми, кварц-серицитовыми сланцами и кварцитами с линзами вулканитов. Эти породы образуют полосу протяженностью 15 км, шириной 2 км, с субширотным простиранием (270—310°) и южным падением (60—80° на юге, северным — на севере зоны). В пределах полосы, сложенной зелеными сланцами и кварцитами, преимущественное развитие имеют кварциты, в которых как бы зажаты линзы различных по составу сланцев.

К северу выделяются полосы гранитизированных сланцев, житковичских и пятнистых гранитов с аналогичным субширотным простиранием. Каждая из выделенных полос в свою очередь характеризуется линзовидным строением. В гранитизированных сланцах "зажаты" линзы зеленых сланцев и вулканитов, в житковичских гранитах — вулканитов,

сненитов, пегматоидных гранитов. Такое строение отражает наличие в пределах Житковичской зоны метасоматической зональности, обусловленной в значительной мере составом и текстурой исходных пород. Породы, слагающие ее, генетически тесно связаны между собой, характеризуются повышенным содержанием редких элементов и нигде не вскрываются за пределами зоны. Это дает основание объединить их в единый житковичский комплекс. По радиологическим данным, возраст пород житковичского комплекса составляет 1640, а с учетом влияния наложенных процессов — 1300—1000 млн. лет. Нет единой точки зрения на генезис и стратиграфию этих пород. По данным проведенных исследований, породы житковичского комплекса генетически тесно связаны с породами микашевичского и представляют собой вулканогенную фацию единого осницкого очага, интенсивно измененную последующими гидротермальными процессами и гранитизацией.

Кристаллический фундамент перекрыт преимущественно аллювиальными отложениями четвертичного возраста. Более древние рыхлые отложения (рифей, палеозой, мезозой) развиты в краевых пониженных частях рельефа кристаллического выступа.

По некоторым исследованиям (Красовский, 1973), в кристаллическом фундаменте юга Белоруссии устанавливается кольцевая структура, названная Полесской. Последняя рассматривается как крупная вулканическая кальдера обрушения. Такие структуры особенно характерны для докембрийских шитов и платформ. Образование этих структур, по существующим мнениям, происходит вследствие интенсивного извержения лавы и пирокластических продуктов из магматического очага и обрушения над ним участка земной коры. Микашевичско-Житковичский выступ и Пержанская зона приурочены к одной и той же Полесской кольцевой тектонической структуре и представляют соответственно ее северную и южную части.

Глава III  
ПЕТРОГРАФИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И  
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

I. А р х е й

Наиболее древними образованиями Микашевичско-Житковичского выступа являются биотитовые, силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы и связанные с ними постепенными переходами мигматиты. Они слагают в пределах Микашевичского участка незначительный по размерам блок, ограниченный разломами и реже встречаются в виде ксенолитов линзообразной формы в более молодом по возрасту осниском комплексе. Гнейсы и мигматиты имеют общий структурный план и в основном северо-восточное простирание: от С-В 50—70° до С-З 320° (Михненко, 1967).

Гнейсы и мигматиты

Макроскопически гнейсы представляют собой породу темно-серого цвета, среднезернистую, с полосчатой, реже массивной текстурой. Нередко эти породы сланцеватые, в той или иной степени гранитизированные. Контакты между гранитными участками и собственно гнейсами нечеткие, постепенные. Замещение гранитным материалом гнейса (субстрата) происходит без нарушения первичной субпараллельной текстуры и сланцеватости. В результате даже в наиболее гранитизированных разностях (теновой мигматит) сохраняется субпараллельная текстура, обусловленная ориентированным расположением чешуй биотита. Мощность гранитных прослоев колеблется от 1—2 см до 0,5—0,6 м.

Под микроскопом структура породы изменяется от лепидогранобластовой для гнейсов до гранитовой в гранитных прослоях.

Минеральный состав мигматитов приведен в табл. 1. Характерной его особенностью является почти постоянное присутствие силлиманита и колебания количественного содержания породообразующих минералов — биотита, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, — что обусловлено гранитизацией первичных гнейсов, а именно: метасоматическим замещением биотита плагиоклазом, плагиоклаза — калиевым полевым шпатом.

Ниже приводится характеристика породообразующих и аксессуарных минералов мигматитов в последовательности от более древних, принадлежащих субстрату, к более поздним — метасоматического генезиса. К первым относятся биотит, гранат, силлиманит, ко вторым — плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц.

Б и о т и т присутствует в крупных чешуях, часто с неровными, корродированными краями, располагается субпараллельно либо вокруг зерен плагиоклаза с образованием структуры, близкой к петель-

Т а б л и ц а 1

Минеральный состав мигматитов (уч. Микашевичи)

Номер скважины	Минеральный состав породы, %								Сумма	Длина измеренных линий, мм
	Pl	Kfs	Bt	Q	Sl	Mt	Gr			
20-к	27,0	11,0	24,0	19,0	-	19,0	-	100	125	
29-к	27,0	12,7	23,0	33,0	1,9	2,4	Ед.з.	100	160	
21к-д	25,0	24,0	20,0	24,0	2,0	5,0	-	100	153	
21к-д	23,0	22,0	19,0	30,0	4,0	2,0	-	100	115	
21к-д	40,0	8,0	25,0	19,0	6,0	2,0	Ед.з.	100	120	
82-к	43,0	7,0	16,0	29,0	3,0	2,0	-	100	123	
67-к	37,0	23,0	16,0	22,0	1,0	1,0	-	100	175	
8-к	35,0	26,0	12,0	24,0	2,0	1,0	Ед.з.	100	170	
67-к	26,0	19,0	10,0	30,0	-	15,0	-	100	136	
82-к	30,0	25,0	9,0	30,0	-	6,0	Ед.з.	100	125	
48-к	25,0	20,6	7,7	38,8	3,8	4,1	-	100	161	
48-к	42,0	35,0	1,0	20,0	ед.з.	2,0	-	100	163	

Примечание: Pl -- плагиоклаз, Kfs -- калиевый полевой шпат, Bt -- биотит, Q -- кварц, Sl -- силлиманит, Mt -- мусковит, Gr -- гранат.

чатой. Цвет коричневато-бурый, светопреломление  $n_g = 1,644 \pm 0,002$ ,  $n_f = 50 \text{ mol } \%$  (Соболев, 1950). Как правило, замещается плагиоклазом. При наиболее полном замещении от биотита остаются лишь мелкие чешуйки неправильной формы, которые содержатся в плагиоклазе в виде реликтовых включений. Участками он мусковитизирован. К мусковиту приурочены скопления спутанно-волокнистого силлиманита (фибролита). Чешуи биотита иногда деформированы, часто содержат включения акцессорных минералов — циркона, монацита, ксенотима — с характерными плеохроичными двориками.

Г р а н а т имеет неправильную форму зерен, редко встречаются кристаллографические формы в виде ромбодекаэдров с развитой гранью 110. Светло-розовый, желто-розовый, прозрачный, в шлифе бесцветный, светопреломление  $n = 1,810$ . По составу относится к альмандинспессартиновому ряду.

С и л л и м а н и т в мелких игольчатых кристаллах в виде фибролита,  $2V = 30-35^\circ$ , как правило, приурочен к мусковиту или биотиту.

П л а г и о к л а з - о л и г о к л а з — присутствует в крупных (от 0,6 до 3,0 мм) зернах неправильно-таблитчатой и изометричной формы, чаще несдвойникованный или образует нечеткие, как бы размытые полисинтетические двойники. Участками интенсивно пелитизирован, светопреломление  $n_g = 1,547$ ,  $n_r = 1,541$ . Наиболее характерной особенностью плагиоклаза является его интенсивная трещиноватость. Плагиоклаз, как правило, замещает биотит и содержит реликтовые включения его тонких чешуек. В результате образуются гнезда и неправильной формы прослои лейкократового состава.

К а л и е в ы й п о л е в о й ш п а т является более поздним минералом по отношению к биотиту и плагиоклазу. Обычно он замещает плагиоклаз, причем прослеживаются все стадии замещения — от тонких прожилковидных зерен до полных псевдоморфоз. В результате образуются грубые ленточные по форме микропертиты, в которых пертитовые вроски четко выделяются вследствие приуроченности к ним пелита. Калишпат всегда очень свежий, содержит включения реликтовых зерен плагиоклаза неправильной формы и относится к микроклину. Отдельные зерна калишпата имеют характерную микроклиновую решетку.

К в а р ц представлен несколькими генерациями. Наиболее ранней, возможно, принадлежащий субстрату, имеет изометричную форму и слабоволнистое погасание. Вторая генерация представляет собой более поздний кварц, корродирующий биотит, полевые шпаты и образующий часто гнезда монокварцевого состава с реликтами замещаемых минералов — биотита и плагиоклаза. Он представлен зернами неправильной формы с резкозубчатыми границами и мелко мозаичным погаса-



нием. Кроме описанных двух генераций, наблюдается кварц в микротрещинах.

В состав акцессорных минералов входят монацит, циркон, ксенотим. Характерной особенностью циркона является наличие зональности с ядром округлой формы и регенерированной внешней зоной в виде правильной пирамиды. Часть зерен имеет округлую, как бы окатанную форму. Монацит и ксенотим имеют менее ярко выраженные особенности.

Химический состав мигматитов характеризуется анализами, приведенными в табл. 2. Характерной особенностью химизма мигматитов является значительная пересыщенность их глиноземом, что наряду с постоянным присутствием силлиманита, иногда ставролита, а также наличием окатанных и зональных зерен циркона свидетельствует об их осадочном генезисе и первичном песчано-глинистом составе.

Результаты пересчета химических анализов (по А.Н.Заварицкому) отражают различную степень гранитизации исходных гнейсов, что выражается в значительных колебаниях значений характеристик "а", "в", "п", "с". Особенно резкие колебания имеют характеристики "а" и "в", так как гранитизация идет в направлении метасоматического замещения цветных минералов лейкократовыми. При сравнении химического состава теневого мигматита со средним типом докембрийского гранита (по Р.Дэли) видно, что мигматиты характеризуются более высоким содержанием калия, заниженным значением характеристики "в" и заниженным — "с" и "п".

Описанные выше особенности мигматитов, такие, как постепенные переходы между гранитными участками и субстратом, незначительная мощность гранитных прослоев и гнезд, широкое развитие коррозионных структур, когда бесцветные минералы корродируют или полностью замещают цветные, резкие колебания значений главных числовых характеристик дают основания считать, что метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации биотитовые, биотит-гранатовые и биотит-силлиманитовые гнейсы в более позднее время подвергались процессам гранитизации. Об этом же свидетельствует унаследованность гранитными структурами и минерального состава исходных пород. Граниты характеризуются постоянным присутствием минералов исходных гнейсов — силлиманита, граната, ставролита, а также наличием реликтовой гранобластовой, лепидогранобластовой структуры с сохранением субпараллельной текстуры. Последнее выражается в том, что даже в наиболее гранитизированных гнейсах (теневых гранитах) сохранившиеся чешуйки биотита имеют четко выраженную субпараллельную ориентировку.

## II. Протерозой

К протерозойским образованиям Микашевичско-Житковичского выступа относятся породы микашевичского и житковичского комплексов, для которых характерно субширотное направление структур, господствующее в протерозойский период развития Украинского кристаллического щита.

### А. Микашевичский комплекс

В состав микашевичского комплекса входят роговообманковые диабазы, диориты, гранодиориты и осницкие граниты, связанные между собой постепенными переходами. Сюда же относятся жильные образования — лампрофиры и аплиты.

#### Роговообманковые диабазы

Роговообманковые диабазы имеют значительное распространение в составе микашевичского комплекса. Они развиты на Микашевичском и северной части Житковичского блока.

Некоторыми исследователями все диабазы участка Микашевичи рассматривались как дайковые образования. Однако геологи А.Я. Зингерман и Л.Н. Сладков указывали на присутствие среди среднезернистых диоритов гнезд темно-серой тонкозернистой породы. Детальными петрографическими исследованиями установлено, что эти тонкозернистые участки в диоритах представлены роговообманковым диабазом с характерной офитовой структурой.

Таким образом, среди диабазов микашевичского комплекса необходимо различать дайки, представленные лампрофирами, имеющими резкие интрузивные контакты с вмещающими породами и роговообманковые диабазы, залегающие в диоритах в виде гнезд и линз размером от 2--3 см до 0,7 м с постепенными расплывчатыми границами.

Макроскопически роговообманковые диабазы представляют собой породы от темно-серого до черного цвета с зеленоватым оттенком, пятнами светло-серую, тонкозернистую, среднезернистую, массивную или рассланцованную. Под микроскопом структура офитовая (см. приложение, рис. I).

Из табл. 3 видно, что диабаз характеризуется постоянно высоким содержанием обыкновенной роговой обманки, биотита, плагиоклаза. В незначительном количестве присутствуют кварц и калиевый полевой шпат.

Обыкновенная роговая обманка образует зерна идиоморфной и неправильной формы зеленого цвета, с резким плеохроизмом от буровато-зеленого по  $N_g$  до светло-зеленого по  $N_r$ , светопреломление  $N_g' = 1,688--1,685$ ;  $N_r' = 1,657--1,660$ . Пятнами

Таблица 2

Химический состав мигматитов, %

Окисел	Номер анализа				
	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	59,65	64,99	68,14	70,10	73,72
TiO <sub>2</sub>	0,74	0,61	0,80	0,44	0,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,51	16,77	15,01	14,31	12,28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,63	0,33	0,11	1,96	0,83
FeO	5,08	5,25	4,36	2,13	3,36
MnO	0,09	0,09	0,07	0,11	0,1
MgO	3,76	1,86	1,91	1,5	0,55
CaO	5,12	1,30	1,22	0,87	0,55
Na <sub>2</sub> O	3,64	2,67	2,42	2,10	1,45
K <sub>2</sub> O	2,47	3,84	3,85	5,38	6,04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,34	0,1	0,08	0,1	0,08
SO <sub>3</sub>	0,39	0,19	0,28	0,18	0,77
п.п.п.	1,66	2,4	1,98	1,33	1,09
H <sub>2</sub> O	-	0,56	0,20	0,22	0,18
Сумма	100,38	100,41	100,15	100,41	100,19

Числовые характеристики (по А.Н.Заварицкому)

a	11,6	11,0	10,0	11,8	11,4
c	3,9	1,5	1,4	1,0	0,5
b	15,8	15,3	13,1	10,4	7,2
s	68,7	72,2	75,0	76,8	30,9
$\bar{a}$	-	49,3	45,6	42,2	41,0
c	14,9	-	-	-	-
f	45,1	31,0	31,0	34,8	47,0
m	40,3	19,7	23,4	23,0	12,0
п	69,0	52,0	49,2	37,6	26,8
q	+10,3	+20,9	+27,6	+29,0	+38,7
a:c	2,9	7,3	7,5	11,8	23,6
t	0,80	0,73	0,87	0,42	0,40

Примечание: 1-скв.51к, гл. 24,9м; 2-скв.58к, гл.27,4м; 3-скв.50к, гл.41,1м; 4-скв.55к, гл.5,5м; 5-скв.50к, гл.40,6м.

Т а б л и ц а 3

Минеральный состав роговообманкового диабаз (уч.Микашевичи), %

Номер скважины :	Pl	Hb	Wl	Q	Kпш	Ep	Mgn	Сумма	Длина измеренных линий, мм
37	32,0	44,0	7,0	7,0	-	9,0	1,0	100	95
37	40,0	44,0	3,0	2,0	-	10,0	1,0	100	80
45	44,0	35,0	6,0	5,0	-	7,0	3,0	100	115
29	42,0	37,0	13,0	5,0	1,0	-	2,0	100	117
45	42,0	22,0	6,0	6,0	-	13,0	5,0	100	112
10	58,0	14,0	12,0	5,0	1,0	5,0	5,0	100	130
10	48,0	22,0	13,0	10,0	-	3,0	4,0	100	93

П р и м е ч а н и е : Hb — роговая обманка; Ep — эпидот; Mgn — магнетит.

зеленая роговая обманка обесцвечивается, замещаясь амфиболом актинолитового ряда, с оптическими константами  $N_g' = 1,650-1,653$ ;  $N_p' = 1,640-1,642$ .

Зеленая роговая обманка интенсивно замещается плагиоклазом, иногда биотитом.

**Б и о т и т** образует идиоморфные чешуи темно-бурого (шоколадного) цвета, светопреломление  $N_g = 1,631-1,633$ ;  $F = 35$  мол % (Соболев, 1950). Биотит часто пронизан тонкопризматическим и игольчатым апатитом, корродируется плагиоклазом, реже — кварцем.

**П л а г и о к л а з** встречается в двух разновидностях. В основной мелкозернистой массе диабаза он представлен удлинненными (1,2—1,6 мм), узкими (0,2—0,6 мм) табличками (лейстами) с ровными контурами. Сдвойникован в четкие полисинтетические, реже простые двойники. Несдвойникованные разности, как правило, резко — нальные, а центральная часть их интенсивно соскритизирована.

Состав плагиоклаза отвечает андезину:  $K = 37-40$ ;  $N_p' = 1,547$ ;  $N_g' = 1,551$  (табл. 4)

Индивиды плагиоклаза пронизаны тонкопризматическим (до игольчатого) апатитом.

Т а б л и ц а 4  
Состав плагиоклаза в роговообманковых диабазах

Номер скважины	Ориентировка оптической индикатрисы			$2V$	Закон двойникования и номер плагиоклаза	
№	$N_g$	$N_m$	$N_p$			
Скв. 2 Шл. II	19	71	84	-86	Альбитовый № 40	
	16	78	87	-82	" "	№ 33
Скв. 52 Шл. 3	12	78	89	-82	" "	" "
	20	70	83	-72	" "	" "

**П р и м е ч а н и е:**  $2V$  измерялся по выходам двух оптических осей.

На фоне мелкозернистой массы встречаются порфириовидные выделения плагиоклаза второй разновидности в крупных (1—3 мм) зернах табличчатой и неправильной формы. Последние имеют неровные извилистые контуры и переполнены включениями мелких зерен эпидота, роговой обманки, биотита. Среди плагиоклаза порфириовидного встречаются зерна, состоящие как бы из двух частей. Центральная часть зерна представлена идиоморфной табличкой (лейстой), которая обрастает плагиоклазом неправильной формы (приложение, рис. II). Образование плагиоклаза второй разновидности связано, по-видимому, с

процессами перекристаллизации и одновременным метасоматическим замещением цветных минералов. Отражением этого процесса являются характерные для этого плагиоклаза многозональное погасание и обильные включения реликтовых цветных минералов. Чаще несдвоенный, преобладает в псорите, а в диабазе встречается в единичных зернах.

**К в а р ц** — выполняет промежутки между лейстами плагиоклаза. Форма зерен неправильная, контуры слабоизвилистые. Погасание нормальное, иногда волнистое, лишь отдельные зерна сильно катаклазированы и обладают мозаичным блоковым погасанием.

**К а л и е в ы й п о л е в о й ш п а т** присутствует в единичных зернах, развивающихся по плагиоклазу. Форма зерен неправильная, кружевоподобная. Нередко он замещает несколько лейст плагиоклаза одновременно (приложение, рис. 4). По составу калишпат является микроклин-микропертитом. Всегда свежий, без каких-либо вторичных изменений.

Для роговообманкового диабаза характерно значительное содержание (до 10%) эпидота, представленного чаще всего мелкими изометричными зернами, собранными в агрегаты. Аксессуары минералы — апатит, сфен, магнетит, пирит, реже встречается циркон.

Химический состав роговообманкового диабаза приведен в табл. 5.

#### Метасоматические гранитоиды

К метасоматическим гранитоидам микашевичского комплекса относятся диориты, гранодиориты и осницкие граниты. Термин "осницкий гранит" вводится для отличия гранитов микашевичского комплекса от житковичского. Как и роговообманковые диабазы, с которыми они связаны постепенными переходами, эти породы развиты преимущественно в пределах Микашевичского и северной части Житковичского блоков.

Постепенные переходы между диабазом диоритом и гранитом прослеживаются наличием гнезд одной разновидности породы в другой. Так, на участках, где мощность диабаза достигает 0,2—0,5 м, видно, как тонкозернистый диабаз гнездами обогащается более светлыми и крупными по размеру скоплениями плагиоклаза.

Увеличение количества таких гнезд приводит к появлению породы, определяемой под микроскопом как диорит. В диорите в виде реликтов остаются гнезда тонкозернистого диабаза с постепенным переходом в диорит. Аналогичные взаимоотношения наблюдаются между диоритом и осницким гранитом. Эта особенность была замечена А. Я. Зингерманом и Л. Н. Сладковым при полевом описании керна, где они постоянно отмечают нечеткие границы между диоритом и гранитом и наличие скоплений розового полевого шпата в "зальбандах вертикальных или круто падающих трещин". В диоритах наблюдаются крупные таблит-

чатые зерна светло-серого и розового полевого шпата, переполненно-го включениями чешуек биотита и роговой обманки. Розовые гнезда гранитного состава часто разоблены, и предположить их образование в результате инъекции магмы не представляется возможным. Текстура гранитоидов унаследована от первичной породы (диабаз) и является массивной. Характерной особенностью пород ряда диорит — гранодиорит — гранит является присутствие голубого кварца округло-изометричной формы. Помимо тесной пространственной связи с постепенными переходами одной разновидности породы в другую, диорит-гранит характеризуется общностью ассоциации аксессуарных минералов и свойств главных породообразующих минералов, отличаясь лишь количественными соотношениями. Ниже приводятся макроскопическое описание гранитоидов и их химсостав (табл. 6)

**Диорит** ... представляет собой серую среднезернистую, массивную породу, состоящую из плагиоклаза, кварца, амфибола и биотита (приложение, рис. IV). Встречаются реликтовые пятна тонкозернистого диабаз. Редко наблюдаются зерна темно-голубого кварца округлой формы.

В диорите обнаруживаются гнезда розового цвета, состоящие из скоплений полевого шпата. Вследствие увеличения количества розовых пятен гранитного состава диорит постепенно переходит в гранит.

**Осницкий гранит** порода серовато-розовая, крупно- и среднезернистая, массивная с характерным для нее голубым кварцем округлой формы. Содержит многочисленные гнезда более темного цвета — диорита.

Под микроскопом постепенный переход от роговообманкового диабаз к диориту и граниту прослеживается отчетливо. При этом хорошо видно, как происходит преобразование структуры и изменение минерального состава первичной породы. Элементы оцитовской структуры, присущей диабазу, наблюдаются здесь часто. Реликты первичной породы с типичной оцитовской структурой либо узкие лейсты плагиоклаза (приложение, рис. V) располагаются среди таблитчатых и неправильно-таблитчатых зерен плагиоклазового агрегата типидиоморфно-зернистой и гранитовой структур.

Преобразование оцитовской структуры в типидиоморфно-зернистую и гранитовую прослеживается следующим образом. Там, где исходный диабаз был представлен лейкократовой разностью, образование крупных неправильно-таблитчатых и таблитчатых зерен плагиоклаза происходит за счет объединения лейст в единое зерно (собирательная перекристаллизация) путем "цементации" их регенерационными каемками. Первоначальное оцитовское расположение лейст в перекристаллизованном зерне улавливается по лейстовидному многозональному погасанию

Т а б л и ц а 5

Химический состав роговообманковых диабазов. %

Окисел :	Номер анализа									
	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO <sub>2</sub>	48,73	47,78	49,62	47,77	49,98	49,26	51,49	51,26	51,85	47,0
TiO <sub>2</sub>	1,29	1,43	1,16	1,41	1,35	1,26	1,13	1,30	1,35	1,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,32	16,53	16,16	13,55	15,34	15,83	15,16	15,58	14,98	12,86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,29	13,47	5,18	8,99	7,3	13,09	3,85	11,08	7,52	8,33
FeO	4,8	-	7,89	6,09	5,23	-	8,54	-	4,73	8,39
MnO	0,05	0,04	0,23	0,05	0,04	-	0,09	0,09	0,06	0,05
MgO	5,04	4,47	4,35	6,99	5,64	4,68	4,95	4,82	4,35	7,14
CaO	7,87	8,45	7,33	7,86	7,43	8,16	7,37	8,26	7,07	7,88
Na <sub>2</sub> O	4,19	3,52	3,74	2,77	3,2	3,18	3,46	3,52	4,08	2,55
K <sub>2</sub> O	1,84	1,78	1,71	1,87	2,02	1,18	1,73	1,29	1,75	1,60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,22	0,59	0,54	0,16	0,25	0,57	0,28	0,41	0,21	0,14
SO <sub>3</sub>	0,72	0,79	0,74	0,68	0,65	0,69	0,39	0,79	0,73	1,04
п.п.п.	1,47	0,6	1,77	1,39	1,45	1,57	0,94	0,76	0,84	2,23
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,29	0,13	0,14	0,27	0,35	0,78	0,13	0,08	0,19	0,39
С у м м а	99,42	99,02	100,42	99,58	99,88	99,47	99,38	99,16	99,52	100,63

Числові характеристики (по А.Н.Заварицкому)

a	12,3	10,7	11,0	8,8	10,2	9,2	10,2	10,1	11,6	8,0
c	5,9	6,2	3,5	4,7	5,4	6,5	5,2	5,9	4,3	4,6
b	23,3	24,6	26,0	30,6	25,2	24,0	24,1	23,2	23,0	32,4
s	58,5	58,5	59,5	55,9	59,0	60,3	60,5	60,8	61,1	55,0
c'	17,5	18,6	22,0	16,2	15,3	16,3	16,4	20,0	19,2	15,5
f'	44,5	49,0	48,6	44,9	45,9	48,9	48,4	43,0	48,3	47,0
m'	38,0	32,4	29,4	30,9	38,8	34,8	35,2	37,0	32,5	37,5
n	77,8	74,9	77,0	69,5	71,1	80,4	75,4	80,3	78,0	70,6
q	-13,5	-10,6	-6,5	-10,5	-7,4	-4,3	-4,7	-4,5	-5,3	-10,6
a:c	2,1	1,7	3,1	1,87	1,89	1,4	1,97	1,7	2,7	1,74

Примечание: 6 -- скв.2, гл.43,8 м; 7 -- скв.1, гл.79,3 м; 8 -- скв.1 стр., гл.60,2 м;  
 9 -- скв.2, гл.23,4 м; 10 -- скв.2, гл.38,3 м; 11 -- скв.2, гл.24,4 м; 12 -- скв.1, гл.41,4 м; 13 --  
 скв.45, гл.32,4 м; 14 -- скв.1, гл.65,0 м; 15 -- скв.5, гл.36,3 м.

Химический состав метасоматических

Оксиды	Д и о р и т							
	номер анализа							
	21	22	23	25	27	28	29	
SiO <sub>2</sub>	50,06	51,08	55,29	58,66	57,73	59,7	59,24	
TiO <sub>2</sub>	1,36	0,9	1,33	1,05	1,31	0,73	0,83	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,34	16,36	13,63	12,99	15,12	17,23	18,39	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,92	2,74	6,32	2,17	5,58	2,21	2,51	
FeO	9,36	7,22	5,72	7,84	3,03	4,36	3,55	
MnO	0,06	0,06	0,14	0,12	0,07	0,15	0,04	
MgO	2,99	5,81	5,85	3,55	3,49	2,54	2,08	
CaO	3,56	8,08	5,78	5,71	4,09	4,31	5,22	
Na <sub>2</sub> O	3,85	2,67	2,42	3,98	3,50	4,99	4,95	
K <sub>2</sub> O	3,32	1,08	1,35	1,28	4,00	2,35	0,84	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,87	0,76	0,16	-	0,32	0,20	0,36	
SO <sub>3</sub>	0,83	0,20	-	0,50	0,27	0,41	0,39	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,16	0,40	0,03	0,61	0,21	0,31	0,27	
п.п.п.	2,93	2,02	1,91	1,55	1,06	0,94	1,08	
С у м м а	99,99	99,78	99,95	99,40	99,62	100,12	99,48	

Числовые характеристики

a	14,3	8,1	7,3	11,8	13,3	14,6	11,4
c	4,6	6,7	4,9	2,5	3,4	4,4	2,4
b	18,4	21,3	28,5	19,9	15,3	11,5	17,9
s	62,8	63,9	64,6	66,0	68,0	69,5	68,2
a	-	-	-	-	-	-	26,7
c'	63,6	18,0	7,6	29,2	10,0	7,9	-
f'	70,5	42,0	48,6	49,6	51,0	54,1	46,5
ш'	29,6	45,0	44,5	29,2	39,0	37,9	32,8
n	63,9	71,0	73,6	73,1	57,2	76,6	48,8
q	- 7,7	+ 3,4	+10,4	+ 5,7	+ 6,0	+ 5,4	+11,0
a:c	3,4	1,3	1,7	4,7	3,9	3,3	4,7

Примечание. 21—скв.31, гл.41,45 м; 22—скв.31, гл.41, 27—скв.65, гл.23,3 м; 28—скв.4, гл.35,75 м; 29—скв.58, гл.24,2м; 33—скв.26, гл.8,65 м; 34—скв.7, гл.26,6 м; 35—скв.1, гл.64,0 м; 36—скв.3, гл.40,7 м; 40—скв.2, гл.153,7 м; 41—скв.1 стр, гл.40,75м;

Таблица 6

гранитоидов микашевичского комплекса, %

Слабогранитизированный диорит						Гранодиорит				
номер анализа										
30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	
61,00	60,16	61,47	62,5	61,72	61,65	65,04	65,43	68,22	67,29	
0,70	0,62	0,80	0,58	0,64	0,56	0,93	0,51	0,19	0,65	
15,26	16,75	16,13	19,25	16,23	18,40	15,40	15,96	15,87	13,24	
0,19	1,34	2,27	1,73	2,38	3,00	1,21	2,32	2,08	2,33	
8,90	4,38	4,19	1,40	3,62	1,32	5,00	2,58	1,23	3,17	
-	0,17	0,07	0,08	-	0,09	0,07	0,09	0,09	0,09	
3,62	2,99	2,34	1,87	2,34	1,48	2,29	1,90	1,81	2,54	
2,02	4,49	4,29	2,68	3,56	4,23	1,52	4,23	1,21	2,83	
2,63	4,81	4,04	4,71	3,47	4,21	4,03	3,84	1,66	4,26	
4,12	2,39	3,32	5,03	4,06	4,18	4,14	2,47	5,16	2,62	
-	0,42	0,44	-	0,3	0,27	сл.	0,02	0,44	0,33	
0,47	0,42	0,35	0,25	0,03	0,17	-	-	-	0,36	
0,32	0,21	0,09	0,22	0,57	0,13	-	0,02	-	0,20	
1,76	1,42	0,62	0,66	0,98	0,80	0,75	0,42	1,60	1,09	
100,67	100,37	100,33	100,74	99,47	100,22	100,52	99,77	99,56	100,78	

(по А.Н.Заварицкому)

12,8	14,0	13,8	17,6	14,2	16,0	12,7	14,4	12,0	10,7
2,6	4,2	4,0	3,2	4,0	4,6	6,5	1,8	4,7	1,9
14,6	11,8	11,2	7,6	10,0	6,9	9,7	11,3	8,1	13,0
70,0	70,0	71,0	71,6	72,8	72,5	71,1	72,5	75,1	74,9
31,3	-	-	-	-	-	-	-	-	54,8
-	10,0	11,7	-	3,9	8,2	2,0	-	5,0	-
33,2	48,4	33,0	36,9	55,8	55,1	60,0	49,4	55,0	22,4
35,5	43,6	35,3	41,5	40,3	36,7	38,0	33,0	40,0	22,8
29,4	75,0	65,0	58,9	54,5	60,5	89,9	76,2	69,3	32,1
+5,8	+7,8	+10,4	+4,8	+11,2	+8,4	+10,3	+13,6	+21,6	+27,0
4,9	3,4	3,4	5,5	3,5	3,4	1,95	3,0	2,6	7,6

55 м; 23 — скв.37, гл.35,65 м; 25 — скв.336, гл.27,6 м;

30—скв.2, гл.59,7 м; 31—скв.1 стр., гл.31,2 м; 32—скв.3, гл.131,9 м;

36—скв.1 стр., гл.106,0 м; 37—скв.36, гл.37,0 м; 38—скв.29, гл.17,2 м;

42—скв.3, гл.137,4 м; 43—скв.33, гл.29,5 м; 44—скв.1 стр., гл.228,0 м.

## Гранодиорит

Номер анализа

40	41	42	43	44	45	46	47	48
66,2	68,37	67,72	67,04	68,6	68,01	68,68	68,89	70,61
0,44	0,48	0,72	0,47	0,42	0,56	0,6	0,1	0,29
14,47	16,02	16,08	14,13	14,1	14,49	15,27	14,96	14,14
2,33	0,83	3,33	2,92	2,11	1,74	1,66	0,19	0,54
2,10	1,52	1,2	1,85	1,52	0,82	1,03	1,17	3,35
0,07	0,28	0,07	0,06	нет	0,06	0,04	0,06	-
1,71	1,91	1,51	1,90	1,32	1,34	0,38	0,43	1,24
2,93	1,11	2,83	2,31	2,71	2,58	1,68	1,38	2,10
3,47	2,01	4,63	3,41	3,54	3,70	2,44	1,94	3,89
5,20	5,08	1,12	4,25	5,16	4,65	6,83	9,52	2,36
0,09	0,08	0,18	0,26	0,36	0,08	0,24	нет	0,15
0,24	0,15	-	0,23	0,18	0,25	-	0,13	-
0,03	0,1	-	0,22	0,22	0,21	-	0,21	0,2
1,12	1,53	0,78	1,12	0,71	0,77	1,01	0,47	1,03
100,37	99,43	100,17	99,05	100,73	99,74	99,86	99,24	99,7
12,7	14,7	11,5	11,5	13,6	14,7	14,9	18,2	11,7
2,0	2,0	1,3	3,5	2,5	1,7	2,2	0,9	2,6
10,2	8,2	11,8	-	7,7	8,7	5,5	2,7	7,4
75,0	75,0	75,2	75,7	76,2	76,9	77,4	78,2	78,3
-	-	54,4	30,8	-	-	-	-	23,6
11,7	16,7	-	-	3,3	21,2	16,7	26,7	-
47,4	47,4	14,4	43,4	55,1	46,6	42,0	47,0	48,4
41,0	34,6	21,7	25,8	41,6	32,2	41,3	26,3	26,0
71,2	50,5	37,6	68,0	55,0	49,9	54,9	23,9	72,0
+22,5	+16,6	+36,6	+25,1	+22,7	+22,7	+22,7	+19,1	+30,6
-	-	-	-	-	-	-	-	0,34
6,0	7,3	9,3	3,5	5,44	8,6	6,8	20,2	4,5

45—скв. 2, гл. 61,7 м; 46—скв. 9, гл. 33,2 м; 47—скв. 36, гл. 38,3 м;  
 51—скв. 17, гл. 24,4 м; 52—скв. 82, гл. 37,7 м; 53—скв. 65, гл. 32,9 м;  
 57—скв. 36, гл. 18,5 м; 58—скв. 70, гл. 86,5 м; 59—скв. 1, гл. 93,4 м;

Продолжение табл. 6

Г р а н и т											
номер анализа											
49	50	51	52	53	54	55	57	58	59	60	
73,4	73,31	72,52	73,81	75,09	74,49	75,67	75,73	76,76	76,6	75,2	
0,36	0,25	0,24	0,31	0,28	0,08	0,37	0,24	0,17	0,54	0,13	
14,55	14,94	13,75	14,14	11,19	12,87	12,67	12,92	11,59	11,36	12,46	
1,32	1,33	1,36	0,53	3,32	1,10	0,07	0,80	1,74	1,16	1,49	
1,16	0,24	1,52	1,39	0,68	0,07	2,01	1,35	0,08	1,09	0,06	
0,05	0,08	0,08	0,08	0,1	-	0,07	0,02	0,02	0,03	0,03	
0,57	0,5	0,51	0,42	0,33	0,40	0,63	0,66	0,32	0,51	0,37	
0,99	1,12	1,74	0,97	0,26	0,86	0,96	0,92	0,46	1,57	0,68	
2,05	3,39	3,33	3,19	3,59	2,63	3,31	3,06	3,93	2,13	3,94	
3,58	3,77	4,35	5,32	5,13	3,04	3,76	4,24	5,3	4,36	6,19	
0,07	0,04	-	0,06	0,2	0,34	-	-	0,17	-	0,17	
0,1	-	-	сл.	0,07	-	0,12	сл.	сл.	0,12	0,09	
0,07	-	-	0,31	сл.	0,06	-	0,16	0,04	0,16	-	
0,84	0,41	0,59	0,47	0,42	0,49	0,32	0,41	0,25	0,24	0,14	
99,11	99,2	99,99	100,21	100,66	99,97	99,96	100,35	100,79	99,71	100,95	
8,9	13,4	13,3	14,1	14,3	13,5	13,5	12,2	14,7	10,7	15,9	
1,1	1,3	2,0	1,2	0,3	0,8	1,1	2,0	0,6	1,9	0,8	
10,5	4,6	4,0	3,0	4,0	1,0	3,0	4,0	1,9	2,9	1,9	
79,5	90,7	80,7	80,8	81,5	82,2	82,4	81,4	82,8	84,4	80,7	
69,4	71,0	16,6	14,1	-	-	-	44,1	-	9,0	-	
-	-	-	-	8,2	5,5	3,6	-	31,0	-	43,5	
21,3	27,5	65,0	42,4	80,3	51,7	63,0	32,3	45,0	64,4	23,3	
9,4	1,4	20,0	17,0	11,5	34,5	33,0	23,5	24,1	28,3	33,3	
47,8	64,1	53,3	48,1	52,8	37,0	51,5	52,6	55,3	42,0	51,2	
40,1	32,3	32,8	32,2	34,1	33,4	26,7	36,5	35,6	45,3	29,5	
0,4	0,24	0,24	0,32	0,32	0,08	0,4	0,23	0,29	0,6	0,05	
8,0	10,8	0,8	11,7	47,7	18,8	12,3	3,1	24,5	5,6	19,8	

48--скв.2, гл.33,0-53,2 м; 49--скв.30, гл.18,6-20,1 м; 50--скв.33, гл.20,34м;  
 54--скв.2, гл.53,0 м; 55--скв.36, гл. 20,6 м; 56--скв.62, гл.50,5 м;  
 60--скв.62, гл.51,0 м.

(зоны погасания совпадают с первоначальным расположением лейст). В меланократовых разностях диабаза перекристаллизация плагиоклаза происходит с одновременным метасоматическим замещением цветных минералов. Реликты последних обычно располагаются в межзерновом пространстве плагиоклазов. При этом образуется структура, подобная петельчатой (см. приложение, рис. IV). В результате такого замещения плагиоклаз содержит многочисленные включения мелких зерен роговой обманки, биотита, эпидота.

При перекристаллизации породы в ней происходит обособление лейкократовых участков, состоящих из нескольких крупных (до 3 мм) зерен плагиоклаза, и меланократовых, в составе которых присутствуют скопления цветных минералов. Обособления имеют гнездообразный характер. Этим процессом объясняется, по-видимому, гнездообразное залегание реликтовых участков диабаза в диорите и диорита в граните.

При более глубоких процессах гранитизации широко развиты калиевый и кварцевый метасоматоз. Калиевый полевой шпат замещает плагиоклаз, а кварц — все ранее образовавшиеся минералы. В результате этого процесса количество цветных минералов резко уменьшается, а форма зерен становится неправильной и неправильно-таблитчатой. Структура приближается к гранитовой. Описанные процессы приводят к тому, что на незначительном расстоянии (всего в несколько сантиметров) минеральный состав породы резко колеблется. Особенно это присуще породам, в которых гранитизация полностью не завершена и соответствует гранодиоритовому составу. На эту особенность пород осницкого комплекса указывал ранее Л. Г. Ткачук (1948) как на характерный признак, свидетельствующий в пользу немагматического, "гибридного" происхождения диорита. Ниже приводится характеристика главных породообразующих и аксессуарных минералов.

А м ф и б о л — во всех трех разностях пород представлен зеленой обыкновенной роговой обманкой, с оптическими константами, аналогичными таковым в диабазе:  $n_g' = 1,685-1,690$ ;  $n_r' = 1,660-1,663$ ;  $2n_g = 19^\circ$ .

Обыкновенная роговая обманка наблюдается в зернах короткопризматической и неправильной формы, часто с неровными контурами, размером от 0,8 до 1,2—1,6 мм. Цвет зеленый, иногда буровато-зеленый, плеохроизм от темно-зеленого по  $n_g$  до светло-зеленого по  $n_r$ , пятнами обесцвечивается, замещаясь актинолитом. Оптические константы последнего те же, что и для актинолита диабаза.

Участками роговая обманка замещается пластинчатым биотитом согласно направлению спайности, редко — хлоритом. Интенсивно корродируется плагиоклазом. Часто плагиоклаз расщепляет амфибол на мелкие зерна, которые содержатся в нем в виде включений с одинаковой

## Минеральный состав метасоматических гранитоидов Микашевичского комплекса, %

Номер сква- жины	Номер шлифа	№	Si	Pi	Q	Кш	Эр	Ар+Sph+Mgn	Сумма	Длина изме- ренных ли- ний, мм
Д и о р и т										
14	8	45,0	8,0	41,0	1,0	1,0	0,7	3,0	100	112
29	10	33,8	17,6	43,5	1,0	1,3	7,0	2,8	100	110
29	23	22,5	12,5	52,5	3,8	6,2	1,5	1,0	100	110
4	10	18,7	25,0	44,0	0,9	0,3	5,6	5,5	100	100
Г р а н о д и о р и т										
5	4	5,0	21,2	55,4	16,2	1,0	0,5	0,7	100	160
45	40	1,7	11,2	52,0	15,0	14,1	5,6	0,4	100	171
33	5	1,3	12,9	61,9	2,6	13,5	4,0	3,8	100	170
20	1	0,8	27,2	46,2	7,6	3,9	9,0	5,3	100	170
20	2	-	19,7	47,3	14,3	8,0	8,0	2,7	100	180
20	3	-	9,7	54,2	8,4	15,7	7,2	4,8	100	183
20	4	-	7,6	45,6	13,1	27,1	3,3	3,3	100	181
7	23	1,0	19,4	52,4	24,4	1,9	ед.з.	0,8	100	169
Г р а н и т										
43	15	ед.з.	5,6	38,4	39,6	14,3	1,7	0,4	100	155
14	2	ед.з.	1,2	40,5	31,4	26,4	ед.з.	0,5	100	160
43	21	0,4	3,0	34,5	28,5	32,0	1,0	0,6	100	162

П р и м е ч а н и е: Ар -- апатит, Sph -- сфен.

оптической ориентировкой. Наблюдается резкое уменьшение количества роговой обманки от диорита к граниту (табл.7). В граните она встречается лишь в единичных зернах.

**Б и о т и т** присутствует в идиоморфных чешуйках и пластинах неправильной формы с сильнокорродированными краями вследствие замещения его плагиоклазом. Цвет биотита изменяется от шоколадного по  $N_g$  до светло-желтого по  $N_r$ , оптические константы те же, что и для биотита диабазы. Железистость — 35 мол% (Соболев, 1950). Биотит часто образует гнездообразные скопления, обогащенные акцессорными минералами: апатитом, сфеном, магнетитом, цирконом. Иногда содержит включения тонкопризматического апатита.

**П л а г и о к л а з** - представлен несколькими разновидностями. В диорите среди реликтовых участков с обитовой структурой он образует узкие лейсты, аналогичные описанным в диабазе. Преобладающим же является плагиоклаз в неправильно-таблитчатых и неправильных зернах размером 0,8—1,6, иногда 3—4 мм, несдвойникованный, с многозональным погасанием. Содержит обильные включения зеленой обыкновенной роговой обманки, биотита, эпидота. Часть зерен сдвойникована в очень нечеткие, как бы расплывчатые, двойники. Такой плагиоклаз по составу относится к андезину № 37—36, а многозональный — к андезину-олигоклазу. Многозональность плагиоклаза обусловлена широким развитием процессов перекристаллизации. Наряду с этим присутствует плагиоклаз, сдвойникованный в четкие полисинтетические двойники, по составу соответствующий андезину № 40—37. Оптическая характеристика плагиоклаза из пород ряда диорит—гранит приведена в табл.8

Т а б л и ц а 8  
Оптические константы плагиоклаза в породах  
ряда диорит—Гранит

Порода	Ориентировка			Закон двойникования	и номер плагиоклаза	2V
	оптической					
	индикаторы					
$N_g$	$N_m$	$N_r$				
Диорит 51/3	20	68	88	Альбитовый № 40	-72	
48/5	15	73	85	" № 35—37	-75	
Диорит	23	73	89	" № 38	-72	Измерялось по выходам двух темнот
Диорит	14	70	87	" № 40	-78	
Гранитизированный диорит	15	73	87	" № 35	-85	
	13	81	89	" № 28	-85	
Гранит	6	85	84	" № 25	-82	
	3	87	89	" № 21	-82	

Многозональный плагиоклаз с включениями цветных минералов — наиболее характерная разновидность для метасоматических гранитоидов, хотя количество включений в плагиоклазе гранита уменьшается и плагиоклаз как бы очищается от них. В граните плагиоклаз, как правило, интенсивно недитизирован. По составу олигоклаз. Оптические константы  $n_g = 1,549—1,543$ ;  $n_p = 1,538—1,539$ . Четко двойникованные разности встречаются реже, а в граните почти полностью исчезают. Плагиоклазы всегда двойникованы по альбитовому закону. В гранодиорите и граните встречается плагиоклаз, лишь частично двойникованный в очень нечеткие полисинтетические двойники. Характерной особенностью для всех разновидностей плагиоклаза является наличие включений тонкопризматического и игольчатого апатита. Количество их также уменьшается от диорита к граниту. Для плагиоклаза наблюдаются постоянные реакционные взаимоотношения с минералами. Он интенсивно корродирует роговую обманку и биотит, а многочисленные включения цветных минералов в плагиоклазе являются реликтами замещения их плагиоклазом. В свою очередь плагиоклаз интенсивно замещается калиевым полевым шпатом, на границе с которым образуются часто мирмеkitовые вроски кварца (см. приложение, рис. III).

К а л и е в ы й п о л е в о й ш п а т представлен зернами разнообразной формы: от мелких идиоморфных табличек до зерен крупноподобной формы. Наблюдениями установлено, что для калиевого полевого шпата во всех разностях от диорита до гранита характерны реакционные взаимоотношения с плагиоклазом. Он разъедает зерна плагиоклаза, вдаваясь в само зерно в виде "бухточек" и "залитов", или выделяется в виде неправильных пятен в центральной части зерна. При перекристаллизации размер зерен калишпата укрупняется до образования полных псевдоморфов по плагиоклазу размером от 0,8 до 4 мм, иногда 10—12 мм. Калишпат всегда очень свежий, по составу микроклин, микропертит. Часто содержит реликтовые зерна плагиоклаза и округлые зерна кварца (типа мирмеkitа), количество которого особенно велико в породах с большим содержанием микроклина. По-видимому, такой кварц образуется при интенсивном замещении плагиоклаза калишпатом.

К в а р ц присутствует в трех генерациях. Кварц I генерации наиболее ранний, макроскопически серый, представлен ксеноморфными и реже клиновидной формы зернами со слабоизвилистыми очертаниями и с нормальным либо волнистым погасанием. Близлежащие минералы не корродирует. Кварц II генерации имеет макроскопически темно-голубую окраску, округлую форму, размер зерен от 1,2 до 7 мм, контуры резкие, погасание нормальное. Лишь краевые участки зерен иногда раздроблены до мозаичного агрегата. Встречен как в диорите, так и в граните. По-видимому, является также первичным. Наблюдается в ви-

де порфиновых выделений. Кварц III генерации — наиболее поздний, макроскопически белый, светло-серый, присутствует в зернах неправильной формы, размером от 1,2 до 2 мм, с мозаичным погасанием и с зубчатым сочленением зерен. Кварц образует часто мономинеральные скопления в виде гнезд. Он корродирует все ранее образованные минералы: амфибол, биотит, плагиоклаз и калишпат, как бы отчленяя участки зерен, а иногда и породы. Зерна биотита и плагиоклаза находятся в мономинеральной массе кварца в виде реликтовых островков. Наиболее широкое развитие такой кварц получил в гранодиорите и граните.

