

А. А. СУРНИН

**ПОЗДНЕЮРСКИЕ
УЛЬТРАОСНОВНЫЕ
И ОСНОВНЫЕ
КОМПЛЕКСЫ
КОЛЫМСКОГО
МАССИВА**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ЯКУТСКИЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

А.А. СУРНИН

ПОЗДНЕЮРСКИЕ УЛЬТРАОСНОВНЫЕ И ОСНОВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ КОЛЫМСКОГО МАССИВА

Ответственный редактор:
доктор геолого-минералогических наук В.С. Шкодзинский

5203



НОВОСИБИРСК
«НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1990



Позднеюрские ультраосновные и основные комплексы Колымского массива/
Сурнин А.А. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990.- 160 с.
ISBN 5-02-029173-0.

В монографии изложены результаты комплексных исследований позднеюрских магматитов Илинъ-Тасской и Южно-Ангийской палеорифтовых систем. Рассматриваются закономерности их размещения и строения, пространственно-временные взаимоотношения эффузивных и интрузивных образований, петрографические, петрохимические и геохимические особенности, состав породобразующих минералов. Приведено сопоставление изученных магматических комплексов с аналогичными образованиями из структур с различным геодинамическим режимом формирования.

Работа рассчитана на петрологов и геологов, занимающихся геологической съемкой и изучением магматических пород Якутии.

Табл. 25. Ил. 44. Библиогр.: 115 назв.

Р е ц е н з е н т ы

кандидаты геолого-минералогических наук

И.И. Колодезников, А.В. Округин

Утверждено к печати

Якутским институтом геологических наук СО АН СССР

С I804020300 - 876 360-89, кн.2
055(02) - 90

© А.А. Сурнин, 1990

ISBN 5-02-029173-0

Представления о геодинамике и масштабах проявления позднемезозойских вулканических и интрузивных пород, прослеживающихся в междуречье Индигирки и Колымы непрерывными полосами вдоль юго-западной и северо-восточной окраин Колымского массива, весьма противоречивы. Одними исследователями эти районы выделяются как внутриконтинентальные вулканические пояса, другими — как эвгеосинклинали короткого развития, островные дуги или рифтовые системы. Решение этой проблемы имеет существенное значение для выяснения перспектив рудоносности районов и уточнения истории геологического развития их и сопредельных регионов. Особенно важно изучение последовательности формирования и вещественного состава магматических пород.

В окраинных зонах Колымского массива позднемезозойская магматическая активность развивалась в течение двух этапов. На первом этапе, охватившем интервал поздней юры, формировались впадины, грабены и изливались базальтоиды толеитового и субщелочного типов, сопровождавшиеся внедрением интрузий ультраосновного и основного состава нормальной и повышенной щелочности. В вулканических депрессиях накапливались вулканокластические породы риолитового, реже дацитового и андезитового состава. Внедрялись мелкие тела риолитодацитов. На втором заключительном этапе (вторая половина нижнего мела — верхний мел) внедрение больших объемов риолитовой магмы сопровождалось образованием наземных эффузивных и вулканокластических пород, многочисленных интрузивных тел различной морфологии. Вулканы мелового возраста пространственно располагались в кольцевых и линейных вулканоструктурах, наложенных на поднеюрские грабены и впадины.

Становление позднеюрских осадочно-вулканогенных комплексов происходит в мелководно-морских и континентальных условиях, а меловых комплексов — в континентальных, на общем фоне накопления угленосных моласс в смежных с вулканоструктурами впадинах.

Позднеюрские структурные формы и магматические комплексы согласно обобщающим работам /28, 89, 96/ рассматриваются как Илинъ-Тасская и Южно-Ануйская рифтовые системы, разграничивающие крупнейшие структуры Верхояно-Чукотской складчатой области — Верхояно-Колымскую и Новосибирско-Чукотскую — с Колымским массивом (рис. 1). Меловые вулканические ассоциации в юго-западной части объединяются в Уяндино-Ясачинский внутриконтинентальный вулканический пояс, на северо-востоке Колымского массива одновозрастные образования принадлежат Святоносско-Олойскому вулканическому поясу. При-

93/ относят рассматриваемые структуры к Илинъ-Тасской и Южно-Анхойской рифтовым системам Колымского массива с широко развитыми контрастными магматическими комплексами рифтового типа.

С.М. Тильман /96/ осевую часть Илинъ-Тасской и Южно-Анхойской систем обособляет в качестве одноименных рифтов. Зону сочленения этих систем с Инъяли-Дебинским синклиналием и Омолонским блоком он относит к позднемезозойским островным дугам. Несколько неопределенное толкование позднеюрских магматических комплексов и структур, контролирующих их размещение, приводится в коллективной монографии "Вулканические пояса Востока Азии" /19/. В этой работе Уяндино-Ясачнинский вулканический пояс относится к категории поясов пограничного типа, располагается параллельно Илинъ-Тасскому рифту и, несомненно, несет черты "отраженных" вулканических структур, формирующихся в пределах жесткой рамы геосинклинальных прогибов. Причем как к Уяндино-Ясачнинскому поясу, так и к Илинъ-Тасскому рифту относят одни и те же системы линейных грабен и ассоциации, выполняющие их осадочно-вулканогенные и интрузивные образования, становление которых происходило в оксфордском, кимериджском и волжском веках. Продукты вулканической деятельности в основном представлены андезитами, риолитами, реже андезитобазальтами и базальтами. Породы интрузивной фации не рассматриваются. Территория Южно-Анхойской рифтовой системы разделена на две структурные зоны. Первая приурочена к северной части Омолонского массива в пределах западной и восточной частей Южно-Анхойского прогиба (рифта) и выделяется как северный Олойский пояс. Курьинский вулканический пояс занимает южную часть Южно-Анхойской системы. В строении поясов принимают участие верхнеюрские отложения, представленные кремнисто-спилитовой и терригенной формациями. Причем в Курьинском вулканическом поясе базальтовые толщи по периферии фациально замещаются морскими и континентальными вулканогенно-осадочными молассовыми отложениями /5/.

По мнению Б.А. Натальина /66/, Л.М. Парфенова /72/, Уяндино-Ясачнинская и Южно-Анхойская островные дуги располагаются на периферии Алазейско-Олойской эвгеосинклинальной системы, отвечая активной континентальной окраине островодужного типа. Верхнеюрские кремнисто-глинистые и толеит-базальтовые формации, гипербазиты, габброиды и плагιοграниты базитового фундамента рассматриваются ими как реликты мезозойской океанической коры, присутствие которых характерно для аккреционных клиньев активных континентальных окраин.

В работе В.Г. Данилова и А.П. Ставского /32/, посвященной стратиграфии и литологии Уяндино-Ясачнинского пояса, рассматриваемая структура отнесена к активной континентальной окраине Андийского типа, однако в его строении отмечаются некоторые черты, характерные для островных дуг: подводный характер вулканизма, относительно низкая кордильера и наличие обширного тылового прогиба.

В целом можно констатировать, что о тектонической природе поздне-мезозойских структур юго-западной и северо-восточной окраин Колымского массива пока еще не сложилось окончательного мнения. Представляется, что основная причина такой неопределенности заключается в отсутствии специальных исследований вещественного состава магматических образований этих районов.

В течение десяти последних лет нами проводилось изучение особенностей позднемезозойского вулканизма сначала в Ильин-Тасской системе, затем в Южно-Анжуйской. В нашу задачу входило исследование главных типов вулканических и интрузивных ассоциаций пород и геологических условий их залегания. Для понимания пространственно-временных закономерностей проявления позднеюрского ультраосновного - основного магматизма в пределах рассматриваемых структур были изучены магматические комплексы палеозоя, раннего мезозоя и кайнозоя.

Химико-аналитические исследования, положенные в основу работы, выполнены в лабораториях Института геологии ЯФ СО АН СССР.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ РАЙОНОВ РАЗВИТИЯ
ПОЗДНЕЮРСКОГО МАГМАТИЗМА

Илинь-Тасская рифтовая система. В складчатых сооружениях Северо-Востока СССР обособляются две крупные позднемезозойские рифтовые системы: Илинь-Тасская и Южно-Анхойская.

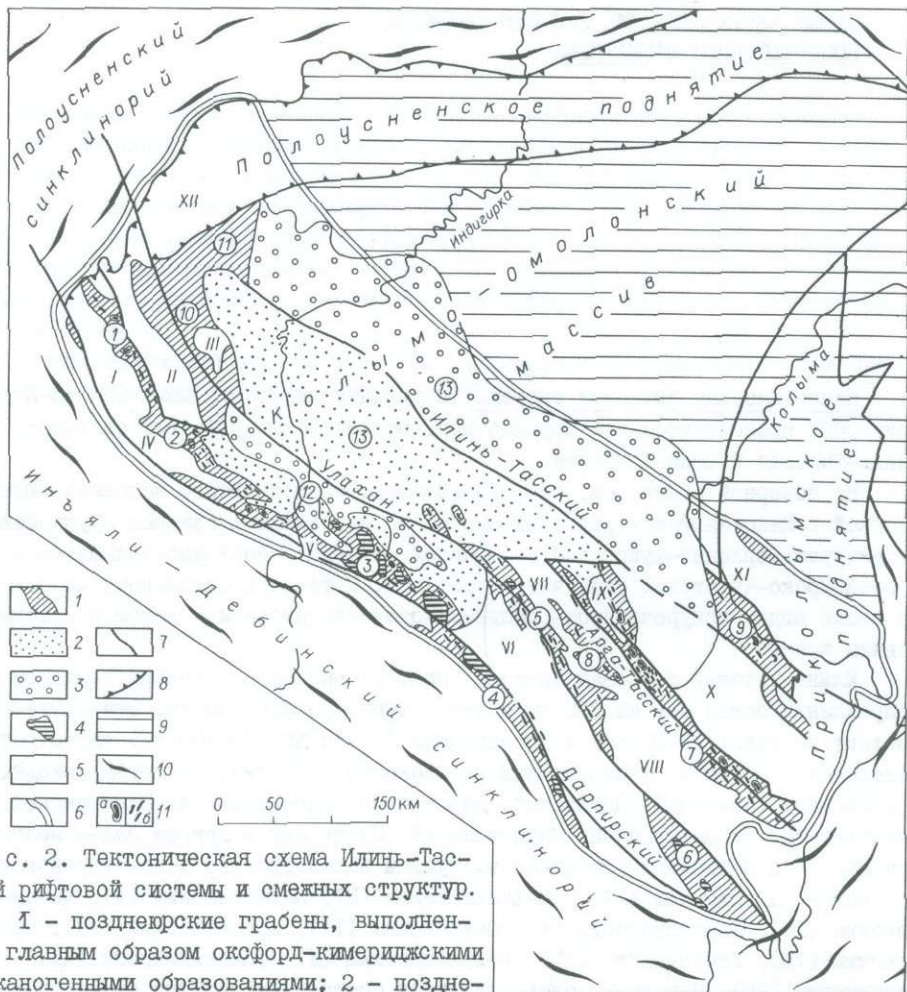
На обзорной схеме (см. рис. 1) показано тектоническое положение Илинь-Тасской и Южно-Анхойской рифтовых систем по отношению к главным крупнейшим структурам Верхояно-Чукотской складчатой области - Верхояно-Колымской и Новосибирско-Чукотской складчатым системам, а также к Колымскому массиву. На схеме видна приуроченность позднемезозойских рифтовых систем к краевым шовным зонам.