Характерной особенностью метасоматических гранитоидов микашевичского (осницкого) комплекса является общность ассоциации акцессорных минералов от исходных диабазов до гранитов. Здесь постоянно присутствуют циркон, апатит, сфен, магнетит, пирит, эпидот. Сумма акцессорных минералов от диабаза к граниту уменьшается с некоторым увеличением в граните циркона.

**Ц и р к о н** встречается в правильных дипирамидальных кристаллах.

**А п а т и т** представлен тонкопризматическими кристаллами (до игольчатых), размером по длине 0,8—0,4 мм, по ширине от волосовидных до 0,16—0,24 мм. В диорите длина игл достигает 1,2—3,0 мм. В граните наряду с тонкопризматическим присутствует апатит в зернах неправильной и изометричной формы, с включениями чешуек биотита и мелких зерен роговой оманки; по-видимому, более поздний.

**С ф е н** выявлен в виде правильной формы ромбов и клиновидных зерен розовато-бурой окраски. В шлифе отличается заметным плеохроизмом.

**Э п и д о т** характерный минерал пород осницкого комплекса, является "сквозным" от роговообманкового диабаза до гранита. Обычно встречается в мелких зернышках, часто собранных в мономинеральные агрегаты, и в виде обильных включений в плагиоклазе. По составу эпидот железистый,  $2V = 65^\circ$ ;  $SN_g = 3^\circ$  (Винчелл, 1949). Двупреломление часто даже в одном зерне меняется от высокого до низкого, характерного для поизита.

Обобщая изложенный фактический материал, необходимо отметить, что для пород микашевичского комплекса ряда роговообманковых диабаз—диорит—гранит характерны: тесная пространственная связь, выраженная в постепенных переходах от одной породы к другой; общность элементов структуры от исходного диабаза до гранита и ассоциация акцессорных и породообразующих минералов; широкое развитие коррозионных структур с замещением цветных минералов бесцветными. Все это свидетельствует о том, что диориты и граниты образовались в результате гранитизации роговообманкового диабаза, при которой

существенное значение имели процессы собирательной перекристаллизации.

### Лампрофиры

Лампрофиры в составе микашевичского комплекса представлены незначительными по мощности (от 1—2 до 10 м) дайками, обладающими резким интрузивным контактом с древней толщей мигматитов. Макроскопически лампрофиры зеленовато-темно-серые, почти черные, тонкозернистые, равномернозернистые, массивные.

Под микроскопом лампрофиры обладают микрогипидиоморфно-зернистой и микрофитовой структурой. Минеральный состав характеризуется повышенным содержанием (до 70%) биотита (для керсангита) и обыкновенной роговой обманки (для спессаргита). В остальном по характерным особенностям породообразующих и аксессуарных минералов лампрофиры аналогичны описанным диабазам.

Химический состав породы характеризуется приведенными в табл. 9 данными.

Химический состав лампрофиров, %

Окисел:	Содерж.	Окисел:	Содерж.	Окисел:	Содерж.	Окисел:	Содерж.	
SiO <sub>2</sub>	48,3	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,76	MgO	15,24	K <sub>2</sub> O	3,59	
TiO <sub>2</sub>	0,54	FeO	7,89	CaO	7,50	H <sub>2</sub> O	0,17	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,24	MnO	0,13	Na <sub>2</sub> O	1,25	ППП	3,01	
							Сумма	99,72

### Числовые характеристики (по А.Н.Заварицкому)

a	7,3	b	38,3	c	15,6	m	62,4	Q	13,0
c	2,4	b	52,0	m	22,0	n	34,9	a:c	3,0

### Аплиты

Аплиты образуют жилы, которые, как правило, покрывают диабазы и диориты. Это типичные жильные лейкократовые породы. Они вскрыты в скважинах: структурной 1 и 2, 3. Контакт аплита с диабазом резкий и сопровождается осветленной в диабазе приконтактной каемкой мощностью до 1 см. Часто в контактах встречаются зоны дробления. Угол падения жил от 30 до 70°. Макроскопически аплит светлорозовый, серовато-розовый, иногда красновато-розовый, обычно мелкозернистый, равномернозернистый, массивный. Под микроскопом имеет аплитовую структуру. Минеральный состав: плагиоклаз — 20—25%, кварц 25—30, калиевый полевой шпат — 35—40, биотит — 0—3, эпидот присутствует от единичных зерен до 1—2%.

Плагиоклаз представлен таблитчатыми, иногда близкими к изометричным, мелкими зернами размером 0,4—0,6 мм. Часто встречается в виде реликтовых зерен неправильной формы в калиевом полевошпате, как правило, буроватый за счет пелитизации; несдвой-

нигованный, с показателем преломления  $n_g = 1,547$ ,  $n_p = 1,541$ , по составу кислый олигоклаз.

К а л и е в ы й п о л е в о й ш п а т образует мелкие неправильной формы зерна, с очень неровными краями, совершенно свежий, содержит реликтовые зерна буроватого пелитизированного плагиоклаза. Представлен микроклин-микрпертитом и обладает характерной микроклиновой решеткой.

К в а р ц имеет форму изометричных зерен размером 0,08—0,2 мм с нормальным и волнистым погасанием, иногда наблюдаются более крупные и сильнокатаклизированные зерна размером 0,8—0,6 мм с мозаичным погасанием.

Б и о т и т находится в виде мелких чешуек темно-бурого цвета с четким плеохроизмом от темно-бурого по  $n_g$  до соломенно-желтого по  $n_p$ . Распределен в породе равномерно.

А к ц е с с о р н ы е м и н е р а л ы представлены тонкопризматическим апатитом и правильной формы кристаллами циркона.

Химический состав породы приведен в табл. 10.

Т а б л и ц а 10

Химический состав апгита, %

Окисел	Номер анализа			
	17	18	19	20
$SiO_2$	76,05	75,97	77,93	78,75
$TiO_2$	0,16	0,43	0,25	0,14
$Al_2O_3$	12,79	12,18	11,10	10,74
$Fe_2O_3$	0,77	0,44	1,34	0,30
FeO	0,22	0,30	0,50	0,75
MnO	—	0,01	н.о.	0,01
MgO	0,17	0,55	0,15	0,15
CaO	1,0	1,10	0,28	0,88
$Na_2O$	2,62	2,64	3,92	1,73
$K_2O$	6,22	5,46	4,54	5,79
$SO_3$	0,17	0,06	—	0,13
$P_2O_5$	0,01	0,06	—	0,13
н.п.п.	0,16	0,36	0,31	0,14
$H_2O$	0,19	0,21	—	0,03
С у м м а	100,34	100,48	100,45	99,54
Числовые характеристики (по А.Н.Заварицкому)				
a	14,3	13,1	14,1	11,3
c	1,1	1,2	0,3	1,0
b	1,3	2,3	1,8	1,2

## Продолжение табл. 10

Окисел	Номер анализа			
	17	18	19	20
S	83,3	83,4	83,8	86,0
c'	12,3	1,7	17,9	0,5
r'	65,0	61,2	67,8	78,1
m'	22,7	37,1	14,3	21,4
n	39,0	42,6	5,7	30,9
Q	+36,9	+39,4	+39,1	+47,4
a:c	13,0	10,9	4,6	11,8

Примечание: 17—скв.5, гл.68 м; 18—скв.11, гл.42,75 м; 19—скв.3, гл.47,25 м; 20—скв.4, гл.60,2 м.

## Петрохимия микашевичского комплекса

Химический состав пород микашевичского комплекса приведен в табл. 2, 5, 6, 9, 10. На петрохимической диаграмме А.Н.Заварицкого (рис.4), где нанесены числовые характеристики Микашевичско-Житковичского выступа, фигуративные точки пород микашевичского комплекса образуют вытянутую вдоль оси  $S_b$  полосу, в нижней части которой располагаются роговообманковые диабазы. Такое расположение точек отражает наличие непрерывных переходов от диабаза к граниту. Роговообманковый диабаз как исходная магматическая порода наиболее близок к среднему типу диабаза (по Р.Дели), отличаясь несколько повышенным содержанием натрия и калия. Это объясняется значительным содержанием в породе биотита и более кислым составом плагиоклаза по сравнению со средним типом диабаза. Роговообманковые диабазы относятся к нормальному типу пород и характеризуются более или менее кучным расположением фигуративных точек, чего нельзя сказать о диорите. Диориты и слабогранитизированные диориты как промежуточные разновидности в метасоматическом ряду пород диабаз-гранит и породы, не достигшие физико-химического равновесия, характеризуются значительным разбросом векторов по оси  $S_b$ . Значения характеристики "в" колеблются от 26,0 до 9,5%. Породы гранодиоритового состава образуют расплывчатый рой точек со значительным разбросом как по оси  $S_a$ , так и по оси  $S_b$ . Лишь наиболее гранитизированные разновидности, достигшие состава гранита, близкого к среднему типу, образуют густой рой точек в верхней части диаграммы. Среди гранодиоритов и гранитов осницкого комплекса выделяются две группы пород. Одна группа характеризуется "левым" наклоном векторов, другая — правым. Наличие двух групп пород объясняется сменой минерального состава при процессах гранитизации, в результате ко-

торых в гранодиорите и граните на определенной стадии роговая обманка почти полностью исчезает, уступая место биотиту. Породы, обогащенные биотитом, составляют группу, пересыщенную глиноземом ("левый наклон"). Характеризуемый комплекс пород относительно богат известью и магнием. В нем преобладает FeO над MgO, что объясняется присутствием биотита высокой железистости и большим содержанием роговой обманки в исходном диабазе, реликтовые зерна которой (1—2%) сохраняются в граните.

Согласно петрографическим данным, при образовании метасоматических гранитоидов важную роль играли процессы калишпатизации и окварцевания. Этим объясняется неравномерное распределение в породе калиевого полевого шпата (гнезда) и обилие в гранитах "реликтовых" диорита, препятствующих образованию пород, сильно пересыщенных щелочами.

Для количественной характеристики привноса и выноса отдельных элементов при процессах гранитизации были подсчитаны и нанесены на гистограмму (рис. 5) изменения содержания элементов в граммах на кубический сантиметр породы (табл. 11). Количество вещества в 100 г породы подсчитывалось с учетом объемного веса породы (Навоиник, 1958).

Т а б л и ц а 11

Изменение количества компонентов в 100 см<sup>3</sup> породы  
при процессах метасоматоза

Окисел	: Содержание окислов, %		: Содержание окислов, г/см <sup>3</sup>		Привнос : (+), вынос : (-)
	: диабаз рого- водобманковый :( $\delta = 2,89$ )	: диорит :( $\delta = 2,77$ ):	: диабаз	: диорит	
SiO <sub>2</sub>	49,6	55,4	143,3	153,4	+10,1
TiO <sub>2</sub>	1,29	1,08	3,7	3,0	- 0,7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,70	16,3	45,3	45,1	- 0,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,50	3,5	21,7	9,7	-12,0
FeO	6,00	5,3	17,3	14,7	- 2,6
MnO	0,05	0,05	0,14	0,14	0
MgO	5,28	4,10	15,2	11,3	- 3,9
CaO	7,28	5,90	22,5	16,3	- 6,2
Na <sub>2</sub> O	3,28	3,70	9,5	10,9	+ 1,4
K <sub>2</sub> O	1,67	2,10	4,8	5,8	+ 1,0
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,32	0,36	0,9	0,9	
H <sub>2</sub> O	0,35	0,39	1,0	1,0	0
SO <sub>3</sub>	0,70	0,40	2,0	1,1	- 0,9
С у м м а	100,24	99,87			

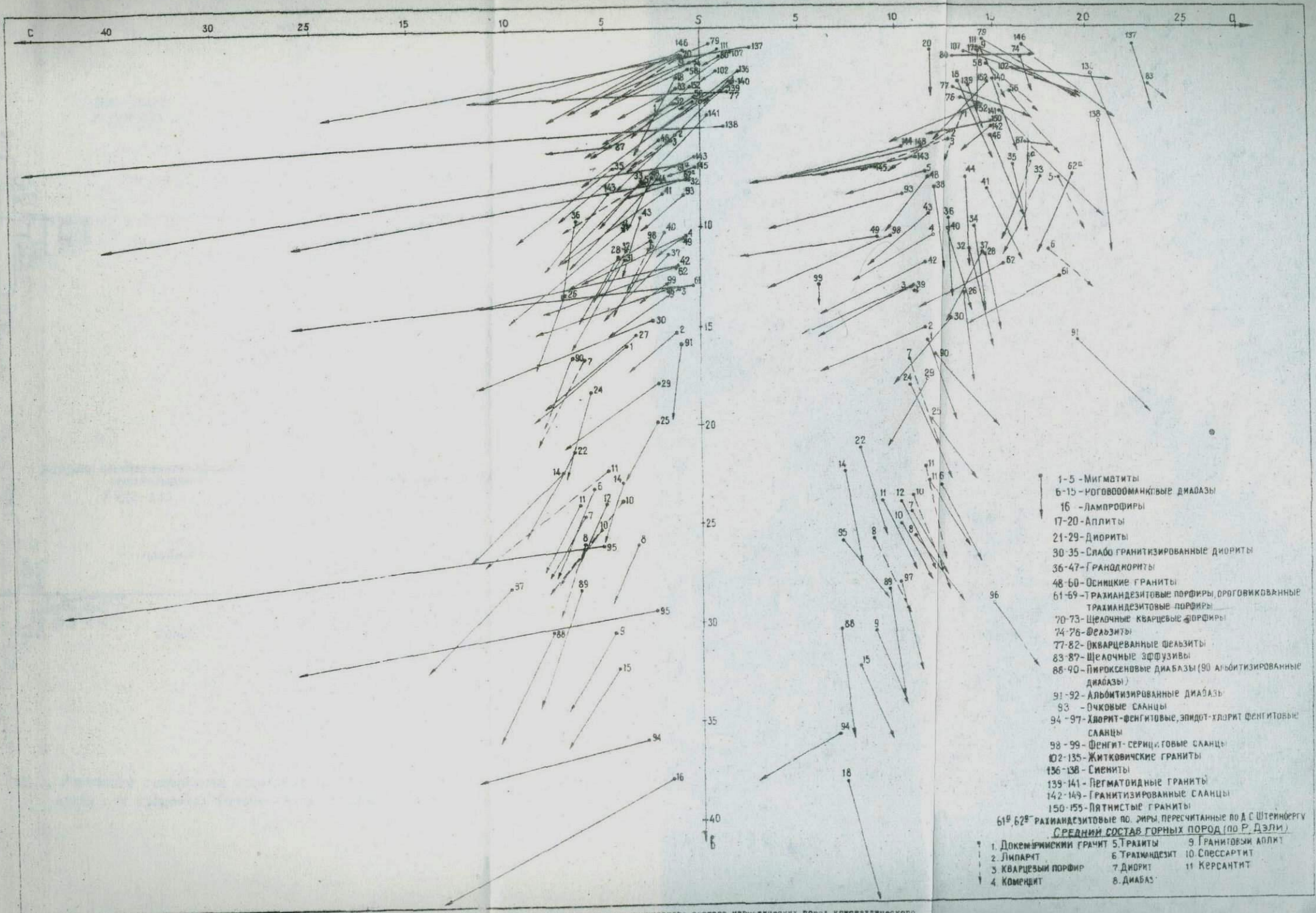


Рис. 4. Диаграмма химического состава магматических пород кристаллического фундамента впадины Белоруссии по А. Н. Завражскому

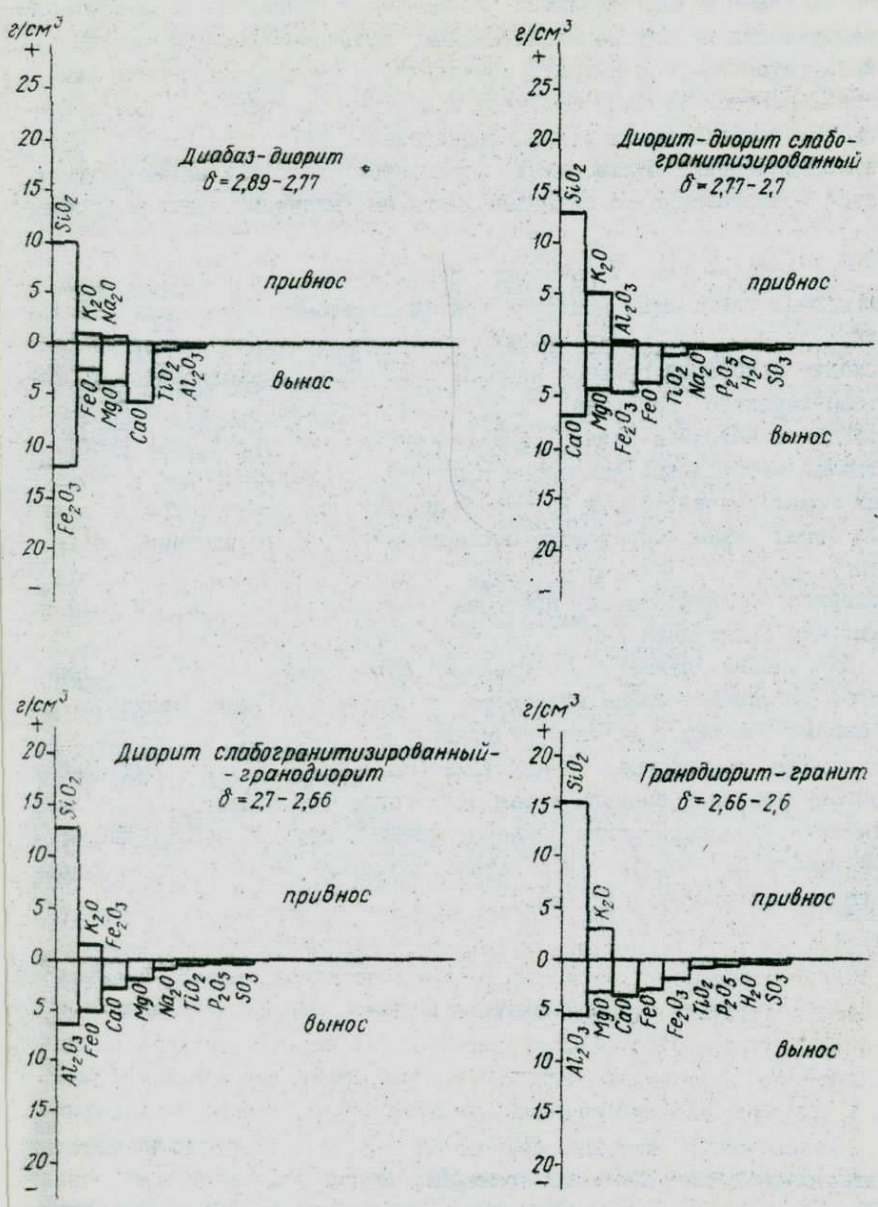


Рис.5. Изменение содержания отдельных компонентов в 100 см<sup>3</sup> породы при процессах метасоматоза (уч.Микашевича)

Из приведенных данных видно, что наиболее подвижными при процессах гранитизации являются кремнезем и калий. На первых этапах гранитизации наряду со значительным приростом калия и кремнезема фиксируется прирост натрия, обусловленный метасоматическим замещением роговой осанки биотитом и цветных минералов — плагиоклазом. На более поздних этапах гранитизации, когда происходит интенсивное замещение плагиоклаза калишпатом, натрий и алюминий выносятся одновременно с кальцием, магнием, железом, титаном, фосфором.

При этом весьма характерно поведение во всех породах выступа (исключая мигматиты) наиболее подвижных элементов — калия, кремния и натрия. На ранних этапах гранитизации (диабаз-диорит) происходит некоторый прирост натрия. В породах гранодиоритового состава характер поведения калия и натрия несколько иной. Здесь поведение натрия и калия характеризуется обратной зависимостью, отражая интенсивное замещение плагиоклаза калишпатом при процессах гранитизации. Одной из особенностей поведения натрия и калия для пород гранодиоритового состава является чередование резких отклонений в их содержании. Такой характер кривых отражает неравномерность (пятнистость) процесса калишпатизации. Так, например, максимум содержания  $K_2O$  (9,6%) чередуется с минимумом (1,1%).

Приведенные данные по петрохимии пород микашевичского (соничского) комплекса свидетельствуют об их тесной генетической связи и широком развитии метасоматических процессов. Дильные породы, представленные лампрофирами и аплитами (см. табл. IО, II), по химическому составу близки к средним типам этих пород (по Р.Дэли). Нужно лишь отметить, что спессартиты данного района несколько обогащены роговой осанкой, в связи с чем характеризуются более высоким значением характеристики "в" (ан. I).

#### Б. Житковичский комплекс

Житковичский комплекс объединяет породы, развитые в пределах Житковичской тектонической зоны. Сюда входят палеовулканиды основного, среднего, кислого и щелочного состава, эпидот-хлоритовые хлорит-серицитовые, кварц-серицитовые сланцы и кварциты и метасоматические гранитоиды. Эти типы пород генетически тесно связаны, поэтому представляется целесообразным все перечисленные разновидности охарактеризовать в составе единого житковичского комплекса.

## Вулканиды

Выделение вулканогенных пород в составе докембрия представляет собой сложную задачу вследствие глубокого изменения их структуры, минерального состава и химизма под влиянием более поздних, наложенных процессов. В 1965 г. при изучении геохимических условий образования рудопроявлений в породах кристаллического фундамента (Заржицкий, Бордон, Криводубская, 1968) было обращено внимание на наличие реликтов вулканитов в составе пород житковичской зоны — сланцев и метасоматических гранитоидов. Хорошо сохранившиеся, легко распознаваемые по реликтовым структурам вулканогенные породы были вскрыты во многих скважинах. Они залегают среди зеленых сланцев в виде гнезд и линз мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров. Среди них выделяются вулканиты кислого (фельзиты, щелочные кварцевые порфиры), среднего, щелочного (трахиандезитовые порфиры, кератофиры) и основного (диабазовые порфириты и пироксеновые диабазы) состава. Разделение вулканитов произведено по вещественному составу, по реликтовым структурам и составу крапчатиков. Нередко разновидности вулканитов отличаются друг от друга макроскопически, несмотря на то что претерпели сильное влияние поствулканитических процессов. Наблюдаемые особенности пород обусловлены различными химизмом и минеральным составом исходных вулканогенных пород. Ниже приводится макроскопическое описание вулканитов и характерных особенностей, позволяющих восстановить их первичный облик. Отдельные минералы и некоторые процессы, общие для вулканитов кислого и щелочного состава, будут описаны в целом для всех разновидностей.

Трахиандезитовые порфиры представляют собой породу от темно-зеленой до черной, иногда темно-серой окраски. Обычно тонкосланцеватые с шелковистым блеском и четко выраженными фенокристаллами светло-серого, почти белого альбита. В керне отдельных скважин прослеживается постепенное замещение трахиандезитового порфира роговиковоподобной и тонкозернистой породой розовато-бурой окраски. Под микроскопом имеет порфировую структуру. Основная масса лепидобластовая (приложение, рис. VI), обусловленная интенсивным развитием тонкочешуйчатой, богатой калием слюды (фентита?) по первичному стеклу. Фенокристаллы представлены плагиоклазом и реже — гранатом.

Плагиоклаз имеет форму удлиненных узких таблиц (лейст) размером от 0,16 до 0,5 мм. Часто несколько (2—3 зерна) лейст плагиоклаза расположены характерным для офитовой структуры образом (приложение, рис. VII). На отдельных участках фенокристаллы повернуты длинной осью по сланцеватости, что обусловлено, по-видимому, первичным течением лавы. Плагиоклаз сдвойникован в полисиенте-

тические двойники, слегка серицизирован и содержит включения тонкопризматического апатита. По составу относится к альбиту (табл. 12).

Т а б л и ц а 12

Состав фенокристаллов плагиоклаза

Номер скважины	Ориентировка оптической индикатрисы			2V	Закон двойникования и состав плагиоклаза
	№	Nm	№		
Скв. 018 Шл. 4	18	81	71	+10	Альбитовый № 3
Скв. 018 Шл. 7	13	77	89	-10	"- № 12
То же	11	75	86	-	"- № 5
Скв. 018 Шл. 15	16	76	89	-	"- № 5

К вулканитам кислого состава, обогащенным щелочами, относятся породы типа щелочного кварцевого порфира, фельзита, кератофира, вскрытые в пределах житковичской тектонической зоны во многих скважинах.

Эти породы либо переслаиваются с описанными выше трахиандезитовыми порфирами, либо находятся в виде субстрата — мелких гнезд в житковичских гранитах и гранитизированных сланцах, с которыми связаны постепенными переходами: фельзит — в житковичском граните; щелочной кварцевый порфир — в гранитизированном сланце.

Щелочной кварцевый порфир микроскопически представляет породу серовато-светло-розового цвета, тонкозернистую до афанитовой, с вкрапленниками широких идиоморфных таблиц светло-розового почти белого альбита, темно-розового калиевого полевого шпата и голубого кварца. Близкими к щелочным кварцевым порфирам по составу вкрапленников являются очковые сланцы, которые отличаются большей степенью перекристаллизации основной массы. Макроскопически они представляют собой породу серовато-светло-зеленого цвета, тонкосланцеватую, с четко выраженной плейчатостью и шелковистым блеском. Они содержат многочисленные вкрапленники широких таблиц светлого плагиоклаза (альбита), темно-розового калишпата и голубого кварца. Обилие вкрапленников на отдельных участках придает этим породам облик гранита.

Фельзит — порода розовато-бурая и красно-бурая, тонкозернистая, роговокивоподобная, почти лишенная вкрапленников. Очень редки вкрапленники голубого округлого кварца.

Под микроскопом все указанные разности имеют порфириковую структуру с микрогранобластовой (участками фельзитовой), микролепидо-гранобластовой и лепидогранобластовой основной массой. Последняя характерна для очковых сланцев. Текстура флюидальная, иногда сланцеватая, такситовая. Флюидальность характерна для наименее измененных разностей и подчеркивается субпараллельным расположением тонких чешуек слюды (биотита, реже мусковита) вдоль линий течения лавы (приложение, рис. УШ). Фенокристаллы представлены кварцем, плагиоклазом, калишпатом и гранатом.

**К в а р ц** встречается в зернах округлой либо треугольной формы. Контуры вкрапленников резкие, четкие. Иногда кварц корродируется основной тонкозернистой массой, которая в виде глубоких "залитов" проникает в зерна. Погасание нормальное и волнистое. Лишь единичные зерна имеют мозаичное, блоковое погасание. Размер фенокристаллов кварца от 1,2 до 3 мм.

**П л а г и о к л а з** образует идиоморфные широкие таблицы с очень четкими прямыми ограничениями, размером от 1 до 4 мм, сдвойникован в четкие, тонкие, полисинтетические двойники, слабо серицитизирован. По составу плагиоклаз относится к альбиту (от № 4 до № 2), сдвойникован по альбитовому закону,  $010:Ng=18^\circ$ ;  $Nm=79^\circ$ ,  $Np=87^\circ$ ,  $Ng=1,535$ ,  $Np=1,529$ ; часто замещается калиевым полевым шпатом с образованием почти полных псевдоморфоз. Возможно, в первичном вулканите вкрапленники были представлены плагиоклазом более основного состава.

**К а л и е в ы й п о л е в о й ш п а т** чаще встречается в зернах неправильной формы и развивается по плагиоклазу. При полном замещении последнего унаследует его форму. Обычно свежий, по составу микропертит-микроклин. Отдельные зерна имеют микроклиновую решетку и часто содержат включения зернышек серицитизированного плагиоклаза,  $2V=76$ ,  $Ng'=1,521$ ,  $Np'=1,517$ . Редко встречается калишпат равномерно пелитизированный, в проходящем свете буроватый, несдвойникованный.

**Г р а н а т** наблюдается в зернах гексагональной и неправильной формы. Иногда образует скелетные прорастания с кварцем. Размер зерен 0,1—0,2 мм,  $n=1,77$ , по составу относится к спессартиновому ряду, что подтверждается рентгеноструктурным анализом ( $a=11,68\text{Å}$ ).

Как видно из описания, различные по составу вулканогенные породы прежде всего отличаются составом, формой и ассоциацией вкрапленников. Характерным отличием вулканитов является и состав слюд, развитых по основной массе. В трахиандезитовых порфирах основная масса замещена тонкочешуйчатой слюдой светло-зеленого цвета с очень слабым до бесцветного плеохроизмом и светопреломлением по

Т а б л и ц а 13

Химический состав трахиандезитового порфира и "ороговикованного"  
трахиандезитового порфира, %

Окисел	Номер анализа									
	61	62	63	64	65	66	67	68	69	
SiO <sub>2</sub>	58,96	61,28	66,3	68,96	69,49	69,65	69,73	70,33	72,76	
TiO <sub>2</sub>	0,97	1,0	0,61	0,6	0,66	0,61	0,62	0,56	0,57	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,08	18,44	15,31	13,96	13,64	14,29	14,84	12,7	13,47	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,44	2,6	0,97	1,11	0,98	1,44	1,2	1,75	1,55	
FeO	2,29	2,47	1,27	1,7	1,82	1,08	1,26	2,27	0,74	
MnO	0,14	0,5	0,05	0,1	0,09	0,08	0,08	0,19	0,08	
MgO	1,57	1,47	0,63	0,76	0,68	0,86	0,82	0,91	0,68	
CaO	0,71	1,28	1,62	1,84	1,22	0,96	0,82	0,8	0,63	
Na <sub>2</sub> O	1,25	2,28	4,02	3,83	3,42	4,3	4,02	2,5	3,87	
K <sub>2</sub> O	10,6	7,41	8,05	4,86	6,30	5,59	5,41	5,25	4,47	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,1	0,1	0,07	сл.	0,07	сл.	сл.	сл.	сл.	
п.п.п.	2,33	2,11	1,08	1,87	1,77	1,01	0,86	2,42	1,04	
H <sub>2</sub> O	0,4	0,34	0,37	0,42	0,44	0,32	0,07	0,28	0,37	
С у м м а	100,44	100,94	99,98	99,59	100,14	99,87	99,73	99,68	99,83	

## Числовые характеристики (по А.Н.Заварицкому)

а	18,0	15,4	20,2	15,3	16,4	17,1	16,3	12,8	14,3
с	0,9	1,6	0	1,6	0,7	0,8	0,9	0,9	0,7
в	12,8	11,9	4,9	4,5	4,4	4,0	4,7	7,4	4,7
з	63,2	70,4	74,8	78,6	78,5	78,0	78,0	78,8	80,2
а	44,9	44,5	-	-	-	-	76,0	28,2	33,8
с	-	-	40,0	12,1	15,4	10,0	-	-	-
г	33,7	34,3	40,5	56,0	56,0	55,0	46,5	51,8	42,2
ш	21,4	21,1	20,3	28,8	25,7	35,0	28,2	20,0	24,0
п	15,2	33,0	43,3	54,2	45,0	49,3	53,2	41,8	56,0
Q	+ 9,6	+ 9,1	+ 9,3	+25,0	+23,5	+21,1	+22,6	+31,2	+31,2
t	1,3	1,2	0,72	0,68	0,67	0,7	0,7	0,6	0,5

Примечание: 61--скв.018, гл.83 м - трахиандезитовый порфир; 62--скв.018, гл.148,5 м -- слабоороговинкованный трахиандезитовый порфир; 63, 64, 65, 68, 69 -- скв.018, гл. 91, 84, 70,6 и 138,5 м -- в различной степени ороговинкованный трахиандезитовый порфир.

$N_{\text{д}}=1,590-1,594$ . По химическому составу слюда характеризуется высоким содержанием калия (табл. 13, ан. 61). По-видимому, это одна из разновидностей серишита, которую предположительно можно отнести к фенгиту (Трегер, 1958). Слабозеленоватый фенгит замещается агрегатом бесцветного серишита, с  $N_{\text{д}}=1,557$ . В перекристаллизованных разностях вулканитов и сланцев слюда находится в тесном контакте с тонкозернистым агрегатом кварца и альбита.

Более кислые разности — фельзиты, щелочные кварцевые порфиры почти лишены цветных минералов. В очень незначительном количестве в них встречается лишь биотит.

**Биотит** представлен тонкими чешуйками (0,06—0,1 мм), расположенными субпараллельно, подчеркивая, по-видимому, линии течения лавы. Характерной особенностью биотита является его интенсивная (почти черная) окраска по  $N_{\text{г}}$ ; резкий плеохроизм до бесцветного по  $N_{\text{р}}$ , высокая железистость  $F=72\pm 1\%$  (Соболев, 1950). Оптические константы:  $N_{\text{г}}=1,670\pm 0,002$ ;  $N_{\text{р}}=1,618\pm 0,001$ . Значительное количество (10—15%) мусковита содержат очковые сланцы.

Во всех описанных разностях вулканитов широко развиты процессы перекристаллизации, сопровождающиеся альбитизацией и окварцеванием основной массы. Результатом этих процессов являются широко развитые в вулканитах такситовые текстуры. В трахиандезитовых порфирах можно проследить все стадии перекристаллизации основной массы породы. Даже макроскопически видно замещение сланцеватой темной породы роговиковоподобным агрегатом розового цвета. Под микроскопом это прослеживается отчетливо. На начальной стадии, когда только начинается ороговикование, в почти мономинеральной слюдястой массе появляются единичные гнезда тонкозернистого (0,01—0,006 мм) агрегата альбита, окруженного оторочками замещаемой слюды (см. приложение, рис. VII). С увеличением степени перекристаллизации размеры гнездообразных включений и самих зерен альбитового агрегата увеличиваются. Диаметр зерен составляет уже от 0,02—0,04 до 0,1—0,3 мм. В минеральном составе гнезд появляется кварц, содержание которого повышается с увеличением интенсивности перекристаллизации (приложение, рис. IX). Оторочка из слюды становится едва заметной либо вовсе исчезает. Аналогичные процессы широко проявлены в фельзитах, основная масса которых имеет четко выраженную такситовую текстуру, обусловленную различной степенью перекристаллизации породы. На фоне тонкозернистой основной массы с микрогранобластовой структурой (размер зерен 0,01—0,1 мм) расположены гнезда и линзы чечевицеобразной формы более крупнозернистого гранобластового агрегата с размером зерен 0,1—0,3 мм. Минеральный состав перекристаллизованного агрегата преимущественно кварцевый, с незначительным содержанием альбита. Часто в гранобластовом агрегате

расположены мелкие гнезда реликтового тонкозернистого микрогранобластового агрегата полевого шпата (приложение, рис. X). Характерным является постоянная приуроченность к перекристаллизованным участкам флюорита (приложение, рис. XI), заполняющего промежутки между зернами кварца и альбита. Это свидетельствует о важной роли пневматолитово-гидротермальных растворов в процессах перекристаллизации вулкаников. Таким образом, при перекристаллизации последних наблюдается определенная последовательность метасоматического минералообразования. В раннюю стадию этого процесса происходит альбитизация в виде микрогранобластового, а в позднюю — окварцевание с образованием более крупнозернистого гранобластового агрегата. На эту особенность процессов перекристаллизации указывает Д. П. Григорьев (1956) при характеристике девонских эффузивов Казахстана. Микроскопические наблюдения показывают, что, хотя механизм процесса перекристаллизации одинаково проявляется в различных по составу вулканиках, минеральный состав полученного агрегата различен. Так, вулканики первично более щелочного состава (трахиандезитовый порфир, щелочной кварцевый порфир, кератофир) содержат в перекристаллизованной основной массе значительное количество альбита и калишпата. Хотя при более глубоких процессах он частично замещается кварцем, полного окварцевания не происходит. Под влиянием процессов собирательной перекристаллизации альбит и калишпат обособляются в более крупные зерна неправильной формы и образуют участки, близкие по составу и структуре к граниту (начальный этап гранитизации). Вулканики же более кислого состава, обедненные щелочами при перекристаллизации, интенсивно окварцовываются с образованием кварц-серицитовых сланцев и кварцитов.

Зональное строение Китковичской зоны, по-видимому, отражает прежде всего последовательность излияния исходных вулкаников, отличающихся различным составом. Петрографическими наблюдениями также устанавливается непосредственная связь между процессами перекристаллизации и тектоническим фактором. Максимально процессы перекристаллизации проявлены на участках, подверженных значительным деформациям и являются посттектоническими. В керне хорошо видно, как трещины, возникающие в результате дизъюнктивных дислокаций и рассекающие сланцеватость, залечиваются более поздним кварц-альбитовым агрегатом.

Химический состав трахиандезитовых порфиров и кислых вулкаников приведен в табл. 13, 14, 15. По химизму кислые вулканики, особенно фельзиты, близки к ороговикованным трахиандезитовым порфирам. Сходство состава обусловлено идентичными поствулканическими изменениями, выразившимися в альбитизации основной массы породы. Этому процессу предшествовала раскристаллизация стекла. Однако бо-

лее высокое содержание титана, магния и алюминия в трахиандезитовом порфире, а кремнезема — в кислых вулканитах и различный состав фенокристаллов дают возможность отнести фельзиты, щелочные кварцевые порфиры и ороговикованные трахиандезитовые порфиры к различным типам вулканитов.

Т а б л и ц а 14

Химический состав кислых вулканитов, обогащенных щелочами . %

Оксид :	Номер анализа						
	: 70	: 71	: 72	: 73	: 74	: 75	: 76
SiO <sub>2</sub>	75,65	74,03	74,63	73,79	74,27	72,43	74,75
TiO <sub>2</sub>	0,20	0,28	0,29	0,24	сл.	0,03	0,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,65	12,54	12,67	13,62	13,38	13,87	11,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,72	1,25	0,98	1,63	1,23	1,50	2,32
FeO	0,88	0,59	0,71	0,22	0,14	0,62	1,41
MnO	0,05	0,07	0,08	0,04	0,02	0,04	0,04
MgO	0,45	0,46	0,63	0,3	0,16	0,24	0,06
CaO	0,58	0,70	0,54	1,03	0,44	0,60	0,70
Na <sub>2</sub> O	3,32	3,76	3,7	4,74	4,05	3,54	2,79
K <sub>2</sub> O	5,75	5,25	5,27	4,04	5,56	6,74	5,47
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,06	сл.	сл.	-	-	0,07
SO <sub>3</sub>	0,02	сл.	сл.	сл.	-	0,64	сл.
п.п.п.	0,79	1,31	0,47	0,72	0,22	0,04	0,57
H <sub>2</sub> O	0,34	0,35	0,25	0,15	-	0,10	0,03
С у м м а 100,12	100,3	99,98	100,37	99,47	100,37	99,64	
Числовые характеристики (по А.Н.Заварицкому)							
a	14,8	15,4	15,2	15,5	16,4	17,0	13,5
c	0	0,4	0,6	0,6	0,4	0,5	0,5
v	2,6	2,7	2,4	2,5	1,49	2,5	3,6
s	81,8	81,5	81,7	81,4	81,8	80,0	82,4
c	26,9	15,6	-	23,2	5,0	13,5	10,0
r'	55,4	49,0	59,5	17,9	19,1	15,3	3,1
m'	24,5	28,9	40,5	59,0	75,9	72,2	86,9
n	46,4	52,3	51,7	64,0	52,7	44,3	43,8
q	34,8	31,8	32,5	29,3	30,2	25,2	45,9
t	0,24	0,32	0,24	25,8	37,3	34,2	27,0

Примечание: 70—скв.018, гл.36,1 м; 71—скв.018, гл. 44,См; 72—скв.018, гл.45,2 м; 70, 71, 72 (щелочные кварцевые порфиры); 73—скв.018, гл.69,8 м; 74—скв.3, стр., гл.69,9 м; 75—скв.3, гл.44,5 м; 76—скв.131, гл.48,0 м (фельзиты).

К реликтам вулканитов щелочного состава отнесена и роговиково-подобная тонкозернистая порода сиреневато-темно-бурого цвета, залегающая в виде мелких гнезд в смените. По структурным особенно-

стям она близка к вышеописанным вулканитам, но отличается от них повышенным содержанием щелочей и преобладанием в основной массе калиевого полевого шпата и альбита (см. табл. I5). Характерной осо-

Т а б л и ц а I5

Химический состав окварцованных фельзитов и  
отковых сланцев, %

Оксиды	Номер анализа							93 (оч- ковый сланец)
	77	78	79	80	81	82		
SiO <sub>2</sub>	76,33	76,12	76,76	78,98	76,01	77,92	75,82	
TiO <sub>2</sub>	сл.	0,08	0,05	сл.	0,11	0,13	0,46	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,25	12,08	11,23	10,17	11,68	8,59	10,73	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,45	1,73	0,67	1,05	1,61	1,35	2,83	
FeO	0,37	0,03	0,03	0,07	сл.	0,02	1,16	
MnO	сл.	сл.	0,004	сл.	0,02	0,01	0,07	
MgO	0,31	0,06	0,12	сл.	0,17	0,25	0,4	
CaO	1,02	0,82	0,30	0,52	0,54	0,72	0,5	
Na <sub>2</sub> O	3,69	4,35	2,77	2,87	3,95	4,11	2,47	
K <sub>2</sub> O	5,93	4,56	6,57	6,20	5,55	5,21	4,81	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	0,06	сл.	0,04	сл.	-	-	
SO <sub>3</sub>	-	сл.	-	сл.	0,13	-	-	
п.п.п.	0,45	0,31	0,88	0,20	0,23	0,59	0,76	
H <sub>2</sub> O	0,07	0,04	0,88	0,03	0,09	0,12	0,12	
С у м м а	99,80	100,64	100,35	100,08	100,09	99,9	100,06	
Числовые характеристики (по А.Н.Заваришкому)								
a	13,0	15,3	14,5	13,0	15,0	10,8	11,8	
c	1,55	-	0,53	0,85	0,98	1,0	-	
c	-	0,03	-	-	-	-	0,59	
b	2,98	2,4	0,66	1,4	1,24	4,9	4,6	
s	82,4	82,1	84,3	84,7	82,74	83,3	82,8	
ā	-	-	-	-	-	-	13,9	
f'	-	58,9	-	-	26,3	-	72,7	
m'	15,22	4,0	30,0	0	26,3	8,0	13,9	
c'	39,1	36,0	50,0	40,9	47,3	17,1	-	
n	3,5	39,0	36,4	34,0	49,1	34,5	44,0	
n'	45,6	-	20,0	59,9	0	75,0	-	
q	+37,3	+33,7	+39,1	+42,6	+34,5	+43,9	+41,6	
a:c	8,4	-	27,4	15,3	15,3	10,8	20,0	

П р и м е ч а н и е: 77—скв.3 стр., гл.70,5 м; 78—скв.273, гл.69,1 м; 79—скв.3стр., гл.82,5 м; 80—скв.131, гл.49,0 м; 81—скв.71, гл.144,7 м; 82—скв.139, гл.42,9 м; 93—скв.218, гл.87,4 м.

Бенностью сильнощелочных пород является отсутствие цветных минералов. Порода фактически представлена микрогранобластовым агрегатом альбита и калишпата и обогащена рудным минералом — магнетитом. По-видимому, такие породы представляют собой метасоматические образования по вулканитам, уже обогащенным щелочами в поствулканический этап. Об этом свидетельствуют повышенная пористость пород, способствовавшая более свободному проникновению растворов и чрез-

Т а б л и ц а 16

Химический состав щелочных вулканитов, %

Окисел	Номер анализа				
	83	84	85	86	87
SiO <sub>2</sub>	61,44	66,82	68,49	65,78	66,02
TiO <sub>2</sub>	0,29	сл.	0,16	0,08	0,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,71	14,74	13,24	16,87	12,38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,31	4,07	2,86	1,42	5,79
FeO	0,08	0,33	0,07	сл.	0,07
MnO	сл.	0,02	сл.	0,02	0,10
MgO	0,08	0,32	0,06	0,2	0,13
CaO	0,21	0,45	1,03	0,95	0,71
Na <sub>2</sub> O	0,18	1,54	3,60	7,00	10,14
K <sub>2</sub> O	16,12	11,63	9,25	7,77	3,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,3	-	0,05	сл.	0,14
SO <sub>3</sub>	сл.	-	0,03	0,13	сл.
п.п.п.	0,65	0,85	0,9	0,33	1,22
H <sub>2</sub> O	0,19	0,54	0,23	0,05	0,15
С у м м а	100,37	100,77	99,74	100,56	100,00
Числовые характеристики (по А.Н.Заварицкому)					
a	23,2	19,6	17,5	22,0	16,8
c	1,3	0,4	2,5	1,2	4,8
b	3,0	4,4	2,6	4,2	5,8
z	72,4	76,1	67,4	72,6	73,1
с	9,5	12,3	48,0	26,7	15,0
f'	83,3	77,0	-	-	-
m'	7,1	10,0	4,5	7,8	3,4
n	4,2	14,6	23,6	50,0	73,0
n'	-	-	48,0	65,5	81,6
q	- 2,8	+11,8	+17,4	0	+ 9,1
g	30,9	70,7	0	0	0
t	0,38	0	0,17	0,07	0,18
atc	18,0	49,0	7,0	18,3	3,5

Примечание: 83—скв.3 стр., гл.29,5м; 84—скв.131 стр., гл.49,0 м; 85—скв.131 стр., гл.48,1м; 86—скв.3 стр., гл.297,15 м; 87—скв.237 стр., гл.691 м.

вычайно высокие содержания калия (16,12%) и натрия (10,1%) (табл. 16). Процесс замещения и перекристаллизации богатого калием первичного стекла вулканитов характеризуется привнесом натрия и выносом калия. При этом происходит интенсивная альбитизация первичной породы. Отражая этот процесс, характеристика "n" увеличивается в более перекристаллизованных частях щелочных вулканитов.

В составе житковичского комплекса встречены вулканогенные образования, которые по ряду геологических признаков и оптическим данным могут быть отнесены к нераскристаллизованным лавовым брекчиям. Они залегают в виде узкой брекчированной зоны мощностью 20—10 см (скв. 3 структурная, гл. 29,5—29,6). Такое залегание дает основание предположить возможность их отнесения к псевдотахилитам. Макроскопически это темно-бурая, тонкозернистая, местами почти афанитовая порода, с хорошо различимыми обломками остроугольной формы, сцементированными крошкой той же породы. Контур обломков подчеркиваются многочисленными трещинами, выполненными рудным минералом и гидроокислами железа. Под микроскопом в породе выявляется обломочная структура, обусловленная присутствием различной величины (от 1—2 мм до 3—4 см) обломков изотропного стекла, участками раскристаллизованного в микрогранобластовый агрегат альбита. Порода обогащена магнетитом и гидрогематитом. Показатель преломления стекла равен 1,529. Слабораскристаллизованная масса наполнена мелкими комочками гидроокислов железа и, возможно, глинистого вещества, развивающегося по стеклу. Раскристаллизация породы выразилась в образовании мелких (0,01—0,02 мм) зернышек калиевого полевого шпата, содержащих тонкие бурные комочки гидроокислов железа и глины. При процессах перекристаллизации зерна калиевого полевого шпата как бы очищаются от включений и становятся свежими, а размер их увеличивается до 0,05—0,06 мм. Перекристаллизуясь в пределах обломков стекла, калишпат иногда полностью унаследует их форму. При этом видно, как он вначале развивается лишь участками, захватывая глинисто-гидроокисную и слюдяную массы, образовавшиеся по стеклу. Размер таких зерен достигает 0,5—0,6 мм. На отдельных участках калиевый полевой шпат, развиваясь в пределах обломков с тонкими трещинками, залечивает последние.

Калишпат характеризуется пятнистым погасанием. В породе присутствуют единичные мелкие зернышки альбита с четкими полисинтетическими двойниками. К скоплениям бурых гидроокислов железа приурочены отдельные чешуйки биотита. По химическому составу эти породы относятся к щелочным вулканитам (см. табл. 16, ан. 83).

В пределах житковичской зоны вскрыты нацело окремненные породы. Содержание кремнезема в них достигает 91,73%. В отличие от кварцитов вся масса кремнезема этих пород представлена опалом. Не-

редко в породе видны поры, по краям которых наблюдается слабая перекристаллизация опала в микрогранобластовый кварц. В шлифе сквозь окремненную массу прослеживаются структуры, близкие к андезитовой и пепловой, а местами видны псевдоморфозы карбоната по вкрапленным, форма которых соответствует лейстам плагиоклаза.