Илинь-Тасская рифтовая система (рис. 2) вытянута в северо-западном направлении более чем на 800 км и имеет ширину около 250 км. Эта система состоит из узких (5-30 км) и протяженных (от 30 до 200-300 км) часто разветвленных грабенов и разделяющих их блоковых поднятий. В систему входят Догдинский, Умбинский, Интахский, Дарпирский, Гармычанский, Элекчанский, Налучинский, Лыглыхтахский, Нахаттинский, Сычанский и другие более мелкие грабены. Они разделены блоковыми выступами палеозойского и докембрийского основания: Догдинским (I), Тас-Хаяхтахским (II), Нахаттинским (III), Чемалгинским (IV), Харгастахским (V), Омудевским (VI), Арга-Тасским (VII), Ясачнинским (VIII), Увязнинским (IX), Белоноченским (X), Шаманихинским (XI), Уяндинским (XII). Названные блоки являются составными частями более крупных структур Колымского массива: I-V - Тас-Хаяхтахского, VI-IX - Момского, X, XI - Приколымского и XII - Полоусненского краевых поднятий или горст-антиклинорий.

В структуре Илинь-Тасской рифтовой системы выделяется ее осевая часть, протягивающаяся вдоль разломов Улахан и Арга-Тасский и включающая грабены: Элекчанский, Гормычанский, Себектинский, Лыглыхтахский - на юго-востоке; Нахаттинский грабен и разрозненные выходы магматических пород - на северо-западе.

На центральном отрезке осевой зоны Илинь-Тасской рифтовой системы грабены плащеобразно перекрыты мощными терригенными толщами Илинь-Тасского антиклинория (волжского позднерифтового палеопргиба) и угленосными нижнемеловыми молассовыми отложениями Момо-Зырянской впадины.

Илинь-Тасская рифтовая система рассечена густой сетью разломов северо-западного простирания, крупнейшие из которых (Дарпирский, Улахан, Арга-Тасский, Илинь-Тасский) контролируют размещение главных грабенов.



Р и с. 2. Тектоническая схема Илин'-Тас-ской рифтовой системы и смежных структур.

1 - позднеюрские грабены, выполненные главным образом оксфорд-кимериджскими вулканогенными образованиями; 2 - позднеюрские прогибы, сложенные преимущественно терригенными толщами волжского яруса; 3 - раннемеловые орогенные молассовые прогибы; 4 - позднемеловые субвулканы; 5 - межграбеновые блоки-выступы палеозойского и докембрийского основания; 6 - внешний контур Илин'-Тасской рифтовой системы; 7, 8 - крупные разломы-сбросы, преобразованные в раннем мелу в сдвиги (7) и надрывы (8); 9 - структуры Колымского массива за пределами Илин'-Тасской рифтовой системы; 10 - структуры складчатого обрамления Колымского массива; 11 - позднеюрские интрузивные образования ультраосновного (а), основного (б) состава.

Цифры в кружках: 1-11 - грабены: 1 - Догдинский, 2 - Умбинский, 3 - Интахский, 4 - Дарпирский, 5 - Гармычанский, 6 - Лыглыхтахский, 7 - Элекчанский, 8 - Булгутский, 9 - Налучинский, 10 - Сычанский, 11 - Нахаттинский; 12 - Илин'-Тасский антиклинорий (верхнеюрский палеопрогиб); 13 - Индигиро-Зырянский прогиб. Ост. объясн. в тексте.

Эти разрывы в верхней коре и в предшествующие этапы геологического развития региона представляли собой конседиментационные сбросы, но в раннем мелу они были преобразованы в сдвиги и надвиги /30/.

На юго-востоке, в бассейне Колымы, Илинть-Тасская рифтовая система частично выходит за пределы структур Момского и Приколымского окраинных поднятий Колымского массива на территории Инъяли-Дебинского синклиория. Естественный структурный рисунок (разветвленные окончания грабенов), столь характерный для периферических частей рифтовых зон, здесь весьма слабо изменен меловыми деформациями. В отличие от этого северо-западное окончание рифтовой системы сильно преобразовано меловыми структурными перестройками. Северо-западные окончания Долгинского, Нахаттинского и Сычанского грабенов срезаны субширотными Тирехтяжским, Нельканским и Рассошинским надвигами. Поэтому изначальные периферические части названных грабенов здесь не сохранились.

Юго-западная граница Илинть-Тасской рифтовой системы находится вблизи разлома Дарпирский и трассируется по цепочке оксфорд-кимериджских грабенов, сложенных вулканогенными образованиями. К их числу относятся Дарпирский, Интахский, Чибагалахский и другие более мелкие грабены. Северо-восточная граница системы перекрыта чехлом пострифтовых меловых отложений Индигиро-Зырянского прогиба. Ее фрагменты замечаются по ряду небольших грабенов, известных в Приколымском и Полоусненском окраинных поднятиях.

Тектонические структуры, на которые наложена Илинть-Тасская система, сложены разновозрастными и неоднородными по условиям формирования толщами. В строении блоковых выступов основания Илинть-Тасской системы выделяются дорифейский метаморфический фундамент и перекрывающий его чехол. В составе последнего обособляются рифейский, венд-раннепалеозойский, средне- и позднепалеозойский - раннемезозойский структурно-вещественные комплексы /28/.

К дорифейскому фундаменту Колымского массива относятся метаморфические породы, вскрывающиеся в пределах Уяндинского, Омудевского, Ясачинского, Шаманихинского и ряда других блоков. В составе метаморфических толщ выделяются три комплекса: гипербазит-базитовый и осадочно-вулканогенный раннепротерозойский и более поздний - среднепротерозойский, существенно терригенный. По условиям регионального метаморфизма они сходны с породами зеленокаменных поясов троговых комплексов древних кратонов /28/.

Рифейские карбонатные толщи Уяндинского блока относятся к нижним платформенным частям осадочного чехла Колымского массива. Одновозрастные с ними карбонатно-терригенные и вулканогенные толщи Приколымского поднятия отличаются крайней невыдержанностью строения разрезов. По своим структурно-формационным особенностям они рассматриваются как рифтогенные образования /4/.

Осадочные отложения венд-раннепалеозойского комплекса западной части Колымского массива представлены пестроцветной терригенно-карбонатной, грубообломочно-терригенной, терригенно-карбонатной, терригенной и карбонатной формациями. Образования пестроцветной терригенно-карбонатной формации мощностью до 1000 м в разных частях Колымского массива весьма однородны по строению и составу. В эту формацию объединены

вендские и кембрийские отложения, которые имеют много общего с типичным платформенным чехлом. К платформенному чехлу относятся также ордовикские и силурийские карбонатные толщи Приколымского поднятия.

Образования грубообломочно-терригенной, терригенно-карбонатной, терригенной нижнепалеозойских формаций блоковых выступов Момского, Тас-Хаяхтахского и Полоусненского поднятий имеют значительную мощность (до 7-8 км). Строение разрезов резко меняется как по латерали, так и по горизонтали /90/. Поэтому еще в работах Н.А. Богданова /6/ было показано, что эти осадочные толщи должны относиться к геосинклинальным.

Образования среднего палеозоя (силур - ранний карбон) при тектоническом обобщении обычно объединялись с нижним палеозоем в единый структурный комплекс. Проведенные в последние годы исследования показали, что между ниже- и среднепалеозойскими отложениями осадочного чехла имеются существенные различия в составе и формационной принадлежности слагающих их толщ и главным образом в характере магматизма, очень широко и разнообразно проявленного в среднем палеозое.

Характеристика осадочных и вулканогенных формаций среднепалеозойского комплекса Колымского массива приведена в табл. I по данным М.Д. Булгаковой и А.А. Сурнина /28, 91/.

Т а б л и ц а I. Осадочные и вулканогенные формации среднепалеозойского комплекса западной части Колымского массива

| Возраст | Поднятие | | |
|------------------------------|--|---|--|
| | Приколымское | Момское | Тас-Хаяхтахское |
| Верхний девон, нижний карбон | Кремнисто-терригенно-карбонатная | Кремнисто-терригенно-карбонатная | Терригенно-карбонатная |
| Средний, верхний девон | Терригенно-карбонатная, трахибазальтовая | Карбонатная, трахибазальтовая | Пестроцветная карбонатно-терригенная |
| Верхний, нижний девон | Терригенно-карбонатная. Терригенная | Карбонатная, трахибазальтовая, терригенно-карбонатная (доломитовая) | Карбонатная, трахибазальтовая. Карбонатная (доломитовая) |
| Нижний силур | | Терригенно-карбонатная | Терригенно-карбонатная |

В пределах Момского поднятия (Арга-Тасский и Увязкинский блоки), по нашим представлениям, в среднем палеозое развивался узкий прогиб рифтового типа, в пределах которого обособляются Булгутская и Увязкинская зоны.

Разрезы красноцветной осадочно-вулканогенной формации Булгутской зоны сложены эффузивными, эффузивно-обломочными, вулканокластическими и осадочными породами силура - нижнего девона. По петрохимическим и геохимическим данным, эффузивные породы относятся к непрерывной серии (калиевые щелочные базальты - муджириты - трахиты), характерной для щелочных базальтоидов стабильных континентов /91, 92/. Мощность красноцветных осадочно-вулканогенных отложений 500-700 м.

В среднем палеозое в Арга-Тасском блоке Момского поднятия формировались терригенно-карбонатные толщи с эвапоритами (Булгутская зона) и изливались щелочные базальтоиды, сопровождаясь эксплозивной деятельностью и интрузиями пикритов и габбро-монзонитов (Увязкинская зона). По составу и петрохимическим особенностям вулканические породы представляют собой контрастную серию натровых щелочных базальтов - трахитов с трендом дифференциации, характерным для континентальных рифтов. Мощность осадочно-вулканогенных образований до 1000 м.

Формирование среднепалеозойских вулканических и интрузивных пород юго-западной окраины Колымского массива связано с развитием среднепалеозойской Арга-Тасской палеорифтовой системы, прослеживающейся от южных частей Приколымского поднятия в район восточного крыла Тас-Хаяхтахского поднятия. За пределами среднепалеозойской Арга-Тасской палеорифтовой системы силурийские и девонские отложения юго-западной окраины Колымского массива имеют платформенный облик.

Верхнепалеозойские - нижнемезозойские отложения Колымского массива по времени формирования синхронны главному геосинклинальному комплексу Верхояно-Колымской геосинклинали. Однако как по вещественному составу, так и по мощности они существенно отличаются от терригенного верхоянского комплекса. В окраинных Момском и Тас-Хаяхтахском поднятиях в нижнем карбоне формировались маломощные кремнистые и карбонатные породы, которые образуют единую карбонатно-кремнистую формацию. Среднекаменноугольные - пермские отложения в этих структурах относятся к туфогенно-терригенной формации, а верхнепермские - образуют маломощную кремнисто-карбонатную формацию. Средне-верхнетриасовые образования в этих структурах имеют в основном карбонатно-терригенный состав с примесью вулканогенного материала. Общая мощность отложений достигла 3500 м. Мощное проявление базитового магматизма в верхнем карбоне характерно для всех структур Колымского массива. В пределах Момского и Приколымского горст-антиклинорий магматические породы объединены в Нятовский трапповый комплекс, включающий эффузивы толеитовой и щелочной серий и интрузивы долеритов и тешенитов /94/.