Диабазовые порфириты и пироксеновые диабазы

К основным вулканогенным породам, вскрытым в пределах Китковичской зоны, относятся диабазовые порфириты и пироксеновые диабазы, подверженные интенсивным зеленокаменным изменениям: альбитизации, хлоритизации, актинолитизации и тремолитизации до образования эпидот-актинолит-хлоритовых сланцев. Эти породы переслаиваются с описанными выше кислыми и щелочными вулканитами и залегают среди них в виде пластовых тел. Они резко отличаются от роговообманковых диабазов микашевичского комплекса как по структурным особенностям, так и по минеральному составу. Наиболее характерными отличиями являются: постоянное присутствие пироксена, редко—оливина (Пап, 1963), интенсивные зеленокаменные изменения, присутствие топаза и резко пониженное содержание магнетита. Макроскопически эти породы имеют черный с зеленоватым оттенком цвет, мелкозернистые, с массивной текстурой.

Под микроскопом структура полнокристаллическая, офитовая, пойкило-офитовая, призматически-офитовая. Основная масса породы подвержена зеленокаменным изменениям. Поэтому в минеральном составе преобладают: актинолит, термолит, эпидот и сильноразложившийся плагиоклаз. В виде реликтов замещения сохранились мелкие зерна пироксена.

Пироксен — бесцветный, с характерной спайностью под  $490^\circ$ ,  $n_D = 1,66$ ,  $2V = +45-46^\circ$ , представлен моноклинной разностью (пикноит?).

Амфибол представлен несколькими разновидностями. В наименее измененном диабазе амфибол соответствует обыкновенной роговой обманке зеленого цвета, с четким плеохроизмом и светопреломлением  $n_D = 1,679$ ,  $n_p = 1,652$ ,  $2V = 20^\circ$ . Участками роговая обманка замещается бесцветным амфиболом актинолитового ряда, со светопреломлением  $n_D = 1,637 \pm 0,002$ ,  $n_p = 1,630 \pm 0,003$ , а также эпидотом и карбонатом. Преобладает светло-зеленая роговая обманка с плеохроизмом от голубовато-зеленого по  $n_D$  до желтовато-зеленого по  $n_p$  цвета; встречается в виде узких таблиц либо сноповидных образований. По составу актинолитовая.

Плагиоклаз представлен узкими длинными лейстами, реже таблицами с прямыми четкими контурами, интенсивно пелитизирован и замещен цоизитом, часто наблюдается в полисинтетических двойниках. Лейсты плагиоклаза пронизаны иглами актинолита. Иногда

плаггиоклаз нацело замещен черным (в проходящем свете) глинистым веществом. По составу относится к олигоклазу-андезину  $N_g' = 1,561$ ,  $N_p' = 1,547$ .

Эпидот образует гнездо мономинерального состава, замещающая как плаггиоклаз, так и роговую обманку и пироксен.

Хлорит в пластинках и крупных чешуях, бесцветный, чуть зеленоватый, без заметного плеохроизма, с серой аномальной интерференцией, отрицательным удлинением, по составу пеннин.

Необходимо подчеркнуть, что аналогичные по составу и структуре пироксеновые диабазы встречаются в виде даек, секущих житковичские граниты. По геофизическим данным дайка пироксенового диабаза прослежена на протяжении 3 км. На контакте с гранитом диабазы интенсивно альбитизированы. Под микроскопом альбитизированные зоны фиксируются по появлению в диабазе лейкократовых участков, состоящих на 60—90% из лейст свежего тонкосдвойникового альбита с  $N_p' = 1,529$ ,  $N_g' = 1,537$ . Распределение цветных минералов на этих участках кучное. Гнездообразные выделения цветных минералов представлены термолитом, актинолитом и хлоритом. К альбитизированным участкам приурочены повышенные содержания акцессорного бериллия и его собственные минералы — гентгельвин, фенактит, лейкофан<sup>\*</sup>. По петрографическим, минералогическим и геофизическим данным эти диабазы ничем не отличаются от описанных выше пироксеновых диабазов. Возможно, формирование даек связано с наиболее поздней стадией осницкого магматизма. Условно дайки пироксенового диабаза оставлены в составе житковичского комплекса. Ниже приводится химический состав пироксеновых диабазов (табл. I7) и их альбитизированных разностей (табл. I8).

#### Поствулканические образования типа "вторичных кварцитов"

Выше уже отмечалось, что южная часть Житковичской зоны сложена преимущественно зелеными сланцами и кварцитами, в которых зажаты линзы вулканитов кислого, среднего и основного составов. По геофизическим данным они слагают крылья антиклинальной складки. В южной части породы имеют южное падение, в северной — северное.

По минеральному составу среди сланцев выделяются эпидот-хлоритовые, хлорит-фенгитовые, фенгит-серицитовые и кварц-серицитовые сланцы. Различные по составу сланцы связаны постепенными переходами с кварцитами и вулканитами. Начальная стадия окварцевания прослеживается появлением в сланцах прослоев и линз сахаровидного кварцевого агрегата. В свою очередь в кварцитах всегда наблюдаются реликты замещенных сланцев в виде параллельно ориентированных чешуй слюды, придающих кварцитам слабозаметную сланцеватость и

\* Лейкофан впервые описан в альбитизированных диабазах участка Житковичи сотрудником ИМГРЭ Л. В. Ганзеевой.

Т а б л и ц а 17

Химический состав пироксенового диабаза, %

Номер: ана- лиза :	$\text{SiO}_2$	$\text{TiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{FeO}$	$\text{MnO}$	$\text{MgO}$	$\text{CaO}$	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{SO}_3$	п.п.п.	$\text{CO}_2$	$\text{H}_2\text{O}$	Сумма
88	45,03	0,71	16,48	10,94	1,69	0,17	9,41	7,79	2,47	0,82	0,22	3,56	0,20	0,17	99,58
89	46,96	1,19	16,45	1,70	8,53	0,22	9,26	7,15	3,60	0,92	0,32	3,00	0,18	0,77	99,54
90	53,24	0,59	18,07	1,74	3,54	0,1	3,42	9,5	4,11	1,64	0,30	3,11	0,78	0,26	99,46

Числовые характеристики (по А.Н.Заварицкому)

Номер анализа:	a	c	b	s	σ	r	m	n	q	t	a:c
88	7,0	7,9	30,5	54,6	6,1	38,3	55,6	81,6	-12,7	1,1	0,88
89	9,5	6,5	28,5	55,5	8,4	35,0	56,6	85,3	-14,7	1,89	1,46
90	12,0	6,8	16,5	64,7	32,1	31,3	36,3	79,5	-1,4	0,89	1,76

Примечание: 88—скв.028, гл.136,0 м; 89—скв.028, гл.163,5 м; 90—скв.028, гл.242,0 м.

Химический состав альбитизированных пироксеновых диабазов, %

Т а б л и ц а 18

Номер: ана- лиза :	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	п.п.п.	H <sub>2</sub> O	Сум- ма
91	56,98	0,45	15,37	1,67	3,09	0,09	3,53	5,72	8,25	0,66	0,1	0,68	3,01	0,5	99,61
92	57,88	0,28	15,8	0,53	2,31	0,47	2,49	5,13	0,44	0,37	0,07	0,07	4,86	0,98	99,50

Числовые характеристики (по А.Н.Заварицкому)

Номер: ана- лиза :	a	c	b	s	c	f'	m'	n	q	t
91	19,5	1,2	15,9	64,2	35,3	27,9	36,9	93,5	-12,6	0,52
92	19,2	1,1	12,6	67,0	41,2	24,2	34,0	97,1	-5,4	0,41

Примечание: 91—скв.028, гл.139,6 м; 92—скв.028, гл.161,0 м.

шелковистый блеск. Различная окраска сланцев обусловлена цветом преобладающей слюды, что в свою очередь связано с составом первичной породы, по которой образовался сланец. Темно-зеленые и серые цвета характерны для основных и средних вулканитов, серебристо-белые — для кислых. Это подтверждается и составом кристаллических минералов. В темных хлоритовых, эпидот-хлоритовых и хлорит-фенгитовых сланцах в качестве фенокристаллов встречаются, как правило, плагиоклаз и редко — цветные минералы, а в серебристо-белых, серицит-кварцевых сланцах и кварцитах — округлые зерна голубого кварца. Всем разновидностям сланцев присуща тонкосланцеватая текстура и шелковистый блеск по плоскостям сланцеватости. Эти признаки в меньшей мере (как реликтовые) сохраняются и для кварцитов. Кварциты, связанные постепенными переходами со сланцами, обычно имеют соответствующий цвету сланцев оттенок. Так, кварциты, переслаивающиеся с темно-зелеными, зеленовато-серыми сланцами, имеют зеленовато-светло-серый оттенок, с розовыми — розовый. Кварциты белые, сахаровидные, связанные постепенными переходами с серебристо-белыми кварц-серицитовыми сланцами. Такие взаимоотношения между зелеными сланцами и кварцитами свидетельствуют о вторичном происхождении кварцитов за счет окварцевания различных по составу зеленых сланцев.

Под микроскопом структура изменяется от лепидобластовой, гранолепидобластовой в сланцах до гранобластовой в кварцитах. Постепенный переход от сланцев к кварцитам прослеживается появлением в слюдяной массе гнезд и прослоев гранобластового агрегата кварца, аналогичного описанному для перекристаллизованных участков вулканитов. Размер зерен кварца от 0,1 до 0,4 мм. В виде реликтов кварц содержит включения тонких чешуек слюды. При процессах перекристаллизации образуются прослои, обогащенные слюдой и соответственно кварцем. Мощность прослоев колеблется от 1 до 4 см. Постепенное увеличение кварцевых прослоев приводит к образованию кварцита мощностью 1—2 м и более. Ниже приводится характеристика породообразующих и акцессорных минералов различных по составу сланцев. Наиболее характерным минералом является слюда, представленная фенгитом, мусковитом, серицитом, описанными уже в вулканитах, и хлоритом. Особенностью серицита кварц-серицитовых сланцев на отдельных участках (скв. 018, 061 и др.) является присутствие в нем обильных включений гидрогематита, в результате чего слюда (и порода в целом) приобретает розовую окраску.

**Х л о р и т** образует крупные чешуи ярко-зеленого цвета, ориентированные параллельно общей сланцеватости пород, часто собранные в субпараллельные прослои. Под микроскопом он характеризуется зеленой окраской, резким плеохроизмом, отрицательным удлинением, чернильной аномальной интерференцией. По составу пеницин. К прослоям, обогащенным хлоритом, часто приурочены скопления пирита. Наи-

более интенсивная пиритизация совпадает с максимальной пористостью пород, что обусловлено, по-видимому, более свободным проникновением на этих участках гидротермальных растворов. С гидротермальной деятельностью, вероятно, связано образование в кварц-серпичитовых сланцах и кварцитах дистена, скопление которого (108 кг/т) наблюдается в скв. 061.

**К в а р ц** является основным породообразующим минералом различных по составу сланцев и наблюдается в четырех генерациях. Кварц I генерации — это фенокристаллы голубого цвета, округлой формы, размером от 2 до 5 мм, с резкими контурами, благодаря чему четко отделяется от кварца основной массы породы (приложение, рис. XII). Погасание нормальное, по краям зерен мозаичное. Кварц II генерации составляет основную массу породы и представлен мелкими (0,04—0,1 мм) изометричными зернами, собранными в гранобластовый агрегат, обычно содержит включения точечных чешуек. Следи либо оканчивается ими, что является результатом замещения слюдистой массы сланца кварцем. В сильно перекристаллизованных участках кварц более крупнозернистый и достигает 0,4—0,8 мм. Кварц III генерации представлен макроскопически серым агрегатом, образующим прожилки мощностью от 1 до 10 см. Под микроскопом видны зерна кварца неправильной формы (от 1 до 3—4 мм), собранные в мономинеральные прожилки и гнезда. Сочленения зерен неровные, извилистые. К кварцевым прожилкам приурочены отдельные кристаллы берилла. Кварц IV генерации — наиболее поздний и образует правильной формы дигипризматические кристаллы. Под микроскопом распознается по идиоморфной форме и обилию пелитоморфных включений. Он часто заполняет поры и трещины, секущие сланцеватость породы. Этот кварц является, по-видимому, наиболее поздним — низкотемпературным проявлением деятельности поствулканических растворов.

Кроме кварца, в основной массе эпидот-хлоритовых, хлорит-фенгитовых сланцев присутствуют альбит и калиевый полевой шпат, аналогичные описанным в вулканитах. В процессе перекристаллизации основной массы этих пород образуются почти мономинеральные линзовидные скопления альбита, эпидота, карбоната. Так, в скважине 237 вскрыты эпидот-альбитовые сланцы с содержанием натрия 10,14.

Вкраплениями представлены цветными минералами (пироксен, роговая обманка) и плагиоклазом. Цветные минералы, как правило, замещены карбонатом (кальцитом), и первичный состав их предположительно определяется по реликтам и форме замещаемых минералов. Плагиоклаз имеет форму узких таблиц и по составу является альбитом.

**К а р б о н а т** постоянно присутствует в различных по составу сланцах, образуя либо линзовидные скопления сидерита в

основной массе породы, либо крупные зерна кальцита, замещающие вкрапления.

В виде акцессорных минералов в кварц-серпигитовых сланцах, также, как и в вулканитах, встречен минерал шарообразной формы, описание которого приводится в главе "Акцессорные минералы". В различных по составу сланцах постоянно присутствуют флюорит, а также апатит, сфен, магнетит, пирит, рутил, циркон. Часто наблюдаются поры округлой либо слегка овальной формы (миндалевидные), выполненные хлоритом и пеоцитом.

Химический состав различных сланцев и кварцитов приведен в табл. 19. Так как описанные сланцы развиты по первично-магматическим, вулканогенным породам, их химический состав пересчитан на числовые характеристики по А. Н. Заварицкому с поправкой Д. С. Штейнберга (см. рис. 4). Описанные особенности зеленых сланцев, их взаимоотношения с кварцитами и вулканитами позволяют рассматривать эти образования как единую вулканогенную толщу, с вулканогенно-осадочными прослоями, измененную поствулканической гидротермальной деятельностью до вторичных кварцитов.

#### Метасоматические гранитоиды

К метасоматическим гранитоидам житковичского комплекса отнесены граниты, развитые в пределах Житковичской тектонической зоны. Они занимают северную и центральную части зоны, прослеживаясь аналогично описанным зеленым сланцам и кварцитам, в виде полосы субширотного простирания. Еще в 1957—1959 гг. при геологических исследованиях А. А. Бингерман и В. В. Вишневецкий отметили своеобразие гранитов, развитых в пределах Житковичского участка, к которым приурочены повышенные содержания акцессорного бериллия. При бурении скважин на территории Житковичской зоны были вскрыты многочисленные граниты, отличающиеся друг от друга рядом признаков. Для всех них общим является наличие темно-голубого кварца изометричной формы, широкое развитие метасоматических процессов калишлатизации и окварцевания. На основе изучения в метасоматических гранитоидах реликтов исходных пород выделено несколько разновидностей их: житковичские, пегматоидные, пятнистые граниты, гранитизированные сланцы и сиениты.

Житковичские граниты. Прослеживаются в виде полосы субширотного простирания (35 · 2,0—2,5 км) в центральной части Житковичской зоны и вскрыты многими скважинами. Химический состав этих гранитов приведен в табл. 20.

Макроскопически они представляют собой породу буровато-розового цвета, неравномернозернистую, преимущественно среднезернистую, с гнездами тонкозернистой, массивную, иногда разгнеивованную, со-

державшую вкрапленники темно-голубого кварца округлой формы. Как правило, в скважинах, где вскрыт житковичский гранит, имеются участки мощностью от 1—2 до 10 м тонкозернистой, роговиковоподобной породы с голубым кварцем, определяемой под микроскопом как раскристаллизованный фельзит. От фельзита к житковичскому граниту наблюдается постепенный переход, который осуществляется путем появления в фельзите гнезд и пятен с более крупнозернистой структурой и порфиридных выделений калишпата. При интенсивных процессах **гранитизации** роговиковоподобная тонкозернистая порода (фельзит) сохраняется в граните в виде реликтовых гнезд размером 1—2 см. Фенокристаллы голубого кварца идеально округлой формы в житковичском граните также являются реликтовыми, унаследованными от первичного вулканита. Мелкими пятнами житковичский гранит альбитизирован. Альбитизированные участки выделяются светло-розовой и белой окраской.

Под микроскопом структура житковичского гранита близка к blastsгранитовой за счет наличия гнездообразных участков неправильной формы с микрогранобластовым агрегатом полевого шпата (преимущественно альбита) и кварца, что является наиболее характерной структурной особенностью этого гранита. По данным петрографических наблюдений, этот агрегат является реликтом перекристаллизованной основной массы первичных вулканитов, по которым образовался гранит (приложение, рис. XIII). Как и в описанных выше вулканитах, наблюдается два типа гранобластового агрегата: тонкозернистый, преимущественно альбитовый, и более крупнозернистый, перекристаллизованный, состоящий в основном из кварца с подчиненным количеством альбита. Содержание микрогранобластового агрегата по отношению ко всей породе колеблется от 40—60 для слабгранитизированных разновидностей вулканитов до 3—4% для житковичского гранита. Тонкозернистый агрегат альбита либо зажат между крупными таблицами полевого шпата, либо включен внутри его зерен. Минеральный состав изменчив: калиевый полевой шпат от 25—30 до 60%; альбит от 1—2 до 20%; кварц — от 30 до 35%; биотит — от единичных чешуй до 2—3%. В отдельных интервалах встречена щелочная (скв. 135, 031) роговая обманка и эгирин. Содержание их колеблется от единичных зерен до 10—12%. Ниже приводится характеристика породообразующих и акцессорных минералов.

**Полевые шпаты** являются главными породообразующими минералами житковичского гранита. Общее содержание всех разновидностей в породе составляет от 65 до 80%. Они представлены альбитом различных генераций и калиевым полевым шпатом.

**Альбит** присутствует в трех генерациях. Наиболее ранний вулканогенный альбит (1 генерация) представлен реликтовыми изо-

Таблица 19

Химический состав зеленых сланцев и кварцитов, %

Окисел	Номер анализа									
	94	95	96	97	98	99	100	101	102-а	103-а
SiO <sub>2</sub>	44,53	47,6	41,2	39,07	69,59	76,73	81,06	87,15	95,48	90,98
TiO <sub>2</sub>	3,15	1,78	2,02	1,15	0,24	0,71	0,41	0,11	0,01	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,02	12,12	14,44	20,28	16,06	10,94	9,16	7,0	1,35	5,29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,56	1,94	3,02	7,06	1,56	1,90	1,56	0,27	0,48	1,66
FeO	13,37	8,03	11,10	6,29	0,4	0,33	0,18	0,48	0,10	0,17
MnO	0,3	0,08	0,29	0,16	0,07	0,03	0,04	сл.	сл.	сл.
MgO	4,59	4,45	4,77	6,30	1,56	0,74	0,95	0,33	0,54	0,05
CaO	2,58	8,93	6,93	9,45	2,29	1,93	1,02	0,35	0,18	0,13
Na <sub>2</sub> O	0,89	0,27	2,23	0,21	2,50	0,23	0,29	0,40	0,16	0,1
K <sub>2</sub> O	3,31	4,22	6,1	5,94	3,81	4,31	3,14	3,28	0,46	0,29
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,38	0,7	1,09	0,26	0,07	0,16	0,13	0,06	сл.	0,07
SO <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	сл.	0,05	0,07	-	0,18
CO <sub>2</sub>	-	0,8	-	-	-	-	0,8	-	-	-
п. п. п.	4,72	8,38	6,90	3,33	2,06	1,72	1,5	1,08	0,68	0,34
H <sub>2</sub> O	0,69	0,85	0,21	0,15	0,71	0,12	0,16	0,12	-	0,07
С у м м а	92,4	99,30	100,09	99,5	100,4	99,73	100,29	100,58	99,44	99,41

Числовые характеристики по (А.Н.Заварицкому)

a	6,8	7,2	14,9	10,2	9,3	6,0
c	3,2	5,3	3,0	10,1	2,7	2,0
в	35,9	26,0	29,4	28,3	10,6	12,9
s	54,1	61,5	52,7	51,4	77,4	78,3
a	40,6	-	-	-	59,2	78,6
f'	37,2	40,3	49,4	48,7	16,9	13,2
m'	22,2	34,2	29,8	42,6	23,9	8,0
c	-	25,5	20,8	8,7	-	-
n	28,6	8,3	35,5	4,5	57,1	6,0
Q	- 8,4	- 3,3	-27,4	-27,7	+33,5	+43,4
a:c	2,1	1,3	4,9	1,0	3,5	3,0
t	5,4	2,8	3,5	2,2	0,25	0,7

Примечание: 94,95,96,97 — энидот-хлоритовые, хлорит-фенгитовые сланцы: скв.126-к, гл.44,8м, скв.71, гл.87,1 м, скв.71-к, гл.83,5м; скв.022, гл.98,6м; 98,99 — фенгит-серицитовые сланцы: скв.061, гл.261,2 м, скв.022, гл.43,6 м; 100 — окварцованные фенгит-серицитовые сланцы: скв.022, гл.43,6 м, 101 — кварцит, скв.64, гл.49,0 м; 102-а — скв.4 ст., гл.122,0 м; 103-а — 059.

## Химический состав

Оксиды :	Номер							
	I02	I03	I04	I05	I06	I07	I08	I09
SiO <sub>2</sub>	74,75	77,41	76,1	76,4	76,81	77,8	75,32	74,39
TiO <sub>2</sub>	0,14	0,15	0,33	сл.	сл.	сл.	0,18	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,54	11,15	10,89	11,77	10,73	10,7	11,40	12,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,78	1,34	2,37	1,77	2,41	1,87	1,59	0,08
FeO	1,04	0,14	0,36	сл.	0,31	0,09	0,32	1,43
MnO	сл.	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04
MgO	0,06	0,06	0,17	0,14	0,14	0,16	0,06	0,12
CaO	0,99	0,50	0,81	0,39	0,60	0,65	1,47	1,17
Na <sub>2</sub> O	4,0	3,50	3,60	2,82	3,50	3,60	3,60	4,16
K <sub>2</sub> O	6,02	5,32	5,12	7,0	5,33	5,50	5,62	6,52
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,06	0,08	-	-	-	0,06	0,06
SO <sub>3</sub>	сл.	сл.	сл.	-	-	-	сл.	сл.
п.п.п.	0,40	0,35	0,38	0,30	0,44	0,20	0,35	0,35
H <sub>2</sub> O	0,04	0,1	0,11	0,05	0,09	0,1	0,03	0,07
С у м м а	100,76	100,6	100,25	100,61	100,29	100,59	99,99	100,54

## Числовые характеристики

a	16,0	14,2	13,6	15,1	13,7	13,5	14,5	13,5
c(б)	0,7	0,3	0,7	0,4	0,9	1,4	0,7	1,3
b	2,1	2,0	2,7	2,6	2,3	1,2	2,7	2,5
s	81,2	83,5	83,0	82,7	83,1	83,9	82,0	80,7
a'	-	-	-	-	-	-	-	-
c'	55,7	38,0	33,0	26,8	31,0	64,1	63,0	54,8
r'	32,7	68,4	53,6	52,3	58,3	13,3	32,6	-
m'	5,6	5,6	10,2	14,9	10,7	22,5	4,4	9,0
n	48,0	48,2	49,4	38,01	46,5	47,1	47,0	41,9
q	+29,4	+38,3	+27,7	+34,0	+38,4	+32,8	+34,4	+29,1
n:c	23,0	47,3	19,3	37,8	15,3	9,65	20,7	11,9
t	0,06	0,07	0,31	-	-	-	0,23	0,06

Примечание: I02--3 стр., гл. 294, 9м; I03--I39 к-д, гл. 88, 1м; I07--I31 к-д, гл. 26, 6м; I08--3 стр., гл. 71, 20м; I09--3 стр., гл. 61, 2м; I13--I61 д, гл. 30, 1м; I14--170 д, гл. 49, 0; I15--I35 к-д, I19--I97, гл. 101, 1 м.

Таблица 20

ЖИТКОВИЧСКИХ ГРАНИТОВ, %

АНАЛИЗ									
II0	III	II2	II3	II4	II5	II6	II7	II8	II9
75,74	77,85	76,15	74,68	75,65	72,53	78,23	75,27	72,09	75,95
0,22	сл.	0,16	0,15	0,25	0,30	0,15	сл.	0,41	0,04
11,50	10,79	8,53	13,05	10,83	12,66	10,05	12,67	12,66	11,39
2,53	1,44	1,24	1,15	2,03	1,07	1,0	2,03	1,25	1,53
0,03	0,36	1,76	0,37	0,50	1,37	0,02	0,34	1,27	0,82
0,03	0,04	сл.	0,02	0,04	0,04	сл.	сл.	0,07	0,06
0,06	0,15	0,25	0,06	0,06	0,24	0,10	0,21	0,36	0,06
0,33	0,42	1,08	0,73	1,03	0,68	0,43	0,59	2,27	1,37
3,86	3,20	3,60	4,10	3,60	4,08	3,67	3,60	3,14	3,56
5,35	5,95	6,10	5,80	5,67	6,64	5,43	5,20	5,49	4,64
0,07	-	-	0,07	0,11	0,12	-	-	0,11	0,11
0,09	-	-	сл.	сл.	сл.	-	-	сл.	сл.
0,40	0,32	0,89	0,40	0,46	0,34	0,64	0,74	0,66	0,72
0,11	0,16	0,18	0,03	0,04	0,05	0,35	0,2	0,06	0,04
100,21	100,52	99,76	100,58	100,23	100,07	99,72	100,65	99,78	100,25

(по А.Н.Заварицкому)

14,7	14,0	10,8	16,6	13,9	16,5	12,8	14,8	14,3	13,9
0,7	1,0	2,5	0,06	1,5	1,6	0,8	0,7	1,0	0,3
1,9	1,0	4,44	2,24	1,80	1,8	2,2	2,3	5,3	3,3
82,7	84,0	83,3	81,1	82,8	80,1	84,2	82,2	79,4	82,5
-	-	-	-	-	-	-	2,3	-	-
19,6	46,9	30,0	39,5	66,0	45,5	22,3	-	47,1	37,3
74,1	27,7	-	55,2	27,6	33,5	-	83,0	41,9	59,2
6,3	25,4	9,0	5,3	6,4	21,0	8,2	14,7	11,0	3,5
50,0	40,7	22,0	51,4	43,3	43,6	41,9	51,3	46,9	53,8
+35,4	+39,0	+40,5	+29,98	+36,3	+25,8	+42,0	+34,0	+29,1	+36,9
21,0	14,0	4,3	27,66	9,5	11,0	16,0	21,1	14,3	45,4
0,23	-	0,23	0,08	0,23	0,33	-	-	0,41	0,07

гл. 59, 7м; I04--I35 к-д, гл. 62, 1м; I05--I31 к-д, гл. 60, 4м; I06--I31 к-д,  
 3стр., гл. 293, 8м; II0--I36 к-д, гл. 60, 4м; III--I31 к-д гл. 25, 9м; II2--218  
 к-д гл. 30, 5м; II6--227 гл. 32, 6м; II7--227, гл. 26, 3м; II8--I41 д, гл. 75, 9м,

Продолжение табл.20

Окисел	Номер анализа				
	156	157	158	159	160
SiO <sub>2</sub>	72,39	76,62	73,64	73,49	75,58
TiO <sub>2</sub>	0,41	0,15	0,38	0,31	0,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,92	11,42	11,3	11,05	11,6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,20	1,58	1,94	2,51	1,79
FeO	0,63	0,16	1,48	1,38	0,19
MnO	0,04	сл.	0,05	0,16	0,18
MgO	0,09	0,18	0,42	0,26	0,26
CaO	0,53	0,17	0,77	0,36	0,49
Na <sub>2</sub> O	3,7	2,52	2,86	3,66	3,34
K <sub>2</sub> O	5,16	6,36	5,34	5,00	6,05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,1	0,02	0,07	0,1	сл.
SO <sub>3</sub>	0,13	0,09	0,06	0,03	сл.
CO <sub>2</sub>	0,09		0,71	0,70	
П.п.п.	1,09	0,43	1,26	1,20	0,72
H <sub>2</sub> O	0,13	0,14	0,34	0,27	0,21
Сумма	99,48	99,65	100,28	100,21	100,33

Числовые характеристики (по А.Н.Заварицкому)

a	15,4	14,0	13,5	14,3	14,9
c	0,6	0,1	0,5	0,5	0,5
b	2,8	2,1	4,0	3,8	2,1
S	81,2	83,8	82,0	81,4	82,5
a'	9,3	15,6	-	-	-
c'	-	-	8,3	10,5	27,2
f'	83,8	68,8	75,0	79,0	54,6
m'	6,9	15,6	16,7	10,5	18,1
n	52,1	37,2	45,09	50,9	43,8
Q	31,0	39,5	36,5	29,9	34,7
a:c	25,6	14,0	27,0	28,6	29,8
t	0,4	0,15	0,4	0,32	0,23

156—скв.056, гл.225,4м; 157—скв.015, гл.482,5 м; 158—скв.015, гл.366,3 м; 159—скв.028, гл.78,0 м; 160—скв.212, гл.78,0 м.

метричными зернами размером от 0,01—0,03, реже 0,08—0,2 мм, собран в микрогранобластовый агрегат, несдвойникованный, иногда образует простые двойники с точечными включениями гидроокислов железа, тонких чешуек слюды. Альбит II генерации представлен крупными (1,2—3 мм) зернами неправильно-таблитчатой формы, часто сдвойникованными в полисинтетические с "занозистыми" двойниками по альбитовому закону. В виде реликтов замещения содержит гнезда тонкозернистого агрегата альбита I генерации. Иногда такой агрегат расположен в краевой части зерен, контуры между которыми почти не видны. Он как бы "растворяется" в альбите II генерации. Альбит I и II генерации частично калишпатизирован. По альбиту развивается калиевый полевой шпат, очень свежий, макроскопически розовый, по составу микроклин-микрпертит. Альбит III генерации — шахматный альбит — развивается в межзерновом пространстве в виде каемок вокруг калишпатизированного альбита II генерации, очень свежий, без каких-либо следов последующих изменений.

Калиевый полевой шпат присутствует в зернах различной формы: от мелких нитеподобных до таблитчатых. Размеры колеблются от 0,4—0,6 до 4—6 мм. Калишпат преимущественно несдвойникованный, по составу микроклин, всегда очень свежий и развивается по тонкозернистому альбиту I генерации в виде тонких кружевоподобных зерен, при перекристаллизации образующих более крупные зерна неправильной формы. В результате замещения альбита II генерации калишпатом в нем остаются микрпертитовые вроски ленточной или пятнистой формы.

Кварц встречается в четырех генерациях. Кварц I генерации представлен крупными (до 3—5 мм) порфиридовидными зернами темноголубого цвета округлой формы, с резкими контурами, нормальным или слабоволнистым погасанием (приложение, рис. XIV). Кварц II генерации макроскопически белый, сахаровидный, имеет округло-изометричную форму, образует гранобластовый агрегат с размером зерен от 0,01 до 0,2—0,4 мм. Контуры зерен плавные, погасание нормальное (см. приложение, рис. XIII). Такой кварц является реликтовым от перекристаллизованной основной массы вулканита. Кварц III генерации встречается в зернах неправильной формы размером 0,6—0,8 мм, часто образует пятнистые, гвездообразные скопления, в которых включены "гнезда" кварца II генерации. По-видимому, кварц III генерации образуется при перекристаллизации кварца II генерации. Погасание волнистое, мозаичное. Кварц IV генерации наиболее поздний, низкотемпературный, макроскопически серый, крупнозернистый, наблюдается в зернах неправильной формы, образующих прожилки с обильными пелитоморфными включениями. Иногда видны кристаллы правильной формы. Погасание зерен нормальное, слабоволнистое.

**Б и о т и т** буровато-коричневый, с резким плеохроизмом от темно-коричневого, почти черного по  $N_g$  до светло-желтого по  $N_r$  цвета; наблюдается в тонких и коротких идиоморфных чешуйках с оптическими константами:  $N_g' = 1,671-1,673$ ,  $N_r' = 1,618-1,620$ ; сильножелезистый  $F = 70 \text{ мол}\%$  (Соболев, 1950); приурочен к трещинам, выполненным гидроокислами железа, либо к гнездообразным выделениям рудного минерала (магнетита). Такое расположение говорит о его метасоматическом генезисе. Гнездообразные выделения биотита обогащены аксессуарными минералами: циртолитом, монацитом, иногда торитом, апатитом. В отдельных интервалах скважин 031 и 135к-д житковичский гранит обогащен щелочными минералами: эгирином и щелочной роговой обманкой. Последняя имеет голубовато-зеленую окраску и резкий плеохроизм от голубовато-синего по  $N_g'$  до зеленого по  $N_r'$  цвета;  $SN_g = 30^\circ$ ;  $N_g' = 1,685$ ,  $N_r' = 1,675$ . Форма зерен призматическая. Спайность типично амфиболовая с углом  $65^\circ$ .

**Э г и р и н** встречается в зернах призматической и неправильной формы, буровато-зеленый по  $N_g$ , зеленый по  $N_r$ , с хорошо выраженной спайностью по 110 под углом  $90^\circ$ , отрицательным удлинением и очень высоким двупреломлением (порядка 0,040);  $N_g' = 1,785$ ,  $N_r' = 1,757$ . Содержание эгирина в отдельных интервалах достигает 10—15%.

В житковичском граните, как и в вулканитах, встречаются образования, являющиеся дополнительными критериями вулканогенного происхождения субстрата. К ним относятся находящиеся в порах минеральные образования **идеально округлой, сферической формы**. Под микроскопом они зеленовато-бурые, прозрачные, по составу близкие к шпинели. По данным спектрального анализа, состоят из магния, кремния, марганца, железа. Очень часто встречаются шарики магнетита. В порах имеются также сферолитовые образования с крестообразным потемнением. В их составе преобладает кремний. Наконец, в граните встречаются поры неправильно-округлой формы, часто выполненные зеленовато- и коричневатобурым криптозернистым хлоритом.

Житковичский гранит характеризуется значительным разнообразием аксессуарной минерализации (до 30 разновидностей). Здесь встречаются: циркон, циртолит, апатит, офец, лейкоксен, монацит, ортит, ксенотим, рутил, брукит, тантало-ниобаты, гентгельвин, фенацит, берtrandит, магнетит, халькопирит, пирит, пирротин, турмалин, топаз, флюорит, анатаз, корунд, галенит, молибденит, вольфрамит и др. Подобная характеристика минералов будет дана в главе "Аксессуарные минералы..."

Среди житковичских гранитов выделяется разновидность брекчиевидных гранитов, которые вскрыты многими скважинами. Макроскопически они представляют породу темно- и красновато-бурого цвета с хорошо выраженной брекчиевидной текстурой. Там, где обломочная текстура менее четкая, контуры обломков подчеркиваются развитием вдоль них гидроокислов железа. Как правило, брекчированию подвер-

гаются слабогранитизированные разности вулканитов. Содержание микрогранобластового агрегата альбита и калишпата достигает 50-60%. Альбит II генерации, залечивая трещины и замещая обломки пород, образует крупные зерна неправильной формы, унаследованной от обломков. В свою очередь по альбиту развивается калиевый полевой шпат с образованием зерен аналогичной формы. При интенсивном развитии этих процессов порода теряет брекчиевидный облик.

**Сиениты.** Макроскопически представляют собой породу коричневатобурую, неравномернозернистую, в основном среднезернистую с гнездами тонкозернистой и роговиковоподобной породы, массивную или пористую. Поры часто выполнены кристаллами идиоморфного кварца. Размеры пор достигают 1-2 см. Очень редко встречаются вкрапленники синего кварца округлой формы (приложение, рис. XV). Под микроскопом структура сиенитов близка к гранитовой. Она обусловлена крупно- и неправильно-таблитчатой формой полевого шпата, в котором присутствуют гнезда и прожилки мелкозернистого агрегата альбита. По составу сиениты альбит-калишпатовые. В отдельных интервалах содержание альбита достигает 20-30%.

**Альбит** образует три генерации. Альбит I генерации, как в вулканитах, так и житковичских гранитах находится в виде изометричных зерен размером 0,1-0,01 мм. Альбит II генерации встречается в неправильно-таблитчатых зернах размером 1,0-0,8-1,6 мм и в форме тонких полисинтетических двойников. Зерна часто рассечены тонкими трещинками, выполненными гидроокислами железа. Крупные зерна альбита II генерации содержат прожилки и гнезда мелкозернистого агрегата округло-изометричных зерен альбита I генерации. Иногда контуры зерен расплывчатые. Альбит III генерации представлен мелкими зернами неправильной формы и агрегатами в виде каемок, развитых по краям крупных зерен калишпатизированного альбита, очень свежий, шахматный.

**Калиевый полевой шпат** находится в виде крупных зерен неправильно-таблитчатой формы или мелкозернистых образований, развивающихся по альбиту. В начальной стадии процесса замещения он образует по трещинам мелкие прожилковидные агрегаты, а при последующей перекристаллизации породы-псевдоморфозы по альбиту. Калишпат представлен грубозернистым, ленточным микроклином или микропертитом,  $2\mu = 60^\circ$ .

**Кварц** более поздний по времени выделения, гидротермальный, выполняет поры и трещины в сиените. Обычно представлен правильными кристаллами в виде удлиненных призм, увенчивающихся пирамидой. Характерной особенностью кварца является обилие в нем пелитоморфных включений темного цвета. В кристаллах эти включения располагаются параллельно росту граней.

Из аксессуарных минералов характерен сферобертрандит (?), представленный мельчайшими сферическими образованиями. N = 1,690—1,790. Химсостав сиенита приведен в табл. 21.

Т а б л и ц а 21  
Химический состав сиенитов, %

Окисел	Номер анализа		
	136	137	138
SiO <sub>2</sub>	66,68	62,93	62,88
TiO <sub>2</sub>	0,19	0,25	0,26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,99	16,59	14,98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,96	2,35	4,38
FeO	0,35	0,41	0,17
MnO	0,03	0,01	0,04
MgO	0,43	0,28	0,91
CaO	0,20	0,12	0,10
Na <sub>2</sub> O	4,05	1,56	0,5
K <sub>2</sub> O	8,78	14,47	13,65
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,1	0,12	0,08
SO <sub>3</sub>	0,21	0,11	0,20
п.п.п.	0,51	0,65	1,27
H <sub>2</sub> O	0,26	0,27	0,79
С у м м а	99,46	99,85	99,42

Числовые характеристики (по А.Н.Заварицкому)

a	20,3	22,4	20,6
c	1,5	2,3	0,77
b	2,4	0,9	4,9
s	77,0	72,2	73,6
c'	11,8	14,3	2,7
f'	5,9	35,7	66,6
m'	30,0	50,0	30,5
n	44,2	16,0	5,4
t	0,26	0,38	0,38
Q	+10,7	+ 0,5	+ 5,4
a:c	13,5	9,8	26,7

П р и м е ч а н и е: 136—скв.015, гл.37,7 м; 137—скв.015, гл.143,1 м; 138—скв.037, гл.202,4 м.

Гранитизированные сланцы. Гранитизированные сланцы прослеживаются в пределах Житковичской зоны в виде полосы суоширотного простирания, идущей параллельно простиранию житковичских гранитов (см.рис.3). Они вскрыты многими скважинами. От других разновидно-

стей гранитоидов отличаются значительной насыщенностью мусковитом. Ни одной из пробуренных скважин контакт между кварц-мусковитовыми сланцами и гранитами не прослежен, отмечаются лишь постепенные переходы от очковых к гранитизированным сланцам вследствие увеличения количества порфиробластов розового калишпата по сланцеватости. Калишпат часто переполнен включениями тонких чешуек мусковита. Характерная для исходных пород сланцеватость при этом не нарушается. С увеличением содержания калишпата порода теряет первичную сланцеватую текстуру и становится почти массивной. Но даже наиболее гранитизированные разности всегда в виде реликтов содержат субпараллельно ориентированные чешуи мусковита, придающие граниту слабозаметную сланцеватость и шелковистый блеск. Гранитизированные сланцы в значительной степени обогащены флюоритом, развивающимся как по сланцеватости, так и на гранитных участках.

Макроскопически гранитизированные сланцы представляют собой породу розового или зеленовато-розового цвета, средне- и крупнозернистую, рассланцованную, с шелковистым блеском за счет прослоев и гнезд первичных сланцев, содержат фенокристаллы голубого кварца. Переход гранитизированных сланцев в граниты постепенный. Под микроскопом порода характеризуется сочетанием гранитовой и лепидогранобластовой структур. Гранобластовый агрегат кварцевого либо полевошпат-кварцевого состава аналогичен описанному выше для других пород Житковичского комплекса (приложение, рис. XVI). Содержание сланцевого материала колеблется от 10—15 до 60—80%. Минеральный состав породы следующий: плагиоклаз—олигоклаза 10—20, калишпата 20—60, кварца 25—45, мусковита (серпикита) от 10—30% до единичных чешуек. Характерной особенностью гранитизированных сланцев является наличие в них на отдельных участках гранобластовых вростков кварца элементов пегматита, возникающих при замещении слюды калиевым полевым шпатом. По-видимому, пегматоидные граниты и гранитизированные сланцы генетически тесно связаны, что подтверждается также общностью некоторых особенностей породообразующих минералов. Последние в связи с этим будут описаны в следующем разделе. Химсостав этих сланцев приведен в табл. 22.

Пегматоидные граниты. Пегматоидные граниты залегают в виде незначительных по мощности (1—2 м) и по простиранию лиз в полосе гранитизированных сланцев и житковичских гранитов. Они вскрыты скважинами 209, 155, 017 и др. Макроскопически представляет собой породу розового цвета, крупнозернистую, массивную, с редкими гнездами мусковита и порфировыми выделениями округлого голубого кварца размером до 5 см. Под микроскопом структура породы гранитовая, гранобластовая. Минеральный состав колеблется в следующих преде-

лах: плагиоклаза от 0 до 10—15%, калишпата—85—70, кварца 10—20%, присутствуют единичные чешуй биотита и гнезд мусковита. Ниже приводится характеристика породообразующих минералов гранитизированных сланцев и пегматоидных гранитов.

Т а б л и ц а 22  
Химический состав гранитизированных сланцев, %

Оксид	Номер анализа							
	I42	I43	I44	I45	I46	I47	I48	I49
SiO <sub>2</sub>	71,31	75,46	77,59	77,67	74,77	76,33	75,47	73,06
TiO <sub>2</sub>	0,34	0,25	0,27	сл.	сл.	0,21	0,27	0,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,66	11,52	11,72	11,86	12,75	12,50	11,46	12,75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,96	2,15	1,78	1,18	0,68	1,72	1,56	2,04
FeO	2,09	1,32	сл.	0,72	0,46	сл.	сл.	сл.
MnO	0,15	0,08	0,04	0,04	0,02	0,03	0,04	0,05
MgO	0,34	0,33	0,56	0,34	0,21	0,37	0,52	0,3
CaO	0,42	0,37	0,52	0,40	0,40	0,25	0,43	1,38
Na <sub>2</sub> O	2,4	2,07	1,30	1,06	3,40	0,88	1,01	1,85
K <sub>2</sub> O	0,83	4,85	5,35	5,30	7,3	7,88	6,55	7,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	сл.	сл.	сл.	-	-	сл.	сл.	0,07
SO <sub>3</sub>	0,10	0,03	0,09	-	-	0,05	0,13	0,28
п.п.п.	1,97	1,20	1,32	1,4	0,38	1,18	1,48	1,49
H <sub>2</sub> O	0,15	0,15	0,08	нет	0,06	0,7	2,19	0,08
С у м м а	100,57	99,63	99,54	99,97	100,37	100,40	99,42	100,6

Числовые характеристики (по А.Н.Заварицкому)

a	14,8	11,1	10,1	9,4	16,5	12,8	11,2	14,3
c	0,4	0,4	0,6	0,5	0,9	0,3	0,5	1,3
b	5,0	6,4	6,0	6,3	0,9	3,3	6,0	2,5
S	79,8	82,1	83,8	83,2	81,7	83,6	82,3	81,9
a'	15,4	45,0	61,0	69,0	-	38,4	64,9	-
f'	73,9	47,0	24,3	23,3	9,6	43,8	21,3	65,8
m'	10,7	8,0	14,7	7,7	38,5	17,8	13,8	19,0
c'	-	-	-	-	51,9	-	-	12,5
n	35,0	39,3	27,0	23,5	38,5	16,5	18,9	28,6
q	+32,6	+41,8	+46,1	+46,9	+29,5	+41,0	+41,7	+33,9
a:c	37,0	27,4	16,6	19,0	18,3	42,6	22,4	11,0

П р и м е ч а н и е: I42—скв.218, гл.49,9м; I43—скв.218, гл.37,2м; I44—скв.209, гл.65,3м; I45—скв.200, гл.63,9м; I46—скв.200, гл.41,8м; I47—скв.200, гл.70,8м; I48—скв.200, гл.69,9м; I49—скв.200, гл.78,8 м.

П л а г и о к л а з в обеих разновидностях пород представлен двумя разновидностями. Плагиоклаз первой разновидности наблюдается в

виде широких идиоморфных таблиц с четкими контурами, часто двойникован в полисинтетические двойники, участками серицитизирован, по составу олигоклаз ( $N_g = 1,543 \pm 0,001$ ;  $N_p = 1,537$ ). Судя по идиоморфной форме и резким контурам, такие плагиоклазы, по-видимому, унаследованы от субстрата и являются фенокристаллами вулканитов. В пегматоидных гранитах плагиоклаз часто имеет оторочку в виде широкой каймы из калишпата с гранофиловыми вростками кварца. Вторая разновидность плагиоклаза представлена зернами неправильной формы с неровными контурами в результате замещения его калишпатом, как правило, несдвойникованный. Отдельные зерна интенсивно серицитизированы.

К а л и е в ы й п о л е в о й ш п а т является более поздним по отношению к плагиоклазу и мусковиту и преобладает в пегматоидных гранитах. Выделяются две разновидности калишпата в зависимости от того, по какому минералу он развивается. Калишпат, замещающий плагиоклаз I генерации, имеет унаследованную от него идиоморфно-таблитчатую форму, свежий, представлен микроклин-микрорепертитом. Такой калишпат преобладает в пегматоидных гранитах. В гранитизированных сланцах он обычно не образует псевдоморфов по плагиоклазу и имеет неправильную амeboобразную форму. Вторая разновидность калишпата замещает слюдясто-гидроокисную массу породы. В шлифах прослеживаются все стадии замещения — от нитевидных образований по слюде до более крупных зерен с обильными включениями реликтовых чешуек мусковита, сохранившимися от замещения. На отдельных участках слюдястый агрегат содержит реликтовые включения гидроксидов железа, придающие калиевому полевому шпату буроватый оттенок. Чаще всего калиевый полевой шпат несдвойникован, иногда это тонкий микропертит. Отдельные зерна обладают микроклиновой решеткой. При замещении мусковита калишпатом наблюдается появление гранофиловых вросток кварца, образующих в гранитизированных сланцах элементы пегматитовой структуры. При полной гранитизации породы эта структура преобладает. Возможно, вследствие этого процесса происходит образование в пегматоидных гранитах вокруг идиоморфных таблиц плагиоклаза широких оторочек с пегматитовой структурой.

К в а р ц в обеих породах встречается в двух разновидностях: в гранофиловых вростках и порфирированных выделениях. Гранофиловые вростки имеют размеры 0,15—1,2 мм, V-образную форму, иногда почти изометричные и тяготеют к краевым участкам калишпата. Порфирированный кварц макроскопически голубой, идеально округлой формы с резкими контурами и многочисленными включениями тонких иголок рутила, хорошо заметных в отраженном свете. В гранитизированных сланцах кварц основной массы представлен гранобластным агрегатом.