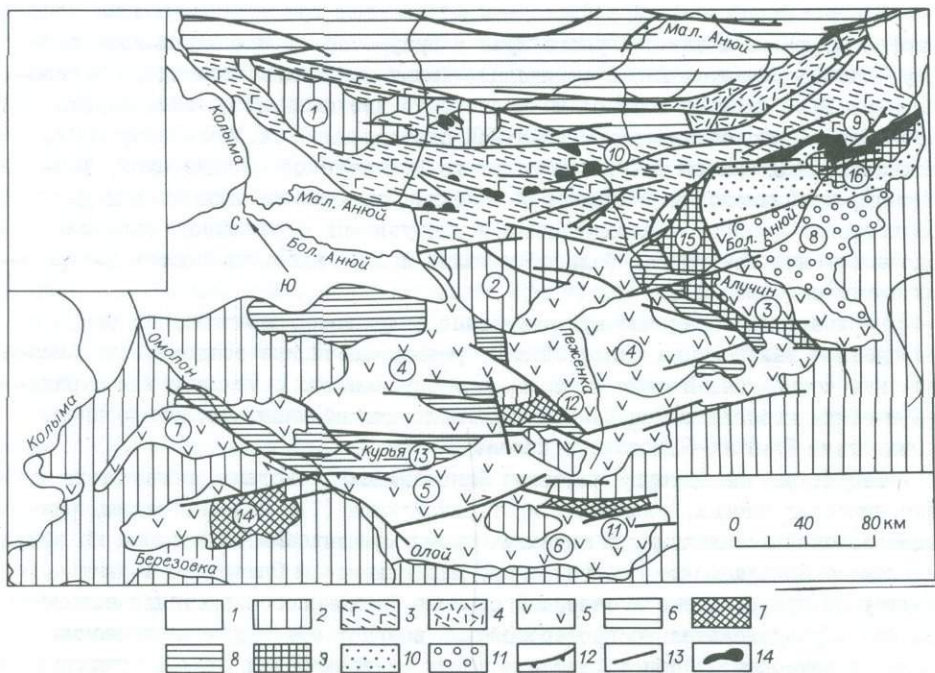
В пограничных с поднятиями складчатых мезозоидах объем и вещественный состав верхнепалеозойских и нижнемезозойских отложений меняется. Северо-восточное крыло Инъяли-Дебинского синклинория сложено в основном мощными глинистыми верхнепалеозойскими и триасовыми толщами, ритмично переслаивающимися песчано-глинистыми отложениями нижней - средней кры общей мощностью более 10 км /102/.

В периферических частях Илинъ-Тасской позднемезозойской рифтовой системы в ряде блоков Момского, Прикольмского и Тас-Хаяхтаховского окраинных поднятий, а также во внутренних частях Колымского массива (Алазейское поднятие) известны фрагментарные выходы грубообломочных (конгломератовых) толщ среднеюрского возраста, мощностью от первых десятков до сотен метров /28/. Имея в виду то обстоятельство, что указанные толщи несогласно залегают на подстилающих образованиях и развиты только вблизи внешней границы Илинъ-Тасской рифтовой системы, можно предполагать, что именно эти конгломератовые образования очерчивают контур предрифтового сводового поднятия. В поздней юре произошло разламывание этого свода и образование оксфорд-кимериджских грабенов собственно Илинъ-Тасской рифтовой системы.

Верхнеюрские осадочно-вулканогенные толщи Илинъ-Тасской рифтовой системы в ее периферических зонах постепенно сменяют среднеюрские конгломераты, а в осевой зоне (Элекчанский, Нахатгинский и другие грабены) они с резким угловым несогласием залегают на подстилающих палеозойских отложениях. Несогласно перекрывающие их отложения нижнего мела широко распространены в пределах Момского и Индигиро-Зырянского прогибов и представлены песчаниками, конгломератами, алевролитами с прослоями углей, сформировавшимися в озерно-болотных условиях и относящимися к терригенной и угленосной молассе общей мощностью до 8000 м. Локально подобные отложения развиты в зоне сочленения Момского и Тас-Хаяхтаховского поднятий с Инъяли-Дебинским синклиниорием.

К позднемеловому комплексу относятся субвулканические массивы, установленные в Догдинском, Буордахском, Интахском, Дарпирском, Лыглыхтаховском грабенах /27, 54, 55, 71/. Палеогеновые отложения представлены конгломератами, глинами, мелкозернистыми песчаниками, включающими прослой бурых углей. Они обычно выполняют впадины, образование которых связано с неотектонической активизацией. Система таких впадин, оформившихся вдоль глубинных разломов Дарпирский, Улахан, Арга-Тасский, по мнению В.М. Мерзлякова /61/ и А.Ф. Грачева /23, 24/, относится к кайнозойской рифтовой зоне. Она характеризуется низкой сейсмической активностью и проявлением вулканической деятельности вдоль разлома Улахан (вулкан Балаган-Тас). Мощность палеоген-четвертичных отложений более 100-600 м. Лавовые поля вулкана Балаган-Тас занимают площадь 45 км². Лавовые потоки имеют мощность 20-50 м /81/. А.Ф. Грачев /23/ выделяет до десяти потоков щелочных оливиновых базальтов.

Южно-Ануйская рифтовая система (рис. 3) располагается на границе северо-восточной окраины Колымского массива и сооружений Новосибирско-Чукотской складчатой зоны /89/. Геология и петрология этой сложной структуры еще весьма слабо изучена. Заложение ее произошло в оксфорде и сопровождалось разрывом континентальной коры и образованием ультрабазит-базитовых ассоциаций /98/. Позднеюрские осадочно-вулканогенные и интрузивные образования линейно прослеживаются с востока на запад почти на 500 км в бассейне рек Большой и Малый Ануй. Размещение магматических образований контролируется системой впадин, длинные оси которых вытянуты вдоль разломов Ярканский, Уямкандинский, Мало-Ануйский. Структуры Южно-Ануйской системы повсеместно имеют тектонические ограничения. Северная граница Южно-Ануйской рифтовой системы проходит вдоль Мало-Ануйского разлома и трассируется



Р и с. 3. Тектоническое районирование Южно-Аннуйской системы и ее обрамления /66/.

1 - кайнозойские образования; 2 - Охотско-Чукотский вулканический пояс и синхронные ему вулканиты; 3-6 - Южно-Аннуйская эвгеосинклиальная рифтовая система: 3 - фрагменты базитового фундамента и 4 - осадочно-вулканогенный комплекс Центральной зоны, 5 - Нутесынская и 6 - Олойская зоны; 7 - Аннуйская зона Чукотской мегэосинклиальной системы; 8, 9 - Алазейско-Олойская эвгеосинклиальная система: 8 - палеозойский и 9 - триас-среднеюрский комплексы; 10, 11 - Яблонский массив: 10 - фундамента, 11 - мезозойский чехол; 12 - надвиги и взбросы; 13 - сдвиги и 14 - разломы недифференцированные; 13 - интрузии ультраосновного - основного состава.

Цифрами в кружках обозначены: 1-8 - впадины (1 - Камешковская, 2 - Мангазейская, 3 - Вукваамская, 4 - Ненканская, 5 - Тантайская, 6 - Олойчанская, 7 - Конгуинская, 8 - Айнахкурчанская); 9, 10 - массивы (9 - Громадинско-Вургуемейский, 10 - Уямкандинский); 11-16 - поднятия (11 - Надежнинское, 12 - Пежинское, 13 - Курьячанское, 14 - Сиверское, 15 - Алучинское, 16 - Яракваамское).

выходами интрузий основного состава, полями эффузивов, наложенных на геосинклиальный комплекс Аннуйского мегасинклиниория; с юга Южно-Аннуйская система ограничена Березовской зоной разломов. Восточные и юго-восточные фланги системы со структурным несогласием перекрыты меловыми вулканитами Охотско-Чукотского пояса, а на западе скрывается под рыхлыми отложениями Приморской низменности.

В строении Южно-Анхойской системы выделяются три зоны. Северная зона, которая проходит вдоль северного края и приурочена к Мало-Анхойскому разлому, рассматривается как Нутесинская. Южная прослеживается вдоль левобережья р. Бол. Анхой от истоков на востоке до его низовий на западе. Эта часть Южно-Анхойской эвгеосинклинальной системы, по Б.А. Натальину /66/, включается в Олойскую зону, состоящую из Вукваамской, Ненианской, Тантынской, Олойчанской и Конгуинской впадин. Основная же площадь выходов позднеюрских осадочно-вулканогенных и интрузивных образований занимает водораздельный хребет рек Большой и Малый Анхой и входит в состав Центральной зоны (см. рис. 3).

Верхнеюрские осадочно-вулканогенные отложения толеитового состава с несогласием налегают на палеозойские, раннемезозойские осадочные и магматические комплексы. В свою очередь, они повсеместно с угловым или стратиграфическим несогласием перекрываются меловыми вулканитами, синхронными магматитами Охотско-Чукотского пояса.

Структуры, на которые наложена Южно-Анхойская система, обнажаются в тектонических блоках, сложенных протерозойскими (?), палеозойскими, раннемезозойскими осадочными и магматическими комплексами. С востока на запад выделяются Яркаваамское, Алучинское, Надежинское и Сиверское поднятия, структурно приуроченные к северной окраине Омолонского кристаллического массива. Предположительно протерозойский возраст имеют кристаллические сланцы и метабиты, обнажающиеся в узких тектонических блоках Яркаваамского и Алучинского поднятий.

Верхнедевонские красноцветные карбонатно-терригенные континентальные отложения и ассоциирующие с ними эффузивы трахибазальт-трахириолитовой формации объединены в кедонскую серию /50/. Основная площадь поднятий сложена нижнепермскими вулканогенно-кремнистыми, верхнетриасовыми и нижне-среднеюрскими глинисто-граувакковыми ассоциациями пород.

Нижнепермские вулканогенно-кремнистые отложения Алучинского поднятия прорваны массивами гипербазитов, габбро и плагиогранитов, относящимися к Алучинскому позднепермскому интрузивному комплексу /19/. Формационная принадлежность ультраосновных - основных ассоциаций пород Алучинского массива окончательно не выяснена. П.П. Лычагин /51/ породы массива объединяет в три ассоциации: дунит-гарцбургитовую, пироксенит-габбро-верлитовую и габбровую. Интрузии плагиогранитов в состав выделенного офиолитового комплекса он не включает. Нашими исследованиями не подтверждается широкое развитие в составе Алучинского массива гарцбургитов, лерцолитов, верлитов. Основной объем среди магматических пород массива принадлежит дунитам, гарцбургиты слагают невыдержанные по мощности тела в зоне перехода между дунитами и грубополосчатым комплексом оливковых пироксенитов, пироксенитов, верлитов, оливковых габбро, роговообманковых габбро. Отнесение ультраосновных - основных интрузивных и эффузивных ассоциаций пород Алучинского поднятия к офиолитовым комплексам океанов в какой-то мере условно.