**Мусковит** представлен светло-зеленоватыми до бесцветных тонкими чешуйками, расположенными субпараллельно. При процессах гранитизации, сопровождавшихся перекристаллизацией пород, мусковит обособляется в прослой и гнезда почти мономинерального состава, как бы огибающие фенокристаллы плагиоклаза и кварца, что придает породе плейчатую текстуру. В пегматоидных гранитах мусковит образует редкие гнезда. Параллельно чешуйкам мусковита развивается хлорит короткими пластинчатыми образованиями, с заметным плеохроизмом от зеленого по № до желто-зеленого по №р, иногда волокнистый, с низкой интерференцией.

**Биотит** встречается в очень незначительном количестве в пегматоидных гранитах (от 1% до единичных чешуй). Он представлен идиомерными короткими чешуйками темно-бурого и буровато-зеленого цвета с резким плеохроизмом. Иногда нацело хлоритизирован. Часто образует линзы, к которым приурочены эпидот и тонкопризматический апатит. По оптическим константам биотит аналогичен таковому в житковичском граните.

Из постмагматических, гидротермальных минералов встречаются карбонаты и флюорит.

**Карбонат** представлен сидеритом и кальцитом. Сидерит часто образует гнездообразные скопления. Форма зерен сферолитовая или неправильная. Сферолиты имеют ядро из гидроксидов железа. Сидерит желтовато-бурый, с высоким рельефом и характерной перламутровой интерференцией. Кальцит наблюдается в зернах неправильной формы, ассоциирует, как правило, с флюоритом. В отличие от сидерита имеет более низкий рельеф и резко выраженную псевдоабсорбцию.

**Флюорит** находится в виде зерен неправильной формы, как и в охарактеризованных выше породах, концентрируясь главным образом в деформированных зонах.

Химический состав пегматоидного гранита приведен в табл. 23.

**Пятнистый гранит.** Пятнистый гранит развит в самой северной части Житковичской зоны, поймакая узкой полосой непосредственно к породам микашевичского комплекса. Вскрыт в скважинах 085, 0108, 0102 и др. Макроскопически гранит серовато-темно-розовый, крупнозернистый, массивный, с неравномерным распределением цветных минералов в виде пятен, отчего и получил название "пятнистый". Содержит крупные зерна серого и голубого кварца. Под микроскопом структура гранитовая, часто близкая к гипидиоморфно-зернистой. Текстура пятнистая. Минеральный состав непостоянный: плагиоклаза от 25—20 до 40—60%, калиевого полевого шпата от 15 до 40—60%, кварца — от 7 до 25%, цветных минералов — от 2—5 до 15%. На отдельных участках по составу порода приближается к гранодиориту. Резкое колебание содержания полевых шпатов, низкий процент кварца

в породе и явления замещений дают основание предполагать, что пятнистый гранит является метасоматическим образованием, возникшим по породе более основного состава. Характеристика породообразующих минералов приведена ниже.

Т а б л и ц а 23

Химический состав пегматитовых гранитов, %

Окисел	Номер анализа		
	139	140	141
SiO <sub>2</sub>	75,27	73,68	72,48
TiO <sub>2</sub>	0,32	0,22	0,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,68	11,6	11,78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,53	1,9	3,46
FeO	0,76	0,89	0,72
MnO	0,01	0,02	0,02
MgO	0,61	0,78	0,34
CaO	0,30	0,39	0,43
Na <sub>2</sub> O	3,64	2,89	3,72
K <sub>2</sub> O	5,24	7,34	5,56
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,1	0,07
SO <sub>3</sub>	0,20	0,07	сл.
п.п.п.	0,62	0,63	0,78
H <sub>2</sub> O	0,12	0,21	нет
С у м м а	100,26	100,51	99,61
	Числовые характеристики (по А.Н.Заварицкому)		
a	13,7	15,0	15,3
c	1,2	1,4	0,33
b	2,9	2,7	4,2
s	82,2	80,9	80,0
f'	54,5	34,1	76,5
m'	34,1	48,8	10,9
c'	11,4	17,1	10,9
n'	47,1	31,6	51,3
Q	+35,8	+30,4	+29,24
a:c	11,4	10,7	46,3
t	0,32	0,24	0,24

Примечание: 139—скв.017, гл.96,5м; 140—скв.017, гл.111,65м; 141—скв.016, гл.224,5 м.

Плагноклаз наблюдается в двух генерациях. I генерация представлена крупными (1—3 мм) широкими таблицами и неправильно-таблитчатыми зернами, иногда с включениями узких лейт. Плагноклаз часто сдвойникован в четкие полисинтетические двойни-

ки, нередко деформированные, содержит включения зерен эпидота и чешуек мусковита. Отдельные зерна переполнены этими включениями. По составу альбит-олигоклаз. Участками замещается калишпатом. II генерация плагиоклаза представлена шахматным альбитом, образующим зерна неправильной формы с гребенчатыми двойниковыми швами. Содержит включения мелких чешуек биотита, корродирует цветные минералы.

Калиевый полевой шпат аналогичен описанному в житковичском граните, свежий, образует крупные зерна размером от 3 до 7 мм и представлен микроклином и микропертитом. Содержит включения мелких зерен эпидотизированного плагиоклаза.

Биотит распространен в виде мономинеральных гнездообразных (пятнистых) скоплениях, к которым приурочены акцессорные минералы — апатит и циркон. На участках скопления цветных минералов наблюдается микрогранобластовый агрегат кварца и альбит. Отдельные чешуи нацело мусковитизированы и хлоритизированы.

Роговая обманка наблюдается редко в виде отдельных зерен.

Хлорит встречен в формах, аналогичных биотиту, зеленый, с низкой интерференционной окраской.

Кварц присутствует в двух генерациях. Кварц I генерации представлен зернами неправильной формы (1,2—2 мм) с крупномозачным погасанием, корродирует плагиоклаз, II генерации — в мелких изометричных зернах, прорастает темные минералы и плагиоклаз.

Из акцессорных минералов присутствуют апатит, сфен, циркон, магнетит. Химический состав породы приведен в табл. 24.

#### Петрохимия житковичского комплекса

Согласно данным петрографических наблюдений, житковичский комплекс представлен вулканогенными породами, измененными поствулканическими процессами и гранитизацией. Химический состав их как первично-магматических образований был пересчитан на нормативные характеристики (по А.Н. Заварицкому), а зеленые сланцы с интенсивным развитием слюды — с поправкой по формуле Д.С. Штейнберга. В составе житковичского комплекса наиболее основные разности — пироксеновые диабазы — расположены в нижней части диаграммы (ан. 6, 7, 9). Они характеризуются более высоким значением характеристики "в", чем у среднего диабаза (по Р. Дели), что объясняется интенсивными зеленокаменными изменениями породы. В этой же и средней части диаграммы находятся эпидот-хлорит-фенгитовые сланцы, развитые за счет вулканитов основного и среднего состава. Завышенные значения характеристики "в", а также очень пологий, почти горизонтальный наклон векторов в левой части диаграммы обусловлены поствулканическим развитием калийсодержащей слюды (фенгита) по основной массе вулканиста (стеклу). При пересчете характеристики "в" по фор-

муле Д.С.Штейнберга оказалось, что векторы этих пород занимают более высокое положение и соответствуют породам среднего и щелочного состава (типа трахиандезита).

Т а б л и ц а 24

Химический состав пятнистого гранита, %

Окисел	Номер анализа				
	151	152	153	154	155
SiO <sub>2</sub>	73,15	77,31	74,72	74,10	74,63
TiO <sub>2</sub>	0,37	0,18	0,21	0,25	0,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,67	10,59	13,18	12,40	11,6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,76	1,07	1,04	1,29	1,53
FeO	0,86	1,19	0,45	0,47	0,36
MnO	0,02	сл.	0,05	0,07	0,03
MgO	0,17	0,12	0,50	0,42	0,40
CaO	0,06	0,27	0,57	0,52	0,43
Na <sub>2</sub> O	3,09	3,00	3,59	3,85	3,78
K <sub>2</sub> O	5,81	5,89	5,11	5,46	5,69
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,09	0,07	0,12	0,10
SO <sub>3</sub>	0,06		0,02	0,08	0,09
п.п.п.	0,69	0,47	0,67	0,62	0,63
H <sub>2</sub> O	0,15	0,15	0,15	0,2	0,19
Сумма	99,76	100,19	100,18	99,65	99,51
Числовые характеристики (по А.Н.Заварицкому)					
a	14,7	13,5	14,7	15,2	15,1
c	-	-	-	-	0,1
e	0,1	-	0,7	0,1	-
b	4,8	1,6	2,7	2,7	1,6
s	80,4	84,0	81,9	81,4	82,3
a'	30,2	-	28,5	-	-
f'	63,0	68,0	43,0	58,7	29,1
m'	6,8	12,0	28,5	24,3	41,8
c'	-	20,0	-	17,0	29,1
n	44,6	39,4	51,8	51,6	46,4
q	+31,3	+40,1	+33,7	+31,1	+33,4
a:c	147,0	14,6	21,0	158	151
t	0,40	0,23	0,24	0,24	0,24

Вулканические породы кислого состава, представленные щелочным кварцевым порфиром и фельзитом, занимают самую верхнюю часть диаграммы и близки к средним типам этих пород (по Р.Дели), отличаясь более высоким содержанием кремнезема и щелочей. Эти отклонения обусловлены поствулканическими процессами окварцевания и альбитизации, которые широко развиты среди вулканитов.

Наиболее интенсивные альбитизация и окварцевание наблюдаются в вулканитах среднего состава, обогащенные щелочами. Эти породы на диаграмме А.Н.Заварицкого характеризуются значительным разбросом точек как на оси  $S_b$ , так и по оси  $S_a$  ("в" колеблется от 16,9 до 3,9; "а" — от 3,1 до 20,2). Такой разброс обусловлен неравномерной альбитизацией исходной породы. С увеличением содержания натрия наклон векторов в левой части диаграммы становится более крутым, а наиболее альбитизированные и окварцованные разности трахиандезитового порфира близки к щелочным кварцевым порфирам и фельзитам. Лишь повышенное содержание свидетельствует о более основном составе исходной породы (рис.6).

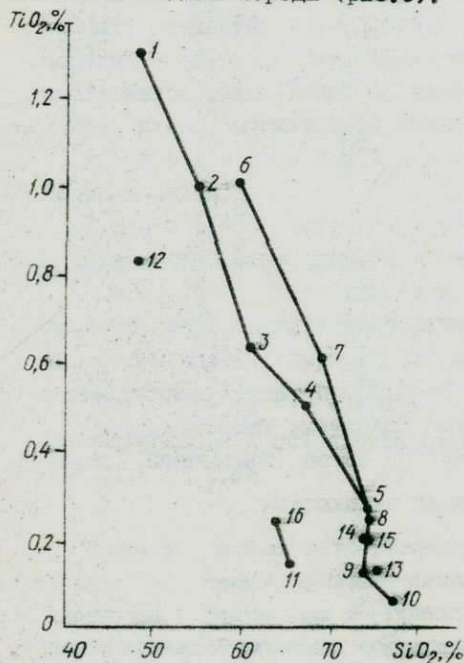


Рис. 6. Вариационная диаграмма

$TiO_2-SiO_2$ :

1-роговообманковый диабаз; 2-диорит; 3-слабогранитизированный диорит; 4-гранодиорит; 5-осишский гранит; 6-трахиандезитовый порфир; 7-ороговикованный трахиандезитовый порфир; 8-щелочной кварцевый порфир; 9-фельзит; 10-окварцованный фельзит; 11-вулканиты щелочного состава; 12-житковичский диабаз; 13-житковичский гранит; 14-пегматоидный гранит; 15-пятна-тый гранит; 16-свинит

Количественная характеристика миграции вещества при поствулканических метасоматических изменениях приведена на гистограммах (рис.7, 8), где с учетом объемного веса породы (Наковник, 1958) подсчитано количество вещества на  $100 \text{ см}^3$  и произведено сравнение его в исходной и метасоматически измененной породе. Приведенные данные подтверждают активную роль натрия. Так, при "ороговиковании" трахиандезитового порфира принос натрия составляет  $7,76$ , кремнезема —  $25 \text{ г/см}^3$ , а при альбитизации житковичского диабаз принос натрия равен  $19,0 \text{ г/см}^3$ .

Метасоматические гранитоиды Житковичской зоны при сравнении их со средним типом докембрийского гранита (по Р.Дэли) обнаруживают значительные отклонения. Для всех разновидностей метасоматических

гранитов прежде всего характерно повышенное и неравномерное содержание кремнезема, что связано с интенсивным окварцеванием как исходной породы, так и самих гранитов. Низкое содержание  $Al_2O_3$ ,  $MgO$  и  $CaO$  обусловлено аляскитовым характером гранитов, что также под-

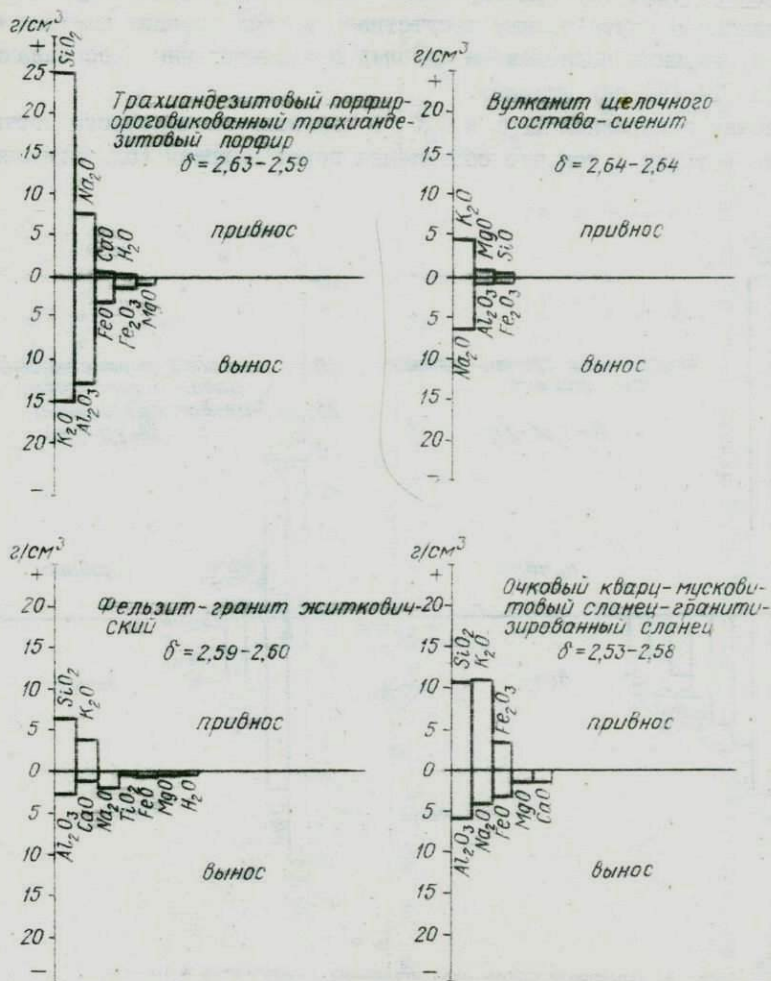


Рис. 7. Изменение содержания отдельных компонентов в 100 см<sup>3</sup> породы при процессах метасоматоза (уч. Житковичи)

тверждает их метасоматический генезис. Одной из наиболее характерных отличительных черт гранитов Житковичской зоны является повышенное содержание щелочей: натрия и калия. Причем наблюдается их неравномерное распределение. Если в житковичском граните содержание  $Na_2O$  и  $K_2O$  одинаково высоко, то в остальных гранитоидах: гранитизированном сланце, пегматоидном граните и пятнистом граните— содержание  $K_2O$  намного превышает  $Na_2O$ .

Гранитизированные сланцы за счет увеличенного по сравнению с гранитом содержания слюды характеризуются значительной пересыщенностью глинозема. Метасоматические сиениты также резко отличаются от среднего типа (по Р.Дэли) очень низким содержанием  $MgO$  и  $CaO$ , что связано с почти полным отсутствием в этих породах цветных минералов, высоким содержанием щелочей и значительным преобладанием калия (до 14,4%) над натрием.

Высокие содержания  $Na_2O$  и  $K_2O$  в вулканитах щелочного состава свидетельствуют о том, что обогащение пород натрием (альбитизация)

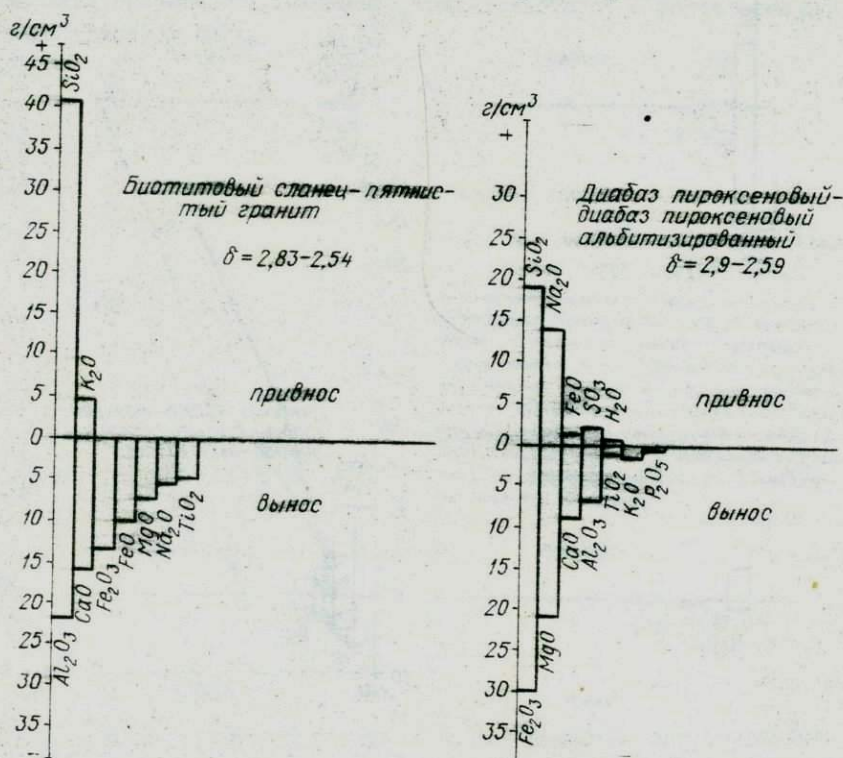


Рис. 8. Изменение содержания отдельных компонентов в 100 см³ породы при процессах метасоматоза

и калием произошло при поствулканических процессах.

Для сравнения степени альбитизации пород микашевичского и житковичского комплексов построен график зависимости характеристик "n" по отношению к "a" и "с". Из графика видно (рис. 9), что натрий в породах различного состава и генезиса связан с различными минералами. Для диоритов и гранодиоритов микашевичского комплекса, где натрий связан в плагиоклазах среднего и кислого состава (андезин, андезин-олигоклаз, олигоклаз), большая часть точек расположена в верхней правой части графика, ха-

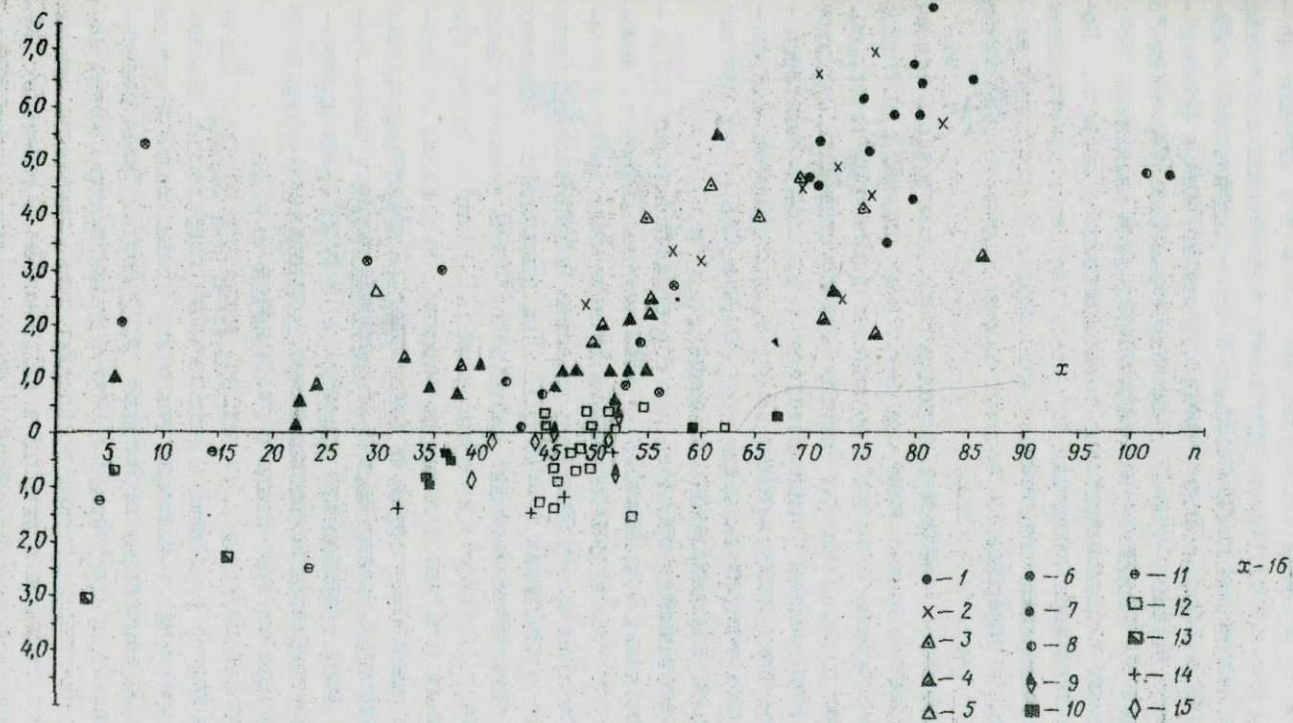


Рис. 9. Степень альбитизации кристаллических пород Микашевичско-Житковичского выступа:

1-роговообманковый диабаз; 2-диорит; 3-слабо гранитизированный диорит; 4-гранодиорит; 5-осидакский гранит; 6- эпидит - хлорит-фенгитовый и фенгит-серпидитовый сланец; 7-трахиадезитовый порфир; 8-ороговикованный трахиадезитовый порфир; 9-щелочной кварцевый порфир; 10-фельзит; 11-щелочной вулканит; 12-житковичский гранит; 13-сланец; 14- пегматитовый гранит; 15-литивый гранит; 16-альбитизированный диабаз.

рактизуя высокие значения "n" и "с". Породы житковичского комплекса образуют на графике обособленный ряд точек, располагающийся в области низких значений характеристики "с" и "с̄" и высоких значений "n". В вулканитах, измененных поствулканическими процессами, преобладание натрия над калием связано с поствулканической альбитизацией основной массы. Причем среди альбитизированных вулкани- тов различаются породы с очень низким значением характеристики "с" (либо наличием с̄) и породы с несколько повышенным значением "с": трахиандезитовые и ороговикованные трахиандезитовые порфиры. По- вышенные значения характеристики "с" здесь связаны с присутствием в породах вкрапленников плагиоклаза, относящихся по составу к аль- бит-олигоклазу и содержащих в незначительном количестве анортитовую молекулу.

Метасоматические гранитоиды житковичского комплекса в своем большинстве располагаются ниже оси о—n, имея ординату ( $\bar{c}$ ) либо (с) с низким значением, образуя в вулканитах единый ряд точек (см. рис. 10). Такое расположение на графике метасоматических гранитов наряду с другими данными свидетельствует о их тесной генетичес- кой связи. Две точки (житковичский гранит и альбитизированный диа- баз) имеют очень высокие значения "n" (84,2 и 93,2), что связано с более поздней, наложенной альбитизацией.

В отличие от осницких гранитов, при образовании которых наблю- дается привнос калия и кремнезема за счет метасоматического заме- щения цветных минералов лейкократовыми, житковичские граниты обра- зуются почти изохимически. Миграция вещества наблюдается на очень незначительном расстоянии (I—10 см). При превращении исходных фельзитов в житковичский гранит наблюдается лишь незначительный привнос калия (3,97 г/см<sup>3</sup>) и кремнезема (6,5 г/см<sup>3</sup>). Однако при подсчете баланса вещества в целом по породам, по средним значени- ям, привноса и выноса элементов не происходит. В гранитизированных сланцах и пятнистых гранитах, при образовании которых резко воз- растает роль калия, привнос его достигает 10 г/см<sup>3</sup>. Это подтвер- ждается и петрографическими наблюдениями, установившими интенсивное развитие калишпата за счет слюды и плагиоклаза.

На вариационной диаграмме (см. рис. 20) видно, что обратная зави- симость между калием и натрием в житковичских гранитоидах выраже- на еще более четко, чем в осницких гранитах. Кривые калия и натрия являются как бы зеркальным отражением друг друга. Такая зависи- мость подтверждает изохимический характер гранитизации, когда за- мещение одних минералов другими происходит путем замещения равных объемов одного элемента другим (K и Na). И только в отдельных слу- чаях вписываются пики максимумов натрия, намного превышающие минимумы калия, что отражает процессы наложенной альбитизации в

граните и житковичском диабазе. Таким образом, из приведенных данных следует, что химический состав пород Житковичской зоны отражает глубокие изменения минерального состава первичных пород, вызванные поствулканической деятельностью и процессами гранитизации. Однако все разнообразие пород житковичского комплекса укладывается в вытянутую по  $S_p$  полосу точек, характерную для пород осницкого комплекса. Это является доказательством их генетического сходства. С целью выяснения взаимоотношений между породами микашевичского (осницкого) и житковичского комплексов все породы Микашевичско-Житковичского выступа, за исключением мигматитов, были пересчитаны по методу Г. Момджи (1965) (рис. 10). Единая пара кривых, полученная при графическом изображении пересчета, свидетельствует в пользу того, что оба комплекса являются производными единого магматического очага. Различия между породами микашевичского и житковичского комплексов обусловлены их различной фациальной принадлежностью: микашевичский комплекс — первично-интрузивный, житковичский — первично-вулканогенный.

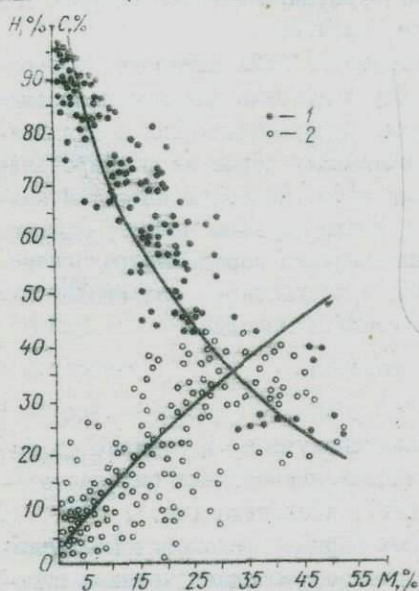


Рис. 10. График отношений катионов в кристаллических породах юга Белоруссии (Микашевичско-Житковичский выступ) по методу Г. Момджи:

1-величина NM ; 2-величина CM

Заканчивая эту главу, необходимо отметить возможное залегание в районе Микашевичско-Житковичского выступа, особенно в пределах опущенных блоков, интрузий сиенита и гранита. Предполагаемые мелкие инъекции гранитоидов, прорывающие местами суперкрупные образования выступа, по-видимому, сильно переработаны более поздними метасоматическими процессами, уничтожившими все признаки первичной интрузивной породы.

183

Глава IV  
АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ  
ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

В этой главе изложены результаты изучения акцессорных минералов и элементов-примесей первично-осадочных, магматических и метасоматических образований Микашевичско-Житковичского выступа. Определение содержания элементов-примесей (микроэлементов) в отдельных минералах и породе в целом производилось приближенно количественным спектральным анализом, чувствительность которого для различных элементов приводится ниже (табл.25).

В ряде работ (Ляхович, 1963; Сморгков, 1953) показано, что акцессорные минералы и элементы наряду с другими данными позволяют судить о комагматичности интрузивных, субвулканических и вулканических пород, характере влияния вмещающих пород на формирование постмагматических образований. Кроме того, минералы являются концентраторами полезных компонентов и таким образом могут служить индикаторами металлогенической специализации пород. Минералогическая характеристика пород приводится в возрастной последовательности — от наиболее древних образований к молодым.

А. Акцессорные минералы

I. А р х е й

Архейские гнейсы и мигматиты характеризуются в отличие от пород протерозоя специфической ассоциацией акцессорных минералов — циркона (1016 г/т), монацита (768 г/т), ксенотима (зн.).

Ц и р к о н — наблюдается во всех породах Микашевичско-Житковичского выступа, но только в мигматитах он обладает четкими типоморфными признаками, присущими первично-осадочным образованиям. Циркон представлен хорошо окатанными зернами, имеющими овальную и округлую форму, зональный, с сильно измененным ядром округлой формы. Регенерационная оболочка зерен, как правило, более светлая. Удлинение циркона меньше 2. Приведенные типоморфные признаки циркона, а также характерная для мигматитов ассоциация акцессорных минералов, представленная цирконом, монацитом и ксенотимом, позволяют считать мигматиты и связанные с ними постепенными переходами гнейсы породами первично-осадочного генезиса. Повышенные содержания монацита (1016 г/т) в этих породах дают основание рассматривать их как возможный источник образования россыпных месторождений, локализующихся в прилегающих к выступу участках Припятской впадины.

II. П р о т е р о з о й

Среди акцессорных минералов магматических и метасоматических пород микашевичского и житковичского комплексов, характеризующих

Чувствительность спектрального анализа для  
различных элементов, %

Элемент	:Чувствитель-: :ность	Элемент	:Чувствитель- :ность
Барий	$10^{-3}$	Никель	$10^{-3}$
Бериллий	$10^{-4}$	Ниобий	$3 \cdot 10^{-3}$
Бор	$10^{-3}$	Олово	$10^{-3}$
Ванадий	$10^{-3}$	Рубидий	$10^{-3}$
Висмут	$10^{-3}$	Свинец	$10^{-3}$
Вольфрам	$10^{-2}$	Серебро	$10^{-4}$
Галлий	$3 \cdot 10^{-4}$	Скандий	$3 \cdot 10^{-3}$
Гафний	$10^{-2}$	Стронций	$10^{-3}$
Германий	$10^{-2}$	Сурьма	$10^{-2}$
Индий	$10^{-2}$	Таллий	$3 \cdot 10^{-3}$
Иттербий	$10^{-4}$	Тантал	$10^{-2}$
Иттрий	$3 \cdot 10^{-3}$	Торий	$3 \cdot 10^{-2}$
Кадмий	$10^{-3}$	Титан	$10^{-3}$
Кобальт	$10^{-4}$	Уран	$10^{-2}$
Лантан	$10^{-2}$	Хром	$10^{-3}$
Литий	$3 \cdot 10^{-3}$	Цезий	$10^{-3}$
Марганец	$10^{-3}$	Церий	$3 \cdot 10^{-3}$
Молибден	$10^{-4}$	Цирконий	$3 \cdot 10^{-3}$
Медь	$10^{-4}$	Фосфор	$3 \cdot 10^{-2}$
Мышьяк	$50^{-3}$	Цинк	$10^{-2}$



1. Светлоокрашенный, прозрачный, сложногогранный,  $\ell > 2$  ( 90%), незональный, без включений.
2. То же,  $\ell > 2 = 40--50\%$ .
3. Нет.
4. Бесцветный, бледно-сиреневый, водно-прозрачный, сложногогранный.
5. Светлоокрашенный, водно-прозрачный, без включений, сложногогранный.
6. То же (единичные зерна).
7. Бесцветный, прозрачный, свежий, без включений, незональный.
8. Единичные зерна.
9. Темноокрашенный полупрозрачный, непрозрачные с включениями породообразующих минералов, зональный,  $\ell < 2$ .
10. То же, есть зерна округлой формы.
11. Темноокрашенный, полупрозрачный, с включениями породообразующих минералов (нб, в1).
12. Темноокрашенный, полупрозрачный, кристаллографические формы простые.
13. Темноокрашенный, полупрозрачный, с обилием включений. в1, нб.
14. Водно-прозрачный, тонкоигльчатый, без включений.
15. То же. Редкие зерна неправильной формы.
16. Водно-прозрачный. Форма призматическая, неправильная, иногда с редкими включениями чешуек биотита.
17. То же. II генерация: белый полупрозрачный, мутный, с многочисленными включениями породообразующих минералов.
18. То же. Редкие зерна темно-серые от массы тонкодисперсных темных включений.
19. Розовато-желтый, плеохроирует. Форма неправильная, конвертообразная.
20. Темно-бурый, бледно-розовый, в зернах неправильной, иногда округлой формы.
21. Красновато-бурый, желтовато-кремовый. Форма зерен неправильная, конвертообразная. Отдельные зерна лейкоксенизированы.
22. Лейкоксен.
23. Бледно-желтый, красновато-бурый, блеск стеклянный, прозрачный, полупрозрачный, свежий.
24. Форма неправильная, чаще октаэдрическая. Не окислен.

25. Форма сферическая, шарообразная. Поверхность гладкая. Редкие зерна неправильной формы.
26. Форма зерен неправильная, части октаэдра с ясными гранями нарастания, а также зерна идеально округлой (шарообразной) формы.
27. Форма неправильная, октаэдрическая. Редко зерна шарообразной формы, сферолиты. Часто гидрогематизирован.
28. Форма зерен -- октаэдры, сферолиты (идеально округлая).
29. Лимонно-желтый, оливково-зеленый, в зернах неправильной формы (комочках). Оптические свойства обычны.
30. Желтовато-зеленый, форма зерен округлая (комочки).
31. Желтовато-зеленый, часто измененный, непрозрачный. Форма зерен неправильная.
32. То же. Форма зерен округлая (комочки).
33. Зеленовато-желтый, бесцветный, полупрозрачный, непрозрачный, свежий. Форма округлая (комочки).
34. Латунно-желтый, свежий, не окислен. Форма -- комбинация куба и октаэдра.
35. То же. Иногда с красновато-синеватой побежалостью.
36. Латунно-желтый, с бронзовой, синей, красноватой побежалостью. Форма зерен неправильная, реже октаэдрическая, часто окислен.
37. То же. По пириту развивается халькопирит.
38. I разновидность: латунно-желтый, свежий. Форма -- куб, комбинация куба и пентагондодекаэдра. II разновидность: окисленный с красновато-синей побежалостью.
39. То же. Характерен пирит в "лимонитовой рубашке".
40. Латунно-желтый, свежий, форма -- куб, комбинация куба и пентагондодекаэдра, п.п.п. и октаэдра.
41. I разновидность: латунно-желтый, свежий. II разновидность: окисленный, с красновато-синеватой побежалостью, черный. Форма -- куб, октаэдр, комбинация куба и пентагондодекаэдра, неправильная, розетковидная.
42. I разновидность: латунно-желтый, свежий. II разновидность: окисленный, с синевато-бронзовой побежалостью. На гранях -- тонкая штриховка.
43. Латунно-желтый, свежий, форма зерен -- куб, октаэдр, комбинация куба и октаэдра, часто пентагондодекаэдр.

44. Желтый, светло-желтый, прозрачный. Форма удлинено-призматическая, неправильная.
45. Светло-желтый, коричневато-желтый, прозрачный. Форма зерен удлинено-призматическая.
46. Бесцветный и темноокрашенный (темно-фиолетовый) до черного № I, 4, 3, 6. Изотропный.
47. Бесцветный, бледно-желтый, мутный;  $n_g = 1,620-1,533$ ,  $n_p = 1,614$ . Двухосный.
48. Преобладает темноокрашенный, почти черный,  $n = 1,436$ . Изотропный.
49. Бесцветный, бледно- до темно-фиолетового,  $n = 1,436$ . Изотропный.
- 49<sup>a</sup>. Бесцветный, бледно-фиолетовый,  $n = 1,435$ . Изотропный.
50. Присутствует в альбитизированных разностях, бесцветный, чуть желтоватый,  $n = 1,734$ . Изотропный.
51. Бесцветный, чуть желтоватый,  $n = 1,734-1,733$ . Форма зерен неправильная, реже тетраэдри.
52. Лейкофан бесцветный, блеск шелковистый, форма таблитчатая, двухосный, присутствует в альбитизированных диабазах.
53. Фенакит бесцветный, водяно-прозрачный, блеск стеклянный,  $n = 1,654$ . Двупреломление кварцевое, одноосный, отрицательный.
54. Zn.
55. Темно-бурый, красно-бурый, непрозрачный, полупрозрачный, черта темно-бурая. Форма удлинено-призматическая, грани неровные, ямчатые;  $n = 1,89$ ,  $n_g-n_p$  низкое, реакция на Th — положительная.
56. Буровато-черный, непрозрачный, блеск матовый, черта черная. Форма умеренно-таблитчатая.
57. Бесцветный, белый, блеск матовый, полупрозрачный,  $n = 1,700$ . Двупреломление низкое кварцевое.
58. В тесной ассоциации с пиритом. Цвет темно-бурый, блеск стеклянный. Реакция на олово положительная.
59. Стально-серый, блеск металлический, излом ступенчатый, свежий.
60. Черный, стально-серый, блеск металлический, черта вишнево-бурая, форма пластинчатая, таблитчатая. Свежий.
61. Желтый, буровато-желтый, почти черный,  $n = 1,730$ . Изотропный. С  $nHNO_3$  реагирует медленно.
62. Стально-серый, мягкий, черта серая, форма пластинчатая.
63. Альбитизированные разности. Висмутин белый, блеск сильный, металлический, мягкий, ковкий. Форма зерен скорлуповатая.
64. Молибденит, стально-серый, мягкий, черта серая, пластинчатый.

65. Стально-серый с сильным металлическим блеском, мягкий, черта серая, форма пластинчатая, при раздавливании пластинки деформируются, расщепляются на тонкие листочки.
66. Пирротин желтый с розоватым оттенком, черта черная, магнитный.
67. Зеленовато-желтый, непрозрачный, мягкий, свежий. Форма зерен неправильная.
68. Желтый, с розоватым оттенком, черта черная, блеск металлический, медленно растворяется в  $\text{HNO}_3$ . Оптические свойства обычны.
69. Зеленовато-желтый, непрозрачный, мягкий, свежий.
70. Желтый, прозрачный, полупрозрачный, блеск стеклянный, жирный.
71. Бледно-желтый, прозрачный, блеск стеклянный, жирный. Форма зерен неправильная,  $n = 1,721$ ,  $n_g \geq 1,7$ . Одноосный.
72. Бесцветный, бледно-голубой, прозрачный, блеск сильный, перламутровый,  $n = 2,0$ ;  $n_g - n_p$  — очень высокое (0,1).

## Средние содержания "сквозных" аксессуарных минералов, г/т

Комп- лекс	П о р о д а	М и н е р а л ы					
		магнетит	циркон	апатит	сфен	пирит	эпидот
Микашевич- ский	Роговообманковый диабаз	33367	76,0	1627,0	731	2971,0	9542
	Дисрит	28600	337	1686	2143	568,0	3412,0
	Гранодиорит	22846	708	2564,0	639,0	612,0	4464
	Гранит осницкий	5137	510,0	998,0	44,0	62,0	4686
Литковичский	Щелочной кварцевый порфир	313	47,4	60,7	0,94	Зн.	15,3
	Ороговикованный трахианде- зитовый порфир	5,0	0,5	71,8	34,0	44,1	15,3
	Пироксеновый диабаз	34,1	15,6	172,0	3,7	287,6	1160
	Хлорит-фенгитовый сланец	2366,6	419,5	812,0	19,7	485,6	2,2
	Кварц-серицитовый сланец	16,7	88,7	157,7	54,6	Неравн. распред.	15,2
	Кварцит	265,3	65,8	83,5	34	То же	44,4
	Гранитизированный сланец	140,4	309,2	170,0	0,9	269,6	179,1
	Литковичский гранит	512	77,6	27,1	-	65,5	11,0
	Пегматоидный гранит	581,1	255,9	65,4	19,1	239,6	14,9
Пятнистый гранит	129,0	729,4	216,5	1,9	46,3	68,6	



Удлинение циркона в породах Микашевичско-

Участок	Порода	Номер		Число							
		скважины	по пробам	зерен	по пробе	0,5	1,0	1,5	2,0		
Литковичи	Осницкий гранит	011	I69	0,6	53,6	33,8	4,0				
		I019a									
Микашевичи	" "	0165	I78	3,5	34,6	42,8	10,9				
		I204a									
Литковичи	Щелочной кварцевый порфир	018	200	9,5	60,5	22,0	6,5				
		I009									
	Клозит-фенгитовый сланец	033	200	3,0	26,5	43,0	19,0				
		I029a									
	Гранитизированный сланец	025	202	1,0	38,5	34,6	15,3				
		I054a									
	Пятнистый гранит	085	I95	-	2,0	16,8	49,5				
								II92a			
	" "	016	I70	-	16,5	29,4	37,0				
		I073a									
	" "	027	200	3,5	40,0	41,5	12,0				
		I033a									
	" "	237	204	0,8	10,3	30,5	33,9				
		II57									
	Литковичский гранит ошелоченный	031	200	-	5,5	18,5	42,0				
		I028									
	Гранит пегматидный	I599	I87	-	32,2	44,1	14,5				
		II56a									

Таблица 29

Литковичского выступа

Удлинение циркона, %													
2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	5,0	5,5	6,0	6,5	7,0	7,5	8,0	8,5	9,0
1,7	0,6	0,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
6,3	0,9	-	0,9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
4,5	3,0	0,5	-	-	-	-	0,5	-	-	-	-	-	-
7,7	0,5	2,0	0,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
18,4	0,2	2,0	1,0	0,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-
12,4	1,2	0,6	1,2	1,2	-	-	-	-	-	-	-	-	0,5
-	2,0	0,5	0,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
18,7	3,9	1,4	0,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
19,0	9,5	4,5	1,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3,2	3,7	1,6	-	-	0,5	-	1,0	-	-	-	-	-	-

собой нижне- и среднепротерозойский период развития фундамента, выделяются сквозные минералы-корреляторы, присутствующие в обоих комплексах, и постмагматические (гидротермальные), преобладающие в житковичском. Типоморфные признаки акцессорных минералов приведены в табл. 26, из которой видно, что к сквозным минералам относятся циркон, магнетит, сфен, пирит, апатит и эпидот. Каждый из комплексов пород характеризуется определенным количественным содержанием этих минералов и их ассоциаций, а также присутствием минералов, характеризующих специфические условия их формирования. Так, для пород микашевичского комплекса (диабаз—диорит—гранит осницкий) характерна постоянная ассоциация таких минералов, как магнетит, сфен, апатит, эпидот и их содержания, резко повышенные по сравнению с породами житковичского комплекса (табл. 27). Житковичский комплекс характеризуется, кроме "сквозных", присутствием ассоциации минералов специфического гидротермального генезиса: флюорита, топаза, шеелита, анатаза, ксенотима, гематита, гентгельвина, фенакита и др. Ниже приводится подробная характеристика "сквозных" и "постмагматических" гидротермальных минералов. Среднее содержание последних в микашевичском и житковичском комплексах показано в табл. 28.

Среди "сквозных" минералов, встречаемых в породах обоих комплексов, выделяются, как правило, две генерации: первично-магматическая и метасоматическая. Особенно характерным является циркон, чутко реагирующий на условия формирования породы.

**Ц и р к о н** I генерации — первично-магматический в обоих комплексах представлен бесцветными или бледноокрашенными кристаллами сложной кристаллографической формы (комбинация двух тетрагональных призм и дипирамид 2 и 3-го порядков), незональный, прозрачный, с удлинением большинства кристаллов больше 2 (табл. 29). Такая разновидность циркона встречается во всех породах житковичского и микашевичского комплексов, хотя преобладает в наименее измененных разностях пород — роговообманковом диабазе, диорите, трахиандезитовом порфире. В каждом из комплексов, отражающем различные фациальные условия формирования породы (интрузивные, вулканогенные), циркон имеет свои особенности: более крупный размер и сложную форму кристаллов в интрузивных диабазах, более мелкий размер в вулканогенных породах. Эти наблюдения совпадают с данными исследований В. В. Ляховича (1962). Циркон II генерации — метасоматический, имеет более простую кристаллографическую форму (комбинация тетрагональной призмы (111) и тетрагональной дипирамиды (111); комбинация тетрагональной призмы и тетрагональной дипирамиды II порядка), полупрозрачный либо непрозрачный и темноокрашенный, сильно измененный, зональный. Ядро представлено правильными кристаллами с не-

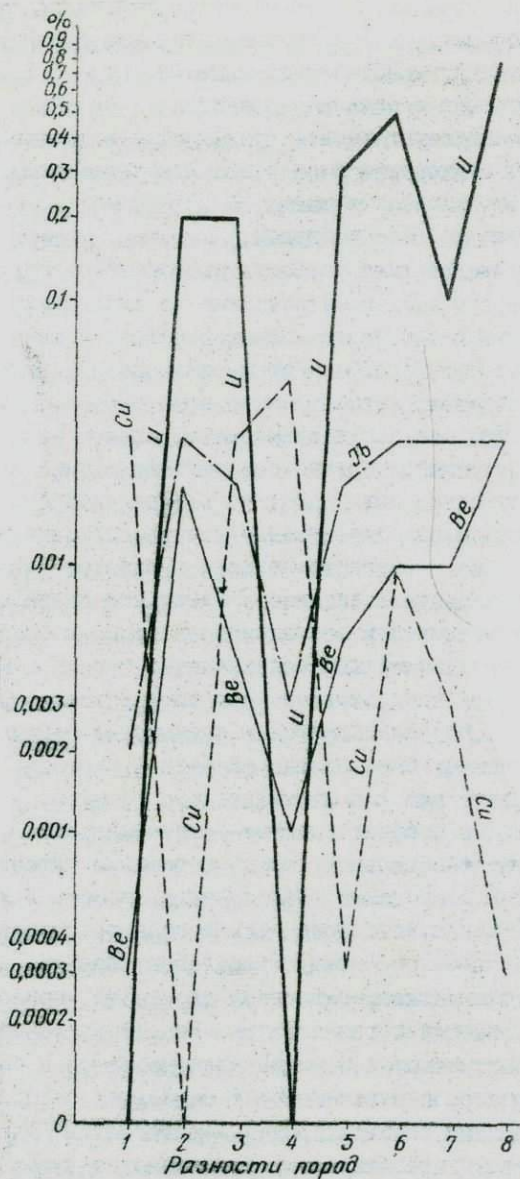


Рис. II. Содержание бериллия, иттербия, урана и меди в цирконах из различных петрографических разностей пород:

1- осипский гранит; 2-щелочной кварцевый порфир; 3-фенгит-хлоритовый сланец;

4-квари-серпигитовый сланец; 5-гранитизированный сланец; 6-7-8- житковичский

гранит

несколько стглаженными гранями. Часто содержит включения темных непрозрачных и породообразующих минералов. Удлинение большинства зерен меньше 2. По размеру кристаллы крупные (до 0,2--0,3 мм). Циркон II генерации встречается в осадочных гранитах, зеленых сланцах, кварцитах и других метасоматических гранитоидах житковичского комплекса. Сравнительно содержание главнейших элементов-примесей в цирконе различных пород показано в табл. 30 и на рис. II.

**А п а т и т** — так же, как и циркон, встречается в двух рановидностях. Первично-магматическая разновидность представлена водяно-прозрачными, без включений, тонкопризматическими до игольчатыми кристаллами. Размер кристаллов для пород микашевичского и житковичского комплексов различен. В роговообманковом диабазе и диорите он достигает 1—3, в вулканитах житковичского комплекса 0,08—0,1 мм. Апатит II генерации представлен зернами неправильной формы, реже широкими таблицами, мутный, нередко содержит включения мелких зерен породообразующих минералов (биотит, роговая обманка). Апатит II генерации встречается преимущественно в метасоматических гранитоидах обоих комплексов. Элементы-примеси в апатите приведены в табл. 31. Из полученных данных анализа следует, что апатиты из гранитов, образованных по породам различного исходного состава, несколько отличаются количественным содержанием титана и марганца. Эти элементы могут быть использованы как корреляторы. Повышенные содержания их (0,1--0,8%) наблюдаются в осадочном и пятнистом гранитах, субстратом которых были породы основного состава, а низкие (0,01--0,02%) — характерны для житковичского гранита.

**Магнетит** в породах первично-интрузивного генезиса представлен зернами неправильной формы и четкими октаэдрами, на которых заметны грани нарастания. Как правило, свежий. В житковичском комплексе, объединяющем породы вулканогенного происхождения, встречается магнетит шаровидной формы. Преобладают шарики однородные по строению, сильномагнитные, с гладкой блестящей поверхностью, часто полые внутри, иногда скорлуповатые. По литературным данным, такие шарики часто встречаются в вулканитах мелового и более раннего возраста, например, в верхнемеловых базальтах северной Армении, где они представлены иоцитом, реже — магнетитом (Исацкаяя, 1965). Шарики магнетита преобладают в житковичских диабазах, трахандезитовых порфирах, фенгит-хлоритовых сланцах. В кварц-серпичитовых сланцах, кварцитах и метасоматических гранитоидах они встречаются в меньших количествах. По-видимому, количество их возрастает в вулканитах основного состава и метасоматических породах, связанных с ними.

Помимо магнетита, в щелочных кварцевых порфирах и кварц-серпичитовых сланцах встречаются своеобразные минералы аналогичной шаро-

образной формы, но по составу относящиеся к группе шпинели. Они включены в шлаковидную пузырчатую массу. Минеральный состав основной массы и шариков одинаков. Они имеют черный цвет, стеклянный до смолистого блеск, немагнитные, в иммерсионной жидкости просвечивают зеленовато-бурым цветом,  $n = 1,69$ . Присутствие минералов сферической формы в метасоматических гранитоидах и зеленых сланцах житковичского комплекса свидетельствует о вулканогенном генезисе исходных пород и о принадлежности их к единому геологическому ряду (формации). Содержание элементов-примесей в магнетите приведено в табл. 32.

**П и р и т** представлен также двумя генерациями: первично-магматической и гидротермальной. Пирит I генерации преобладает в породах микашевичского комплекса и представлен правильными кристаллами в виде куба, комбинации куба и октаэдра, куба и пентагон-додэкаэдра, реже встречается в неправильных зернах, имеет золотисто-желтый и латунный цвет, всегда очень свежий. Лишь отдельные зерна покрыты тонкой пленочкой гидроокислов железа. Пирит II генерации интенсивно окислен, серовато-черного цвета, с матовым блеском, зеленовато-черной чертой, встречается в породах житковичского комплекса. Максимально окисленные разновидности пирита присутствуют в фенгит-хлоритовых, кварц-серпичитовых сланцах и кварцитах. На отдельных участках (скв. 061), приуроченных, вероятно, к ослабленным тектоническим зонам, кварц-серпичитовые сланцы подвергались интенсивной гидротермальной переработке, обусловившей возникновение обильной сульфидной минерализации. Количество пирита достигает 70 кг/т. Здесь же встречен пирит в лимонитовой рубашке медно-красного цвета. Местами тонкой пленкой гидроокислов железа покрываются все грани кристаллов пирита. Такой пирит характерен для пирита золоторудных месторождений (Ляхович, 1963).

Постмагматические минералы встречены в обоих комплексах пород и представлены флюоритом, турмалином, молибденитом, галенитом и др. Необходимо подчеркнуть, что флюорит весьма характерный пневматолито-гидротермальный минерал, широко развитый в житковичском комплексе, в осницких гранитах встречен в единичных зернах, что свидетельствует об ограниченном участии гидротермальных растворов в образовании пород микашевичского комплекса. Кроме того, в породах житковичского комплекса присутствуют минералы редких элементов — монацит, ксенотим, ортит, торит, гентгельвен, берилл, гадолинит, танталит-колумбит и др. Ниже приводится характеристика постмагматических минералов.

**Ф л ю о р и т** — бесцветный, светло- и темно-фиолетовый, часто пятнистой окраски за счет наличия в бесцветной разновидности пятен темно-фиолетового цвета, прозрачный и полупрозрачный. Форма зерен

Содержание элементов-

Порода	Элемент -									
	Co	V	Mn	Ti	Cr	Pb	Zr	Hf	Nb	
	Микашевичский									
Осницкий гранит	0,003	0,005	0,05	0,80	-	0,003	I	-	-	
	Житковичский									
Щелочной кварцевый порфир	-	0,01	0,02	0,03	-	0,003	I	0,03	-	
Фенгит-хлоритовый сланец	-	-	0,03	0,3	0,003	-	I	0,1	0,01	
Кварц-седицитовый сланец	-	-	0,006	0,05	-	-	0,5	-	-	
Гранитизированный сланец	-	-	0,3	0,3	0,003	-	I	0,1	0,01	
Житковичский гранит	-	0,01	0,01	0,08	-	сл.	I	0,03	-	
Житковичский гранит	-	0,02	0,008	0,03	0,003	-	I	0,03	-	
Житковичский гранит	-	-	0,2	0,5	-	-	0,8	0,1	0,3	

Содержание элементов-

Порода	Элемент -									
	Ni	Mn	V	Ti	Pb	Mo	Sn	Zr	Zn	
	Микашевичский									
Роговообманковый диораз	0,001	0,1	0,001	0,1	0,001	-	0,002	0,1	-	
Диорит	-	0,1	-	0,07	-	-	0,001	0,03	0,1	
Осницкий гранит	-	0,1	-	0,1	сл.	0,0001	сл.	0,03	сл.	
	Житковичский									
Хлорит-фенгитовый сланец	-	0,008	-	0,08	сл.	-	0,01	0,04	сл.	
Житковичский гранит	-	0,02	-	0,01	0,001	0,0003	сл.	0,08	-	
Пятнистый гранит	0,003	0,1	0,02	0,08	0,02	-	0,03	0,02	-	

Таблица 30

примесей в цирконе, %

Примесь														
	Cu	Ag	Zn	Ga	As	Yb	Y	U	La	Th	Be	P	Ce	Sr
комплекс														
0,030	-	0,05	-	-	-	0,002	0,1	-	0,02	-	0,0003	-	-	-
комплекс														
-	-	-	-	-	-	0,03	0,3	0,2	-	-	0,02	-	-	0,1
0,03	-	0,02	-	-	-	0,02	0,2	0,2	0,02	-	0,005	-	-	0,2
0,05	-	0,01	0,01	0,01	0,003	0,01	-	-	-	-	0,001	-	-	0,01
0,0003	-	-	-	-	-	0,02	0,2	0,3	-	-	0,005	-	-	0,2
0,008	-	0,3	-	-	-	0,03	0,2	0,5	-	0,06	0,01	-	-	0,1
0,003	-	0,003	-	-	-	0,03	0,1	0,1	-	0,3	0,01	-	-	0,1
0,003	-	0,02	-	-	-	0,3	I	0,8	-	I	0,08	0,03	-	0,1

Таблица 31

примесей в апатите, %

Примесь										
	Cu	Ga	Yb	Y	Be	Ce	P	Sr	La	Ba
комплекс										
0,0003	0,02	0,02	0,2	-	-	I	-	-	-	-
0,0003	-	0,002	0,01	-	-	0,03	I	-	-	-
0,0005	0,02	0,003	0,03	сл.	0,4	I	0,07	-	-	-
комплекс										
0,02	0,1	0,01	0,01	-	0,2	I	0,02	-	-	-
0,001	0,1	0,005	0,1	-	0,4	I	0,07	-	-	-
0,0003	0,01	0,02	0,03	0,008	0,03	I	0,02	0,0001	-	-

## Содержание микроэлементов в магнетите, %

Порода	М и к р о э л е м е н т									
	Ni	Se	V	Mn	Ti	Cr	Pb	Mo	Ba	
Роговообманковый диораз	0,003	0,05	0,003	0,005	0,1	-	0,005	-	-	
Диорит	0,003	-	-	0,01	0,1	0,005	0,005	-	-	
Осницкий гранит	0,01	-	0,003	0,02	0,4	-	Сл.	-	-	
Щелочной кварцевый порфир	0,001	0,004	0,003	0,005	0,3	-	0,005	-	-	
	0,005	0,002	0,01	0,06	1	0,002	-	-	0,05	
Хлорит-фенгитовый сланец	Сл.	-	-	0,03	0,8	-	0,005	-	0,03	
Кварц-серицитовый сланец	-	-	-	0,8	0,3	0,008	0,003	-	0,01	
Литковичский гранит	-	-	0,003	0,1	0,3	0,003	-	Сл.	Сл.	
	0,02	0,003	0,02	0,005	0,3	0,003	-	0,0003	0,03	
Пятнистый гранит	0,005	-	-	0,03	0,1	-	-	-	-	
	0,01	-	0,005	0,05	0,8	0,003	-	-	0,06	
Порода	Zr	Cu	Zn	La	Th	Sn	Ga	Be		
Роговообманковый диораз	-	0,01	-	-	-	-	-	-	-	
Диорит	0,02	0,0005	0,03	0,01	-	0,001	-	-	-	
Осницкий гранит	0,05	0,003	0,005	0,02	0,03	-	0,0008	-	-	
Щелочной кварцевый порфир	Сл.	0,0005	0,01	0,01	-	-	0,0008	-	-	
	0,03	-	-	-	0,05	-	0,003	Сл.	-	
Хлорит-фенгитовый сланец	0,04	0,0008	0,02	-	-	-	0,003	0,0003	-	
Кварц-серицитовый сланец	-	0,008	0,04	-	0,001	-	-	-	-	
Литковичский гранит	0,008	0,0003	-	-	-	-	-	-	-	
	-	0,001	0,02	-	0,1	-	0,005	-	-	
Пятнистый гранит	-	1	-	-	-	-	-	-	-	
	0,02	0,002	0,03	-	0,02	-	0,0003	0,002	-	

неправильная, реже кубическая, изотропный,  $n = 1,436$ . Флюоритом обогащены ороговикованные трахиандезитовые порфиры, житковичские граниты и пегматоидные граниты. В несколько меньшем количестве он присутствует во всех других породах житковичского комплекса.

**Т о п а з** приурочен в основном к житковичским пироксеновым диабазам. В очень незначительном количестве встречен в житковичском граните. Представлен бесцветными, белыми, бледно-желтыми до буроватыми зернами, уплощенно-таблитчатой и неправильной формы, мутный, полупрозрачный, очень редко прозрачный, со стекляннм блеском. В иммерсии видно, что топаз сильно изменен вторичными процессами и от первичных зерен остаются только мелкие реликты. Вторичные минералы представлены смесью пелита и тонкочешуйчатого минерала типа серицита. Оптические константы:  $n_g = 1,620-1,638$ ;  $n_p = 1,614$ .

**Г а л е н и т** имеет стально-серый цвет, металлический блеск, ступенчатый излом, совершенную спайность, форму зерен в виде куба с неравномерно развитыми гранями. Он встречен в метасоматических породах с субстратом основного состава (осницкий гранит, пироксеновый диабаз, ороговикованный трахиандезитовый порфир).

**М о л и б д е н и т** представлен пластинками и табличками стально-серого цвета, с сильно металлическим блеском. Встречен в осницком граните и почти во всех породах житковичского комплекса, за исключением пироксенового диабаза и хлорит-фенгитового сланца.

**Г е м а т и т** находится в виде узких удлиненных пластинок (чешуек) черного и стально-серого цвета. Присутствует только в породах житковичского комплекса: пироксеновом диабазе, щелочном кварцевом порфире, во всех метасоматических гранитах, фенгит-хлоритовых и кварц-серицитовых сланцах. Особенно велико его содержание в кварцитах скважины 059 (734,2 г/т). Для минералов редких элементов, встречаемых в породах житковичского комплекса (ксенотим, монацит), характерно неравномерное распределение.

**М о н а ц и т** представлен зернами неправильной, уплощенно-таблитчатой, а в кварцитах — несколько округлой формы. Он имеет желтоватый, красновато-бурый цвет, жирный до стекляннго блеск, двупреломление 0,04—0,05. Оптические константы:  $n_p = 1,780$ ;  $n_g > 1,780$ . Монацит содержит многочисленные включения непрозрачных, радиоактивных минералов. Встречен он во всех породах житковичского комплекса, за исключением трахиандезитового порфира и фенгит-хлоритового сланца. Наиболее высокие содержания его приурочены к кварц-серицитовым сланцам.

**К с е н о т и м** образует зерна таблитчатой, реже неправильной формы, обладает желтым и бледно-желтым цветом, жирным до стекляннго блеском, высоким двупреломлением (перламутровая интерфе-

рентгеновая окраска),  $n_g = 1,780$ ,  $n_p = 1,721$ .

**О р т и т** наблюдается в зернах неправильной формы, от черного до темно-бурого цвета, со стеклянным или смоляным блеском, двухосный, стрипательный,  $n_p = 1,760$ ,  $n_g = 1,780$ . Поверхность зерен покрыта бурыми продуктами разложения. Встречен в кварц-серпичитовых сланцах и житковичских гранитах.

**Т о р и т** темно-бурый, красно-бурый, со стеклянным или жирным блеском, непрозрачный, часто полупрозрачный. Облик зерен торита удлиненно-призматический, грани неровные, ямчатые. В иммерсии просвечивает красно-бурым цветом,  $n = 1,69$ , двупреломление низкое. Встречен в фенгит-хлоритовых сланцах и житковичских гранитах.

**Т а н т а л и т - к о л у м б и т** — обычно черный, буровато-черный, непрозрачный, матовый, форма зерен таблитчатая, уплощенно-таблитчатая; в иммерсии в очень тонких сколках просвечивает зеленовато-бурым цветом, изотропный. Минерал подтвержден рентгеноструктурным анализом (ИМПЭ). Обнаружен в житковичском граните.

**Г е н т т е л ь в и н** встречается в зернах неправильной формы, реже в тетраэдрах, бесцветный, полупрозрачный, с жирным блеском, изотропный,  $n = 1,734-1,738$ . По генттельвину развиваются красновато-бурые пелитовые образования и бесцветный минерал с показателем преломления меньше 1,735 и низким двупреломлением. По своим физическим свойствам генттельвин попадает во II и IV электромагнитные фракции. Приурочен к житковичским гранитам и альбитизированным диабазам.

**Ф е н а к и т** обычно бесцветный, воючно-прозрачный, со стеклянным блеском и раковистым изломом; форма зерен неправильная, в иммерсии также бесцветный, имеет прямое погасание, отрицательное удлинение, одноосный, положительный,  $n_p = 1,655$ ,  $n_g = 1,672$ ,  $n_g - n_p = 0,016-0,009$ .

Подводя итоги, необходимо подчеркнуть, что наличие во всех разновидностях пород микашевичского (осницкого) и житковичского комплексов "сквозных" минералов с одинаковыми типоморфными признаками (циркон, апатит, магнетит и др.) наряду с другими данными позволяет объединить их в единую магматическую формацию, отдельные типы пород которой являются производными единого магматического очага (осницкого). В то же время некоторые особенности этих минералов (форма, размер кристаллов) характеризуют различные фациальные условия (по глубинности) кристаллизации магматических исходных пород. Для пород, образовавшихся в субвулканических условиях, характерны более сложные кристаллографические формы и более крупные размеры кристаллов циркона и апатита, чем для пород, кристаллизовавшихся в наземных условиях. В вулканогенных породах кристаллы других минералов имеют значительно меньшие размеры. Нередко в них

присутствуют минералы шарообразной формы (магнетит, шпинель). Помимо специфических особенностей отдельных минералов, каждый из фацциальных комплексов характеризуется определенными количественными соотношениями сквозных минералов. Микашевичский комплекс имеет резко повышенные содержания магнетита, апатита, сфена и эпидота. В вулканогенных образованиях количество этих минералов резко уменьшается, оставаясь несколько повышенным только в вулканитах основного и среднего состава.

Интенсивные поствулканические изменения вулканитов (альбитизация, окварцевание) житковичского комплекса и последующая гранитизация обусловили присутствие в этих породах специфической ассоциации гидротермальных минералов: топаза, флюорита, сидерита, кальцита, гематита и редких и радиоактивных элементов. Первичный состав вулканогенных пород, по-видимому, оказывал большое влияние на образование тех или иных постмагматических минералов. Так, в вулканитах основного состава, представленных пироксеновым диабазом, постоянно присутствует топаз, тогда как в более кислых породах преобладает флюорит. К житковичским гранитам, образовавшимся по вулканитам, обогащенным щелочами, приурочены минералы бериллия — гентгельвин и фенакит. То что они не встречены ни в одной другой породе, кроме альбитизированного диабаза, свидетельствует о важной роли состава исходных пород в метасоматических образованиях для концентрации тех или иных минералов. Очевидно, вулканиты (типа фельзита) как породы с повышенным содержанием щелочей были обогащены редкими элементами, в частности бериллием. Интенсивная поствулканическая гидротермальная переработка пород с последующей гранитизацией способствовала образованию собственных минералов редких элементов. Наличие гидротермальных минералов (флюорита) и минералов редких элементов (монацита, ксенотима, гентгельвина, берилла и др.) не только в житковичских гранитах и сиенитах, но и в кварц-серпичитовых сланцах и кварцитах житковичского комплекса говорит о генетическом единстве этих пород.

#### В. Геохимия микроэлементов

Для выяснения геохимических особенностей, металлогенической специализации и отдельных аспектов петрологии кристаллических пород фундамента юга Белоруссии авторами изучалось распределение в них химических элементов группы железа (никеля, кобальта, титана, хрома, ванадия и марганца), элементов горных пород (бериллия, стронция, бария) редких (циркония, скандия, иттрия, ниобия, лантана, иттербия) и металлических рудных (меди, свинца, цинка, галлия и олова) элементов. Использовались результаты приближенных количественных спектральных и частично химических анализов пород и

минералов. Для геохимических исследований опробование керна производилось в полевых условиях непосредственно на скважинах и в кернохранилищах.

На приближенные количественные спектральные анализы пробы отбирались методом пунктирной борозды, т.е. путем точечной отбойки пяти-десяти сколков примерно через одинаковые расстояния (около 5—10 см) и дальнейшего их объединения по интервалам (3—5 м). Если в пределах опробованного интервала имела место смена пород, то каждая разновидность характеризовалась отдельной пробой. Вес объединенной пробы колебался от 0,2 до 0,6 кг.

На химические анализы пробы отбирались для проверки данных спектральных исследований тем же методом и из тех же интервалов, что и для последних, а для выполнения силикатных анализов — штудным опробованием. Вес пробы составлял 0,5—0,6 кг. Обработка проб, а также химические и спектральные анализы выполнялись в Центральной лаборатории УГ при СМ БССР по общепринятой методике. Контроль приближенных количественных спектральных анализов осуществлялся методом шифровки образцов в той же лаборатории, а также в лаборатории ВСЕГЕИ.

Все результаты спектральных анализов систематизировались по возрастному и петрографическому признакам, а затем подвергались математической обработке одним из статистических методов — методом медианы и квартилей. За геохимический фон принята медиана (Me) — средняя величина в ряду значений параметра, расположенных в порядке их возрастания.

Если обозначить через  $n$  — объем выборки,  $n_j$  — частность разряда, содержащего медиану,  $N_j$  — накопленную частность разряда, содержащего медиану,  $h$  — величину интервала,  $N_{Me}$  — порядковое число анализа (или любого другого параметра), отвечающего по величине медиане, а  $x_j$  — срединное значение разряда, содержащего медиану, то

$$N_{Me} = \frac{N_j}{2}; \quad Me = x_j + \frac{n + n_j - 2N_j}{2n_j} \cdot h.$$

Однако среднее медианное значение гораздо легче и быстрее определяется графически. При обработке спектральных анализов были составлены таблицы накопленных частостей. В верхней горизонтальной графе таблицы были проставлены интервалы содержания элемента в процентах в порядке их возрастания, во второй — количество проб во всех интервалах содержания, в третьей — накопленные частости, получающиеся путем суммирования числа проб в определенном интервале содержания, с количеством проб, имеющих меньшие содержания элемента, и, наконец, в четвертой — накопленные частости, выраженные в процентах при условии, что общее количество проб в выборке равно 100%.

На основании табличных данных на монологарифмической бумаге построены графики накопленных частот, причем по вертикальной оси откладывались в линейном масштабе их значения, а по горизонтальной — содержания элементов в логарифмическом масштабе. Последний применялся благодаря тому, что он более компактный и в лабораториях спектрограммы интерпретируются по эталонам, составленным именно в логарифмическом масштабе (Бордон, Николаев, 1966). Из точки ординаты, отвечающей 50% накопленной частоте, восстанавливался перпендикуляр до пересечения с кумулятивной кривой, откуда опускался перпендикуляр на ось абсцисс. В точке пересечения считывалась величина медианы. Другими словами, медиана соответствует 50% накопленной частоте (50%-ному квантилю). При оценке ширины распределения с графика снимались значения содержаний для 25%-ного ( $Q_1$ ) и 75%-ного ( $Q_3$ ) квантилей и по формулам, заимствованным из работы Б.Л. Юн и Ю.М. Гурвича (1964), определялись средние квадратические отклонения нижней ( $\sigma_n$ ) и верхней ( $\sigma_v$ ) ветвей распределения:

$$\sigma_n = \frac{3}{2} (Me - Q_1);$$

$$\sigma_v = \frac{3}{2} (Q_3 - Me).$$

При таком определении среднего квадратического отклонения автоматически исключается зависимость вариации от закона распределения.

Полученные описанным методом величины  $Me, Q_1, Q_3$  и другие вносились в специальный журнал отдельно для каждой породы и химического элемента. Для определения границ нормального геохимического поля (НП) использованы также метод медианы и квантилей и правило "трех сигм". Обозначив верхний предел  $НП_v$ , а нижний  $НП_n$ , получим

$$НП_v = Me + 3\sigma_v;$$

$$НП_n = Me - 3\sigma_n.$$

Однако критерий  $3\sigma$  (3S,  $\sigma^3$ ) применяют обычно для вычлечения в качестве геохимических аномалий только одиночных, изолированных точек с повышенным содержанием элемента (Инструкция, 1964). Уже при двух коррелирующих точках ( $m$ ) за аномальное значение следует приближенно принимать:

$$НП_v \geq Me + 2\sigma_v, \text{ а при } m = 9 \text{ } НП_v \geq Me + \sigma_v.$$

Практика показывает (Инструкция, 1965), что следует ограничивать прогрессивное снижение величины  $НП_v$  (и соответственно  $НП_n$ ) уровнем одной сигмы (или  $S$ ) при значениях  $m > 9$ , так как вероятность появления повышенных фоновых содержаний элемента по мере приближения к  $НП_v$  стремится к 50% и признак коррелируемости содержаний, лишь немного превышающих  $НП_v$ , теряет свою определенность. В связи с этим границы нормального поля определялись автором по формулам:

$$НП_v = Me + \sigma_v = Me + 1,5 (Q_3 - Me);$$

$$НП_n = Me - \sigma_n = Me - 1,5 (Me - Q_1).$$

## Характеристика распределения микроэлементов

Химический элемент	П а р а м е т р ы								Количество образцов
	Me	Q <sub>1</sub>	Q <sub>3</sub>	Ш <sub>в</sub>	АН <sub>5</sub>	АН <sub>6</sub>	з	v	
М и г м а т и т ы									
Никель	0,0021	0,001	0,0026	0,003	0,004	0,005	0,0008	0,4	158
Кобальт	0,0021	0	0,0025	0,003	0,004	0,0045	0,0006	0,3	166
Ванадий	0,076	0,006	0,008	0,0082	0,009	0,01	0,0006	0,08	168
Марганец	0,07	0,026	0,92	0,103	0,158	0,202	0,033	0,47	175
Титан	0,28	0,22	0,44	0,52	0,92	1,24	0,24	0,85	166
Свинец	0,0021	0	0,0027	0,003	0,0045	0,006	0,0009	0,42	165
Цирконий	0,024	0,016	0,036	0,042	0,072	0,096	0,018	0,75	166
Медь	0,0006	0	0,00096	0,00114	0,002	0,00276	0,00054	0,9	166
Бериллий	0,0001	-	0,0002	0,00025	0,0005	0,0007	0,00015	1,5	167
Иттербий	0,00013	0	0,00027	0,00034	0,0007	0,00037	0,00021	1,5	166
Лантан	0,01	-	-	-	-	-	-	-	165
Иттрий	0,003	-	-	-	-	-	-	-	164
Стронций	0,01	0	0,014	0,016	0,026	0,034	0,006	0,6	165
Галлий	0,00026	0,00022	0,0005	0,0006	0,0012	0,0017	0,00036	1,4	166
Барий	0,054	0	0,068	0,075	0,11	0,138	0,021	0,4	168
Д и о р и т ы о с н и ц к и е									
Никель	0,0026	0,002	0,0074	0,0098	0,022	0,0314	0,0072	2,7	44
Кобальт	0,003	0,0023	0,0046	0,0054	0,0094	0,0126	0,0034	0,8	44
Ванадий	0,05	0,034	0,072	0,083	0,135	0,182	0,033	0,66	44
Марганец	0,09	0,064	0,13	0,15	0,25	0,33	0,06	0,66	45
Медь	0,0036	0,0025	0,005	0,0057	0,0092	0,012	0,0021	0,6	44
Бериллий	0,0001	-	-	-	-	-	-	-	44
Лантан	0,006	0,0033	0,015	0,02	0,042	0,06	0,014	0,3	44
Титан	0,8	0,72	0,9	0,95	1,2	1,4	0,15	0,18	44
Д и а б а з р о г о в о о б м а н к о в ы й									
Никель	0,0014	0	0,0022	0,0026	0,0046	0,0062	0,0012	0,85	29
Кобальт	0,0024	0,002	0,0028	0,003	0,004	0,0048	0,0006	0,25	29
Ванадий	0,0086	0,007	0,0094	0,0098	0,0118	0,015	0,0012	0,14	29
Марганец	0,03	0,024	0,038	0,042	0,062	0,094	0,012	0,4	29
Титан	0,49	0,4	0,74	0,87	1,49	1,99	0,38	0,78	29
Хром	0,0018	0	0,0032	0,0039	0,0074	0,0102	0,0021	1,16	29
Цирконий	0,004	0,002	0,0084	0,0106	0,0216	0,0304	0,0066	1,65	29
Медь	0,00037	0,0003	0,00075	0,00094	0,0019	0,00265	0,00057	1,54	29
Цинк	0,0082	0	0,009	0,0094	0,0114	0,0146	0,0012	0,14	29
Бериллий	0,00014	0	0,00022	0,00026	0,00046	0,00078	0,00012	0,85	29
Галлий	0,00026	0,0002	0,00038	0,00044	0,00074	0,00098	0,00012	0,46	29
Скандий	0,003								29
Стронций	0,013	0	0,047	0,064	0,149	0,217	0,051	3,9	29
Барий	0,042	0,032	0,058	0,066	0,106	0,138	0,024	0,57	29
Д и о р и т									
Никель	0,002	0	0,003	0,0035	0,006	0,008	0,0015	0,75	227
Кобальт	0,0022	0,001	0,0027	0,0028	0,0058	0,0082	0,0008	0,36	228
Ванадий	0,009	0,0072	0,016	0,019	0,037	0,051	0,1	0,1	228

Химический элемент	П а р а м е т р ы								Количество образцов
	Me	Q <sub>1</sub>	Q <sub>3</sub>	Ш <sub>В</sub>	АН <sub>5</sub>	АН <sub>6</sub>	S	V	
Марганец	0,056	0,038	0,076	0,086	0,136	0,176	0,03	0,53	229
Титан	0,65	0,41	0,89	1,01	1,61	2,0	0,36	0,55	229
Цирконий	0,014	0,0092	0,024	0,029	0,054	0,074	0,015	1,07	229
Медь	0,00033	0,00024	0,0006	0,00073	0,0014	0,00195	0,0074	1,2	232
Бериллий	0,00016	0,0001	0,00025	0,0003	0,0005	0,0007	0,00014	0,87	229
Галлий	0,00026	0,00022	0,0004	0,00047	0,0008	0,0011	0,00021	0,8	228
Стронций	0,048	0,026	0,078	0,093	0,168	0,228	0,045	0,93	226
Барий	0,052	0,03	0,076	0,088	0,148	0,196	0,036	0,69	228
Г р а н о д и о р и т - г р а н и т о с н и ц к и й									
Никель	0,001	0	0,0022	0,0028	0,0058	0,0082	0,0016	1,6	396
Кобальт	0,001	0	0,0023	0,003	0,0062	0,0088	0,002	2	397
Ванадий	0,003	0,0023	0,007	0,009	0,019	0,027	0,006	2	400
Марганец	0,054	0,04	0,072	0,081	0,126	0,162	0,027	0,5	403
Титан	0,28	0,12	0,5	0,61	1,16	1,6	0,33	1,17	395
Хром	0,001	0	0,0025	0,0032	0,007	0,01	0,0022	2,2	395
Свинец	0,0016	0,0001	0,0025	0,003	0,0052	0,007	0,0014	0,87	397
Цирконий	0,01	0,0088	0,018	0,022	0,042	0,064	0,012	1,2	414
Медь	0,0003	0,00024	0,00048	0,00057	0,001	0,0014	0,00027	0,9	393
Лантан	0,01	-	-	-	-	-	-	-	390
Иттербий	0,0001	-	-	-	-	-	-	-	392
Бериллий	0,00015	0	0,0003	0,00037	0,00075	0,001	0,00022	1,46	397
Галлий	0,00025	0,00021	0,00031	0,0004	0,00065	0,00085	0,00009	0,36	394
Стронций	0,04	0,02	0,056	0,064	0,104	0,136	0,024	0,6	394
Барий	0,068	0,043	0,084	0,092	0,132	0,168	0,024	0,35	393
Г р а н и т о с н и ц к и й (Г л у ш к о в и ч и)									
Никель	0,0016	0	0,0024	0,0028	0,0048	0,0064	0,0012	0,75	52
Кобальт	0,001	0	0,0022	0,0028	0,0058	0,0082	0,0018	1,8	52
Ванадий	0,0084	0,0055	0,013	0,0153	0,0268	0,036	0,0069	0,82	53
Марганец	0,026	0,013	0,06	0,077	0,162	0,23	0,051	2	53
Титан	0,7	0,3	0,96	1,09	1,74	2,26	0,39	0,56	53
Свинец	0,001	0	0,0024	0,0031	0,0066	0,0094	0,0021	2,1	53
Цирконий	0,044	0,024	0,08	0,098	0,188	0,26	0,054	1,2	53
Медь	0,00094	0,00076	0,0018	0,0022	0,0044	0,0061	0,00129	1,37	53
Галлий	0,0074	0,002	0,0094	0,0104	0,0154	0,0194	0,003	0,4	53
Л а м п р о ф и р									
Никель	0,001	-	-	-	-	-	-	-	9
Кобальт	0,001	-	-	-	-	-	-	-	9
Ванадий	0,005	-	-	-	-	-	-	-	9
Марганец	0,041	0,032	0,047	0,05	0,065	0,077	0,009	0,22	9
Титан	0,43	0,4	0,47	0,49	0,59	0,67	0,0	0,14	9
Цирконий	0,004	0	0,006	0,007	0,012	0,016	0,003	0,75	9
Медь	0,0003	0	0,00034	0,00039	0,00054	0,00066	0,00006	0,2	9
Цинк	0,02	-	-	-	-	-	-	-	9
Бериллий	0,00026	0,00022	0,0003	0,00032	0,00042	0,0005	0,00006	0,23	9
Галлий	0,0003	-	-	-	-	-	-	-	9
Стронций	0,0044	0,0033	0,005	0,0053	0,0068	0,8	0,0009	0,2	9
Барий	0,0042	0	0,0046	0,0048	0,0058	0,0066	0,0006	0,14	9
Свинец	0,0021	0	0,0027	0,003	0,0045	0,0057	0,0009	0,43	9

Химический элемент	П а р а м е т р ы								Количество образцов
	Me	Q <sub>1</sub>	Q <sub>3</sub>	HP <sub>B</sub>	AN <sub>5</sub>	AN <sub>6</sub>	S	V	
А п л и т									
Марганец	0,03	-	-	-	-	-	-	-	10
Титан	0,14	0,11	0,17	0,185	0,26	0,32	0,045	0,32	10
Свинец	0,0023	0,002	0,0033	0,0038	0,0068	0,0083	0,0015	0,65	10
Цирконий	0,01	-	-	-	-	-	-	-	10
Медь	0,00026	0,00022	0,00033	0,00036	0,00054	0,00067	0,0001	0,37	10
Лантан	0,01	-	-	-	-	-	-	-	10
Иттрий	0,003	-	-	-	-	-	-	-	10
Галлий	0,0001	0	0,00018	0,00022	0,00042	0,00048	0,00012	1,2	10
Бериллий	0,0002	0	0,00054	0,00071	0,00156	0,00214	0,00051	2,55	10
Олово	0	-	-	-	-	-	-	-	10
Барий	0,03	0	0,036	0,039	0,054	0,066	0,009	0,3	10
Ортогидроокисленный трахиандезитовый порфир									
Ванадий	0,0017	0,00092	0,0025	0,0029	0,0041	0,0065	0,0012	0,7	50
Марганец	0,04	0,03	0,05	0,055	0,08	0,1	0,015	0,37	50
Титан	0,35	0	0,4	0,425	0,55	0,65	0,075	0,21	50
Свинец	0,0016	0,001	0,0024	0,0028	0,004	0,0064	0,0012	0,75	50
Цирконий	0,03	0,021	0,044	0,051	0,086	0,114	0,021	0,7	50
Медь	0,0003	0,00014	0,00064	0,00081	0,00166	0,00234	0,00051	1,7	50
Цинк	0,0065	0,0052	0,0083	0,0092	0,0131	0,0173	0,0027	0,41	50
Иттербий	0,00021	0,00014	0,00027	0,0003	0,00045	0,0007	0,00009	0,43	50
Иттрий	0,0026	0,0022	0,0034	0,0038	0,0058	0,0074	0,0012	0,46	51
Бериллий	0,00035	0,0002	0,00045	0,0005	0,00075	0,00095	0,00015	0,43	50
Галлий	0,00036	0,0002	0,00058	0,0007	0,00124	0,00178	0,00033	0,91	50
Олово	0,0003	0	0,0006	0,00075	0,0015	0,0021	0,00045	1,5	50
Стронций	0,025	0,013	0,039	0,046	0,0081	0,109	0,021	0,84	50
Барий	0,17	0,1	0,23	0,26	0,41	0,53	0,09	0,53	50
Фенгит-хлоритовый сланец									
Ванадий	0,0016	0	0,003	0,0037	0,0072	0,01	0,0021	1,1	32
Марганец	0,047	0,02	0,055	0,059	0,079	0,095	0,012	0,25	32
Титан	0,3	0,2	0,48	0,57	0,84	0,38	0,27	0,9	32
Свинец	0,0027	0,0022	0,0039	0,0045	0,0075	0,0099	0,0018	0,66	32
Цирконий	0,019	0,011	0,0330	0,04	0,075	1,03	0,021	1,1	32
Медь	0,00031	0,00017	0,00044	0,00051	0,00083	0,00109	0,0002	0,64	32
Иттербий	0,00017	0	0,00024	0,00027	0,00045	0,00059	0,0001	1,7	32
Бериллий	0,00037	0,00024	0,00064	0,00077	0,00145	0,00199	0,0004	1,0	32
Галлий	0,00023	0,00014	0,00029	0,00032	0,00047	0,00059	0,00009	0,4	32
Стронций	0,022	0,0078	0,044	0,055	1,1	1,54	0,033	1,5	32
Барий	0,092	0,05	0,19	0,239	0,484	0,68	0,147	1,6	32
Очковый сланец									
Ванадий	0,0082	0,0054	0,0094	0,01	0,013	0,0154	0,0018	0,22	38
Марганец	0,027	0,021	0,037	0,42	0,067	0,087	0,015	0,55	38
Свинец	0,0011	-	0,0021	0,0026	0,005	0,007	0,0015	1,3	38
Цирконий	0,0094	0,0082	0,014	0,0163	0,028	0,038	0,0069	0,72	38
Титан	0,33	-	0,43	0,48	0,73	0,93	0,15	0,45	38
Медь	0,00021	-	0,00026	0,0003	0,0004	0,0005	0,00008	0,4	38
Кварц-серпентиновый сланец									
Никель	0,0006	0,0001	0,0016	0,002	0,0046	0,0065	0,0015	2,5	210
Ванадий	0,0014	0,00044	0,0027	0,0037	0,0066	0,0092	0,002	1,4	207
Марганец	0,008	0,004	0,01	0,011	0,016	0,02	0,003	0,37	205

Химический элемент	П а р а м е т р ы								Количество образцов
	Me	Q <sub>4</sub>	Q <sub>3</sub>	НП <sub>В</sub>	АН <sub>5</sub>	АН <sub>6</sub>	S	V	
Титан	0,088	0,82	0,2	0,256	0,536	0,76	0,168	1,9	205
Хром	0,001	0,0001	0,0027	0,0036	0,0078	0,0113	0,0026	2,6	206
Свинец	0,001	-	0,0023	0,003	0,0062	0,0088	0,002	2	205
Цирконий	0,0088	0,0038	0,016	0,0196	0,0376	0,052	0,0108	1,2	206
Цинк	0,001	0	0,0032	0,0037	0,0082	0,0118	0,0033	3,3	205
Иттербий	0,0001	0	0,0005	0,0007	0,0017	0,0025	0,0006	6	206
Иттрий	0,00033	0	0,0026	0,0037	0,0094	0,01395	0,0034	10,3	205
Лантан	0,0002	0	0,0003	0,00035	0,0006	0,0008	0,00015	0,75	206
К в а р ц и т									
Ванадий	0,001	0	0,00165	0,002	0,0036	0,0049	0,00098	0,98	42
Марганец	0,009	0,0058	0,023	0,037	0,085	0,123	0,014	1,5	42
Титан	0,077	0,039	0,133	0,917	0,301	0,413	0,084	1,09	42
Цирконий	0,0094	0,0079	0,014	0,0784	0,028	0,037	0,0069	0,73	42
Медь	0,00024	0	0,00029	0,00032	0,00044	0,00054	0,00008	0,33	42
Барий	0,028	0	0,045	0,054	0,096	0,13	0,01	0,35	42
Г р а н и т и з и р о в а н н ы й с л а н е ц									
Ванадий	0,00092	0,00035	0,0022	0,0028	0,005	0,0077	0,00192	2,1	266
Марганец	0,022	0,0088	0,046	0,058	0,118	0,166	0,036	1,6	262
Титан	0,18	0,084	0,27	0,32	0,54	0,72	0,14	0,77	264
Свинец	0,0021	0	0,0028	0,003	0,005	0,006	0,0012	0,6	264
Цирконий	0,0094	0,0076	0,022	0,028	0,06	0,085	0,0189	2	265
Медь	0,00026	0,00021	0,0006	0,0008	0,0016	0,0023	0,00051	2	264
Цинк	0,003	0	0,0086	0,0114	0,0254	0,0366	0,0084	2,8	264
Иттербий	0,0002	0	0,0006	0,0008	0,0018	0,0026	0,0006	3	264
Иттрий	0,00027	0	0,0045	0,0066	0,0173	0,0256	0,00634	23,5	264
Бериллий	0,0002	0	0,00038	0,00047	0,0009	0,00128	0,00027	1,35	263
Галлий	0,00024	0,0001	0,00028	0,0003	0,0004	0,0005	0,00006	0,25	264
Стронций	0,01	0	0,015	0,018	0,03	0,04	0,008	0,8	264
Барий	0,01	0	0,08	0,115	0,29	0,43	0,1	10	264
Г р а н и т ж и т к о в и ч с к и й									
Марганец	0,0092	0,006	0,024	0,0314	0,0684	0,094	0,0222	2,4	734
Титан	0,09	0,05	0,17	0,21	0,41	0,57	0,12	1,3	733
Свинец	0,0021	0,001	0,0029	0,0033	0,0053	0,0069	0,0012	0,6	734
Цирконий	0,015	0,0068	0,025	0,03	0,055	0,075	0,015	1	734
Нисбий	0,0026	0	0,0046	0,0056	0,0106	0,0146	0,003	1,1	732
Медь	0,00023	0,0001	0,0003	0,00043	0,00051	0,00065	0,0001	0,43	731
Цинк	0,0045	0	0,0087	0,0108	0,0213	0,0297	0,0063	1,4	728
Лантан	0,01								728
Иттербий	0,0006	0,00024	0,0011	0,0014	0,0026	0,0036	0,0008	1,3	733
Иттрий	0,005	0,003	0,0078	0,0092	0,0162	0,0213	0,0042	0,84	733
Бериллий	0,00036	0,0001	0,00092	0,0012	0,0026	0,00272	0,00084	2,3	733
Галлий	0,00026	0,00021	0,0005	0,00062	0,00122	0,0017	0,00036	1,38	732
Олово	0,00088	0,00016	0,0012	0,00136	0,00216	0,0028	0,00048	0,54	733
Ф е л ь з и т									
Никель	0,0001	0	0,0011	0,0015	0,0037	0,0055	0,0014	1,4	38

Химический элемент	П а р а м е т р ы								Количество образцов
	Me	Q <sub>1</sub>	Q <sub>3</sub>	Ш <sub>В</sub>	АН <sub>5</sub>	АН <sub>6</sub>	z	v	
Бериллий	0,00020	0	0,00084	0,00	0,00258	0,00374	0,00087	3,3	38
Галлий	0,00025	0,0001	0,00057	0,00073	0,00153	0,0022	0,00048	1,8	38
Олово	0,0006	0	0,0016	0,0021	0,0046	0,0066	0,0015	2,5	38
Ванадий	0,0001	0	0,0003	0,0004	0,0009	0,0013	0,0003	3,0	38
Марганец	0,0048	0,0018	0,0084	0,0102	0,0192	0,0269	0,0054	1,1	38
Титан	0,0086	0,046	0,12	0,137	0,242	0,29	0,051	1,1	38
Хром	0,0005	0	0,0012	0,0015	0,0038	0,0047	0,001	2,0	38
Свинец	0,0016	0	0,0026	0,003	0,0046	0,0076	0,0015	0,9	38
Цирконий	0,005	0,0002	0,0088	0,0107	0,0202	0,0278	0,0057	1,14	38
Ниобий	0,0032	0	0,0042	0,0037	0,0072	0,0092	0,0015	0,5	38
Цинк	0,005	0,0078	0,0086	0,0104	0,0199	0,0266	0,0054	1,08	38
Лантан	0,01	-	-	-	-	-	-	-	38
Иттербий	0,00044	0,0001	0,0012	0,00158	0,00348	0,005	0,00114	7,5	38
Иттрий	0,0032	0	0,0052	0,0062	0,0112	0,0164	0,003	0,9	38
Д и а б а з ж и т к о в и ч е с к и й п и р о к с е н о в ы й									
Никель	0,009	0,0076	0,011	0,0166	0,019	0,021	0,003	0,33	22
Кобальт	0,003	0,0024	0,0034	0,0039	0,0064	0,0086	0,0006	0,2	22
Ванадий	0,0029	0,0024	0,0039	0,0044	0,0069	0,0089	0,0015	0,5	22
Марганец	0,041	0,033	0,054	0,0605	0,093	0,119	0,024	0,6	22
Титан	0,86	0,52	0,68	0,95	1,4	1,76	0,27	0,4	2,2
С и е н и т									
Хром	0,0049	0	0,008	0,00955	0,0173	0,0235	0,0046	0,9	22
Медь	0,00045	0,0003	0,00088	0,001095	0,00217	0,00303	0,00056	1,2	23
Бериллий	0,00034	0,00025	0,00046	0,00052	0,00082	0,00106	0,00018	0,53	23
Галлий	0,00035	0	0,00046	0,000515	0,00079	0,00101	0,00016	0,5	23
Барий	0,078	0,039	0,102	0,114	0,174	0,222	0,036	0,46	-
Цирконий	0,009	0,0058	0,0155	0,0165	0,269	0,399	0,0098	1,1	23
С и е н и т									
Марганец	0,0084	0,0037	0,0094	0,0104	0,0154	0,0194	0,003	0,4	89
Титан	0,081	0,0031	0,1	0,11	0,157	0,195	0,03	0,37	89
Свинец	0,0016	0,001	0,0025	0,003	0,0052	0,007	0,0014	0,87	89
Цирконий	0,0086	0,0054	0,01	0,0107	0,0142	0,017	0,0021	0,24	89
Ниобий	0,0032	0	0,0044	0,005	0,008	0,0104	0,0018	0,56	89
Медь	0,0003	0	0,00056	0,00069	0,00134	0,00186	0,0004	1,3	89
Цинк	0,0046	0,003	0,0094	0,0118	0,0238	0,0334	0,0072	1,5	89
Иттербий	0,00088	0,00024	0,0012	0,00136	0,00216	0,0028	0,00048	0,54	89
Иттрий	0,0052	0,0032	0,0076	0,0088	0,0148	0,0196	0,0036	0,7	88
Бериллий	0,00027	0	0,00145	0,00204	0,00499	0,00735	0,00177	6,5	89
Г р а н и т п ы т ь и с т ы й									
Ванадий	0,001	0	0,0018	0,0022	0,0034	0,0058	0,0012	1,2	106
Марганец	0,025	0,015	0,037	0,043	0,073	0,097	0,018	0,72	120
Титан	0,26	0,16	0,42	0,5	0,9	1,22	0,24	0,92	120
Свинец	0,0016	0	0,0024	0,0028	0,0048	0,0064	0,0012	0,75	120
Цирконий	0,027	0,02	0,047	0,057	0,107	0,139	0,03	1,1	119
Медь	0,00024	0,00017	0,00028	0,0003	0,0004	0,00048	0,00006	0,25	120
Иттербий	0,00023	0,00014	0,00029	0,00032	0,00047	0,0006	0,00009	0,4	120

Продолжение табл. 33

Химический элемент	П а р а м е т р ы								Количество образцов
	Me <sub>n</sub>	Q <sub>1</sub>	Q <sub>3</sub>	HP <sub>B</sub>	AN <sub>5</sub>	AN <sub>6</sub>	S	V	
Иттрий	0,0034	0	0,0046	0,0052	0,0082	0,0106	0,0018	0,52	119
Бериллий	0,00027	0,00021	0,00041	0,00048	0,00083	0,00112	0,00021	0,77	117
Галлий	0,00021	0	0,00027	0,0003	0,00045	0,00057	0,00009	0,43	118
Стронций	0,013	0	0,019	0,024	0,037	0,05	0,009	0,7	119
Барий	0,082	0,7	0,094	0,11	0,13	0,154	0,018	0,22	119
И г р а н и т									
Ванадий	0,00044	0	0,00096	0,0012	0,0025	0,00366	0,00078	1,7	209
Марганец	0,0088	0,0042	0,022	0,0286	0,0616	0,088	0,0198	2,2	207
Титан	0,11	0,08	0,22	0,27	0,55	0,77	0,16	1,45	209
Свинец	0,0019	0	0,003	0,0035	0,0063	0,0085	0,0016	0,84	210
Цирконий	0,0082	0,0044	0,01	0,0109	0,0154	0,019	0,0027	0,33	210
Мель	0,00024	0	0,0003	0,00033	0,0005	0,0009	0,00009	0,37	210
Цинк	0,004	0	0,0086	0,0109	0,0224	0,0276	0,0072	1,8	210
Иттербий	0,00033	0	0,00097	0,0013	0,0022	0,0042	0,00096	3	210
Иттрий	0,0032	0,0003	0,0062	0,0077	0,015	0,021	0,0045	1,4	208
Бериллий	0,00026	0	0,0009	0,0012	0,0028	0,0041	0,00096	3,6	210
Галлий	0,00021	0	0,00028	0,0003	0,0005	0,0005	0,00012	0,6	210
Слово	0,0003	0	0,00074	0,00096	0,002	0,0029	0,00066	2,2	210

Для расчета нижних аномальных значений использована формула

$$AB_{\tau} = Me + K(Q_{\tau} - Me),$$

где  $K$  — коэффициент, величина которого зависит от характера решаемых задач, числа наблюдений в ряду распределения, принятого уровня значимости и т.д.