Раннемеловые вулканические породы отнесены к апт-альбу (?) и разделены на три формации: трахибазальтовую, дацитовую и трахиандезитобазальтовую /88/, а осадочные отложения по составу принадлежат глинисто-граувакковой формации. Молодые магматические образования Южно-Анхойской системы

представлены горизонтально залегающими покровами базальтов щелочно-базальтовой формации палеогенового возраста. Палеогеновые отложения представлены глинами, песчаниками, конгломератами, которые выполняют небольшие впадины. Современные вулканические аппараты р. Бол. Анжуй впервые были описаны Е.К. Устиевым и М.Е. Городинским /ЮИ, 22/. Исследования, проводившиеся этими авторами в 1981, 1984 гг., позволили отнести молодые дифференцированные базальтовые ассоциации рек Мони и Алучина к трахибазальтовой формации молодых платформ.

Приведенные выше материалы по общим чертам строения районов Илинь-Тасской и Южно-Анжуйской систем позволяют сформулировать следующие выводы:

1. Рассматриваемые позднеюрские рифтовые системы располагаются в краевых частях Колымского массива, претерпевших после консолидации раннепротерозойского фундамента сложные структурные преобразования.

2. В основании Илинь-Тасской и Южно-Анжуйской рифтовых систем располагаются фрагменты структур платформенного, рифтового, геосинклинального типов. В пределах выступов основания наиболее распространены платформенные образования.

3. В районе Илинь-Тасской рифтовой системы внутриконтинентальный рифтогенез проявился четырежды - в рифее, среднем палеозое, позднем мезозое и кайнозое. Однако можно говорить только о частичной унаследованности молодыми рифтовыми сооружениями более древних. Все они отличаются простиранием структур, площадью проявления рифтогенеза. Частичное совпадение древних и молодых зон рифтогенеза наблюдается только в местах пересечения разновозрастных структур.

4. Разновозрастные магматические комплексы в пределах Илинь-Тасской рифтовой системы принадлежат щелочным формациям. Ультраосновные - основные ассоциации пород фундамента Южно-Анжуйской системы характеризуются как толеитовые и известково-щелочные. И лишь верхнемезозойские и кайнозойские вулканические породы отнесены к щелочной и субщелочной формациям.

Магматические ассоциации зон обрамления Колымского массива. В пределах краевых зон Колымского массива установлено широкое развитие вулканогенных и интрузивных образований позднеюрского возраста. Юрские вулканогенные толщи имеют двухчленное строение, которое прослеживается в значительной части структур Илинь-Тасской и Южно-Анжуйской систем. Нижняя часть позднеюрских вулканических ассоциаций Илинь-Тасской системы сложена конгломератами, лавами толеитовых и субщелочных базальтов, лавобрекчиями, ксеноуфами, осадочными породами. Подчиненное положение занимают плагиобазальты, андезитобазальты. Верхняя часть представлена лавами, лавобрекчиями риолитов, дацитов, реже андезитов, вулканокластическими и осадочными породами. Причем снизу вверх по разрезам в составе верхнеюрских отложений увеличивается роль терригенного грубообломочного материала. Повсеместно нижняя часть вулканогенных ассоциаций отделяется от верхних пачками углесто-глинистых сланцев, конгломератов или граница между ними проводится по стратиграфическому несогласию. Позднеюрский возраст отложений определен по комплексу фауны, отобранной в прослоях осадочных пород среди вулканических образований, и подтверждается определениями абсолютного возраста базальтов, риолитов, андезитов калий-аргоновым и рубидий-стронциевым методами. Венчает разрез толща песчаников, аргиллитов, алевролитов молас-

совой формации. Интрузивные ассоциации пород в рассматриваемой структуре многообразны по вещественному составу и форме строения тел. Субщелочные пикриты, пикритовые долериты, габбро-долериты, лейкократовое габбро, габбро-пегматиты в Ильинь-Тасской системе по пространственно-временным взаимоотношениям с лавами субщелочных базальтов и их вещественным характеристикам объединяются в единый пикрит-базальтовый комплекс начального этапа магматической деятельности. Немногочисленные дайки, силлы, штоки и субвулканические массивы риолитового и реже андезит-дацитового и андезитового составов совместно с однотипными вулканическими образованиями поздних этапов развития Ильинь-Тасской системы выделены в самостоятельный риолитовый комплекс.

Сложность типизации магматитов Южно-Ангийской системы обусловлена малым объемом геологических материалов по эффузивным и интрузивным ассоциациям пород в периодической литературе. Поэтому предложенная классификация магматитов основывалась на материалах автора и, возможно, не отражает всего многообразия составов позднерусских эффузивных и интрузивных пород, но должна давать правильную картину распределения пород разных петролого-геохимических типов.

Позднерусские вулканогенные толщи Южно-Ангийской системы сложены в основном шаровыми лавами базальтов, лавовыми брекчиями, вулканокластитами толеитового состава. Участками в верхней части отмечаются горизонты и пачки вулкаников среднекислого состава, перекрытые толщей осадочных пород. С осадочно-вулканогенными отложениями верхних частей разрезов ассоциируют дайки, штоки и небольшие субвулканические массивы риолитов.

Среди многочисленных интрузий ультраосновного - основного состава между речья Большого и Малого Анжия к позднерусскому магматическому этапу отнесены самостоятельные небольшие по площади выходы тела, сложенные плагиоклазовыми оливинитами, плагиоклазовыми лерполитами, верлитами, меланократовыми габбро, норитами, анортозитами, пироксенитами, троктолитами. Базальтовые толщи вмещают серии даек, оливиновых габбро, пироксеновых габбро, долеритов. Серии параллельных даек основного состава пространственно не выходят за пределы распространения полей эффузивов основного состава. Они внедрялись вместе с толеитами в конечный этап их излияний. Эффузивные и интрузивные ассоциации пород на основе геолого-петрохимических характеристик объединяются в перидотит-габбро-базальтовый комплекс. Хотя такое объединение несколько искусственно.

Породы позднерусского возраста Южно-Ангийской системы не имеют стратиграфических соотношений, характерных для офиолитовых комплексов. Геологическими наблюдениями установлено, что ультрабазитовые тела внедрились после излияния толеитов на заключительном этапе магматической деятельности позднерусского времени.

Магматизм зон обрамления Колымского массива отличается определенной спецификой, которая хорошо видна при изучении всех разновидностей пород эффузивной и интрузивной фаций.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
ПОЗДНЕУРСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

ПИКРИТ-БАЗАЛЬТОВЫЙ КОМПЛЕКС
ИЛИНЬ-ТАССКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

Исследования вулканических пород позднеурского возраста проводились нами в районах Умбинского, Интаховского, Гормычанского, Элекчанского, Себектинского и Дарпирского грабенных, расположенных соответственно в северо-западной, центральной и юго-восточной частях Илинь-Тасской системы. Эффузивно-осадочные образования Догдинского, Лыглыхтаховского и Налучинского грабенных не изучались, и их описание приводится по данным геолого-съёмочных и тематических работ.

Вулканические поля в пределах отдельных грабенных сложены различными по строению разрезам и составу пород стратифицированными верхнеурскими осадочно-вулканогенными толщами и сопровождающими их вулканическими и интрузивными образованиями.

Умбинское вулканическое поле расположено в пределах Тас-Хаяхтаховского горст-антиклинория и приурочено к одноименному грабену, который протягивается в северо-западном направлении вдоль границы хр. Тас-Хаяхта с Момским прогибом, от р. Куранах до верховьев руч. Сюртки на расстояние около 60 км. Наибольшая ширина грабена (35-40 км) наблюдается в районе о. Куранах, в северо-западном направлении он постепенно сужается (рис. 4).

В северо-западной части Умбинский грабен граничит по разломам субширотного и северо-западного простирания с палеозойскими блоками, а на юго-востоке перекрывается четвертичными отложениями. Небольшой блок пород девонского возраста расположен в центральной части поля в верховьях р. Умба и его правого притока - руч. План. Породы палеозоя в зоне контакта сильно рассланцованы и смяты в узкие изоклиналильные складки.

В пределах рассматриваемого грабена верхнеурские осадочно-вулканогенные образования пересекаются многочисленными разрывными нарушениями субширотного ($260-300^{\circ}$) северо-западного ($320-340^{\circ}$) и реже северо-восточного ($20-40^{\circ}$) направления. По северо-восточной системе разломов наблюдаются значительные смещения как палеозойских, так и верхнемезозойских отложений.

Верхнеурские осадочно-вулканогенные породы разделяются нами на две толщи.

Н и ж н я я толща сложена в основном мицдалекаменными базальтами, чередующимися с алевролитами и глинистыми сланцами. В северной оконечности поля, в бассейне р. Сюртки и в верховьях р. Умба, отложения нижней толщи несогласно перекрывают осадочные породы среднеурского возраста. Простирание осадочно-эффузивных образований преимущественно субширотное ($260-305^{\circ}$) при относительно крутом ($50-82^{\circ}$) падении в северо-западной и более пологом (до $48-60^{\circ}$) в юго-западных частях Умбинского поля. В зонах субширотных нарушений базальты и прослои осадочных отложений интенсивно рассланцованы и изменены.

Наиболее полный разрез нижней толщи наблюдался нами по правому водо-



разделу руч. План, правого притока р. Умба (снизу вверх):

Мощность, м

| | |
|---|-----|
| 1. Туфобрекчия базальтов с обломками известняков, в верхних частях базальты | 45 |
| 2. Тонкопереслаивающиеся глинистые сланцы и туфо-песчаники | 4 |
| 3. Чередование литокристаллических туфов, базальтов и черных сланцев | 36 |
| 4. Переслаивание алевролитов, сланцев и песчаников | 180 |
| 5. Черные массивные базальты | 85 |
| 6. Полосчатые светло-серые до темно-серых с коричневатым оттенком туфы | 100 |
| 7. Темно-серые миндалекаменные базальты | 10 |
| 8. Базальты с прослоями алевролитов мощностью до I м | 11 |
| 9. Миндалекаменные базальты | 80 |
| 10. Тонкопереслаивающиеся песчаники, алевролиты и глинистые сланцы | 85 |
| 11. Порфиновые базальты | 20 |
| 12. Алевролиты | 12 |
| 13. Чередование литокластических туфов базальтов с осадочными породами | 7 |
| 14. Порфиновые базальты | 85 |

Общая мощность толщи 760 м.

Лавы базальтов в данном разрезе составляют 50 %, туфы базальтов - 20 и осадочные породы - 30 %.

Осадочно-вулканогенные породы прорваны дайками и субвулканическими телами долеритов и перекрываются пачкой углисто-глинистых сланцев мощностью от 10 до 150 м, сменяющейся вверх по разрезу толщей преимущественно осадочно-вулканокластических пород с незначительным количеством андезитов, кислых эффузивов. Эта толща относится нами к верхней.

Верхняя толща. Породы верхней осадочно-вулканокластической толщи слагают центральную часть Умбинского вулканического поля и согласно залегают на позднеюрских образованиях нижней толщи. Площадь распространения их отчетливо увеличивается в восточном направлении. Простираение осадочно-вулканокластических образований преимущественно субширотное ($270-300^{\circ}$), с крутыми углами падения ($50-84^{\circ}$), которые нередко смяты (бассейн р. Умба) в изоклиналинные складки. В междуречье Чемалги и руч. Аполлон (левый приток р. Куранах) наблюдается северо-восточное близкое к субмеридиональному простираение эффузивов и чередующихся с ними осадочных пород ($0-25^{\circ}$), пласты которых наклонены на юго-восток под углом $22-32^{\circ}$. В составе вулканогенных пород преобладают пирокласты кислого состава, а в верхних частях разреза отмечаются андезиты.

Непрерывный разрез верхней толщи вулканогенно-осадочных пород обнажается по левому водоразделу руч. План, общей мощностью 640 м. Андезиты в разрезе составляют 26 %, риолиты - 3, туфы риолитового состава - 53, осадочные породы - 18 %.

В верховьях руч. Валунный (левый приток р. Куранах) на границе с бас-



Р и с. 4. Геологическая карта Умбинского вулканического поля (составили А.А. Сурнин и Ю.Д. Недосекин с учетом материалов геологических съемок В.В. Кравцова и др. в 1971-1972 гг.).

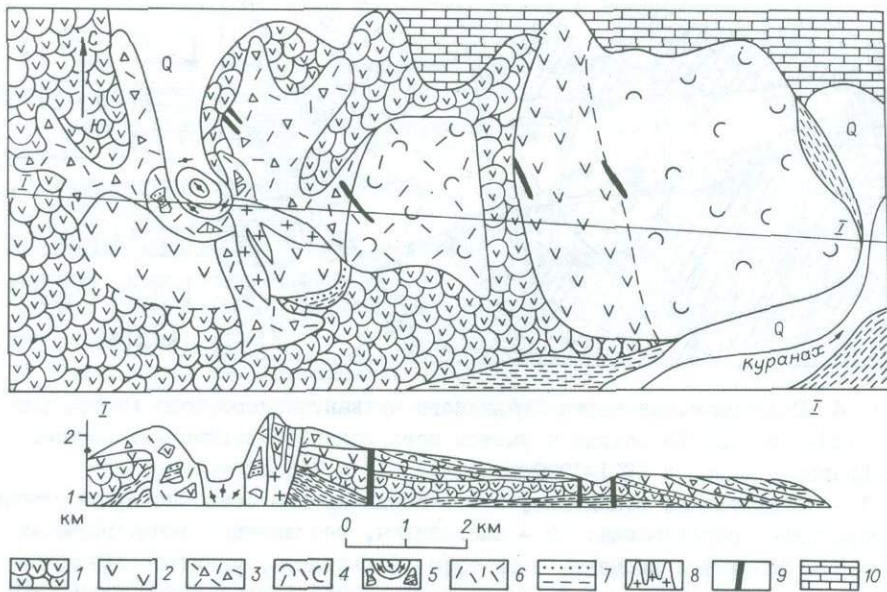
I - четвертичные отложения; 2-9 - верхнеюрские осадочно-вулканогенные и интрузивные образования: 2 - алевролиты, песчаники, сланцы волжского яруса, 3 - риолиты и андезиты и их туфы, алевролиты, углисто-глинистые сланцы кимериджского яруса, 4 - базальты, сланцы, алевролиты, песчаники оксфордского и раннекимериджского ярусов, 5 - известковистые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы средней юры, 6 - субвулканические риолиты и андезитодациты, 7 - интрузии долеритов, 8, 9 - дайки габбро (8) и риолитов (9); 10 - зоны метасоматитов; 11 - разрывные нарушения; 12 - палеовулкан; 13 - палеозойские карбонатно-терригенные образования.

тахской свитой отложения верхней толщи представлены чередованием алевролитов, андезитов, риолитов и их туфов в соотношении: риолиты - 50 %, андезиты - 5, туфы риолитов - 3, осадочные породы - 42 %. Общая мощность разреза 305 м.

Южнее вышеописанного разреза (2 км) по руч. Аполлон в вулканогенно-осадочной верхней толще, залегающей под фаунистически охарактеризованными волжскими отложениями, наблюдается увеличение (до 11 %) объема андезитов. Породы верхней толщи прорваны дайками и субвулканическими телами габбро-долеритов и долеритов. Здесь же на левобережье руч. Аполлон находится хорошо сохранившийся конус вулкана Аполлон (рис. 5).

В северо-восточной части Умбинского поля осадочно-вулканогенные породы верхней толщи перекрываются алевролитами, песчаниками и сланцами бастахской свиты.

Сопоставление частных разрезов позволяет наметить последовательность формирования верхнеюрской осадочно-вулканогенной толщи Умбинского грабена. В нижней части разреза залегают осадочно-вулканогенные породы нижней толщи, в составе которой преимущественно развиты эффузивы основного состава мощностью до 760 м, выше по разрезу они согласно перекрываются породами верхней толщи, в которой преобладают липариты, но в средней и в верхней частях разреза появляются андезиты. Мощность осадочных пород волжского возраста (бастахская свита), согласно залегающих на андезитах верхней



Р и с. 5. Схема палеовулкана Аполлон.

1 - шаровые лавы базальтов; 2 - андезиты; 3 - лавовые брекчи риолитов; 4 - туфы риолитового состава; 5 - жерловая фация, автомагматические брекчи риолитов; 6 - риолиты; 7 - песчаники и алевролиты; 8 - диориты; 9 - дайки риолитов; 10 - блок известняков палеозойского возраста.

толщи в пределах Умбинского поля, минимальная (620 м) и резко увеличивается к востоку за пределами рассматриваемого района Момской впадины (около 3000 м).

В пределах Умбинского грабена широко развиты дайки и субвулканические тела габбро-долеритов, риолитов, дацитов и андезитовых порфиритов, которые прорывают различные уровни верхнеюрских осадочно-вулканогенных отложений.

Размеры субвулканических тел варьируют от 0,5 до 4-5 км². В плане они, как правило, вытянуты в субширотном или северо-западном направлении и редко имеют изометрическую форму.

Крупные тела сложены габбро-долеритами и располагаются среди отложенной нижней толщи. Нередко в них отмечается хорошо выраженная столбчатая отдельность. Структура габбро-долеритов офикающая и пойкилофитовая. Плагноклаз сосюритизирован, содержит 41-46 % анортитовой составляющей. Моноклинный пироксен по оптическим свойствам ($c : Ng = 47-51^\circ$; $2V = +57-60^\circ$) соответствует авгиту. В диабазах постоянно присутствуют апатит и ильменит, последний нередко полностью превращен в типичные лейкоксеновые псевдоморфозы. В сильно измененных породах на фоне карбонат-эпидот-хлоритовой основной массы сохраняются только сосюритизированные лейсты плагноклаза.

Многочисленные дайки кислых пород прорывают отложения нижней и верх-

ней толщ, сложены риолитами и андезитодацитами, имеющими преимущественно северо-западное ($285-340^{\circ}$) и очень редко северо-восточное ($65-50^{\circ}$) простирание с крутыми ($70-90^{\circ}$) углами наклона. Мощность даек варьирует в пределах 8-65 м, а в отдельных случаях равна 100-150 м. Так же, как и в субвулканических телах, в дайках наблюдается зона закалки.

Риолиты субвулканической фации слагают ряд тел, сконцентрированных в основном вдоль разлома Дарпирский. По составу минералов интрузивные риолиты сходны между собой, но различаются по размерам и количественному содержанию вкрапленников. Размеры вкрапленников варьируют в пределах 1-7 мм и представлены плагиоклазом (16 %) и кварцем (19 %). Основная масса составляет 64 %. В экструзивах порфировые выделения плагиоклаза (2-3 %) и кварца (3-4 %) характеризуются небольшими размерами (1-3 мм). Слабораскристаллизованная фельзитовая основная масса в них занимает 93-95 % общего объема пород. Калинатровый полевой шпат в риолитах встречается в единичных зернах и по оптическим свойствам ($\delta : N_g = 6^{\circ}$; $2V = -70^{\circ}$) соответствует ортоклазу. Плагиоклаз во вкрапленниках содержит 18-21 % анортитовой составляющей, а в отдельных зернах до 30 %. Часто замещен серицитом, пренитом, карбонатом. Кварц в округлых и неправильной формы зернах с заливообразными ограничениями неравномерно распределен в породе.

Андезиты и андезитодациты - серые и темно-серые породы, в которых на фоне афонитовой или микрозернистой основной массы выделяются вкрапленники светло-серого полевого шпата (1,0-3,0 мм), призмы темных минералов, иногда редкие зерна стеклянно-прозрачного кварца. Количество темно-цветных минералов определяет лейкократовый и мезократовый облик пород, причем между теми и другими существуют постепенные переходы.

Под микроскопом структура андезитов и андезитодацитов порфировая, иногда гломеропорфировая. Во вкрапленниках присутствуют плагиоклаз, гиперстен, редко диопсид. Количество вкрапленников в разных частях интрузивных тел довольно широко колеблется (от 20 до 45 %).

Основная масса большей частью микрозернистая, аллотриоморфнозернистая, либо гипидиоморфнозернистая, иногда встречаются участки с микропиклитовой или микропегматитовой структурой, в некоторых случаях структура пород фельзитовая. По своему составу основная масса существенно кварц-полевошпатовая с примесью рудных минералов хлорита, циркона, апатита, серицита и др. Акцессорные минералы представлены ильменитом, магнетитом, пиритом, апатитом, цирконом, гранатом.

Плагиоклаз во вкрапленниках образует призмы и таблицы размером 0,3-4,5 мм. Для него характерны полисинтетические двойники и резкая зональность. Зональность прямая, но встречаются зерна, где наблюдается зональность с рекурренцией. Часто вкрапленники плагиоклаза, срастаясь между собой, образуют гломеропорфировые сростки. Обычно плагиоклаз в шлифах свежий, но иногда в той или иной степени изменен постмагматическими процессами, результатами которых является развитие по нему серицитовых чешуек, листочков хлорита, зернышек карбоната и эпидота, а по трещинкам развиваются цеолиты. Включения в плагиоклазе представлены более мелкими кристаллами плагиоклаза, гиперстена, ильменита.

Зерна гиперстена редки, имеют призматическую форму и величину 0,2–2,0 мм. В проходящем свете бесцветные, часто трещиноватые. Оптические константы: $c : N_g = 0-4^{\circ}$; $2V = -52-67^{\circ}$; $c_{N_g} - c_{N_p} = 0,10-0,13$. Во многих шлифах гиперстен частично или нацело замещается зеленовато-желтым амфиболом. Иногда по гиперстену развиваются листочки буровато-красного биотита, а по трещинкам зеленоватый серпентин.

Диопсид во вкрапленниках образует призматические бесцветные зерна величиной 0,3–1,2 мм. Часто наблюдаются простые двойники. Оптические константы: $c : N_g = 38^{\circ}$; $2V = +50^{\circ}$; $c_{N_g} - c_{N_p} = 0,029$. Иногда в диопсиде включены мелкие лейсты плагиоклаза. Диопсид замещается хлоритом и эпидотом.

Кварц во вкрапленниках встречается очень редко. Образует единичные овальные или неправильной формы зерна, в той или иной степени оплавленные. Величина зерен 0,1–2,0 мм.