При определении аномальных содержаний нами использованы сокращенные формулы:

$$AB_{\frac{5}{5}} = Me + 4(Q_{\frac{5}{5}} - Me) \text{ (при уровне значимости } 0,05);$$

$$AB_{\frac{2}{2}} = Me + 6(Q_{\frac{2}{2}} - Me) \text{ (при уровне значимости } 0,02).$$

Кроме среднемедианных содержаний ( $Me$ ) для 15 равновесностей пород и аномальных концентраций при разных уровнях значимости авторами вычислены также среднеквадратичные отклонения ( $S$ ), коэффициенты вариации ( $v$ ), коэффициенты встречаемости элементов ( $K_B$ ) и некоторые другие статистики.

На основе статистической обработки результатов определений абсолютного возраста образцов кристаллических пород, взятых из фундамента на юге Белоруссии, на Белорусском массиве и Украинском кристаллическом щите, была построена гистограмма распределения величин абсолютного возраста пород. На ней выделяются два максимума, соответствующие 1500 млн. лет (интервал 1200—1800 млн. лет) и более 1900—2000 млн. лет. Это говорит, вероятно, о существовании как на Украинском щите и его отрогах (Микашевичско-Житковичский выступ, участки Засинь, Глушковичи), так и на Белорусском массиве двух стадий тектогенеза соответствующего возраста. Наличие этих стадий позволяет уверенно выделить, в частности на юге Белоруссии, две крупные геохимические формации: наиболее древнюю — мигматитовую ( $Ar$ ) и более молодую — диабаз-андезит-дипаритовую ( $Fr_{1-2}$ ). Выделение формаций подтверждается не только геохимическими, но, как уже было показано в предыдущих разделах, также минералогическими, петрографическими и другими исследованиями.

Мигматитовая геохимическая формация от диабаз-андезит-дипаритовой отличается сравнительно пониженными фоновыми содержаниями титана, стронция, галлия, иттербия, бериллия и отсутствием (ниже порога чувствительности анализа) цинка, скандия, ниобия, олова (рис. 13). Среднемедианные содержания таких элементов, как барий, марганец, цирконий, ванадий, галлий, иттрий, хром, свинец, никель, кобальт и медь, в породах мигматитовой формации встречены в несколько больших концентрациях (табл. 33, 34).

По сравнению с кларками литосферы (Виноградов, 1962) мигматиты несколько обогащены цирконием, лантаном, иттрием, кобальтом, свинцом, никелем и иттербием. Содержание остальных элементов в наиболее древней геохимической формации ниже кларковых. В диабаз-андезит-ди-

Т а б л и ц а 34

Среднемедианные содержания химических элементов в архейской и протерозойской формациях в сравнении с кларками литосферы (по А.П.Виноградову, 1962)

Химический элемент	Формация		Кларки литосферы
	протерозойская	архейская	
Ni	0,0021	0,0011	0,00058
Co	0,0021	0,0008	0,0018
V	0,0076	0,0057	0,009
Mn	0,07	0,0317	0,1
Ti	0,28	0,3453	0,45
Pb	0,0021	0,0013	0,0016
Zr	0,024	0,0128	0,017
Cu	0,0006	0,00052	0,0047
Be	0,0001	0,00021	0,00038
Sn	0	0,00016	0,00025
Zn	0	0,00399	0,0083
Cr	0,003	0,00079	0,0083
Yb	0,00013	0,00024	0,000033
La	0,01	0,002	0,0029
Y	0,003	0,0019	0,0029
Sr	0,01	0,015	0,034
Ga	0,00026	0,0007	0,0019
Sc	0	0,0007	0,001
B	0,054	0,0404	0,065
Nb	0	0,00029	

паритовой формации выше кларковых средне-медийные содержания только у никеля и иттербия. Если расположить элементы по степени уменьшения их фоновых содержаний в породе, то для мигматитов получим следующий геохимический ряд подвижности элементов: титан — марганец — барий — цирконий — стронций (лантан) — ванадий — хром (иттрий) — никель (кобальт, свинец) — медь — галлий — иттербий — бериллий; ниже порога чувствительности содержания у скандия, церия, олова, цинка. Этот ряд отличен от такового для различных пород диабаз-андезит-дипаритовой формации (титан — барий — марганец — стронций — цирконий — ванадий — цинк — лантан — иттрий — свинец — никель — кобальт — хром — скандий (галлий) — медь — ниобий — бериллий — иттербий — олово) (табл. 35). Во-первых, в геохимическом ряду подвижности для диабаз-андезит-дипаритовой формации у всех элементов (стопроцентная встречаемость); во-вторых, происходит перемещение элементов: значительно дальше в ряду отодвигаются хром, никель, кобальт, свинец, медь, а бериллий и галлий, наоборот, придвигаются ближе к началу ряда. Встречаемость элементов в мигматитовой формации ниже и равна 84% (табл. 36).

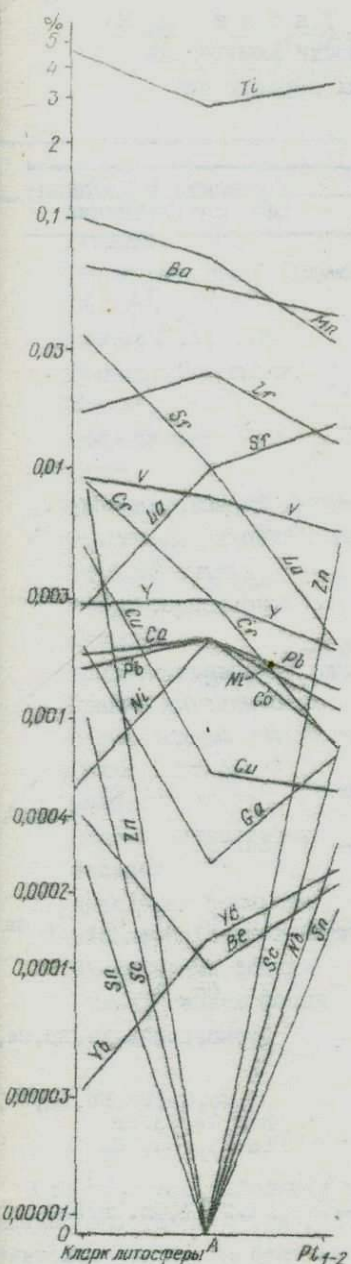


Рис. 12. Сравнительные содержания химических элементов в магматитовой (А) и диабаз-андезит-дипаритовой (Р ) формациях

Геохимические ряды подвижности химических  
элементов в кристаллических породах юга  
БССР

Название породы	Геохимические ряды	Элементы с "нулевыми" содержаниями
Мигматит	Ti→Mn→Ba→Zr→Sr(La)→V→Cr(Y)→ Ni(Co, Pb)→Cu→Ga→Yb→Be	Sc, Ce, Sn, Zn
Диорит (Глушковичи)	Ti→Mn→V→La→Cu→Co→Ni→Be	Yb, Zr, Pb, Cr
Диабаз роговобманковый	Ti→Ba→Mn→Sv→V→Zr→Zn→Se→Co→ Cu→Ni→Cr→Ga→Be	
Диорит (Миканевичи)	Ti→Mn→Ba→Sr→Zr→V→Co→Ni→Cu→ Ga→Be→Ib	Cr, Pb, Zn, La, V, Sc
Гранодиорит гранит осницкий	Ti→Ba→Mn→Sr→Zr(Za)→V→Pb→ Ni(Co, Cr)→Cu→La→Be→Ib	Sc, Zn
Гранит осницкий (Глушковичи)	Ti→Zr→Mn→V→La→I→Ni→Yb(Pb, Co)→ Cu→Be	Ba, Cr
Лампрофир	Ti→Mn→Zn→V→Sr→Ba→Zr→Pb→Ni→ (Co)→Ga→Cu→Be	Y, Yb
Амлит	Ti→Ba(Mn)→Zr→La→Y→Pb→Co→Be→ Ga	Ni, V, Ib, Sn
Ороговикованный трахиандезитовый порфир	Ti→Ba→Mn→Zr→Sr→Zn→V→Pb→Ga→ Be→Cu(Sn)→Y→Yb	Za, Ni
Фенгит-хлоритовый сланец	Ti→Ba→Mn→Sr→Zr→Pb→V→Be→Cu→ Ga→Yb	Zn, Ga, Ni, Co, Y, Sn
Очковый сланец	Ti→Mn→Zr→V→Pb→Cu	Ni, Co, Zn
Кварц-серицито- вый сланец	Ti→Zr→Sr→V→Cr(Pb, Zn)→Ni→Y→ La→Yb	Co, Mo, Nb, Ga, Be, Sn, Ce, Sr, Ba
Кварцит	Ti→Ba→Zr→Mn→V→Cu	Ni, Co, Cr, Pb, Nb, La, Yb, Y, Be, Ga, Sn, Sr
Гранитизирован- ный сланец	Ti→Mn→Ba(Sr)→Zr→Zn→V→Y→Cu Ga Be	La, Si, Ni, Co
Литковичский гранит	Ti→Zr→La→Mn→Y→Zn→Nb→Pb→Sn→ Yb→Se→Ga→Cu	Ni, Co, V, Cr, Sr, Ba
Петалгоидный гранит	Ti→Mn→Sr→Zn→Y→Pb→Y→Yb→Sn→ Be→Cu→Ga	Cr, Ni, Mo, Nb, Ga, Ce, Ba
Гранит пятнистый	Ti→Ba→Zr→Mn→Sr→Y→Pb→V→Be→Cu→ Yb→Ga	Sn, Ga
Сиенит	Ti→Zr→Mn→Y→Zn→Ib→Yb→Pb→Cu→Be	Cr, Ni, V, Ga, Sn, Ce
Диобаз литковичский	Ti→Ba→Mn→Zr(Ni)→Cr→V→Cu→ Ga→Be	Sr, Sc, Y, Yb, Co, Zr
Фельзит	Ti→La→Zn(Zr)→Mn→Y(Nb)→Pb→Sn→ Cr→Yb→Be→Ga→V(Ni)	Co, Cu

Т а б л и ц а 36

Коэффициенты встречаемости суммы микроэлементов в  
кристаллических породах юга Белоруссии

П о р о д а	$K_p, \%$
Мигматит	84
Диорит осницкий (Глушковичи)	67
Диабаз	100
Диорит	67
Гранодиорит-гранит	88
Гранит	86
Микродиорит	87
Аплит	71
Ороговикоганный трахиандезитовый порфир	88
Фенгит-хлоритовый сланец	65
Очковый сланец	67
Кварц-серицитовый сланец	65
Кварцит	41
Гранитизированный сланец	76
Гранит житковичский	68
Негматодный гранит	75
Гранит пятнистый	75
Сенит	67
Диабаз житковичский	64
Фельзит	88
Архейская формация	84
Диабаз-андезит-дипаритовая формация	100
Интрузивная фация	100
Вулканогеяная фация	94
Жильная фация	88

Относительно небольшие величины средних квадратических отклонений (см. табл. 33, рис. 13, 14) говорят о сравнительно слабой активности геохимических процессов в архее во время формирования мигматитовой формации. Интенсивнее участвовали в них из всех изученных элементов, вероятно, титан, цирконий, марганец и барий.

чи стандарты более высоки (от 0,018 до 0,24).

В некоторой степени судить о математическом законе распределения элементов позволяет коэффициент вариации ( $v$ ). Если согласиться с положением, что лишь при достаточно малых (менее 15%) коэффициентах вариации распределение химических элементов в горных породах определяется нормальным законом, а в случае больших значе-

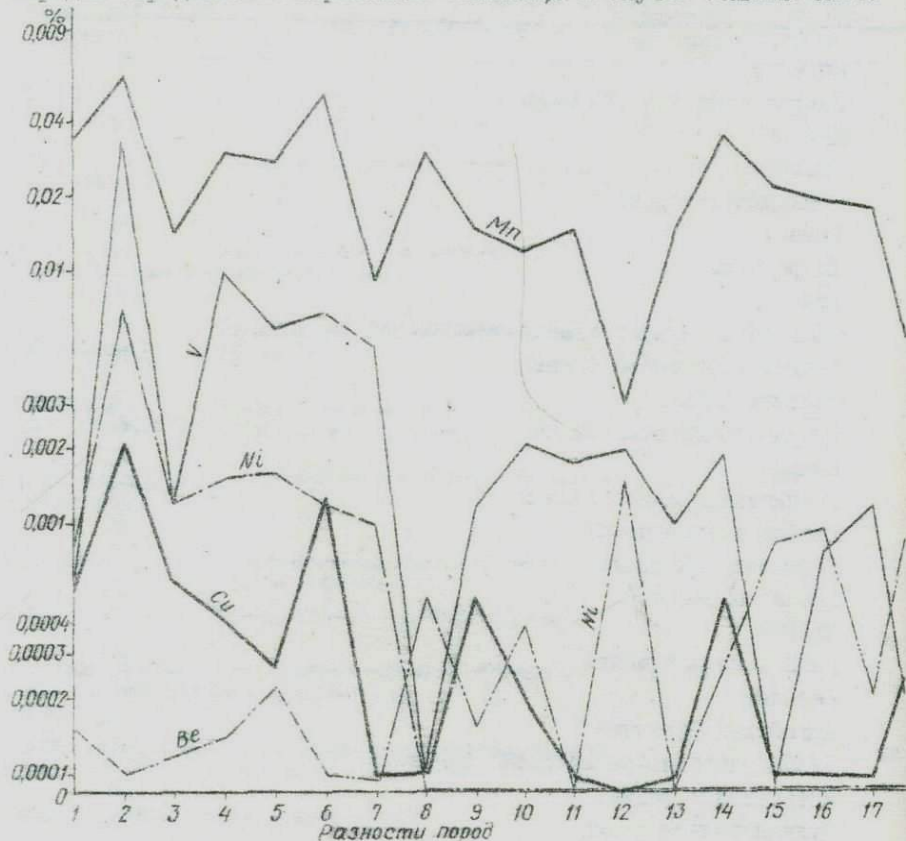


Рис. 13. Изменение среднего квадратического отклонения: Mn, V, Ni, Cu, Be

ний ( $v = 15-30\%$  и более) оно приобретает характер положительной асимметрии и подчиняется логарифмически нормальному закону распределения (Аренс, 1965), то можно считать, что в мигматитах подавляющее большинство элементов распределено логнормально (за исключением ванадия, рис. 15, 16).

Допуская, что уменьшение коэффициента вариации при прочих равных условиях (Толстой, Остафийчук, 1962) свидетельствует о значительной роли рассеяния в распределении данного элемента, а его увеличение — о роли концентрации, получаем: в мигматитах наибольшую склонность к концентрации из всех рассмотренных нами элемен-

тов проявляют иттербий, бериллий, галлий, медь; склонны к рассеянию ванадий, кобальт, олово, цинк, хром.

Диабаз-андезит-лапаритовая формация, по данным петрографическим, минералогическим и геохимическим исследований, объединяет три

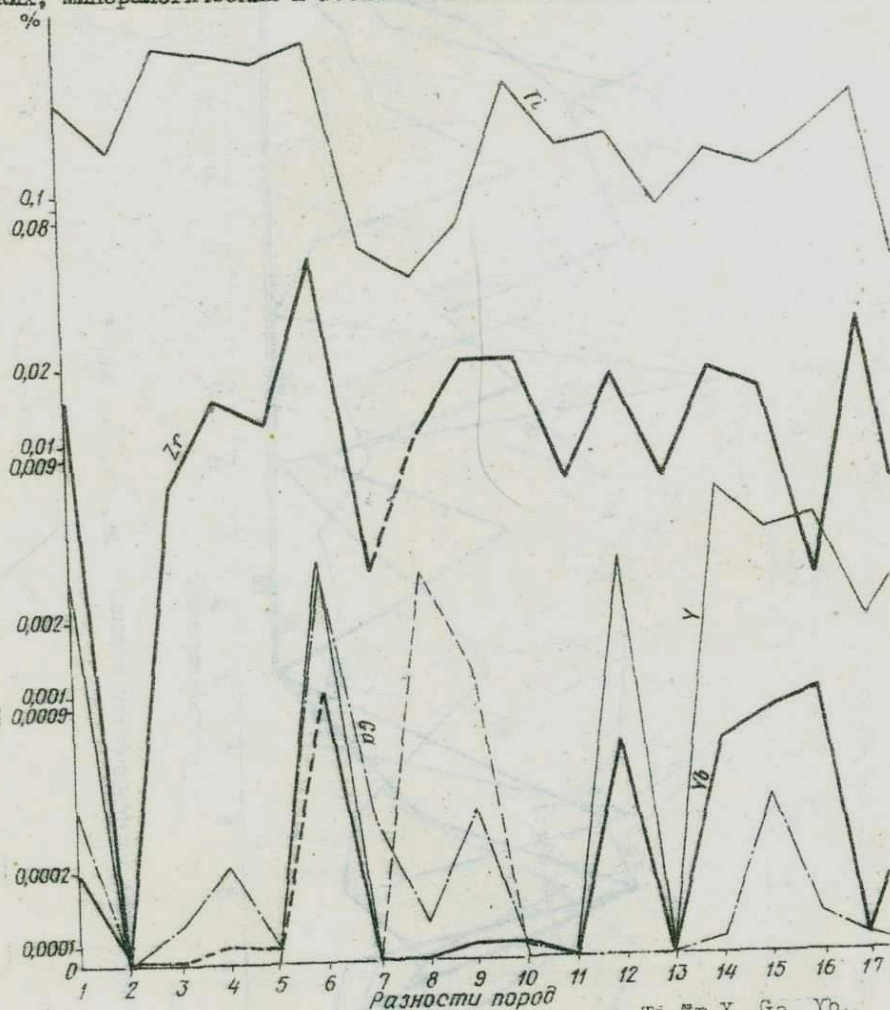


Рис. 14. Изменение среднего квадратического отклонения Tl, Zr, Y, Ga, Yb. Фации — интрузивную, эффузивную и жильную. Среднемедианные содержания химических элементов в них приведены в табл. 37.

Интрузивная фация, к которой нами отнесены ультраосновные породы, основные диабазы, диориты, гранодиориты, граниты и другие породы, от вулканогенной отличается большими содержаниями никеля, ванадия, марганца, меди, лантана, стронция, титана, галлия, скандия. Среднемедианные концентрации кобальта, хрома, свинца, бериллия, иттрия и циркония, наоборот, повышены в породах вулканоген-

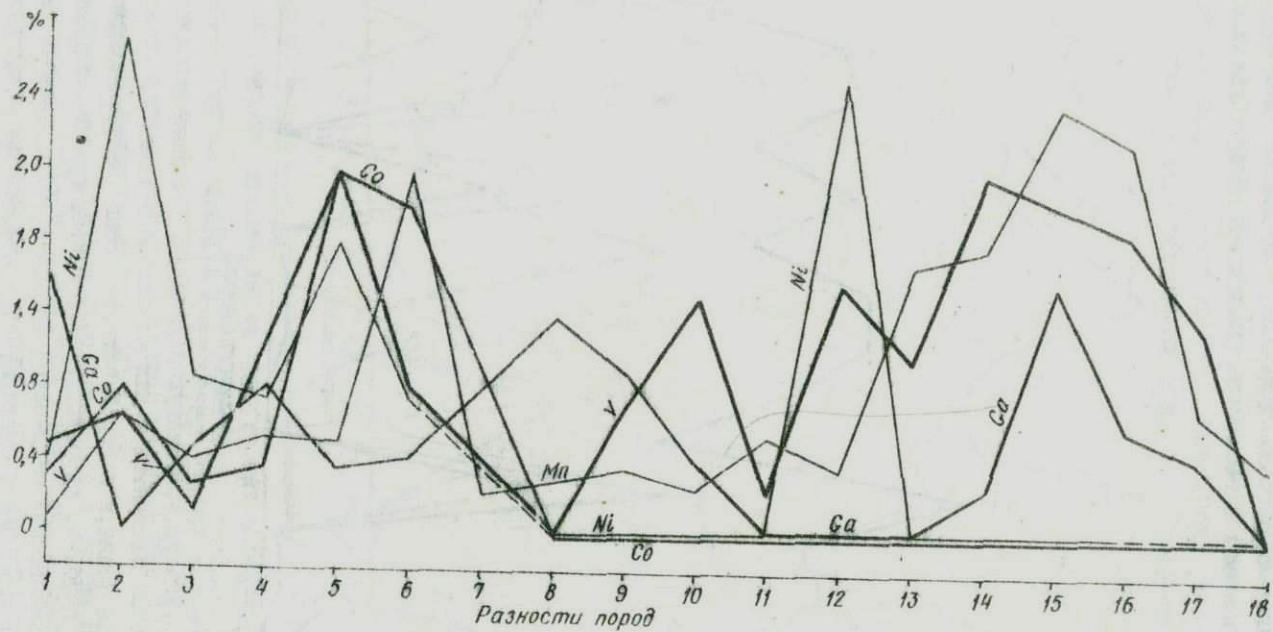


Рис. 15. Изменение коэффициентов вариации Ni, Co, Ga, Mn, V.

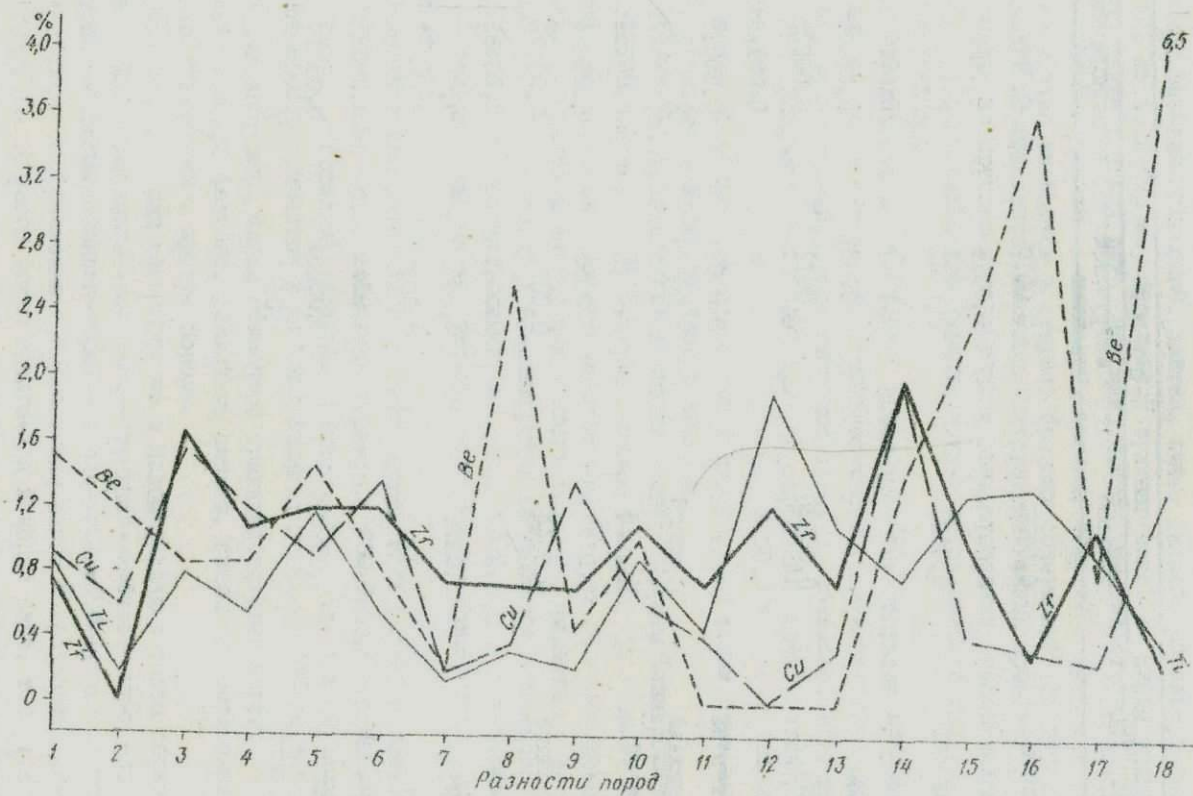


Рис. 16. Изменение коэффициентов вариации Be, Cu, Zr, Ti.

Т а б л и ц а 37

Сравнительное содержание химических элементов  
в различных фациях, %

Химический элемент	Ф а ц и я		
	жильная	интрузивная	вулканогенная
Никель	0,0005	0,0017	0,0008
Кобальт	0,001	0,0019	0,0038
Ванадий	0,0025	0,0158	0,001605
Марганец	0,035	0,0512	0,02077
Хром	-	0,00056	0,00091
Медь	0,00028	0,0011	0,00025
Свинец	0,0022	0,0008	0,00144
Иттербий	0	0,0003	0,00029
Бериллий	0,00023	0,00013	0,00024
Иттрий	0,0015	0,0015	0,00211
Лантан	0,01	0,0053	0,00224
Стронций	0,0044	0,033	0,00876
Титан	0,265	0,584	0,23433
Барий	0,0171	0,0405	0,04
Цинк	0,01	0,0027	0,0026
Цирконий	0,007	0,0144	0,03233
Галлий	0,0002	0,00204	0,00019
Скандий	-	0,001	0

ной фации. Содержания цинка, бария, иттербия не зависят от принадлежности пород к определенной фации (см. табл. 33).

В геохимическом ряду подвижности элементов в интрузивных породах на первом месте стоит титан, затем следуют: марганец, барий, стронций, ванадий, цирконий, лантан, цинк, галлий, кобальт, никель, иттрий, медь, иттербий, бериллий. В вулканогенной же фации отодвигаются ближе к концу ряда, марганец, иттрий, ванадий, стронций, лантан, галлий, скандий. А цирконий, свинец, бериллий, цинк и иттербий несколько смешаются в сторону больших содержаний (см. табл. 35).

Анализ коэффициентов вариации интрузивной фации произведен раздельно для конкретных пород. Средние квадратические отклонения могут быть использованы для характеристики интенсивности геохимических процессов.

По глубинности в этой фации выделяются две подфации — гипабиссальная и глубинная. По петрографическим, минералогическим и геохимическим данным, породы гипабиссальной и, возможно, глубинной подфаций являлись исходными при формировании метасоматических гранитоидов.

В целом встречаемость элементов в интрузивной фации составляет 100%, снижаясь в вулканогенной и жильной.

Жильная фация, объединяющая аплиты и микродиориты (лампрофиры), по геохимическому ряду микроэлементов (см. рис. 13 и табл. 35), отличается несколько меньшим набором элементов и перемещением отдельных элементов к началу или концу ряда. По сравнению с интрузивной фацией в аплитах и микродиоритах наблюдаются повышенные содержания только лантана, цинка, свинца и бериллия, а с вулканогенной — большие содержания титана, марганца, лантана, цинка, свинца и никеля.

Склонны к концентрации в аплитах бериллий и галлий. В лампрофирах подавляющее число элементов стремится к рассеянию (барий, стронций, галлий, бериллий, иттрий, цинк, медь, титан и марганец). Встречаемость элементов в жильной фации составляет 88% (см. табл. 36).

К вулканогенной фации относятся трахиандезитовый порфир, жито-вичский диабаз, фельзит, различные сланцы, кварциты, метасоматические гранитоиды и другие породы.

Геохимический ряд элементов ее в целом выглядит таким образом: титан—барий—цирконий—марганец—стронций—кобальт—цинк—лантан (иттрий)—ванадий—свинец—хром—никель—иттербий—медь (бериллий)—галлий. По сравнению с аналогичным рядом подвижности элементов интрузивных пород резко сдвигаются к концу ряда, т.е. в сторону уменьшения содержаний, галлий, ванадий, иттрий, в несколько меньшей степени марганец, стронций, лантан, скандий. Наоборот, иттербий, свинец, бериллий и цинк перемещаются ближе к началу ряда.

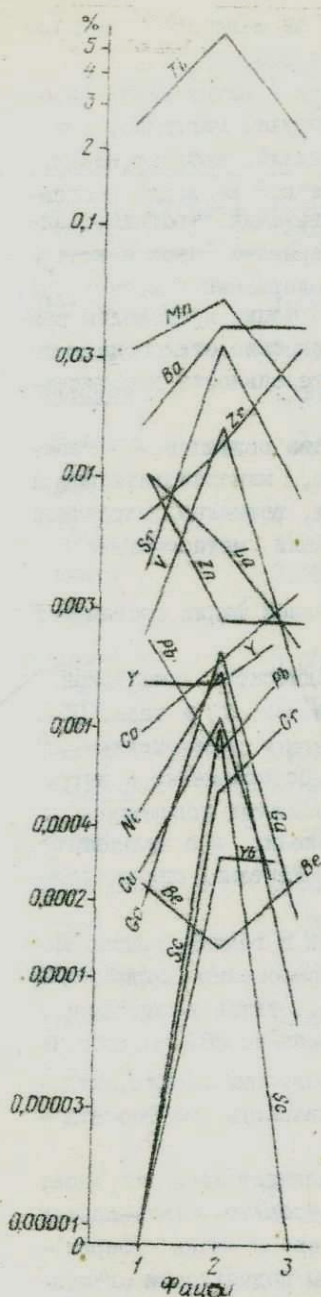


Рис. 17. Сравнительные содержания химических элементов в жильной (1) интрузивной (2) и вулканогенной (3) фациях

Из графика сравнительных содержания химических элементов (рис. 17) и таблицы средних концентраций (см. табл. 33) видно, что в вулканогенной фации уменьшаются по сравнению с интрузивными породами содержания большинства элементов: титана, марганца, стронция, ванадия, лантана, цинка, галлия, никеля, меди, скандия, иттербия, но зато увеличивается концентрация таких ценных элементов, как иттрий, бериллий, цирконий, кобальт, свинец, хром. Неизменными остаются лишь содержания бария.

В вулканогенной фации можно выделить три генетически связанные группы пород: 1) собственно вулканиды, являющиеся исходными, 2) вторично измененные породы, образовавшиеся в процессе поствулканической гидротермальной деятельности и 3) метасоматические гранитоиды. Геохимические ряды всех пород этих групп приведены на рис. 12.

Большой практический интерес представляет изучение элементного состава пород в геохимических процессах при гранитизации, причем по геохимическим особенностям пород можно судить о их происхождении. Так, в процессе гранитизации из фенгит-хлоритовых сланцев могли образоваться, по данным минералогических и петрографических исследований, пятнистые граниты или очковые сланцы. Хотя более по встречаемости химических элементов к фенгит-хлоритовым сланцам стоят очковые сланцы ( $K_2$  соответственно 65 и 67%, а в пятнистых гранитах — 75%), набор элементов и их геохимические ряды подвижности говорят о том, что, по-видимому, из фенгит-хлоритовых сланцев шло образование пятнистых гранитов, причем процесс сопровождался увеличением встречаемости химических элементов, при этом цирко-

ния, иттрия, иттербия, выносом меди, ванадия, марганца, титана, стронция при неизменном, почти одинаковом содержании хрома, бария, галлия, никеля. Преобразование фенгит-хлоритовых сланцев в пятнистые граниты происходило в условиях повышенной геохимической активности бериллия, иттрия и других элементов, о чем говорит увеличение их стандартов.

По петрографическим и минералогическим данным, метасоматические житковичские граниты образовались в результате гранитизации кислых вулканитов типа фельзитов. При геохимическом сравнении этих пород обращают на себя внимание их близкие геохимические ряды (см. рис. 12), однако встречаемость элементов в процессе гранитизации резко снижалась: в фельзитах  $K_F = 88$ , а в житковичских гранитах  $K_F = 68\%$ . Процесс преобразования породы происходил при выносе никеля, ванадия, хрома, ниобия и приносе марганца, свинца, циркония, меди, олова, иттрия, иттербия. Содержание кобальта, титана, цинка, бериллия, лантана и галлия почти не изменялось. Процесс гранитизации сопровождался активизацией геохимических процессов, о чем говорит повышение величины стандартов (средних квадратических отклонений) у многих элементов (марганца, циркония, иттрия, ниобия и др.). Из пород вулканогенной фации, судя по величине коэффициентов вариации, большую склонность к концентрации, чем к рассеянию, проявляют: в ороговикованных трахиандезитовых порфирах медь, олово, галлий; фенгит-хлоритовых сланцах — ванадий, титан, цирконий, иттербий, бериллий, стронций и барий; очковых сланцах — свинец; кварц-серпентиновых сланцах — никель, ванадий, титан, свинец, цирконий, цинк, иттрий, иттербий; кварцитах — ванадий, марганец, титан; гранитизированных сланцах — ванадий, марганец, цирконий, медь, цинк, иттрий, иттербий, бериллий, барий; гранитах житковичских — марганец, титан, цирконий, ниобий, цинк, иттербий, бериллий, галлий; пегматоидных гранитах — ванадий, марганец, титан, цинк, иттербий, иттрий, бериллий, олово; в пятнистых гранитах — ванадий, титан; в сиенитах — медь, цинк, бериллий; в диабазе пророксеновом — цирконий, медь, хром; фельзитах — никель, бериллий, галлий, олово, ванадий, марганец, титан, хром, свинец, цирконий, цинк, иттербий и иттрий.

Изучение аномальных содержаний элементов в различных кристаллических породах юга Белоруссии подтвердило склонность многих элементов к концентрации в определенных разновидностях пород.

Следует остановиться также на максимумах и минимумах содержания отдельных элементов, характерных для определенных пород. Из графиков (рис. 18, 19) видно, что максимумы титана, марганца, ванадия, кобальта, никеля, меди приурочены к осничкам диоритам Глушковичского участка; бария — ороговикованным трахиандезитовым пор-

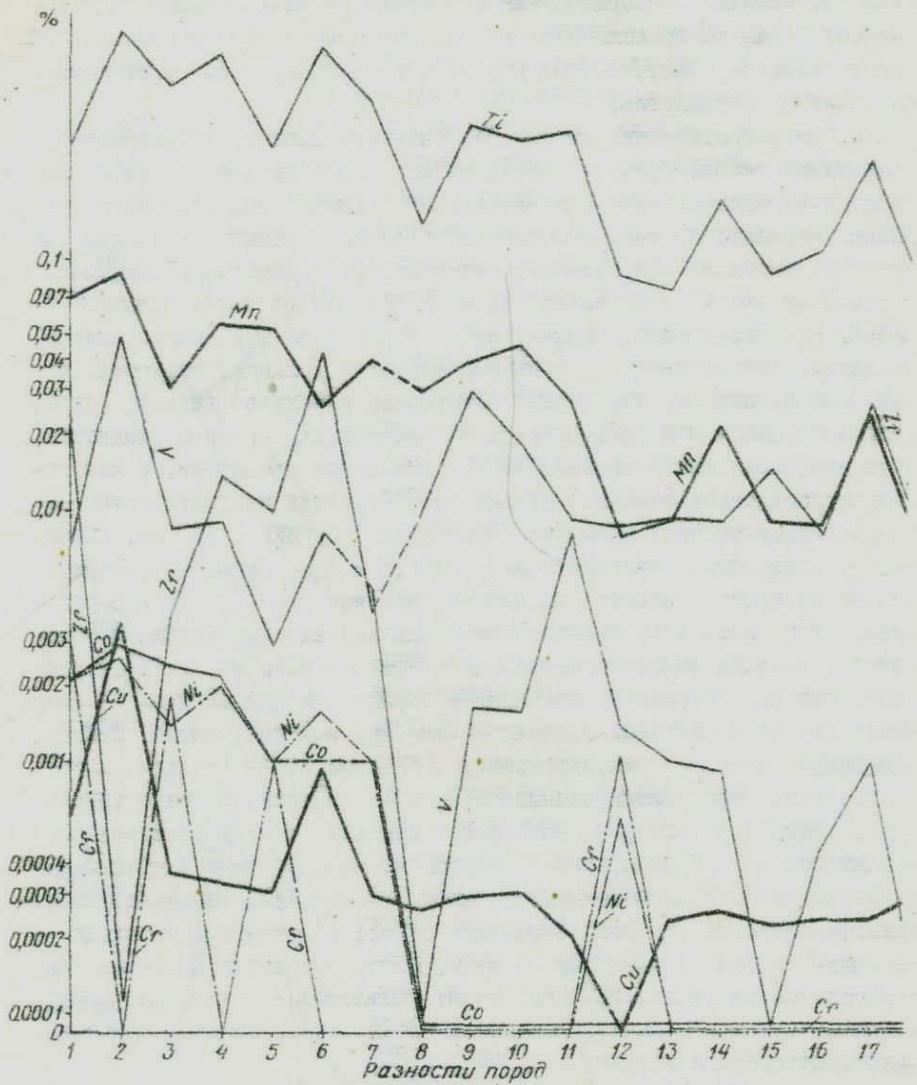


Рис. 18. Изменение среднemedианных содержаний Ti, Mn, V, Co, Ni, Cr, Cu, Cr

фирам, стронция — диоритам осницким (Житковичский участок), галлия, иттрия и иттербия — гранитам осницким, бериллия — фенгит-хлоритовым сланцам и житковичским гранитам; максимум титана характерен для кварцитов, циркония — диоритов Глушковичского участка, меди — кварц-серицитовых сланцев. Приведенные элементы являются геохимическими индикаторами соответствующих кристаллических пород юга Белоруссии.

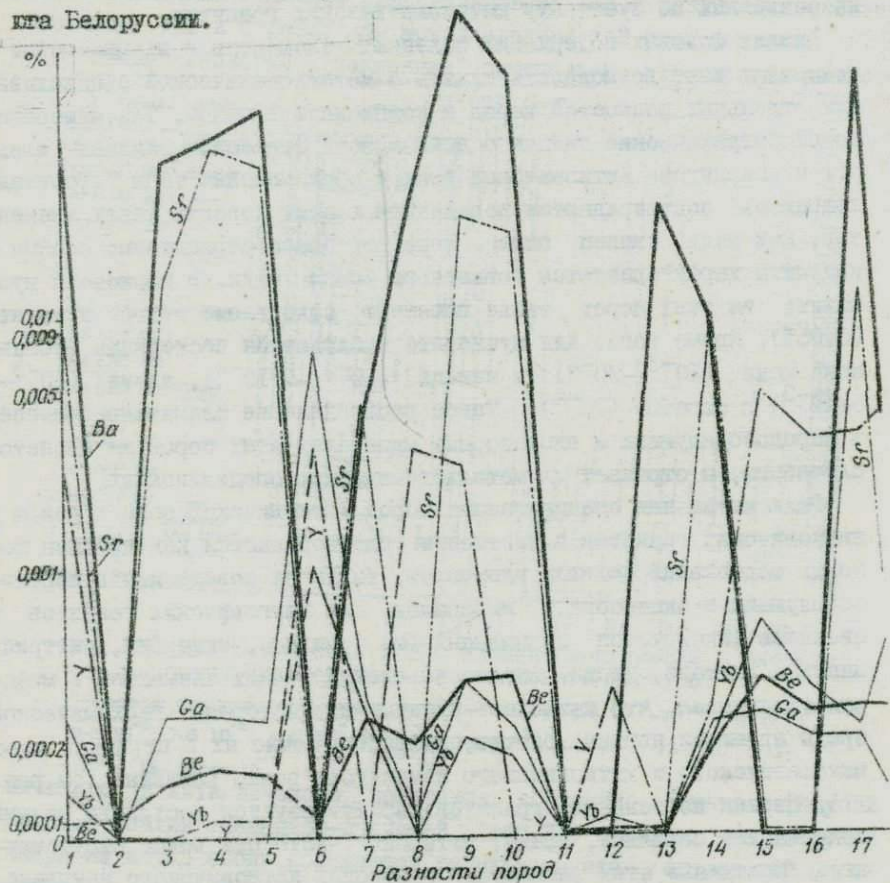


Рис. 19. Изменение среднеземляных содержаний Ba, Sr, Ca, Be, Yb, Y

Таким образом, анализ фоновых содержаний элементов и их поведение в отдельных минералах показали, что некоторые из них могут быть использованы как коррелятивные при решении вопросов генезиса метасоматических пород. К таким элементам относится прежде всего титан — малоподвижный элемент, являющийся в метасоматических гранитоидах как бы реликтовым, принадлежащим субстрату. Из анализа фоновых содержаний его в различных породах (см. табл. 33) видно, что метасоматические гранитоиды, субстратом которых были породы

кислого состава, характеризуются фоном (Me) титана намного более низким, чем его кларк по А.П.Виноградову. Метасоматические образования, развитые по более основным породам, наоборот, характеризуются несколько повышенным фоном титана (осницкий гранит:  $Me=0,28 > 0,23$  (кларк по А.П.Виноградову); ороговикованный трахиандезитовый порфир:  $Me = 0,35 > 0,23$ ). Аналогично поведение титана и в цирконах из различных по субстрату метасоматических гранитах.

Анализ фоновых содержаний полезных элементов и их поведение в минералах дает возможность судить о металлогенической специализации отдельных разновидностей пород и комплексов в целом. Так, минералогическо-петрографические данные о возможности отнесения зеленых сланцев и кварцитов Житковичской зоны к образованиям типа "вторичных кварцитов" подтверждаются поведением в этих породах таких элементов, как медь, свинец, олово, серебро. Кварц-серпентиновые сланцы и кварциты характеризуются повышенным фоном меди. В цирконе и мусковите из этих пород также повышено содержание этого элемента (0,05%). Кроме того, для мусковита наблюдается постоянная ассоциация меди ( $10^{-3} - 10^{-4}$ ) и свинца ( $10^{-3} - 10^{-2}$ ), олова ( $10^{-3} - 8 \cdot 10^{-3}$ ) и серебра ( $10^{-4}$ ). Такое распределение элементов-примесей в породообразующих и акцессорных минералах этих пород не является случайным, а отражает их металлогеническую специализацию.

Редкометалльная специализация пород Житковичской зоны в целом и житковичских гранитов в частности подтверждается как данными фоновых содержаний редких элементов, так и их поведением в породообразующих и акцессорных минералах. Для житковичских гранитов и сменитов фиксируется повышенный фон бериллия, иттербия, иттрия, ниобия, лантана, церия. Анализ поведения редких элементов в минералах показал, что наиболее чувствительными индикаторами геохимической среды являются циркон, биотит, кварц. Поведение их в цирконах пород микашевичского и житковичского комплексов резко различно (см. рис. II). Циркон из осницких гранитов характеризуется постоянно низким содержанием бериллия, урана, иттербия (часто они вовсе отсутствуют). Поведение этих элементов в породах житковичского комплекса иное. Здесь отмечаются высокие содержания бериллия, иттербия, урана. Максимумы элементов приходятся не только на житковичские граниты, но и на вулканиты, щелочные кварцевые порфиры, фенгит-хлоритовые сланцы, что свидетельствует о их тесной генетической связи. Аналогично поведение редких элементов в породообразующих минералах (биотите, мусковите, кварце) различного генезиса.

Биотит из пород микашевичского комплекса (осницкий гранит) характеризуется прежде всего очень бедным набором элементов (рис. 20).

Здесь отмечаются постоянно никель, кобальт, ванадий (ассоци-

ацля элементов более основных пород). Редкие элементы либо не фиксируются, либо находятся в очень низких содержаниях (знаки:  $10^{-4}\%$ ). В биотите из житковичских гранитов набор их резко возрастает. Здесь появляются в значительных количествах иттрий, бериллий, галлий, скандий, уран (до  $10^{-6}$ ). Резко отличная ассоциация элементов в биотите различных гранитов свидетельствует как о различном генезисе биотитов, так и о различной металлогенетической спецификации.

В главе "Геология и тектоника" отмечалось, что породы микаше-

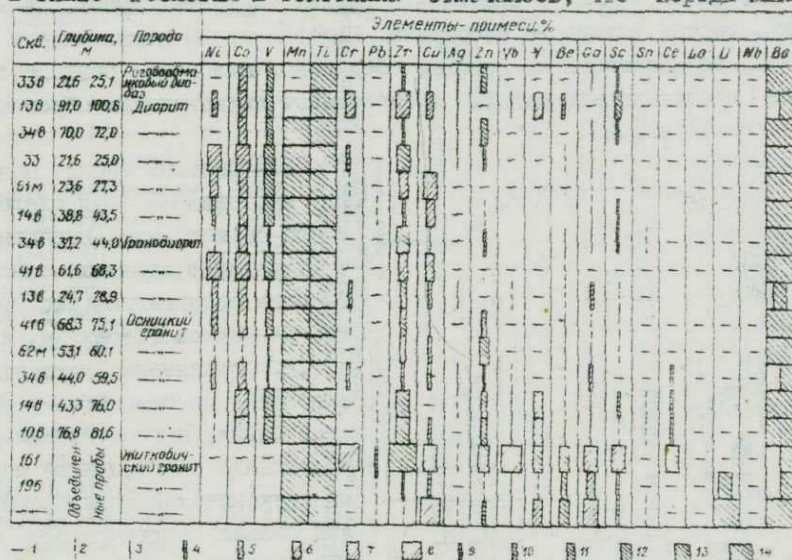


Рис. 20. Диаграмма содержания элементов-примесей в биотите пород Микашевицко-Житковичского выступа:

1-элемент отсутствует; 2-следы; 3- $10^{-4}$ ; 4- $5 \cdot 10^{-4}\%$ ; 5- $2 \cdot 10^{-3}$ ; 6- $3 \cdot 10^{-3}$ ; 7- $5 \cdot 10^{-3}$ ; 8- $8 \cdot 10^{-3}$ ; 9- $10^{-2}$ ; 10- $2 \cdot 10^{-2}$ ; 11- $3 \cdot 10^{-2}$ ; 12- $5 \cdot 10^{-2}$ ; 13- $10^{-10}$ ; 14- более  $10^{-1}$

вичского и Житковичского комплекса постоянно содержат голубой кварц. Анализ элементов-примесей (рис. 21) показал, что голубой кварц из пород обоих комплексов характеризуется одинаковой ассоциацией элементов и их близкими содержаниями: постоянно высоким — титана и низким — редких элементов, что по-видимому, отражает его первично-магматическое происхождение и, в частности, голубую окраску.

Для сравнения был проанализирован сахаровицкий гранобластовый кварц из житковичских гранитов. Поведение титана и бериллия в таком кварце оказалось совершенно противоположным: резко увеличилось содержание бериллия и уменьшилось титана. Так как происхождение гранобластового кварца, согласно петрографическим наблюдениям, связывается с поствулканической деятельностью, то очевидно, что эти же процессами объясняется и привнос редких элементов, в ча-

стности бериллия. Об этом же свидетельствует поведение элементов-примесей в полевых шпатах. Редкими элементами (бериллием, галлием, стронцием, иттрием, ниобием) обогащены полевые шпаты не только метасоматических гранитоидов жигловичского комплекса (жигловичские граниты, сиениты), но и микрогранобластовый альбит и калишпат их субстрата (фельзиты), образование которого также связано с поствулканическими процессами. При образовании метасоматических гранитоидов важную роль в накоплении редких элементов имеет, по-видимому, состав исходного субстрата. Полевые шпаты пегматоидных гранитов, образованных по породе, обедненной щелочами, резко отличаются по содержанию редких элементов от жигловичских гранитов и сиенитов (рис. 22).

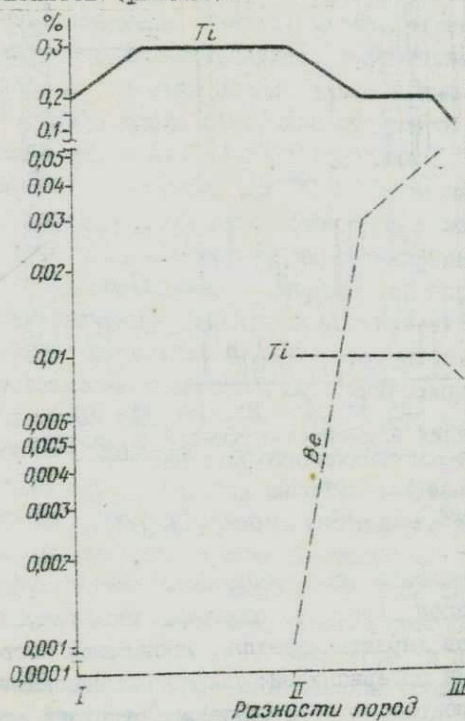


Рис. 21. Содержание титана и бериллия в голубом и бесцветном гранобластовом кварце:

I—II — основной гранит; II—III — жигловичский гранит; сплошная линия — содержание в голубом кварце; штриховая — содержание в бесцветном (гранобластовом) кварце

Спектральный анализ монофракций мусковита был сделан для кварц-серицитовых (мусковитовых) и гранитизированных сланцев. Высокие содержания (рис. 23) редких элементов (бериллия, иттрия и т.д.) показывают, что эти образования не относятся к оврачской серии, а генетически тесно связаны с остальными породами Жигловичской зоны. Кроме того, эти данные подтверждают общую редкометалльную "зараженность" Жигловичской зоны и дают основание для ее выделения в "Жигловичскую редкометалльную зону".

Резко различная ассоциация аксессуарных минералов, типоморфные признаки пироксена и геохимические особенности пород позволяют выделить в Микашевичско-Жигловичском выступе две различные по генезису группы пород: осадочную мигматитовую и магматическую, куда входят породы микашевичского и жигловичского комплексов. Наличие в микашевичском и жигловичском комплексах "связанных" минералов с одинаковыми типоморфными признаками свидетельствует о принадлежности пород обоих комплексов к единому магматическому очагу, их тесной генетической связи и возможности объединения в единую гео-

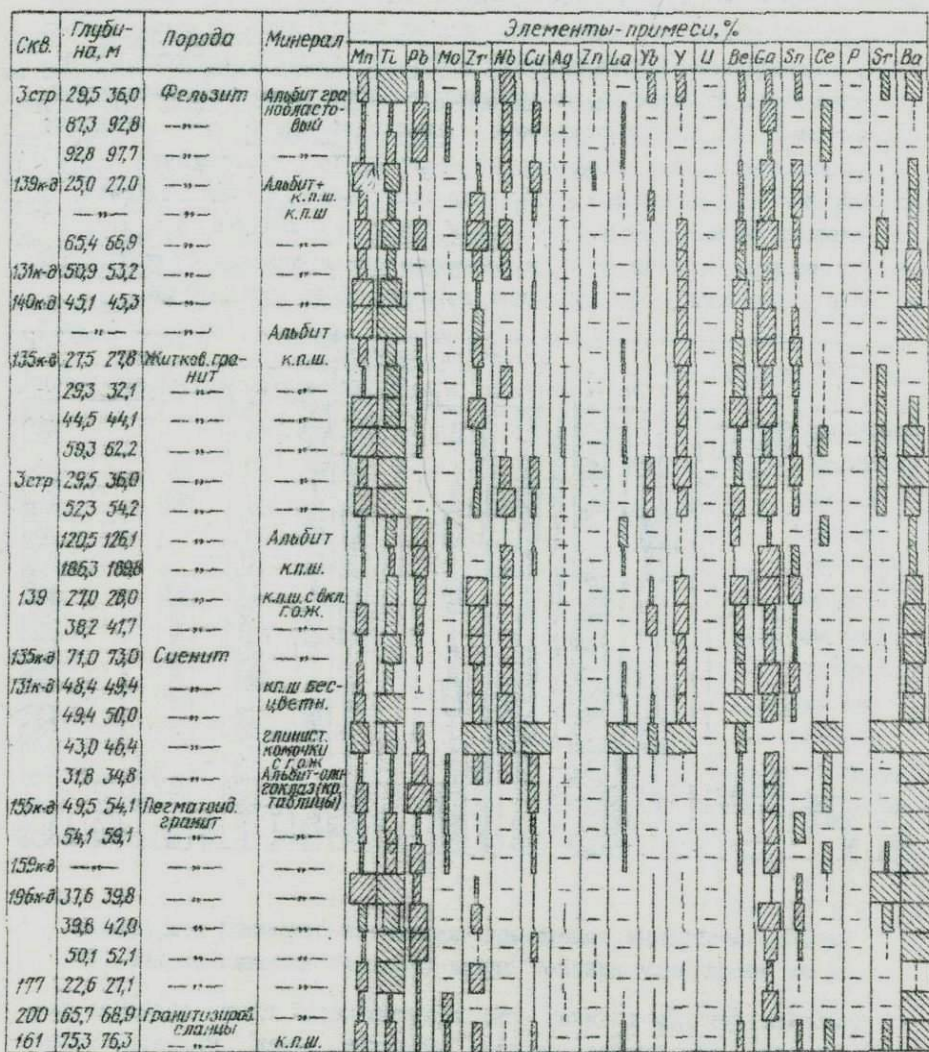


Рис. 22. Диаграмма содержания элементов-примесей в полевых шпатах пород житковичского комплекса (усл. обозначения на рис. 20)

логическую формацию.

Различные количественные соотношения "сквозных" минералов в микашевичском и житковичском комплексах, а также специфические особенности некоторых минералов (размер кристаллов циркона и апатита, шарообразная форма магнетита и т.д.) свидетельствуют о том, что каждый из комплексов характеризует собой различные фациальные (глубинные) условия формирования пород: микашевичский комплекс — субвулканитические, житковичский — вулканогенные. Наличие в обоих комплексах аксессуарных минералов метасоматического генезиса с одинаковыми типоморфными признаками (циркон II генерации, апатит II генерации и др.) говорит об одновременности процессов гранитизации, которые развивались по первичным породам обоих комплексов.

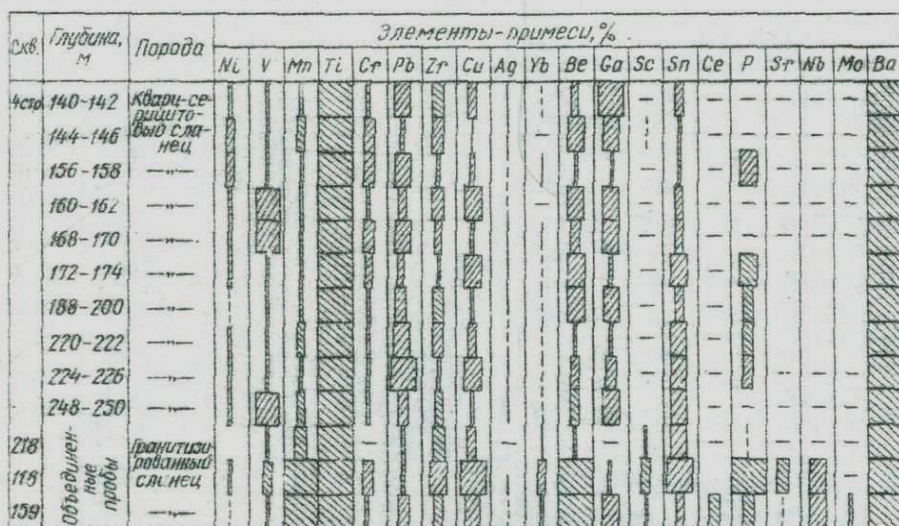


Рис.23. Диаграмма содержания элементов-примесей в мусковите из пород житковичской свиты (усл.обозначения на рис.20)

Наиболее чувствительными индикаторами геохимической среды являются такие минералы, как циркон, сиецит, мусковит, кварц, калиевый полевой шпат и альбит. Постоянно высокие содержания в них редких и радиоактивных элементов — бериллия, ниобия, урана, иттрия, иттербия и др. — в различных породах житковичского комплекса свидетельствуют о редкометалльной зараженности в целом.

Приуроченность максимальных содержаний бериллия к цирконам и полевым шпатам житковичских гранитов и сиецитов, а также находки в этих породах собственных минералов бериллия — гевтелъвина, фенакита, бертрандита и т.д. — позволяют выделять эти граниты как

редкометалльные, перспективные на бериллий и другие редкие элементы.

Постоянная ассоциация в мусковите кварц-серицитовых сланцев таких элементов, как медь, свинец, олово, серебро, и их относительно высокие (за исключением серебра) содержания дают основания рассматривать образования типа "вторичных кварцитов" как возможно перспективные на медно-колчеданное и оловянное сырье. Фоновые содержания элементов в породах и их поведение в породообразующих (биотит, мусковит, полевые шпаты, кварц) и аксессуарных минералах (циркон) могут успешно использоваться в целях реконструкции метасоматических образований. Наиболее чувствительными элементами-корреляторами являются титан, никель, кобальт и ассоциация редких элементов: бериллий, иттрия, иттербия, галлия, скандий.

Глава У  
ПЕТРОЛОГИЯ

Изложенный в предыдущих главах фактический материал по детальному комплексному изучению пород, их текстурно-структурных особенностей, различных генераций породообразующих и акцессорных минералов и поведения элементов-примесей в минералах, позволил произвести реконструкцию исходных пород, глубоко измененных гидротермальными процессами и гранитизацией. Снятие наложенных процессов помогло восстановить историю геологического развития данного района.

Наличие в архейских гнейсах и мигматитах окатанных зерен циркона, ассоциации акцессорных минералов, представленной монацитом, ксенотимом и цирконом, а также постоянное присутствие силлиманита свидетельствуют о первично-осадочном их генезисе. Таким образом, наиболее древний этап развития региона характеризуется накоплением мощной толщи песчано-глинистых отложений, превращенных под влиянием процессов регионального метаморфизма в биотит-гранатовые, биотит-силлиманитовые, биотит-ставролитовые гнейсы. Парагенетическая ассоциация плагиоклаз+гранат (альмандин)+силлиманит+ставролит указывает на то, что метаморфизм происходил в условиях амфиболитовой фации. Первично-осадочная гнейсовая толща под влиянием архейского тектогенеза была смята в круто падающие складки северо-восточного, участками северо-западного простирания. Широко проявленные в гнейсах явления гранитизации и ультраметаморфизма с образованием мигматитов, по-видимому, связаны с более поздним осницким тектогенезом. Древние гнейсы и мигматиты подверглись чрезвычайно сильной эрозии и на современной поверхности фундамента сохранились лишь в наиболее глубокой части его в виде "останцев" — блоков (см. рис. 3).

Раннепротерозойский период в геологическом развитии Микашевичско-Житковичского выступа, как и всей северо-западной части Украинского щита, характеризуется интенсивным проявлением осницкого магматизма, в результате которого образуются породы микашевичского и житковичского комплексов. В литературе осницкий, или волынский, этап вулканизма до недавнего времени характеризовался как относящийся к раннепротерозойской складчатости (Ткачук, 1948; Подовиякина, 1957; Галицкий, 1934). В последнее время, согласно унифицированной стратиграфической схеме, принятой украинскими геологами, волынский комплекс наряду с коростенским и овручским отнесен к верхнему протерозою, что отражает различие мнений по поводу геолого-структурного положения осницкого комплекса.

Многие исследователи прямо или косвенно связывают его формирование с геосинклинальным этапом развития (Хатушцева, 1967), другие — с платформенным.

Исследования показывают, что в раннем протерозое, в период консолидации преобладающей части Украинского кристаллического щита, на его северо-западной окраине, как и в пределах Микашевичско-Житковичского выступа, еще длительное время существовали геосинклинальные условия (Семененко, 1965). Об этом свидетельствует широкое развитие в нижнем протерозое Микашевичско-Житковичского выступа вулканитов. Последние сопровождаются близповерхностными интрузиями роговообманковых диабазов, даек лампрофиров и жилами аплитов. Отмечая факт пространственной связи пород микашевичского и житковичского комплексов, а также ряд признаков, таких, как территориальная близость и геологическая сопряженность комплексов, присутствие "сквозных" породообразующих (голубой кварц) и аксессуарных (циркон, магнетит, апатит, сфен, шпирит, элидот) минералов, наличие петрохимических особенностей пород, выразившихся в получении единой пары кривых (Момджи, 1965), можно считать породы обоих комплексов производными единого магматического очага (осницкого) и соответствующего проявления осницкого тектогенеза. Такому выводу не противоречат радиологические данные. Возраст пород микашевичского и житковичского комплексов, определенный калий-аргоновым методом по роговой обманке, биотиту и мусковиту (табл. 38), одинаков и колеблется от 1930 (роговообманковый диабаз) до 1640 млн. лет (кварц-мусковитовый сланец). Учитывая более позднее происхождение мусковита, можно предположить, что возраст кварц-мусковитового сланца близок к возрасту роговообманкового диабаза, возраст же наложенных процессов обоих комплексов, определенный по породе, составляет 1350—1100 млн. лет. Все это позволяет предположить, что первичные породы микашевичского и житковичского комплексов в раннем протерозое представляли единую магматическую формацию, которую можно назвать по общности магматического очага осницкой, а по составу — трахиандезит-липарит-диабазовой.

Понятие геологической (магматической) формации и ее содержание до настоящего времени не являются общепринятыми. На этот счет существуют различные мнения (Кузнецов, 1964). В данной работе авторы придерживаются определения геологической формации, предложенного Н.С. Шатским (1965) и Н.П. Херасковым (1967), согласно которому формация — это "естественные ассоциации горных пород и связанных с ними минеральных образований, отдельные члены которых в результате парагенетических отношений тесно связаны друг с другом в пространственном и возрастном отношении". Изучив трахиандезит-липарит-диабазовую формацию, объединяющую возникшие по ней метасомы —

Радиологический возраст пород кристаллического

П о р о д а	:Номер: :сква- :жины :	Метод определения	Генезис породы
Диорит	14	По породе	Первично-интрузивный
Гранодиорит	0170	- " -	- " -
Гранит осницкий	0133	- " -	- " -
	0165	- " -	- " -
	0165	- " -	- " -
Щелочной кварцевый порфир	090	- " -	Первично-эффузивный
Фельзит	012	- " -	- " -
	139	- " -	- " -
Хлорит-мусковитовый сланец	036	- " -	- " -
Очковый сланец	141	- " -	- " -
Диабаз пироксеновый	028	- " -	- " -
Очковый сланец	019	- " -	- " -
Житковичский гранит	037	- " -	- " -
	015	- " -	- " -
	028	- " -	- " -
	201	- " -	- " -
Пятнистый гранит	086	- " -	- " -
Роговообманковый диабаз	33	По роговой обманке	Первично-интрузивный
Диорит	5	- " -	- " -
	151	По олигиту	- " -
Осницкий гранит	151	- " -	- " -
Кварц-мусковитовый сланец		По мусковиту	Первично-эффузивный

Т а б л и ц а 38

фундамента юга Белоруссии (K - Ar метод)

Наложенные процессы	:Абсолютный: :возраст, :млн.лет :	Аналитик
Гранитизация	1365	Ю.М.Гармашев
- " -	1155	- " -
- " -	1290	- " -
- " -	1290	- " -
- " -	1350	П.Котляровский
Альбитизация	1250	- " -
- " -	1310	- " -
- " -	1310	- " -
- " -	1150	- " -
Окварцевание	1410	- " -
Веленокамен. изм.	960	- " -
Окварцевание, калишпатиз.	1270	- " -
Гранитизация	1210	- " -
- " -	1140	- " -
- " -	1140	- " -
- " -	1225	- " -
- " -	1290	- " -
- " -	1870	Лаборатория абсолютного возраста под руководством Э.К.Гердьяга
- " -	1740	- " -
- " -		- " -
Окварцевание		

тические гранитоиды обоих комплексов, следует отметить, что выделение метасоматических гранитоидов в самостоятельную формацию, по-видимому, не является целесообразным, так как этим затушевывается генетическая связь гранитов с их субстратом. Так, Ю.И. Половинкина (1957) считает, что "заложённые метасоматические изменения ранее образованных пород (гранитизация, грейзенизация, скарнирование и др.) даже при значительном развитии их не следует рассматривать, как формации горных пород. Их надо обозначать как геологические фации".

Разделение трахандезит-диорит-диабазовой формации по фациям произведено на основе следующих признаков: структурного положения фации, текстурно-структурных особенностей, указывающих на глубину образования пород, типоморфных особенностей и ассоциации акцессорных минералов, характера наложенных процессов и геохимических особенностей пород. В составе формации выделены интрузивная (гипабиссальная), вулканогенная и метасоматическая фации.

Вулканогенная фация, представленная вулканитами, строго приурочена к Житковичской тектонической зоне, которая служила подводным каналом для магмы при ее излиянии на поверхность. Интрузивная гипабиссальная фация была представлена крупным близповерхностным сидлом роговообманкового диабазы, а также дайками лампрофиров и жилами антитов. Метасоматическая фация объединяет метасоматические образования по породам интрузивной и суперкристалльной фаций. Сюда относятся различные по составу зеленые сланцы, кварцит и метасоматические гранитоиды: диориты, гранодиориты, оснистые граниты, житковичские, пятнистые и пегматоидные граниты, смениты, гранитизированные сланцы.

Такое разделение пород Микашевичского-Житковичского выступа отражает историю его геологического развития в нижнем протерозое, как проявление мощного "волынского" тектогенеза, обусловившего заложение Житковичской тектонической зоны и сопровождавшегося интрузивным вулканизмом. В процессе вулканической деятельности происходит излияние магмы на поверхность в пределах ослабленной Житковичской тектонической зоны и становление крупной близповерхностной интрузии, примыкающей к разлому. Судя по наличию четких контактов лампрофиров с мигматитами, становлению интрузии предшествовала дайковая фаза. Заключительным этапом интрузивной деятельности было образование жил антитов. Интенсивная вспышка вулканизма затем, по-видимому, сменялась относительным покоем, в течение которого по разломной Житковичской зоне циркулировали гидротермальные растворы, насыщенные летучими компонентами (Fe, Si, P и т.д.), что способствовало процессам раскристаллизации стекла, пропитизации, окварцеванию, альбитизации и т.д.

В зависимости от первичного состава вулканитов имели место различные поствулканические изменения. Вулканиты основного и среднего состава подверглись пропилитизации с образованием эпидот-хлоритовых, хлорит-фенитовых и хлорит-серицитовых сланцев. Вторичные продукты гидротермального изменения в этих породах представлены следующими парагенетическими ассоциациями: хлорит+эпидот+карбонат+пирит; хлорит+эпидот+пирит+серицит+кварц. Подобные парагенетические ассоциации вторичных минералов возникают также и в современных вулканических областях при процессах пропилитизации (Набоко, 1958, 1963). По-видимому, исходя из сходства конечных продуктов гидротермального изменения, можно привести аналогию и между условиями, при которых эти процессы происходили. По данным С.И. Набоко (1963), указанные парагенетические ассоциации в современных условиях возникают при воздействии слабокислых растворов, богатых углекислотой (при  $t=60-80^{\circ}$ ), на вулканиты и туфы основного и среднего состава. Вероятно, в сходных условиях происходили аналогичные процессы в нижнепротерозойский период в пределах Житковичской зоны. При воздействии гидротермальных растворов на вулканиты и туфы андезитового и более кислого состава образуется породы типа "вторичных кварцитов".

Выделение в пределах Житковичской зоны образований, близких к вторичным кварцитам, обусловлено наличием в зеленых сланцах, возникших по вулканитам и кварцитам, таких минеральных фаций, как монокварцевая, серицитовая, каолилитовая, пирофиллитовая, а также присутствием в значительных количествах высокоглиноземистых и сульфидных минералов — дистена, пирита и халькопирита. Алунитовая минеральная фация, характерная наряду с вышеперечисленными для "вторичных кварцитов" Казахстана и областей современного вулканизма (Наковник, 1964; Набоко, 1963), также, по-видимому, имеется и в пределах Житковичской зоны, однако в настоящее время еще не выявлена. Вторичные кварциты вулканически активных районов характеризуются интенсивным развитием процессов окварцевания в виде опала и криптокристаллического кварца и присутствием серы (Набоко, 1963).

Аналогичные процессы имели место, по-видимому, при образовании "вторичных кварцитов" Житковичской зоны, о чем свидетельствуют находки сохранившихся до настоящего времени напело окремелых туфов и вулканитов. Основная масса опала была перекристаллизована в гранобластовый агрегат кварца, а присутствие серы обусловило в дальнейшем пиритизацию пород на отдельных участках (скв. 061). Приуроченность наиболее интенсивной пиритизации к пористым породам подтверждается наблюдениями над гидротермальными процессами в областях современного вулканизма. По С.И. Набоко (1963), "монолитные эф-

дузивы почти не изменены или изменены слабо, а максимальной гидротермальной обработке подвергаются наиболее пористые разности". В вулканитах, основная масса которых содержала в значительном количестве щелочи (фельзиты, трахиандезитовые порфиры, щелочные кварцевые порфиры), преобладали процессы альбитизации, способствовавшие накоплению в этих породах редких элементов.

Гидротермальные растворы наряду с метаморфизмом и тектоническим фактором обусловили широкое развитие в вулканитах процессов перекристаллизации, в результате которых основная масса вулканитов различного состава приобрела микрогранобластовую структуру. В силу различного исходного состава вулканитов, к тому же до перекристаллизации уже измененного процессами пропитализации, альбитизации и окварцевания, минеральный состав перекристаллизованного агрегата не одинаков. При этом в более щелочных разностях образуется альбит-кальциатовый агрегат, а в более кислых — кварц-альбитовый, кварц-альбит-кальциатовый. Перекристаллизация основной массы вулканитов сопровождается образованием такситовых текстур и изменением химического состава, так как этот процесс представляет собой "явления роста одних агрегатов минерального вида за счет вещества других" (Тригорьев, 1956). Таким образом, в течение нижнего—среднего протерозоя под влиянием процессов метаморфизма в пределах Житковичской тектонической зоны формируется толща зеленых сланцев и кварцитов типа "вторичных кварцитов".

В среднем протерозое, по-видимому, происходит усиление тектонической активности в северо-западной части Украинского кристаллического щита. Этот период сопровождается региональной гранитизацией пород Микашевичско-Житковичского выступа. Гранитизация накладывается на все ранее образованные породы и в зависимости от их состава и структурных особенностей дает различные гранитоиды: мигматиты по первично-осадочным гнейсам; диориты, гранодиориты, осницкие граниты по роговоосмачковым диабазам; метасоматические гранитоиды житковичского комплекса по различным вулканитам. Об одновременности (в смысле геологического времени) процесса гранитизации свидетельствуют одинаковые значения радиологического возраста различных гранитоидов микашевичского и житковичского комплексов (см. табл. 38). Кроме того, петрографические наблюдения показывают, что все метасоматические граниты данного района характеризуются некоторыми общими для них особенностями, обусловленными единым механизмом процесса гранитизации. К таким особенностям относятся постепенный контакт между исходной породой и гранитом, наличие в гранитах элементов реликтовой структуры, текстуры и минерального состава субстрата.

Из микроскопических наблюдений над породами Микашевичско-Жит-

ковичского выступа следует, что наиболее важную роль на начальной стадии процесса гранитизации играют явления метаморфической дифференциации. Это установил ранее в других регионах К. Менерт (1959). Под влиянием метаморфической дифференциации происходит начальное преобразование структуры и текстуры исходной породы: обособление гнейз и прослоев лейкократового (кварц-полевошпатового) и меланократового (биотитового, биотит-роговообманкового) составов. Такая дифференциация минерального состава происходит при метасоматическом замещении цветных минералов бесцветными и росте порфиробластов полевого шпата (Судовиков, 1964). Между текстурами исходной и вновь образуемой породы наблюдается некоторая преемственность. Если исходная порода имела массивную текстуру, то вновь образуемая соответственно будет массивной (пятнистой). Примером служит ряд диабаз--диорит--гранодиорит. При сланцеватой субпараллельной структуре субстрата образуются породы с полосчатой текстурой: биотитовый гнейс--полосчатый биотитовый гнейс--мигматит. Примером начальной стадии гранитизации являются диориты и полосчатые гнейсы.

Следующий этап гранитизации характеризуется интенсивным проявлением процессов собирательной перекристаллизации, в результате которой происходит увеличение размера зерен полевого шпата и кварца за счет более мелких зерен этих же минералов. Процессы собирательной перекристаллизации и привнос вещества завершают преобразование структуры исходной породы в гранитовую.

Конечной стадией гранитизации является выравнивание химического состава к гранитовому путем калишпатизации и окварцевания. Наблюдается как бы определенная направленность процесса к образованию породы гранитного состава и структуры. Так как гранитизация обычно полностью не завершается, то метасоматические граниты содержат, как правило, реликты исходных пород: элементы структуры, реликтовые породообразующие и акцессорные минералы, элементы-примеси.

В тесной генетической связи с исходными породами находятся, вероятно, металлогенические особенности гранитов. Так, архейские мигматиты несколько обогащены монацитом, который в значительных количествах имеется в гнейсах, осницкие граниты содержат те же акцессорные минералы и элементы-примеси, что и диабазы и диориты. Субстратом житковичских гранитов и сиенитов является альбитизированные и окварцованные кислые и щелочные вулканы, характеризующиеся повышенным содержанием редких элементов. Повышенная щелочность субстрата, способствовавшая накоплению редких элементов (Набоко, 1963), обусловила, по-видимому, при гранитизации образование их собственных минералов: гентгельвина, фенакита, таиталит-колумбита, монацита и т.д. Тектонические подвижки в пределах Житковичской зо-

ны были неоднократными. По-видимому, к одному из этапов усиления тектонической деятельности приурочено образование даек широксеновых житковичских диабазов, около которых местами развита редкометальная минерализация.

Особенности метасоматических гранитов Житковичской зоны выражаются еще и в том, что гранитизация здесь происходила с участием гидротермально-пневматолитовых растворов, о чем свидетельствует постоянное присутствие флюорита во всех разновидностях житковичских гранитоидов, а также наличие нескольких генераций альбита. Как следует из микроскопических наблюдений, альбит III генерации, представленный каемками шахматного альбита наряду с лейстами в широксеновых диабазах образовался в наиболее позднюю гидротермальную стадию, после преобразования вулканита в гранит. С этим этапом связана концентрация минералов бериллия в альбитизированных диабазах.

Проявлением заключительных этапов гидротермальной деятельности является образование низкотемпературного кварца в виде отдельных кристаллов и друз, наблюдаемых в трещинах и порах всех пород житковичского комплекса. Положение Микашевичско-Житковичского выступа в общей схеме докембрия фундамента Европейской части СССР показано в табл. 39.

Т а б л и ц а 39

Схема корреляции докембрия Микашевичско-Житковичского выступа

Время главных : несогласий и : завершающих : складчатостей, млн. лет :	Тектониче- : ская эпоха :	Р е г и о н			
		Балтий- : ский : щит : комплeкс	У К Ш :	восточная : часть Во- : сточно-Ев- : ропейской : платформы	Микашевич- : ско-Житко- : вичский : выступ
1930—1600	Свеко-Фенно- : карельский	Свеко- : Фенно- : карель- : ский	Волын- : ский	Поздний : карелий : (Михай- : ловская : и Кур- : ская се- : рия)	Осишкая (тра- : хиадезит-ли- : парит-диабаз- : овая) форма- : ция
1930	Беломорская	Бело- : морс- : кий	Киро- : вогра- : дско- : жито- : мирс- : кий	Аналоги : Беломо- : рца	Мигматиты

ПРОИСХОЖДЕНИЕ РЕДКОМЕТАЛЬНОГО ГРАНИТА И СОПОСТАВЛЕНИЕ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЖИТКОВИЧСКОЙ И ПЕРЖАНСКОЙ ЗОН

Выяснение генезиса житковичских гранитов, с которыми связаны элементы-примеси редких металлов — бериллия, олова, тантала и других, — является наиболее важной задачей при изучении геологического строения Микашевичско-Житковичского выступа. Из приведенного выше фактического материала следует, что житковичские граниты и связанные с ними минерализация, являясь метасоматическими образованиями, генетически связаны с осницким магматизмом. Иное мнение было высказано Н. И. Беззородько впервые в 1929 г. Суть его сводится к тому, что эти породы принадлежат к коростенскому комплексу и связаны со становлением коростенского плутона. Позже Л. Г. Ткачук (1948), Ю. И. Половинкина (1957) показали, что пержанские граниты генетически связаны с осницким комплексом. Ниже подводится итог характерных признаков житковичских, осницких и коростенских гранитов, позволяющих показать общность житковичских гранитов с микашевичским (осницким) комплексом. К таким признакам относятся прежде всего пространственная связь житковичских и осницких гранитов, единство структурного плана (субширотное простирание), который у коростенских гранитов (как и всего плутона) резко отличен и имеет северо-западное простирание.

Коростенские граниты тесно связаны генетически и пространственно с габбро-лабрадоритами Волыни и, как правило, содержат оливин, чего не наблюдается ни в отношении житковичских гранитов, ни других типов гранитов, развитых в пределах Житковичской зоны. Сквозным для пород микашевичского (осницкого) и житковичского комплексов является голубой кварц, тогда как коростенские граниты содержат кварц черной и темно-серой окраски, что свидетельствует о различных магматических очагах исходных пород микашевичского, житковичского и коростенского комплексов. Коростенские граниты, как и ралакиви Финляндии, характеризуют собой платформенный этап развития Украинского массива, а образование пород микашевичского (осницкого) и житковичского комплексов связано с геосинклинальной стадией развития его краевой зоны. Наличие сквозных аксессуарных минералов с одинаковыми типоморфными признаками в этих комплексах позволяет считать их комагматами.

Таким образом, перечисленные особенности житковичских, коростенских и осницких гранитов позволяют более обоснованно предполагать тесную генетическую связь житковичских гранитов не с коростенским, а с осницким магматическим комплексом.

Для установления генезиса житковичских метасоматических грани-

тов важно также выяснение субстрата, по которому образовались эти породы. Наиболее распространенным является мнение о том, что субстратом житковичских (и пержанских) метасоматитов были коростенские граниты, подверженные процессам динамометаморфизма и метасоматоза. Наиболее отчетливо это высказывалось А.Я. Зингерманом и А.Б. Черняховским. Для пержанских гранитов несколько иная точка зрения была у Ю.И. Половинкиной (1957). В статье "О так называемом пержанском граните" доказывалось, что эти граниты — метасоматические, развитые по различным породам осадочного и магматического генезиса. Проведенные исследования по реконструкции метасоматических пород Житковичской зоны показали, что субстратом для житковичских гранитов служили кислые вулканиты, обогащенные щелочами фельзиты и породы типа роговикованных трахиандезитов (Бордон, 1968). Это подтверждается присутствием одинакового микрогранобластового агрегата альбита и кварца как в перекристаллизованных вулканитах, так и в житковичских гранитах. Посттектоническое образование этого агрегата как результат перекристаллизации доказывается преимущественно альбитовым составом агрегата, изометричной формой зерен с плавными контурами, нормальным погасанием гранобластового агрегата кварца, возникающего при повторных процессах перекристаллизации. Такой вывод не отрицает наличия в пределах Житковичской зоны мощных тектонических движений, приведших к проявлениям дислокационного метаморфизма, а, наоборот, предполагает его. Доказательством этого является интенсивная трещиноватость, особенно характерная для пород субстрата. Эти явления способствовали процессам перекристаллизации основной массы вулканитов, так как трещины и поры служили путями проникновения пневматолитово-гидротермальных растворов. Конечной стадией перекристаллизации вулканитов с одновременным метасоматическим преобразованием породы явилось образование житковичских гранитов. Вулканогенное происхождение их субстрата доказывается также постепенным переходом между ними и наличием реликтовых структур и минералов вулканитов (шарообразных магнетитов и шпинели (?), сферолитов криптозернистого хлорита и т.д.). Вероятно, вулканогенным генезисом субстрата, который длительное время подвергался процессам поствулканической альбитизации и окварцевания, можно объяснить приуроченность аксессуарных элементов-примесей бериллия к житковичским гранитам и сиенитам, образовавшимся по еще более щелочной разности вулканитов.

Некоторая часть житковичских гранитов образовалась в процессе гранитизации по осадочно-вулканогенным породам и туфам.

Большое сходство в геологическом строении Микашевичско-Житковичского выступа и северо-западной части Украинского щита отмечалось многими исследователями (Махлин, 1952 и др.). Последующие де-

тальные исследования (Заржицкий, Бордон, Криводубская, 1968; Бордон, Криводубская, 1970) показали, что по геологическому строению этот район наиболее близок к Суцано-Пержанской зоне северо-запада Украинского щита. Обе зоны приурочены к субширотным разломам и сложены одинаковыми комплексами пород. Наиболее древние образования кристаллического фундамента в пределах Микашевичско-Житковичского выступа и Суцано-Пержанской зоны представлены биотитовыми, биотит-ставролитовыми, биотит-гранатовыми и биотит-силлиманитовыми гнейсами и мигматитами. В состав микашевичского и осницкого комплексов входят роговообманковые диабазы, диориты, граниты с характерным для них голубым кварцем и постоянной ассоциацией акцессорных минералов из апатита, магнетита, сфена, пирита, эпидота.

В пределах собственно Житковичской и Суцано-Пержанской зон развиты метасоматические редкометальные граниты (Гурвич и др., 1965), имеющие одинаковые структурные особенности и минеральный состав (табл. 40). Наиболее характерной особенностью пержанского и житковичского гранитов является присутствие минералов редких элементов: цирколита, танталит-колумбита, ксенотима, гентгельвина, фенакита, гадолинита. Подобная ассоциация редкометальных минералов, встречающаяся не так часто, наряду с одинаковыми комплексами пород, развитыми в пределах обеих зон, свидетельствуют о сходных условиях развития этих участков земной коры. Кроме того, в обоих гранитах постоянно наблюдается присутствие таких типичных гидротермальных минералов, как флюорит, галенит, гематит и повышенные содержания акцессорных примесей бериллия и других редких элементов.

Метасоматическое происхождение житковичского и пержанского гранитов признается почти всеми исследователями. Об этом свидетельствует широкое развитие процессов калишпатизации, альбитизации, окварцевания. Большинство геологов, занимающихся изучением пержанских гранитов указывают на пространственную связь их с породами осницкого комплекса. Эта особенность характерна и для житковичских гранитов. В то же время житковичские и пержанские граниты генетически тесно связаны с зелеными сланцами и кварцитами, входящими в состав суцанской и житковичской свит.

В отличие от пород овручской серии породы суцанской свиты и житковичского комплекса образуют полосу субширотного простирания с крутым ( $75-85^{\circ}$ ) падением пород. Такое залегание не характерно для платформенных образований овручской серии.

Ниже в табл. 41, приводится краткое сравнительное описание пород суцанской свиты и зеленосланцевой толщи житковичского комплекса.

Сопоставление житковичского и пержанского  
редкометалльных гранитов

Порода :	Структура :	Породообразую- щие минералы, % :	Акцессорные минералы
Житковичский метасомати- ческий гра- нит	Бластогранитная, обусловленная присутствием микрогранобласто- вого и гранобла- стового агрегата альбита и кварца	Микроклин-микро- пертит кварц, альбит, биотит	Флюорит, цирто- лит, гентгель- вин, фенакит, гадолинит, тан- тало-ниобаты, молибденит, га- ленит, ксенотим
Пержанский метасомати- ческий гранит	Бластогранитная, со сливным квар- цем в виде гра- нобластового аг- регата. Присут- ствует альбит	Калишпат-микро- пертит, альбит, кварц, биотит	Флюорит, цирто- лит, гентгель- вин, фенакит, тантало-ниоба- ты, молибденит, галенит, вилле- мит, даналит

Т а б л и ц а 41

Сравнительная характеристика суцанской свиты  
и житковичского комплекса

Суцанская свита (по Гурвичу С.И. и др., 1965)	Житковичский комплекс (толща зеленых сланцев)
Сланцы кварц-мусковитовые, зе- леновато-светло-серые, почти белые, на контакте с кварцита- ми окварцованные	Сланцы кварц-серицитовые, кварц-мусковитовые светло- серые с зеленоватым оттен- ком до белого цвета (сахаро- видные), с постепенными переходами в кварциты, с дистеном и пиритом
Сланцы кварц-хлорит-мускови- товые, мусковит-хлоритовые с эпидотом (развитые по основным эффузивам)	Сланцы эпидот-хлоритовые, хлорит-фенгитовые, хлорит- серицитовые (по эффузивам)
Кварциты серовато-бурые с ди- стеном, розовато-серые, белые	Кварциты серовато-зеленые, розовато-серые, серовато- розовые, белые, с дистеном

А. Я. Хатунцева (1967) отмечает широкое развитие в составе сушанской свиты эффузивов и относит все породы к образованиям типа "вторичных кварцитов".

Изложенные данные минералого-петрографических исследований зеленосланцевой толщи житковичского комплекса подтверждают эту точку зрения. Все это свидетельствует о том, что геологическое развитие Сушано-Пержанской и Житковичской зон происходило в идентичных условиях и связано с единым тектоно-магматическим этапом. В образовании этих зон важную роль играла вулканическая деятельность, приуроченная к различным зонам субширотного простирания, а также широко развитые метасоматические процессы, приведшие к образованию редкометалльного оруденения. Не противоречат приведенным выводам и цифры радиологического возраста пород (табл. 42).

Т а б л и ц а 42

Сравнение радиологического возраста пород

Зона		Абсолютный возраст пород	
житковичская :	пержанская :	Житковичская зона :	пержанская зона :
редкометалльная :	редкометалльная :		
Осницкий гранит	Осницкий гранит	1670 (по биотиту)	1600 (по биотиту)
Щелочной кварцевый порфир	Кератофир кварц-серипитовый	1250	1280 (по породе)
Очковый сланец	Мусковит-кварцевый грейзен	1410—1270 (по породе)	1300 (по следе)
Житковичский гранит	Метасоматит пержанский	1225—1100 (по породе)	1250 (по цирколиту)

Результаты исследования позволяют предложить стратиграфическую схему докембрия Микашевичско-Житковичского кристаллического выступа (табл. 43).

Стратиграфическая схема фундамента  
Микашевичско-Житковичского вступления

Форма- ция	Возраст		Фашия и тип породы		
	группа	под- группа	вулканогенная, осадочная	интрузивная	метасоматиче- ская
Трахандезит-липарит-диабазовая (осницкая)	Протерозой (Pr)	средний (Pr <sub>2</sub> )			Житковичские граниты, сиени- ты, пятнистые граниты, грани- тизированные сланцы, диори- ты, граниты осницкие, орто- говикованные трахандезито- вые порфиры, эпидот-хлори- товые, хлорит- альситовые, кварц-серпичи- товые сланцы и кварциты
		нижний (Pr <sub>1</sub> )	Фельзиты, ще- лочные кварце- вые порфиры, трахандезито- вые порфиры, туфы, пироксе- новые диабазы	Роговообман- ковые диаба- зы, спессар- титы, керсан- титы, аплиты	
Гнейсовая	Архей (Ar)		Бистит-грана- товые, биотит- силлиманито- вые, бистито- вые гнейсы		Мигматиты

## Глава VII МЕТАЛЛОГЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

В проблеме рудоносности метасоматических комплексов существенным является исследование металлогенической специализации первично-магматических пород и выяснение источника постмагматических и рудообразующих растворов. В СССР ответ на эти вопросы был получен только после глубокого изучения вулканогенных формаций и вулканоплутонических ассоциаций. Ведущую роль в решении рассматриваемой проблемы сыграли исследования крупных ученых нашей страны (Смирнов, 1962, 1969; Котляр, 1964, 1965, 1970; Дзюцендзе, 1969; Иванов, 1964, 1965 и др.). Их идеи широко использованы в настоящей работе.

Различные вопросы металлогении Микашевичско-Хитковичского выступа нашли отражение в ряде работ различных исследователей (Зингерман, 1966; Бордон, 1968, 1970; Бордон, Кривоудобская, Заржинский, 1970; Черняховский, Паскевич, Илькевич, 1972 и др.). В настоящей главе кратко освещаются только некоторые выводы авторов книги о специфических особенностях металлогенической специализации вулканогенных и метасоматических комплексов регионов. Весьма сложное тектоническое строение региона, обусловленное раздробленностью на блоки и перемещением их на очень большие глубины, местами превышающие 2000 м, затрудняет выявление в нем закономерностей развития магматизма, метаморфизма и связанного с ними рудообразования. Однако реконструкция геологического строения и специфического комплекса вулканогенных формаций Микашевичско-Хитковичского выступа все же позволяет установить общую направленность в развитии магматизма и метасоматоза этого региона, наиболее существенные особенности металлогении и раскрыть закономерности распределения в нем редких элементов. В структурном отношении метасоматический и вулканогенный комплексы пород выступа и аналогичный комплекс Пержанской зоны Украинского щита находятся в пределах одной и той же древней кольцевой структуры земной коры.

Оценка рудоносности Микашевичско-Хитковичского выступа на юге Белоруссии, т.е. выяснение перспектив на различные виды рудных полезных ископаемых, основана на тщательном изучении геологических, петрографических, минералогических и геохимических особенностей различных по генетической природе и составу кристаллических пород этого района, а также аксессуарных минералов и минералов-носителей таких ценных химических элементов, как бериллий, олово, иттрий, иттербий, ниобий, тантал и др., выявления их минимально-аномальных концентраций. Все это позволило установить основные закономерности размещения потенциальных рудных полезных ископаемых

и металлогеническую специализацию кристаллических пород Микашевичско-Житковичского выступа, т.е. выделить комплексы пород, с которыми связаны определенные виды полезных ископаемых. Ниже мы кратко остановимся на их описании.

#### Металлогенические особенности гнейсов и мигматитов

В комплекс пород, обогащенных такими редкими акцессорными элементами, как иттрий, иттербий и церий, входят различные по составу архейские гнейсы и мигматиты. Эти породы характеризуются присутствием минералов редких элементов — ксенотима и монацита. При минералогическом изучении акцессорных проб из мигматитов участка Микашевичи было установлено повышенное количество акцессорного монацита. По данным спектрального анализа, содержания иттрия, иттербия достигают аномальных значений (Бордон И., Криводульская, 1968; Бордон В., Николаев, 1966).

Породы кристаллического фундамента перекрываются отложениями палеогенового, неогенового или четвертичного возраста, что свидетельствует о длительном перерыве в осалконакоплении, в период которого происходило разрушение кристаллических пород фундамента и вынос ценных продуктов выветривания, в том числе и монацита, в прилегающие к выступу участки Припятьской впадины. Следовательно, в пределах этой впадины, непосредственно примыкающей к Микашевичско-Житковичскому выступу, могут быть россыпи с промышленными концентрациями монацита.

#### Металлогенические особенности пород типа "вторичных кварцитов"

Широкое развитие вулканогенных образований в пределах Житковичской зоны делает их наиболее интересными с точки зрения поисков таких полезных ископаемых, как руды алюминия, меди, золота, серебра и бериллия. На примере Центрального Казахстана установлено, что с гидротермально измененными вулканитами ("вторичные кварциты") связаны рудопоявления молибдена, золота, высокоуглеисто-земистого сырья, меди (Наковник, 1964). В южной части Житковичской зоны широко развиты вулканогенные породы, интенсивно метасоматически измененные поствулканической гидротермальной деятельностью и превращенные в толщу типа "вторичных кварцитов", которые по набору пород, входящих в эту толщу, очень близки к гидротермально-метасоматическим породам колчеданных рудных полей северо-востока Центрального Казахстана (Яковлев, 1968). Это еще раз подтверждает мнение многих исследователей (Наковник, 1964; Наоско, 1963 и др.) что и в древние эпохи, где была широко проявлена поствулканическая гидротермальная деятельность, шло образование "вторичных кварцитов"

Исходя из сходства петрографического состава толщи "вторичных кварцитов" Житковичской зоны и района северо-востока Центрального Казахстана, можно предположить, что геологические комплексы Житковичско-Житковичского выступа перспективны на медно-колчеданное оруденение. Это подтверждается и присутствием здесь таких минералов, как халькопирит, самородная медь, молибденит, галенит, которые, как правило, сопутствуют медно-колчеданному оруденению. Кроме того, здесь возможно обнаружение рудопроявлений олова, золота, серебра — элементов, генетически связанных с гидротермальной деятельностью. В отдельных скважинах отмечаются единичные зерна касситерита.

В кварц-серицитовых сланцах и кварцитах Житковичской зоны встречены близкие к промышленным концентрации высокоглиноземистого минерала дистена, который используется в промышленности как огнеупорное сырье.

#### Металлогенетические особенности метасоматических гранитов

Большой интерес в отношении потенциальной рудоносности представляют метасоматические гранитоиды Житковичской зоны, в частности житковичские граниты и сиениты. Житковичские граниты выделяются среди других разновидностей гранитоидов Житковичской зоны своими специфическими структурно-текстурными, минералогическими и геохимическими особенностями (гл. "Петрография"). При комплексном минералого-геохимическом и петрографическом изучении они выделены в особый редкометалльный тип, аналогичный пержанскому граниту метасоматической Суцано-Пержанской зоны. Здесь обнаружены такие акцессорные минералы, как ксенотим, монацит, танталит-колумбит, гентгельвин, гадолинит, фенацит, бертрандит. По результатам спектральных анализов в отдельных скважинах отмечаются аномально высокие содержания акцессорных примесей бериллия и иттрия. Акцессорная редкометалльная минерализация связана, по-видимому, как с различным исходным составом пород, так и с теми поствулканическими гидротермальными процессами, при которых происходило накопление редких элементов. Так, для образования гентгельвина необходимы восстановительные условия со значительным содержанием серы и цинка. Превос эти элементы обеспечиваются гидротермальными растворами, поступающими по долгоживущим глубинным разломам в пределах Житковичской зоны. Образование же собственных минералов связано, по-видимому, с процессами гранитизации, сопровождающимися высвобождением редких элементов, их перераспределением и кристаллизацией в виде минеральных форм. Постоянными акцессорными минералами житковичского гранита являются цирконит и торит. Циркон этих гранитов обогащен редкими элементами. Так, например, содержания иттрия в цирконах

составляет 0,2—0,3%; иттербия 0,01—0,05; лантана 0,03—0,3; урана 0,1—0,5; тория 0,03—0,2; церия 0,3—0,6%.

В житковичских гранитах встречены касситерит и молибденит. Количество молибденита, по данным минералогического анализа, достигает 21,6 г/т (скв.031). При среднем содержании молибденита для биотитовых гранитов 0,3 г/т (Ляхович, 1968) такая концентрация заслуживает внимания. Приведенные данные позволяют выделить эти граниты как наиболее перспективные породы на редкие металлы, молибден и олово.

К югу от житковичских гранитов расположена зона гранитизированных сланцев с аналогичным субширотным простиранием.

Учитывая метасоматический генезис пород, широкое развитие грейзенизации, обнаружение редких зерен касситерита, а также повышенные содержания в них акцессорных примесей бериллия, можно считать, что гранитизированные сланцы на отдельных участках должны быть обогащены оловом до промышленных концентраций.

Таким образом, выделенные комплексы пород, перспективные на те или иные виды рудных полезных ископаемых, подтверждаются минералого-петрографическими и геохимическими данными, в частности анализом коэффициента вариации, аномальных и фоновых содержаний элементов и т.д. Известно, что определенные петрографические разности пород характеризуются теми или иными ассоциациями химических элементов, которые образуют собственные или входят в состав других минералов в качестве изоморфных примесей. Минералогическими исследованиями, проведенными в процессе изучения пород, установлены собственные минеральные формы многих элементов: титана (ильменит, сфен, лейкоксен, анатаз); свинца (галенит); цинка (сфалерит); циркония (циркон, циртолит); ниобия-тантала (танталит-колумбит); иттрия-иттербия (ксенотим, черчит); церия (монацит, ортит); меди (калькопирит, пирротин); бериллия (гентгельвин, фенацит, гадолинит и др.). Кроме того, приближенно количественный спектральный анализ мономинеральных фракций из различных пород юга Белоруссии показал присутствие многих ценных элементов-примесей в породообразующих и акцессорных минералах (Sn — в биотите, U, Th, Be — циртолите, Be — в альбите, сфалерите, флюорите; медь (приблизительно 1%) в гранате и т.д.). Это является косвенным признаком при поисках месторождений полезных ископаемых этих элементов и позволяет рекомендовать более широкое применение при глубинном геологическом изучении комплекса минералого-петрографических и геохимических методов, позволяющих выяснять перспективы металлоносности различных комплексов пород кристаллического фундамента БССР.

х х х  
х х

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате комплексного изучения Микашевичско-Житковичского выступа с применением минералого-петрографических и геохимических методов исследования, а также использования геофизических данных произведена реконструкция исходных пород путем снятия наложенных процессов. Это позволяет по-новому осветить вопросы происхождения и стратиграфического положения магматических и метаморфических комплексов докембрия юга Белоруссии.