Кварц и полевой шпат в основной массе андезитодацитов находится примерно в равных количествах, иногда полевые шпаты преобладают. В некоторых случаях кварц и калишпат образуют микропегматитовые сростания. Состав плагиоклаза основной массы там, где можно измерить, отвечает составу краевой зоны вкрапленников.

Ильменит образует мелкие (0,04–0,2 мм) изометричные, удлинено-призматические и неправильной формы зерна. При разложении окружаются лейкоксеном. Включен во вкрапленники плагиоклаза и гиперстена, а также присутствует в основной массе.

Пирит присутствует в подчиненном количестве в виде зерен неправильной формы.

Апатит встречается в виде отдельных бесцветных идиоморфных кристаллов шестоватой или короткопризматической формы. Величина 0,8–0,9 мм. Включен во вкрапленники плагиоклаза и пироксена, но присутствует и в основной массе.

Циркон образует бесцветные призматические идиоморфные кристаллики (0,02–0,6 мм) или же изометрические выделения. Включен в темноцветные минералы, а также встречается в основной массе.

При обработке акцессорных проб встречены зерна зеленой роговой обманки и граната.

Данные микронзондового анализа минералов из андезитов приведены в табл. 2.

Вулканогенные и интрузивные породы Догдинского поля слагают одноименный грабен, расположенный на северном фланге Тас-Хаяхтахского горст-антиклинория (рис. 6). Длина грабена 90 км, максимальная ширина 25 км. На большей части своего протяжения грабен накладывается на осевую зону палеозойской антиклинали. На северо-западе его структуры совместно с подстилающими палеозойскими образованиями надвинуты на Таустахский антиклинорий. Северо-восточная и юго-западная границы либо совпадают с разломами, либо проводятся по поверхности структурного несогласия в подошве юрских отложений. В плане Догдинский грабен разделяется на две части (северную и южную), сопрягающиеся в бассейне среднего течения р. Докучан. Эти части не являются прямым продолжением друг друга: южная смещена к северо-востоку по отношению к северной.

Догдинский грабен выполнен осадочными и вулканогенными образованиями юрской системы, залегающими на палеозое со структурным несогласием.

Т а б л и ц а 2. Химический состав биотита, роговой обманки и граната из позднерских андезитов

| Компонент | Биотит | | Роговая обманка | | Гранат | |
|--------------------------------|--------|----------|-----------------|----------|--------|----------|
| | Мас. % | Ат. кол. | Мас. % | Ат. кол. | Мас. % | Ат. кол. |
| SiO ₂ | 34,85 | 582 | 42,88 | 715 | 38,46 | 640 |
| TiO ₂ | 4,60 | 58 | 2,97 | 37 | 0,00 | - |
| Al ₂ O ₃ | 15,24 | 298 | 10,14 | 198 | 21,43 | 630 |
| FeO | 21,90 | 305 | 19,15 | 266 | 34,29 | 477 |
| MnO | - | - | 0,31 | 4 | 1,10 | 15 |
| MgO | 9,99 | 247 | 11,43 | 283 | 6,40 | 159 |
| CaO | - | - | 10,93 | 194 | 0,96 | 17 |
| Na ₂ O | 0,26 | 8 | 1,52 | 48 | - | - |
| K ₂ O | 9,34 | 200 | - | - | - | - |
| H ₂ O ⁺ | 4,00 | 222 | - | - | - | - |
| С у м м а | 100,21 | - | 99,29 | - | 102,7 | - |
| f | 55,21 | - | 48,5 | - | 80,6 | - |
| K _{Al} | 20,83 | - | 13,5 | - | - | - |

П р и м е ч а н и е. Структурные формулы: $(K,Na)_{0,98}Ca_{0,00}(Mg_{1,16}Fe_{1,43}Mn_{0,00}Ti_{0,28}Al_{0,13})(Si_{2,73}Al_{1,27})_4 \times O_{10}(OH_2)$; $(Na_{0,42}K_{0,01}Ca_{1,68}) \times (Mg_{2,44}Fe_{2,3}Mn_{0,03}Ti_{0,32})(OH_2)$; $Al_{1,71}Si_{6,18}O_{22}$; $(Mg_{0,73}Fe_{2,13}^{2+}Mn_{0,06}^{x}Ca_{0,08}Ti_{0,00})(Fe_{0,07}^{3+}Al_{1,93})(Si_3O_{12})$.

Аналитик Н.В. Лескова.

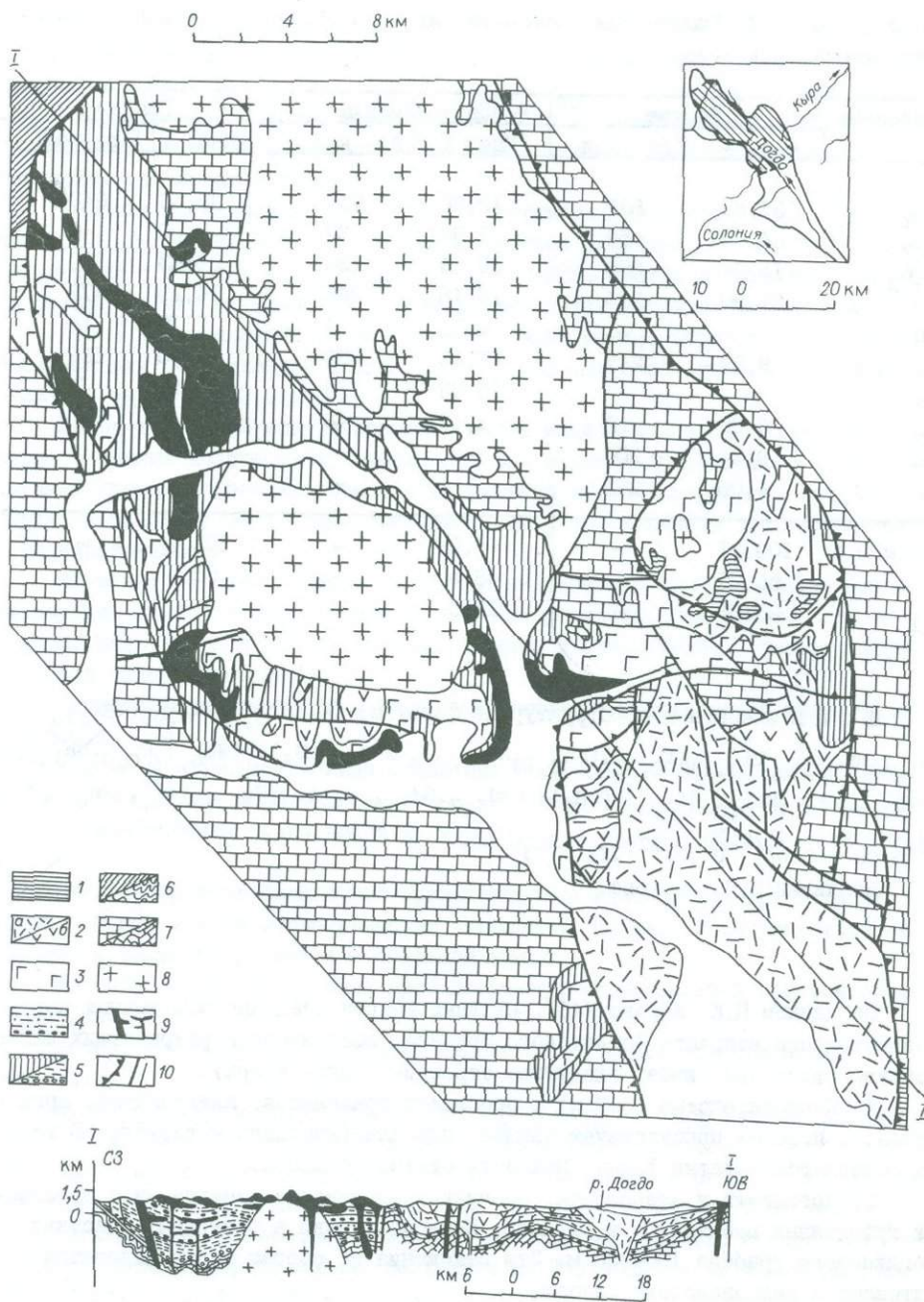
По данным М.К. Косьюк /45/, сводный разрез осадочно-эффузивных пород позднерского возраста Догдинского грабена, несогласно перекрывающих палеозойские отложения, имеет следующее строение (снизу вверх):

1. Известковистые (5-7 м) с прослоями гравелитов, алевролитов, аргиллитов. В породах присутствует примесь пирокластического материала. В толще содержатся остатки фауны. Мощность от 100 до 290 м.

2. Аргиллиты и алевролиты, песчаники, глинистые известняки с прослоями туфогенных песчаников и брекчий. Мощность пачки в различных участках Догдинского грабена 100-330 м. Эти отложения по сборам фауны относятся к батскому и келловейскому ярусам.

3. Муклуканская свита. Базальты и долериты (5-60 м) с прослоями и пачками туфобрекчий, алевролитов, аргиллитов. Мощность 250-400 м. Возраст - оксфордский ярус.

4. Угленосная толща. Аргиллиты, алевролиты, углистые алевролиты и аргиллиты с прослоями песчаников и туфов. Пласты каменного угля отмечаются в нижней части разреза. Породы содержат растительный детрит. Толща не выдержана по площади. На эффузивах муклуканской свиты она залегает с пе-



Р и с. 6. Схема Догдинского вулканического поля (по материалам М.К. Косьюко и др. /45/).

1-5 - позднерские осадочно-вулканогенные образования: 1 - алевролиты, аргиллиты, песчаники волжского яруса бастакской свиты; 2 - риолиты (а)

перывом. Мощность толщи 85 м. Остатки раковин пелеципод, отобранных Г.А. Гребенниковым в отложениях толщи, по заключению И.И. Тучкова, указывают на кимериджский возраст вмещающих пород.

5. Догдинская свита. Переменяющиеся толщи туфов и лав кислого и среднего состава с единичными прослоями терригенных пород. Мощность вулканитов варьирует от 5 до 300 м и, как исключение, достигает 500 м. Осадочные толщи мощностью 10–60 м сложены алевролитами, аргиллитами, туфогенными песчаниками, вулканокластическими образованиями. Формирование пород свиты происходило в аэральных условиях, поскольку в туфобрекчиях наблюдались обломки вулканических бомб. Общая мощность свиты составляет 1300–1700 м. Возраст этих вулканитов по сборам фауны позднекимериджский – ранневожжский.

6. Чередующиеся глинистые сланцы и алевролиты с сидеритовыми конкрециями и песчаниками (5–20 м). Мощность 300–400 м. В глинистых сланцах обнаружена фауна, указывающая на вожжский возраст вмещающих отложений.

Осадочно-вулканогенные образования распространены только в южной части Догдинского грабена. С оксфордского времени здесь происходило излияние лав основного состава (мукдуканская свита), с которыми пространственно и парагенетически связано формирование интрузивов габбро-долеритов и долеритов. Более поздний этап риолитового вулканизма (догдинская свита) проявился с временным перерывом и накоплением глинистых и глинисто-песчаных отложений с конгломератами.

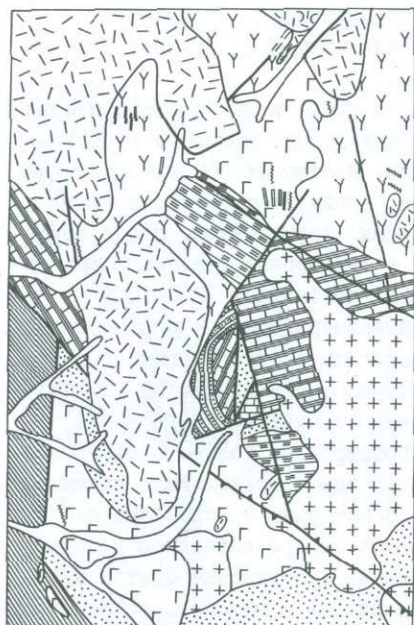
Интахское вулканическое поле расположено в одноименном грабене (рис.7) междуречья Эрикет – Буордах в зоне сочленения Хаяргастахского краевого горст-антиклинория и Иньяли-Дебинского мегасинклинория. Граница между этими структурными элементами проходит по разлому Дарпирский северо-западного простирания. Длина грабена 30–40 км при ширине 12–15 км.

При геологическом картировании не всегда достаточно точно определялась фациальная принадлежность и возраст вулканических образований. Породы субвулканической фации иногда картировались как лавовые покровные образования. При этом возраст осадочно-вулканогенной толщи определялся на основе собранной фауны как оксфорд-кимериджский и ранневожжский, а данные калий-аргоновых определений абсолютного возраста отсутствовали либо не принимались во внимание.

По результатам наших исследований в 1972–1978 гг. установлено, что наряду с позднеюрскими вулканогенными породами в Интахском поле широко развиты субвулканические и в меньшей степени покровные риолиты мелового возраста.

Породы позднеюрского осадочно-вулканогенного комплекса с угловым несогласием перекрывают келловейские и палеозойские осадочные отложения

и андезиты (б) и их туфы кимеридж-ранневожжского яруса догдинской свиты, 3 – базальты и их туфы и алевролиты оксфордского яруса мукдуканской свиты, 4 – конгломераты, песчаники, алевролиты батского и келловейского ярусов, 5 – алевролиты, аргиллиты, конгломераты нижней и средней юры; 6 – алевролиты, песчаники триаса; 7 – карбонатные породы палеозоя; 8 – раннемеловые гранитоиды; 9 – позднеюрские интрузивные поля долеритов и габбро-долеритов; 10 – разрывные нарушения.



- Р и с. 7. Схема Интахского вулканического поля (составили Г.С. Гусев, А.А. Сурнин, Ю.Д. Недосекин с учетом материалов геологосъемочных работ Б.В. Кравцова и др. и Б.П. Данилогорского и др.).
- 1 - четвертичные отложения;
 - 2 - позднемеловые риолиты и их туфы;
 - 3 - риолиты, андезиты и их туфы, алевролиты, углисто-глинистые сланцы верхней кры кимериджранневолжских ярусов;
 - 4 - базальты и их туфы, алевролиты, песчаники верхней кры оксфорд-раннекимериджских ярусов;
 - 6 - известняки, песчанистые известняки, глинистые сланцы средней кры;
 - 7 - глинистые сланцы нижней кры - верхнего триаса;
 - 8 - кремнистые породы, известняки, глинистые сланцы палеозоя;
 - 9 - мраморизованные известняки среднего - верхнего девона;
 - 10 - известняки, песчанистые известняки и известковистые сланцы нижнего - среднего палеозоя;
 - 11-14 - интрузивы: 11 - верхнемеловые субвулканические тела риолитов, 12 - нижнемеловые граниты, 13 - дайки риолитов, 14 - дайки габбро-долеритов;
 - 15 - зоны метасоматитов;
 - 16 - разрывные нарушения.

складчатого основания. Обычно они залегают с пологими углами наклона (18-38°). Простирание их меняется от северо-западного до субмеридионального в различных участках. В составе осадочно-вулканогенной толщи резко преобладают базальты и продукты их разрушений с прослоями глинистых сланцев и алевролитов при подчиненном развитии эффузивов кислого состава.

Осадочно-вулканогенные породы изменены в кварц-альбит-хлоритовой и карбонат-хлоритовой фации пропилитов. Базальты, затронутые поствулканическими изменениями, характеризуются повышенными содержаниями кремнезема (до 56 мас.%), что ошибочно принимается многими исследователями за первичные содержания и делается вывод о широком распространении в районе андезитов.

В основании позднеюрского осадочно-вулканогенного разреза отмечаются линзы глинистых сланцев, раздробленных пород или невыдержанные по мощности пласты конгломератов (0,5-1,2 м).

Разрез нижней части осадочно-вулканогенной толщи, составленный по руч. Правый Интах, представлен в следующем виде (снизу вверх):

| | Мощность, м |
|---|-------------|
| 1. Измененные базальты и их литокластические туфы | 32 |
| 2. Темно-серые до черных базальты | I30 |
| 3. Темно-серые литокристаллокластические туфы базальтов | 2 |
| 4. Серые туфопесчаники | I |
| 5. Темные литокристаллокластические туфы базальтов | I4 |
| 6. Светло-серые окварцованные и пиритизированные базальты | I20 |
| 7. Светло-серые измененные базальты | 76 |
| 8. Деллювиальная осыпь черных глинистых сланцев | 20 |
| 9. Черные глинистые сланцы с остатками ауцелл кимериджс- кого возраста | 22 |
| Общая мощность толщи 4I7,5 м. | |

Базальты в разрезе составляют 68 %, их туфы - 24, осадочные породы - 8 %.

Разрез позднеюрских осадочно-вулканогенных пород наблюдался в коренных обнажениях по правому притоку руч. Кенкели. По р. Эрикит (отрезок "Труба") обнажается монотонная толща миндалекаменных базальтов. Основание разреза не вскрыто или срезается субвулканическими массивами риолитов мелового возраста. Разрез нацело сложен потоками базальтов мощностью от 10-15 до 120 м, агломератовыми лавами без примеси осадочного и туфового материала. Видимая мощность около 650 м.

Верхняя часть разреза позднеюрских осадочно-вулканогенных образований, вскрытая на правом берегу руч. Каменистый представляется в следующем виде (снизу вверх):

| | Мощность, м |
|--|-------------|
| 1. Тонкопереслаивающиеся черные сланцы и светло-серые туфопесчаники, согласно залегающие на базальтах | 3 |
| 2. Светло-серые массивные риолиты | 40 |
| 3. Серые с зеленоватым оттенком риолиты | 5 |
| 4. Алевролиты с тонкими прослоями глинистых сланцев | 4 |
| 5. Светло-серые риолиты | I3 |
| 6. Кристаллокластические туфы риолитов | 3 |
| 7. Светлые риолиты и их литокластические туфы | I8 |
| 8. Флюидальные туфолавы риолитов | 50 |
| 9. Чередование глинистых сланцев, песчаников и алевро- литов | 84 |

Общая мощность разреза 220,0 м.

На долю риолитов в разрезе приходится 54 %, их туфов - 5, а осадочных пород - 4I %.

Толща нижневолжских осадочных пород, согласно залегающая на эффузивах кислого состава и содержащая в низах разреза небольшие по мощности потоки риолитов, наблюдалась в верховьях руч. Мрачный - левого притока руч.

Серый (снизу вверх):

| | Мощность, м |
|---|-------------|
| 1. Черные алевролиты | 40 |
| 2. Светло-серые песчаники | 18 |
| 3. Светло-серые риолиты | 6 |
| 4. Переслаивание алевролитов и глинистых сланцев | 4 |
| 5. Чередование светлых песчаников и черных алевролитов | 240 |
| 6. Алевролиты, сменяющиеся в верхних частях разреза глинистыми сланцами | 130 |

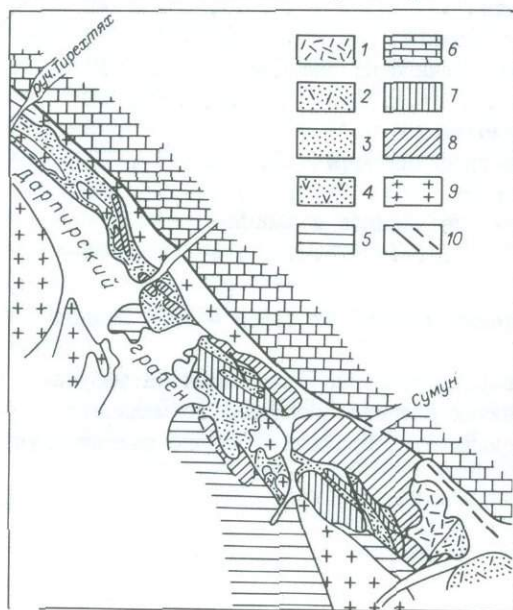
Общая мощность толщи 438 м.

Наиболее ранние образования нижних частей разреза представлены базальтами и туфами того же состава, переслаивающимися с небольшими по мощности прослоями осадочных пород. Общая мощность их 380–420 м. Выше по разрезу они сменяются риолитами и их туфами с маломощными прослоями алевролитов, общей мощностью до 220 м. Осадочно-вулканогенная толща согласно перекрывается волжскими осадочными породами мощностью 440 м.

Интрузивный комплекс в рассматриваемом районе представлен дайками, силлами, штоками габброидов и субвулканическими массивами и дайками плагиориолитов, дацитов.

Сумунское вулканическое поле расположено в пределах Дарпирского грабена (рис. 8). В виде сравнительно узкой (7–15 км) полосы вулканическое поле протягивается на северо-запад через водоразделы рек Улахан-Нагаин, Сумун, руч. Барыллах. Сумунское вулканическое поле на северо-востоке вдоль Дарпирского разлома граничит с палеозойскими осадочными отложениями Момского горст-антиклинария, а с юго-западной стороны с осадочными образованиями верхоянского комплекса или отделены от них системой разрывных нарушений, оперяющих Дарпирский разлом.

Особенностью геологического строения Сумунского вулканического поля является исключительно широкое развитие субвулканических массивов. Вмещаю-



Р и с. 8. Схема Сумунского вулканического поля (по материалам А.Г. Бахарева /28/).

1 – туфы кислого состава верхнемелового комплекса; 2–4 – верхнеюрский осадочно-вулканогенный комплекс: 2 – риолиты и их туфы верхней толщи, 3 – углисто-глинистые сланцы, песчаники и 4 – туфы кислого и смешанного состава, андезиты нижней толщи; 5 – верхоянский осадочный комплекс; 6 – палеозойский карбонатный комплекс; 7–9 – интрузии: 7, 8 – субвулканические тела (7 – риолитодациты, 8 – риолиты), 9 – гранитоиды; 10 – разрывные нарушения.

щие их вулканогенно-осадочные образования занимают не более 60 % общей площади вулканического поля.

Верхнеюрские породы широко развиты в северо-западной части Сумунского вулканического поля. В составе верхнеюрского комплекса преимущественно развиты осадочные породы, нередко заключающие остатки ауцелл. Эффузивные образования занимают около 30 % общего объема отложений.