В Микашевичско-Житковичском выступе по совокупности признаков выделяются две разновозрастные и генетически различные ассоциации горных пород: первично-осадочная (высокглиноземистые гнейсы, архей) и первично-магматическая (нижний протерозой), генетически связанная с волыньским тектогенезом. Первично-осадочные породы занимают незначительную площадь (в виде блока) в пределах Микашевичского участка. Преобладающее развитие на Микашевичско-Житковичском выступе получили первично-магматические породы, образование которых связано с деятельностью осницкого очага. Первично- и осадочно-вулканогенные толщи зоны под влиянием поствулканической гидротермальной деятельности и более поздних процессов гранитизации были превращены в различные по составу зеленые сланцы, кварциты и метасоматические гранитоиды. Генетическое единство этих пород как первично- и осадочно-вулканогенных позволило выделить их в единый житковичский комплекс.

Породы интрузивной фазы осницкого магматического очага, включая метасоматические гранитоиды по хим. объединены в микашевичский комплекс и сопоставляются с осницким комплексом Украинского кристаллического щита. Геологический материал позволяет рассматривать породы микашевичского и житковичского комплексов как единую магматическую вулcano-плутоническую формацию осницкую по составу исходных пород трахиандезит-диабазовую. Выделенная формация соответствует единому осницкому тектоно-магматическому циклу и характеризует собой поздние этапы развития геосинклиналей.

Равнообразие пород, входящих в состав единой формации, обусловлено различными фаціальными условиями их формирования: интрузивными гипабиссальными (роговообманковый диабаз, лампрофиры, аллиты), вулканическими и метасоматическими (зеленые сланцы, кварциты, гранитоиды). Поствулканические метасоматические процессы строго приурочены к Житковичской тектонической зоне и обусловлены в значительной мере деятельностью пневматолитово-гидротермальных растворов, поступающих по глубинным разломам. Под влиянием этих процессов на вулканогенную толщу формируются породы типа "вторичных кварцитов". Широкое развитие получила альбитизация. С поствулкани-

ческими процессами альбитизации и окварцевания связано, по-видимому, накопление в вулканстеной толще редких акцессорных элементов: бериллия, иттрия, иттербия, ниобия, олова и т.д.

Гранитоиды Микатаевичско-Житковичского выступа, исключая аплиты, рассматриваются как метасоматические образования, характеризующиеся рядом признаков, отличающих их от первично-магматических гранитов, а именно: наличием постепенных переходов от исходной породы к граниту, присутствием реликтовой структуры и минералов субстрата, широким развитием коррозивных структур. На отдельных участках возможны интрузии гранитов и сиенитов.

В отношении гранитизации необходимо сказать следующее.

Из петрографических наблюдений следует, что гранитизация представляет собой совокупность сложных процессов перекристаллизации и метасоматического замещения цветных минералов бесцветными — полевыми шпатами (особенно калиевым полевым шпатом), кварцем, одновременно наложенными на различные по генезису исходные породы. Гранитизация в значительной мере обусловлена, по-видимому, тектоническим фактором.

Изучение минералого-петрографических и геохимических особенностей метасоматических гранитов показало, что между металлогенической спецификой гранита и исходной породы существует некоторая унаследованность. Охарактеризованные особенности метасоматических гранитов успешно могут быть использованы для реконструкции исходных пород и их металлогенической специфики с достаточной степенью достоверности.

Широкое развитие в пределах Житковичской тектонической зоны метасоматических процессов и приуроченность к породам, слагающим ее, повышенных содержаний редких элементов дадут основание выделить здесь Житковичскую редкометальную метасоматическую зону. Установлено, что по геологическому строению и наличию редкометальной акцессорной минерализации она наиболее близка (аналогична) к Сумано-Пержанской зоне Украинского кристаллического щита.

## ЛИТЕРАТУРА

Амшинский Н.Н. Некоторые закономерности распределения аксессуарных элементов в гранитоидах. "Изв. АН СССР". М., 1964, №2.

Аникеева Н.Ф. Роль различных ассоциаций химических элементов в геохимической и металлогенической специализации магм. В кн.: Металлогеническая специализация магматических комплексов. М., 1964.

Аренс Л.Х. Логнормальный тип распределения элементов в изверженных породах. Кейптаун, 1965.

Батти М.Х. Петрогенезис новозеландской спилитовой серии. В сб.: Проблемы палеовулканизма. М., 1963.

Безбородько Н.И. Граниты Волыни и их пегматиты. "Вісник Укр. геол. ком.", вып. 13, Киев, 1929.

Белевцев Я.Н. Особенности металлогении Украинского щита. В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л., 1967.

Богомоллов Г.В. Геологические структуры Белоруссии и краткая характеристика дочетвертичного и современного рельефа. В сб.: Геология и полезные ископаемые БССР. Минск, 1946.

Бондаренко Б.В. Тектоническое расчленение складчатых комплексов глубокого докембрия центральных районов Русской плиты. "Советская геология", 1968, № 9.

Бордон В.Е., Николаев В.Ф. О геохимической основе для металлогенических построений. В кн.: Тезисы докладов и сообщений к семинару-совещанию по вопросам организации и производства крупномасштабных геологосъемочных и поисковых работ. Л., 1966.

Бордон И.П. О докембрийском вулканизме в кристаллическом фундаменте юга Белоруссии. Мат-лы II научн. конф. молодых геол. Белоруссии. Минск, 1968.

Бордон И.П. О происхождении житковичского гранита. ДАН БССР, т. XII. Минск, 1968.

Бордон И.П., Криводубская З.В. Петрология района Щучинской магнитной аномалии Белорусского кристаллического массива. Мат-лы I научн. конф. молодых геол. Белоруссии, Минск, 1964.

Бордон И.П., Криводубская З.В., Заркицкий Г.Ф. Метасоматиты юга Белоруссии. Петрография докембрия Русской платформы. Киев, 1970.

Бордон И.П., Криводубская З.В. Минералогия метасоматических образований участка Житковичи. Мат-лы У конф. геол. Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, 1968.

Бордон И.П. Редкометалльная минерализация в одной из метасоматических зон кристаллического фундамента юга БССР. В сб.: Твердые полезные ископаемые БССР. Минск, 1970.

Бородаевская М.Б. Соотношения колчеданного оруденения с магматизмом и некоторые вопросы генезиса колчеданных руд на примере Южного Урала. В кн.: Проблемы генезиса руд. М., 1964.

Василевский Н.М. Особенности послемагматических явлений в однотипных вулканогенных формациях разновозрастных подвижных поясов земной коры. В сб.: Проблемы вулканизма. Мат-лы к П Всесоюзн. вулкан. совещанию. М., 1964.

Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. "Геохимия", 1962, № 7.

Винчелл А.М. Оптическая минералогия. М., 1949.

Галицкий Б., Ридзевский В. Об общих выводах в Друскениках. Варшава, 1934.

Герлинг Э.К., Пап А.М., Морозова И.М., Очичникова Г.В. О возрасте кристаллического основания Белоруссии. Труды X сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. Л., 1961.

Годлевский М.Н. Магматические месторождения. В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., 1968.

Григорьев Д.П. Перекристаллизация минералов. Зап. Всесоюзн. минерал. об-ва, вып. 2, ч. 85. М., 1956.

Грипинский Н.М., Свержинский А.И., Пасюкевич В.И., Хомич П.З. Основные результаты и дальнейшее направление работ по изучению кристаллического фундамента в пределах Белорусского массива. В сб.: Вопросы петрологии и рудоносности кристаллического фундамента БССР и смежных районов. Минск, 1971.

Гурвич С.И., Брусницина Н.В., Лунько В.Ф. Новый перспективный тип бериллиевого оруденения. "Разведка и охрана недр", 1962, № 8.

Гурвич С.И., Зубков Л.Б., Галицкий Л.С. Геолого-минералогические особенности бериллиевого оруденения, связанного с гентгельвином. "Советская геология", 1965, № 2.

Дзюценидзе Г.С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., 1969.

Дэли Р.О. Средний химический состав типов изверженных пород. М., 1930.

Ефремова С.В. О явлениях перекристаллизации и метасоматоза в кислых эффузивах на контакте с Восточно-Коунрадской гранитной интрузией. Труды ИГИМ АН СССР, вып. 21, М., 1958.

И д а н о в В.В. Гранитные формации запада Кольского полуострова и их связь с формированием земной коры. Изв. АН СССР, сер. геол. М., 1966, № 8.

З а в а р и ц к и й А.Н. Изверженные горные породы. М., 1957.

З а к а ш а н с к и й М.С. Еще раз о гранитном выступе на Полесском мосту. Геология и полезные ископаемые БССР. Сб. П. Минск, 1948.

З а р и д з е Г.М. Эндогенные формации орогенных областей. М., 1970.

З а р ж и ц к и й Т.Ф., К р и в о д у б с к а я З.В., Б о р д о н И.П. Опыт использования акцессорометрии в вопросах генезиса и стратиграфического расчленения пород кристаллического фундамента. Мат-лы У конф. геол. Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, 1968.

З и н г е р м а н А.Я. Геологические предпосылки выявления коренных и россыпных месторождений редких металлов в южной части территории БССР. Мат-лы IV конф. геол. Белоруссии и Прибалтики. Минск, 1966.

И в а н о в С.Н. Некоторые вопросы базальтоидной металлогении Урала. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VII. М., 1964.

И в а н о в С.Н., Л о г и н о в В.П. О связи колчеданных месторождений Урала с вулканогенными формациями. В сб.: Рудоносность вулканогенных формаций. М., 1965.

И н с т р у к ц и я по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М., 1965.

К и ч и н а М.С. Рельеф поверхности кристаллического фундамента и общие черты истории его формирования. В сб.: Геология и перспективы металлоносности докембрия Белоруссии и смежных районов. Минск, 1965.

К о п т е в - Д в о р н и к о в В.С., Р у б М.Р. О геохимической и металлогенической специализации магматических комплексов. В кн.: Металлогеническая специализация магматических комплексов. М., 1964.

К о р ж и н с к и й Д.С. Особенности послемагматических процессов в вулканогенных формациях. В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. М., 1963.

К о т л я р В.Н. О рудной минерализации в связи с вулканизмом. В кн.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский, 1964.

К о т л я р В.Н. Типы месторождений, связанные с палеовулканизмом. Мат-лы межведомств. совещ. по проблеме "Рудоносность вулканогенных формаций". М., 1965.

К о т л я р В.Н. Основы теории рудообразования. М., 1970.

Красовский В.Ф., Бордон И.П., Криводубская З.В., Заржицкий Т.Ф. Минеральный состав ультраосновных и основных пород южной части докембрия Белоруссии. ДАН БССР, т. XIII. Минск, 1967, № 6.

Красовский В.Ф. Эксплозивные образования в докембрии Белорусского кристаллического массива. ДАН БССР, т. XIII. Минск, 1969.

Красовский В.Ф., Лукашев К.И. Эпохи минерализации в геологических формациях территории Белоруссии. ДАН БССР, т. XIV. Минск, 1970.

Красовский В.Ф., Лукашев К.И. Геохимические особенности распространения цветных металлов в центральной части Белорусского массива. "Изв. АН БССР, сер. хим. наук". Минск, 1970, № 3.

Красовский В.Ф. Кольцевые структуры магматических комплексов докембрия Белоруссии и их металлогеническое значение. ДАН БССР, т. XVII. Минск, 1973, № 2.

Кратц К.О. Геология карелии Карелии. М., 1963.

Криводубская З.В., Бордон И.П. Минералогия метасоматических образований участка Житковичи. В сб.: Мат-лы III научн. конф. молодых геол. Белоруссии. Минск, 1969.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., 1964.

Куровец М.И. К определению типа гранитоидов по акцессорным минералам. Минералог. сб. Львовск. геол. об-ва. Львов, 1960.

Лазько Е.М. и др. К проблеме формационного анализа внеоскометаморфизованных пород нижнего докембрия. Мат-лы к совещ. "Геологические формации". Л., 1966.

Леонович П.А., Свержинский А.И. Перспективы металлоносности кристаллического фундамента Белоруссии и направление дальнейших геолого-поисковых работ. В кн.: Геология и перспективы металлоносности докембрия Белоруссии и смежных районов. Минск, 1965.

Лодочников В.Н. Главные пороодообразующие минералы. М., 1949.

Лукашев К.И., Красовский В.Ф. Геологическое строение и эволюция магматизма в центральной части Белорусского кристаллического массива. ДАН БССР, т. XIV. Минск, 1970.

Лучицкий И.В., Фрейд Г.М. Проблемы палеовулканологических реконструкций. Тр. Лабор. палеовулканологии, вып. 3. М., 1964.

Ляхович В.В. Акцессорные минералы эффузивных и субэффузивных пород. "Изв. АН СССР". 1963, М., № 12.

Ляхович В.В. О некоторых особенностях акцессорного цирка гранитоидов. Труды ИМПРЭ. М., 1963.

- Л я х о в и ч В.В. Акцессорные минералы как индикаторы геологических процессов. Труды ИМГРЭ. М., 1963.
- Л я х о в и ч В.В. Акцессорные минералы, их генезис, состав, классификация и индикаторные признаки. М., 1968.
- М а х л и н Е.М. Докембрий южной части Белорусской ССР. ДАН СССР, т.84. М., 1952, № 3.
- М а х н а ч А.С., С т е ф а н е н к о А.Я., П а п е н к о М.М., К о з л о в М.Ф. Краткий очерк геологии Белоруссии. Минск, 1957.
- М и р с к а я Д.Д., З а г о р о д н ы й В.Г. Туфы кварцевых порфиров и порфиры в верхней толще печенгской осадочно-вулканогенной серии. В сб.: Древнейшие осадочно-вулканогенные и метаморфические комплексы Кольского полуострова. М., 1966.
- М и х н е н о к М.И., Е м е л ь я н о в Г.И., К а з а р я н В.В., П а п к о А.М. Геологическое строение Микашевичско-Житковичского выступа фундамента по геофизическим данным. В сб.: Методика и геологические результаты геофизических исследований Припятской впадины. Минск, 1967.
- М н а п а к а н я н А.Х. Акцессорно-минералогические и геохимические особенности меловых вулканических серий Северной Армении как индикаторы комагматичности и металлогенической специализации вулканических комплексов. В сб.: Акцессорные минералы и элементы как критерии комагматичности и металлогенической специализации магматических комплексов. М., 1965.
- М о м д ж и Г.С. Химический состав пород как источник информации о процессах образования интрузивных массивов. "Советская геология", 1965, № 10.
- Н а б о к о С.И. Изменение пород в зонах активного вулканизма. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 13. М., 1958.
- Н а б о к о С.И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., 1963.
- Н а к о в н и к Н.И. Определение количественного измерения вещества при гидротермальном метаморфизме. Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, вып. 4. М., 1958.
- Н а к о в н и к Н.И. Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. М., "Недра", 1964.
- Н и к и т и н Ю.Т., Ч е р н я х о в с к и й А.Б. Некоторые новые данные о структурно-тектоническом строении Житковичского горста. Мат-лы IV конф. геол. Белоруссии и Прибалтики. Минск, 1966.
- О в ч и н и к о в Л.Н. Плутогенные гидротермальные месторождения. В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., 1968.
- П а п А.М., Г е р л и н г Э.К., М о р о з о в а И.М., О в

Ч и н н и к о в Т.В. Первые данные по абсолютной геохронологии кристаллического основания Белоруссии. ДАН БССР. Минск, 1962.

П а п А.М. Породы овручской серии в составе кристаллического фундамента района Житковичей (БССР). ДАН СССР, т.151. М., 1963.

П а п А.М. Структурные и петрохимические особенности кристаллических пород западной части Припятской впадины (Житковичский участок). В сб.: Геология и нефтеносность палеозойских отложений Припятской впадины. Минск, 1964

П е р р е н и Р у б о. О гранитной проблеме. В сб.: Проблема образования гранитов. М., 1959.

П о л о в и н к и н а Ю.И. Проблема образования гранита. Мат-лы Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та, вып.21. М., 1957.

П о л о в и н к и н а Ю.И. Натровый метасоматоз как закономерность образований месторождений железистого кварцита. Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, вып.1. М., 1949, ч.78.

П о л о в и н к и н а Ю.И. О так называемом пержанском граните Украины. Петрографический сб. ВСЕГЕИ. М., 1957.

П о л о в и н к и н а Ю.И. История геологического развития Украинского кристаллического массива. Петрографический сб. № 2, ВСЕГЕИ, М., 1957.

П о л о в и н к и н а Ю.И., Н а л и в к и н а Э.Б. Петрологические критерии расчленения и сопоставления докембрийских толщ. В сб.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л., 1967.

Р ы н г С.И. Структура и возраст докембрийского фундамента территории БССР в свете магнитометрических данных. "Изв.АН БССР", 1953, № 5.

С е м е н е н к о Н.П., Р о д и о н о в С.П., У с е н к о И.С., Л и ч а к И.Я., Ц а р е в с к и й И.Д. Стратиграфия докембрия Украинского кристаллического щита. Докл. сов. геол. на XXI сессии ИГК. М., 1960.

С е м е н е н к о Н.П. Стратиграфическая схема докембрия Украинского кристаллического щита. Геохронология докембрия Украины. Киев, 1965.

С и д о р е н к о А.В. Некоторые вопросы изучения докембрия. В сб.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., 1967.

С и д о р о в В.М. Структура протезу гранитообразования. Докл. ВД АН УРСР, 1966.

С и м о н е н к о Г.Н. О привлечении данных магнитометрии для целей выяснения глубинного строения земной коры платформенных областей. "Советская геология", 1962, № 8.

С л е н з а к О.И. Чарнокиты Приднестровья и некоторые общие вопросы петрологии. Киев, 1961.

Смирнов В.И. Металлогения геосинклиналей. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т.У. М., 1962.

Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М., 1963.

Сморчков И.Е. Особенности распределения акцессорных минералов по вертикали гранодиоритового массива. В кн.: Вопросы минералогии и петрографии., т.1. М., 1953.

Соболев В.С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотита, роговых обманок и ромбических пироксенов. Минерал. сб. геол.общ. Львов, 1950, №4.

Соболев Д.Н. Гранитный выступ на Полесском мосту. Киев, 1924.

Судовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., 1964.

Суйковский Э. О залегании гранита на западе Припяти. Варшава, 1928.

Стенарь М.М. О нижнепротерозойском вулканизме в Западной Карелии. В кн.: Вулканогенные и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1968.

Твалчредзе Г.А. О некоторых особенностях эндогенного оруденения, связанного с эффузивным вулканизмом. В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М., 1965.

Ткачук Л.Г. Петрографія північно-західної частини Українського кристалічного масиву. Львів, 1948.

Ткачук Л.Г. Осницкий интрузивный комплекс и сопряженные с ним мигматиты и клеовиты. Геология СССР, т.У, ч.1. М., 1958.

Ткачук Л.Г. Північно-західна частина УКЩ та її петрографічні особливості. Геол. ж. АН УССР, вып.3, т.ХІУ, 1954.

Толстой М.И., Остафийчук И.М. О вариационно-статистической обработке результатов изучения вещественного состава горных пород. "Разведка и охрана недр", 1962, № 5.

Трегер В.Е. Таблица для оптического определения породобразующих минералов. М., 1958.

Ушакова Э.Г. Магматические формации Русской платформы и принципы их выделения. Мат-лы к совещ. "Геологические формации". Л., 1966.

Фрейд Г.М. Фашиальная изменчивость вулканогенных формаций и проблема цикличности. В кн.: Палеовулканология и проблема вулканогенных формаций. Труды Лабор. палеовулканологии, вып.2. Алма-Ата, 1967.

Фролова Н.В. О наиболее древних осадочных породах Земли (к проблеме происхождения гранитов). "Природа". 1950, № 9.

Фролова Н.В. Об условиях осадконакопления в архейской эре. Труды Иркутск. Госуниверситета, сер. геол. 5, вып.2. Иркутск, 1951.

Хайрутдинов Д.Х. К вопросу о привносе—выносе веществ при образовании вторичных кварцитов. "Вестн.АН Казах.ССР", 1961, № 4.

Хатунцева А.Я. Метаморфизованные вулканогенные формации крайней северо-западной части УЖШ. В сб.: Проблемы осадочной геологии докембрия". М., 1967.

Херасков Н.П. Тектоника и формация. М., 1967.

Хотько Ж.П. Геофизические исследования глубинных зон земной коры и верхней мантии Белоруссии. В кн.: Строение и физика глубинных недр западного региона СССР. Минск, 1969.

Чередниченко А.И. Тектонические условия минеральных преобразований в твердых горных породах. Труды Ин-та геол. наук АН УССР, серия геотектон., вып. 15. Киев, 1964.

Чернов В.И. О петрохимическом способе выражения степени региональной альбитизации магматических пород. Мат-лы к совещ. "Вопросы петрохимии". Л., 1969.

Черняховский А.Б., Илькевич Г.И., Пасюкевич В.И., Доминиковский Г.Г. Об аналогах толкачевской свиты Украинского щита и в кристаллическом фундаменте БССР. ДАН БССР, т. XVI. Минск, 1972.

Черняховский А.Б., Пасюкевич В.И., Илькевич Г.И. Новые данные о бериллиенности диабазов кристаллического фундамента Русской платформы. ДАН БССР, т. XV. Минск, 1971.

Четвериков С.Д. Руководство к петрохимическим подсчетам. М., 1956.

Шатский Н.С. О геологических формациях. Избр. труды, т. III. М., 1955.

Штейнберг Д.С., Еременко М.В., Малахов И.А. и др. Опыт применения петрохимии для решения проблем петрологии магматических горных пород Урала. В сб.: Вопросы петрохимии. Л., 1969.

Юфа Б.Л., Гурвич Ю.М. Применение медианы и квартилей для оценки нормальных и аномальных значений геохимического поля. "Геохимия", 1964, № 8.

Яковлев Г. Гидротермально-метасоматические породы колчеданных рудных полей северо-востока Центрального Казахстана. "Советская геология", 1968, № 6.

Dal y R.A. Granite and metasomatism. Amer., j. sci, vol. 247, N 11, 1949.

Н а г м е M. Examples of the granitization of plutonic rocks. Bull. com. Geol. Finl, N 180, 1958.

H a r m e M. Examples of the granitization of gneisses. Bull. Com. Geol. Finl., N 168, 1955.

M a r m o V. The problem of late-kinematic granites. Schweiz. Miner. Petr. Mitteil., vol. 38, 1958.

M e h n e r t K.R. Der gegenwartige stand des Granitproblems. Fortschr., Miner., 37, 2. Stuttgart, 1959.

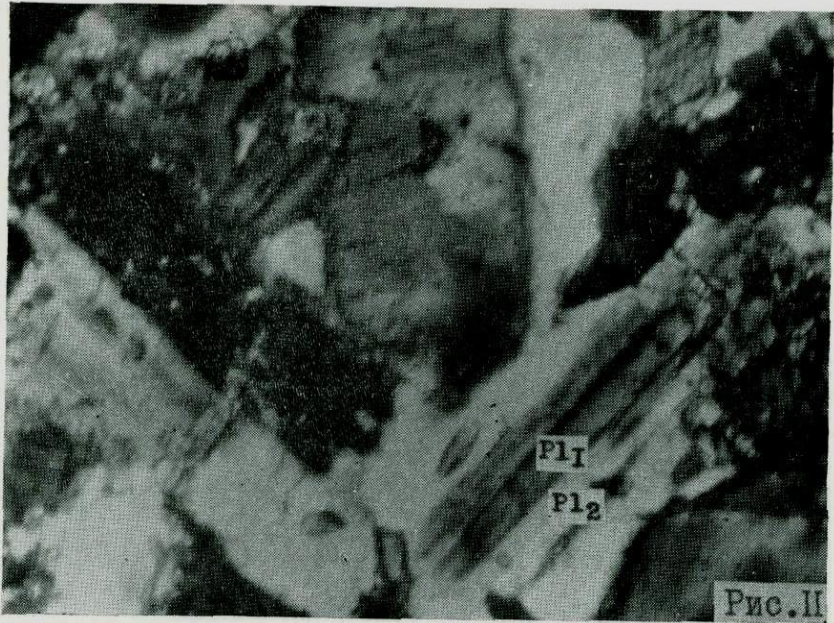
M i s h P. Metasomatic granitization of batholithic dimensions. Pt. Relationships of synkinematic and static granitization. Amer. j. sci., vol. 247, N 10, 1949.

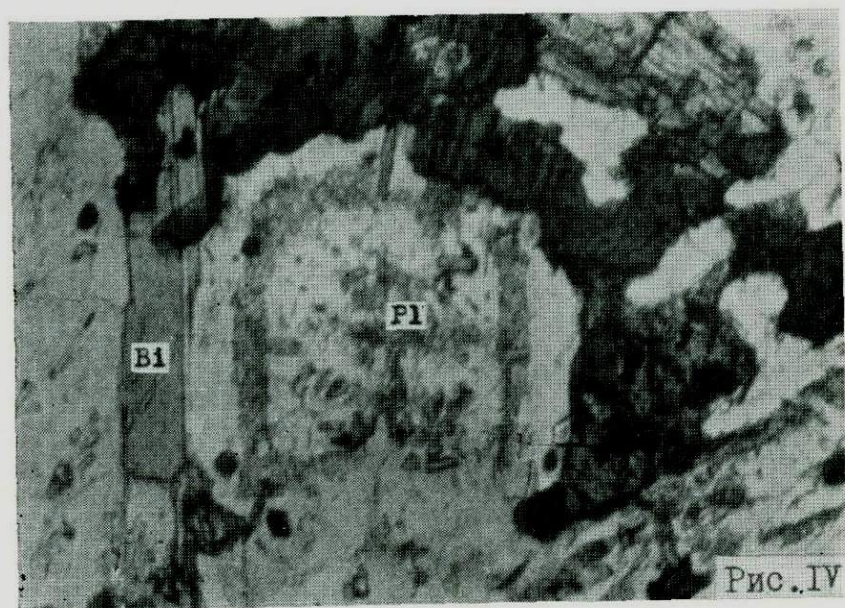
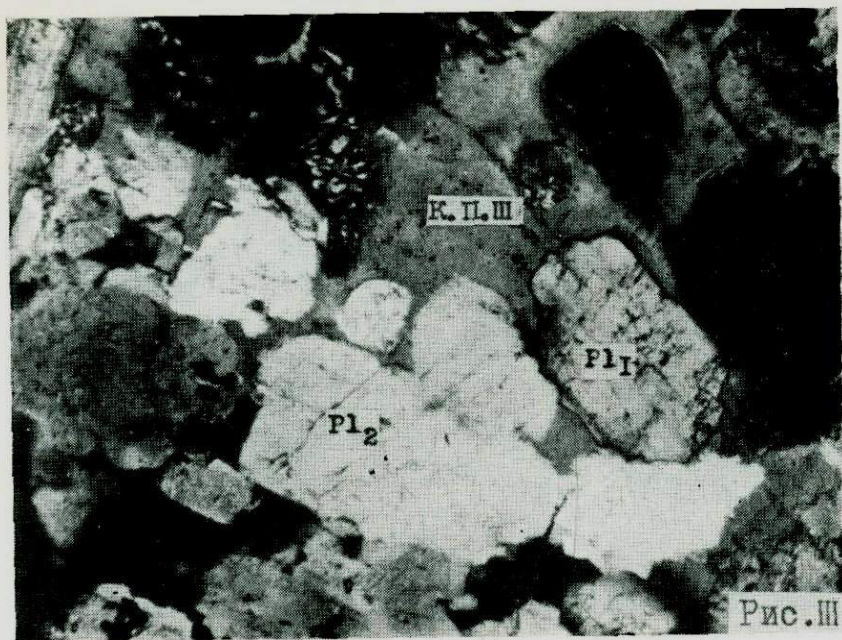
O q u r a Y. On the granitization of some basic rocks of the Gasaisho-Takanuki district, Southern Abukuma Plateau, Japan. Japan. j. geol. and geogr., vol. 29, N 4. Tocy, 1958.

P e r r i n R. Granitization, metamorphism and volcanism. Amer. j. sci., vol. 252, 1954.

R e a d H.H. Granitization and mineral deposits. Geologie en Mijnbouw nieuwe serie, 16-e Jaargang N 4, 1954.

П Р И Л О Ж Е Н И Е





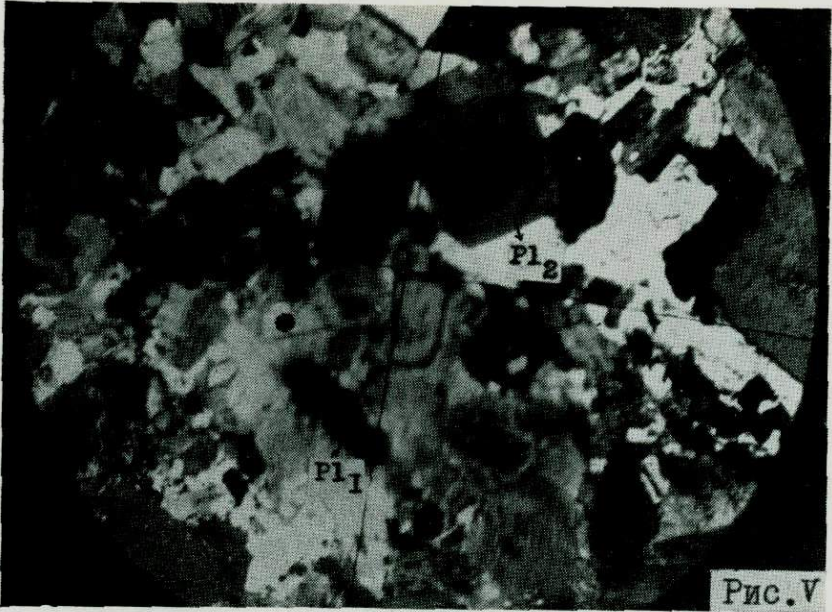


Рис. V

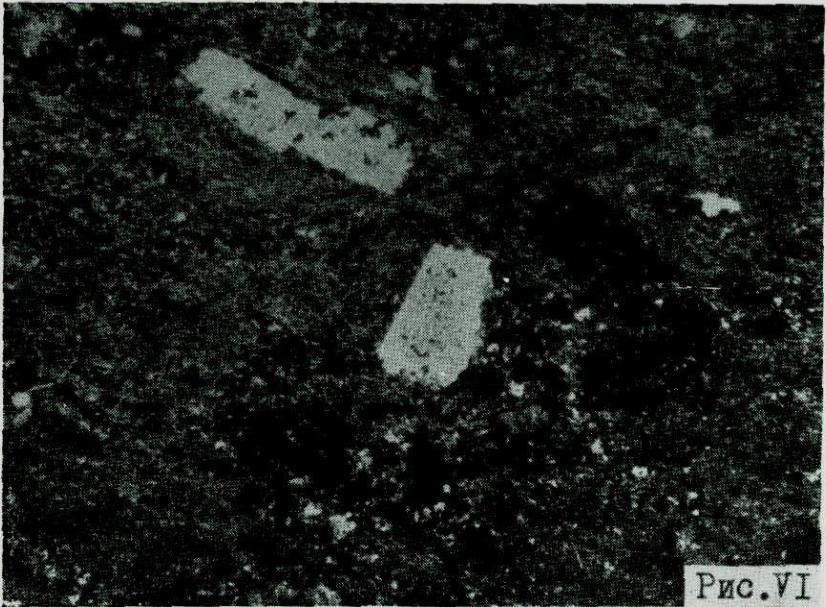


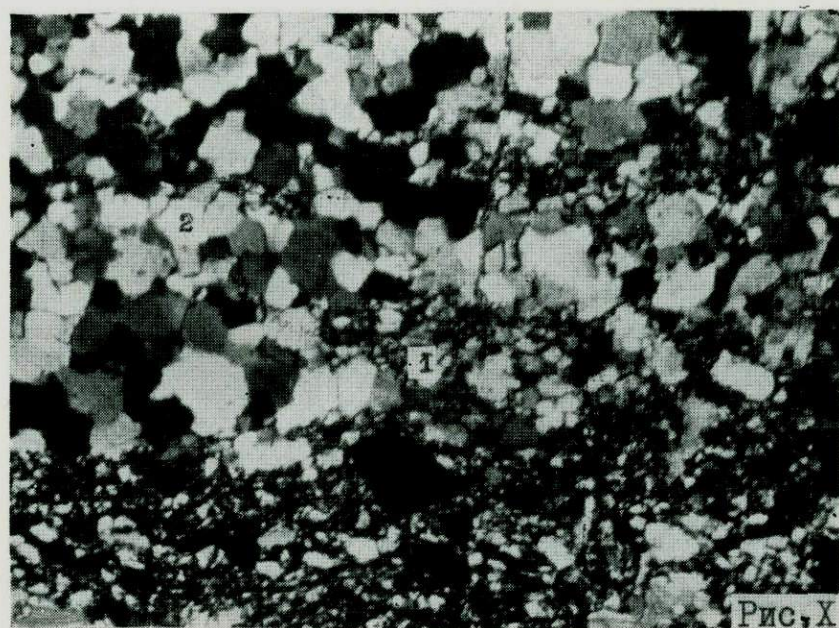
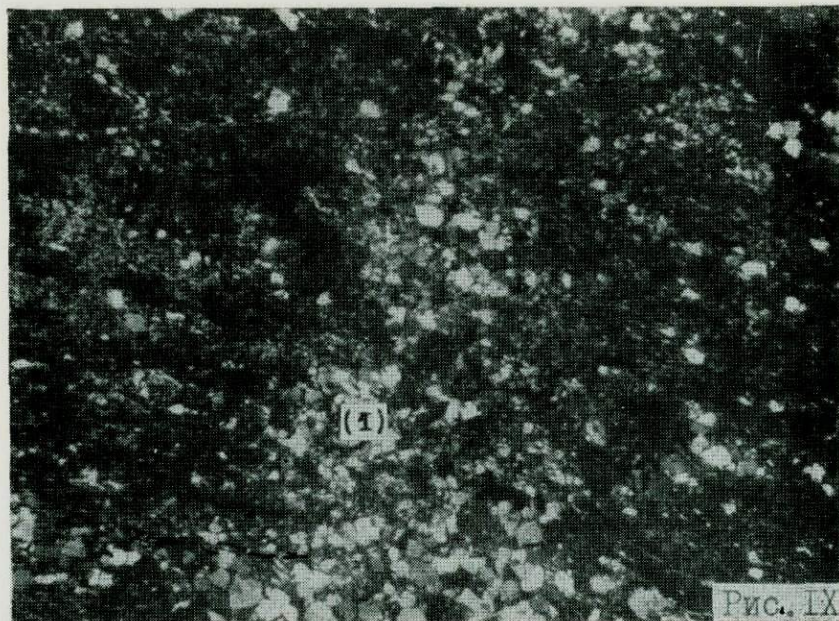
Рис. VI

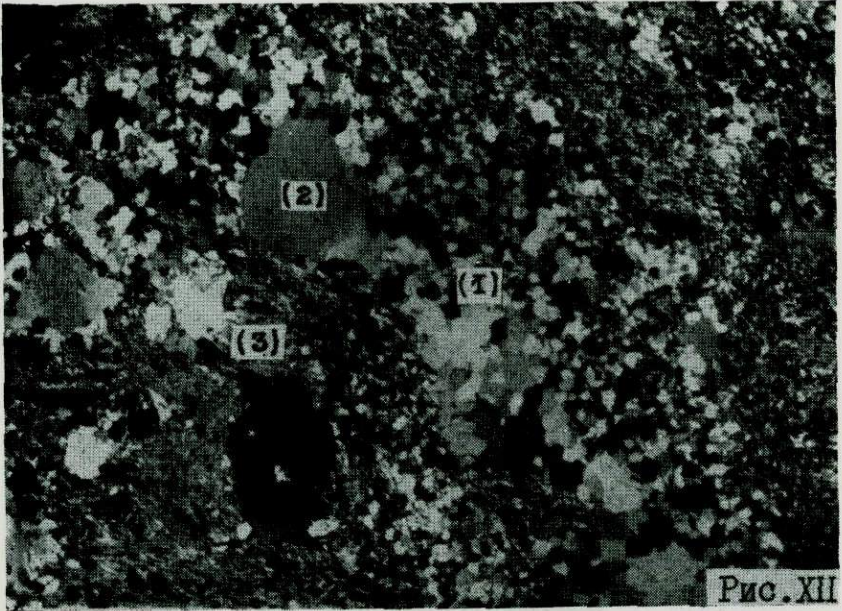


Рис. VII



Рис. VIII





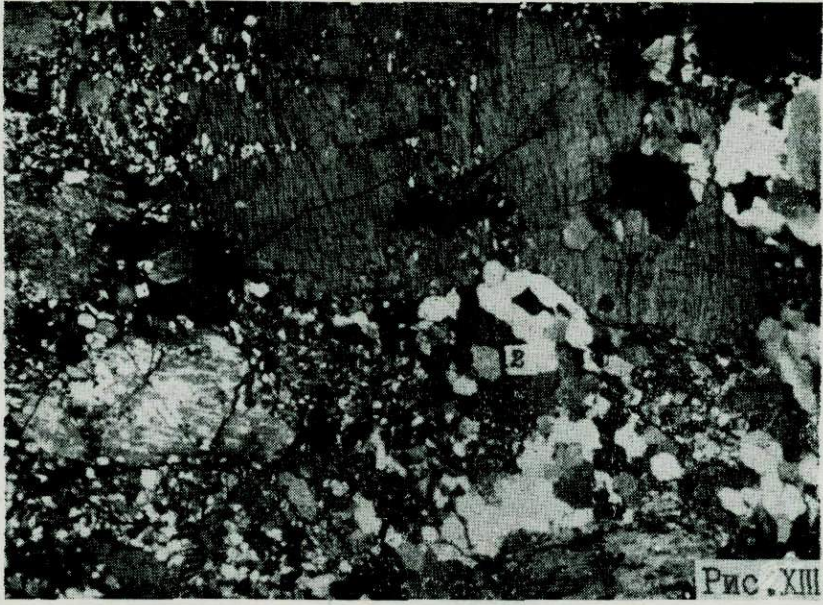


Рис. XIII

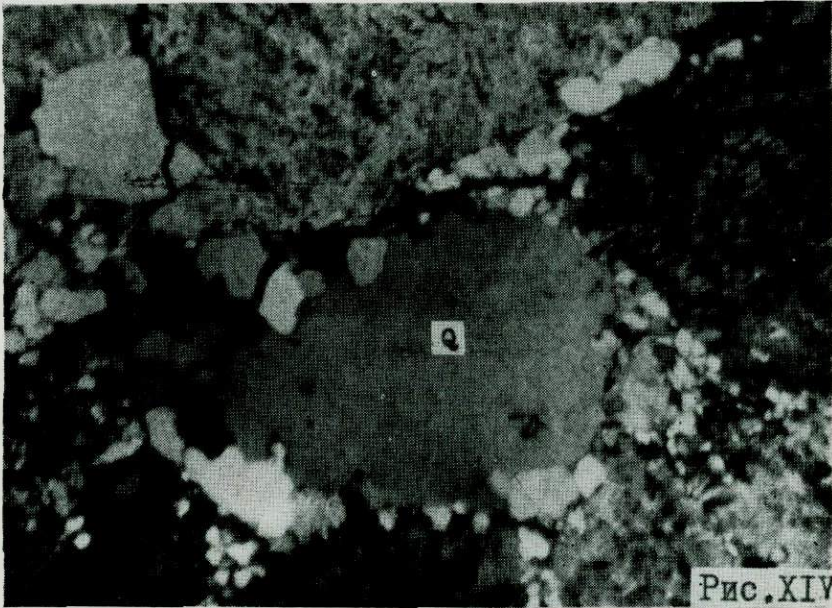
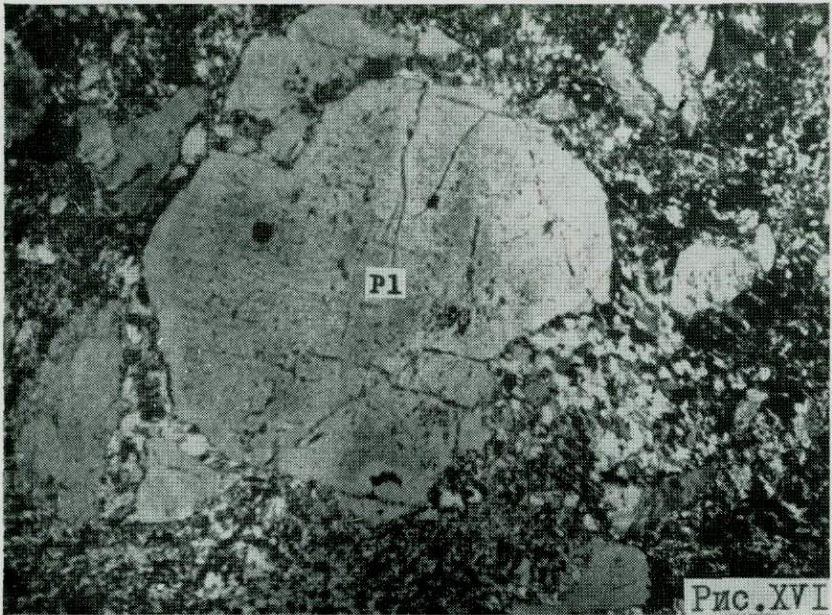
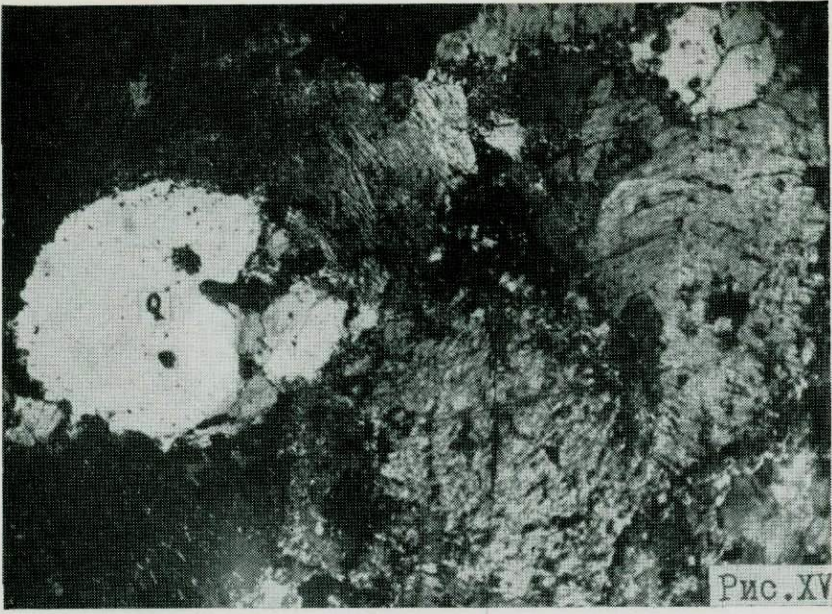


Рис. XIV



- Рис. I. Роговообманковый диабаз. Обитовая структура. Ник., ув. 96. Скв. 15, шл. 10, уч. Микашевичи.
- Рис. II. Диабаз. Обрастание идиоморфных лейст ( $P1_1$ ) плагиоклазом неправильной формы ( $P1_2$ ). Ник., ув. 240. Скв. 38, шл. 10, уч. Микашевичи.
- Рис. III. Слабогранитизированный диабаз. Калевый полевой шпат (к.п.ш.) развивается одновременно по двум лейстам плагиоклаза ( $P1_1$  и  $P1_2$ ). При замещении образуются микрокриты (налево, вверх). Ник., ув. 240. Скв. 29, шл. 16, уч. Микашевичи.
- Рис. IV. Диорит. Цветные минералы (Нр, В1) как бы выхвачены в межзерновое пространство. Плагиоклаз (P1) содержит многочисленные включения биотита, роговой обманки, эпидота. Без анализатора, ув. 240. Скв. 14, шл. 7, уч. Микашевичи.
- Рис. V. "Осицкий" гранит. Структура гранитовая с реликтовыми лейстами  $P1_1$  и идиоморфными таблицами плагиоклаза  $P1_2$ . Ник., ув. 36. Скв. 43, шл. 16, уч. Микашевичи.
- Рис. VI. Трахиадезитовый порфир ослабленный. Структура порфировая, с микролепидобластовой основной массой. Фенокристаллы представлены лейстами альбита. Ник., ув. 240. Скв. 018, шл. 7, уч. Житковичи.
- Рис. VII. Трахиадезитовый порфир с единичными гнездышками микрогранобластового агрегата альбита (I), образованного при процессах прекристаллизации. Ник., ув. 240. Скв. 018, шл. 8, уч. Житковичи.
- Рис. VIII. Щелочной кварцевый порфир. Структура порфировая, с идиоморфными вкраплениями калевого полевого шпата. Ник., ув. 96. Скв. 018, шл. 2, уч. Житковичи.
- Рис. IX. Орогошизованный трахиадезитовый порфир. Разрастание микрогранобластового агрегата (I) в виде гнз неправильной формы. Ник., ув. 240. Скв. 018, шл. 10, уч. Житковичи.
- Рис. X. Фельзит. Образование более крупнозернистого альбит-кварцевого гранобластового агрегата (2) за счет тонкозернистого кварц-полевошпатового (1) при перекристаллизации. Ник., ув. 240. Скв. 3 стр., шл. 24, уч. Житковичи.
- Рис. XI. Фельзит. Приуроченность флюорита ( $f1$ ) к перекристаллизованным участкам породы. Без анализатора, ув. 480. Скв. 3, шл. 6, уч. Житковичи.
- Рис. XII. Серпичит-кварцевый сланец перечично-эффузивного генезиса: 1 — перекристаллизованные участки монокварцевого состава микрогранобластовой структуры, 2 — порфировые вкрапления голу

бого кварца, 3—прослой, обогащенные серицитом. Ник., ув. 96. Скв.061, шл.23, уч. Ятковичи.

Рис. XIII. Ятковичский гранит с характерным микрогранобластным кварц-альбитовым (1) и гранобластным альбит-кварцевым (2) агрегатом, аналогичным в вулканитах. Ник., ув. 96. Скв.135 к-д, шл.1, уч. Ятковичи.

Рис. XIV. Ятковичский гранит с порфиroidным голубым кварцем округлой формы (Q). Ник., ув.96. Скв.135 к-д, шл.11, уч. Ятковичи.

Рис. XV. Сленит с редкими порфиroidными соединениями голубого кварца (Q). Ник., ув.36. Скв.131 к-д, уч. Ятковичи.

Рис. XVI. Гранитизированный сланец. Структура порфиroidная с микролепидогранобластовой основной массой. Порфиroidные выделения представлены полевым шпатом (F1). Ник., ув.96. Скв.200, шл.3, уч. Ятковичи.

## О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
Вступление.....	3
Глава I. Краткая история геологического изучения региона..	4
Глава II. Геология и тектоника.....	10
Глава III. Петрография магматических и метаморфических комплексов.....	15
Глава IV. Акцессорные минералы и геохимические особенности пород.....	84
Глава V. Петрология.....	140
Глава VI. Происхождение редкометального гранита и сопоставление геологических комплексов Литковичской и Пержанской зон.....	149
Глава VII. Металлогения магматических комплексов.....	155
Заключение.....	159
Литература.....	161
Приложение.....	171

И.П.БОРДОН, З.В.КРИВОДУБСКАЯ,  
В.Е.БОРДОН, В.Ф.КРАСОВСКИЙ  
под редакцией В.Ф.КРАСОВСКОГО

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ  
ДОКЕМБРИЯ КГА БЕЛОРУССИИ

Печатается по постановлению РИСО АН БССР

АТ 03062. Подписано к печати 2.1У.1974 г. Бу-  
мага-тип. № 1. Формат 70 х 108/16. Печ. л. 11,0+  
приложение на мел. бумаге (0,5 л.). Уч.-изд. л. 9,0  
Тш. заказ 67. Изд. заказ 87. Тираж 350 экз.  
Цена 90 коп.

Отпечатано на ротаврните Института геохимии  
и геофизики АН БССР. Минск, Ленинский пр., 68

2050