По характеру распределения вулканического материала и литологии осадочных пород в разрезе верхнеюрских отложений выделяются три толщи: нижняя - эффузивно-осадочная, в составе которой эффузивные породы представлены исключительно лавами и агломератовыми лавами риолитов; средняя - преимущественно осадочная, в верхней части которой отмечаются горизонты туфов липаритового, реже смешанного состава, и верхняя - осадочно-эффузивная, в составе которой резко преобладают продукты кислого вулканизма.

Нижняя эффузивно-осадочная толща образует единственный выход, протягивающийся полосой шириной 1-2 км на расстояние до 7 км в северо-западном направлении в бассейне верхнего течения рч. Сумун. С юго-западной стороны породы этой толщи ограничены от складчатых структур верхоянского комплекса разломом северо-западного простирания, с северо-восточной несогласно перекрываются пачкой однообразных глинистых сланцев средней толщи. В левом борту долины верхнего течения рч. Сумун, выше устья ее правого притока руч. Серганья, разрез нижней толщи представлен чередованием преимущественно мелко- и среднезернистых песчаников. Отмечаются отдельные маломощные (до 5 м) потоки андезитов. В верхней видимой части разреза присутствуют небольшой мощности (6 м) горизонты агломератовых лав среднего состава. Внутреннее строение толщи в целом характеризуется слабонаклонным (до 5°) на северо-восток залеганием слагающих ее пород. Видимая мощность 350 м.

В истоках руч. Рассомаха, левого притока рч. Сумун, на неровной поверхности отложений нижней толщи залегают отложения средней толщи. Последняя по характеру распределения осадочного и вулканогенного материала в разрезе разделится на две части: нижнюю - существенно осадочную и верхнюю, в составе которой вместе с осадочными породами присутствуют туфы риолитового и реже смешанного состава. Наиболее полный разрез характеризуемой толщи наблюдался в бассейнах правых притоков руч. Барыллах. Общая мощность толщи 1050 м. Осадочные породы в разрезе составляют 82 %, туфы кислого состава 18 %.

В юго-восточной части Сумунского вулканического поля, в междуречье Сумун - Улахан-Нагаин, обнажаются преимущественно верхние части разреза описываемой вулканогенно-осадочной толщи.

Взаимоотношения средней и верхней толщ верхнеюрского комплекса наблюдались А.Г. Бахаревым /28/ в обнажениях правого борта долины рч. Улахан-Нагаин. Здесь на неровной поверхности пачки черных глинистых сланцев (видимая мощность 45 м) с редкими прослоями (0,3 м) туфов кислого состава, относящихся к верхней части разреза средней толщи, полого с угловым несогласием залегают в основном эффузивные образования, венчающие разрез отложений верхнеюрского комплекса.

В составе разреза верхней толщи в обнажениях правого притока долины рч. Улахан-Нагаин риолиты составляют 11 %, туфы кислого состава - 80 и осадочные породы - 7 %. Общая мощность 320 м.

Ауцелловые горизонты среди отложений верхнеюрского комплекса отмечаются во многих местах юго-восточной части Сумунского вулканического поля. Фауна была собрана П.И. Показаньевым и А.С. Симаковым. В соответствии с определениями этой фауны В.А. Зиминим возраст вулканогенно-осадочной толщи П.И. Показаньевым определяется как кимериджский и ранневолжский.

В осадочно-вулканогенных толщах Дарпирского грабена присутствуют наиболее типичные петрографические разновидности вулканических пород.

Миндалекаменные плагиоандезиты — темные с зеленоватым оттенком породы, в которых отчетливо выделяются округлой формы миндалины размером от 0,5 до 5 мм. Количество их варьирует от нескольких процентов до 30 % от общего объема. Сложены они карбонатом, хлоритом и кварцем. В некоторых миндалинах наблюдается концентрически-зональное строение. Центральная часть сложена хлоритом, а периферические — карбонатом и мелкозернистым агрегатом кварца. Микролиты основной массы плагиоклаза обтекают миндалины. При малом количестве миндалин различаются порфирировые вкрапленники зонального плагиоклаза (ядро № 48-50, край — № 24-35) размером 0,8-4,6 мм. Основная масса андезитов гиалопилитовая, состоит из стекла, часто замещенного хлоритовым карбонатом, и микролитов плагиоклаза № 35-40. Темноцветные минералы редко встречаются в лавовой фации андезитов, наиболее широко они представлены в субвулканических телах. В андезитах из акцессорных минералов присутствуют апатит, циркон, гранат. Циркон встречается в знаковых количествах, содержание граната от I до 4I г/т. Из сульфидов постоянно отмечается пирит, реже галенит, сфалерит, арсенопирит. Ильменит распределен в андезитах неравномерно, и его содержание колеблется от 4 до I4 г/т. Из других минералов отмечаются анатаз, редко сфен.

Риолиты лавовой фации — светло-серые с зеленоватым, розоватым и фиолетовым оттенками породы. На фоне фельзитовой основной массы выделяются редкие небольшие (0,2-1,0 мм) кристаллы полевых шпатов и кварца. Основная масса составляет 94-96 %, вкрапленники плагиоклаза — 2-4, а кварца — 1-2 %. Каликатровый полевой шпат встречен в единичных зернах. Плагиоклаз в порфирировых выделениях представлен таблитчатыми и удлиненно-призматическими кристаллами олигоклаза № 20-30, иногда в гломеропорфирировых сростках. Кварц присутствует в виде кристаллов изометричной формы и зерен неправильной формы с корродированными краями. Каликатровый полевой шпат слабо пелитизирован, не содержит пертитовых вростков альбита и по оптическим константам ($n_g = 1-3^0$; $2v = -57-60^0$) относится к высокому ортоклазу. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, ильменитом. В измененных липаритах отмечаются анатаз и флюорит. Все акцессорные минералы содержатся в незначительном количестве (от единичных знаков до 7 г/т). Среди сульфидов постоянно присутствуют пирит, галенит, реже арсенопирит, сфалерит, антимонит.

Витрокристаллокластические туфы дацитов — темно-серые до серых пород, состоящие из обломков плагиоандезитов и кристаллов плагиоклаза № 36-37, составляющих до 50 % общего объема породы, сцементированных слабобраскристаллизованным буроватым стеклом. Кроме обломков плагиоклаза размером 3-4 мм отмечаются единичные зерна кварца.

Туфы андезитодацитового состава - средне-, мелко- и тонкозернистые светло-зеленые до серого цвета породы. Характерные текстуры пород - градационно-слоистые и вихревые, связанные с взмучиванием и оползанием слабелитофицированных осадков. Судя по тому, что наблюдается тесная связь пелловых туфов, туфоалевролитов и аргиллитов (без признаков пеллового материала), можно полагать, что и глинистый материал здесь имеет вулканокластическое происхождение. Состав обломочного материала - кристаллокластический плагиоклаз, калиевый полевой шпат, редко кварц; литокристаллокластический: а) квинильный (обломки основной массы базальтов, андезитов, редко риолитодацитов); б) резургентный (окремненные лавы). Вторичные изменения - окварцевание, пиритизация, карбонатизация. В некоторых прослоях наблюдается повышенное содержание землистых агрегатов минералов группы эпидот-цоизита.

Вулканомигтовые средне- и мелкозернистые песчаники и алевролиты состоят из полуокатанных, иногда угловатых обломков пород и минералов. Вулканический материал в этих породах представлен обломками кристаллов плагиоклаза, калиевого полевого шпата, редко пироксена, палагонита в различных соотношениях (до 40 %). Наряду с этим встречаются кристаллы акцессорных минералов: циркон, апатит, сфен, рудные. Тип цемента - базальный, поровый, количество его составляет 30-50 %. Алевролиты обогащены углистым материалом.

В Сумунском вулканическом поле с осадочно-вулканогенными образованиями тесно связаны субвулканические интрузии риолитов и дацитов. Риолиты слагают купола, силлы, сложенные трещинные тела, дайки, локколиты, площадь интрузивов в плане не превышает 8-30 км². Дациты образуют сложные куполовидные тела, площадь до 20-25 км², а морфология андезитовых тел четко не проявлена, обычно они слагают мелкие штоки.

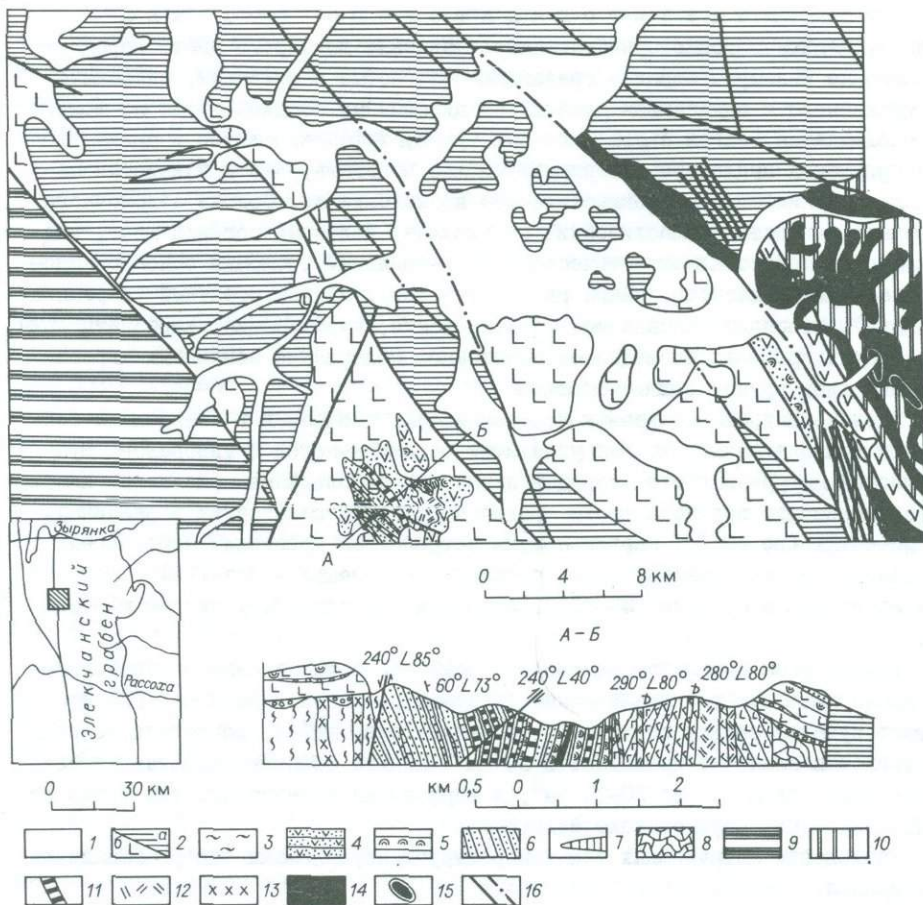
Размещение интрузивных тел контролируется разломами северо-западного простирания.

Увязкинское вулканическое поле приурочено к Элекчанскому грабену, который прослеживается вдоль Арга-Тасской зоны разломов от долины р. Сеймчан до бассейна Зырянки почти на 350 км при ширине, изменяющейся от 15 до 40 км. По описанию Н.А. Богданова /6/, территорию Элекчанского грабена можно разделить на две части: южную, сложенную в основном породами позднерурского возраста, и северную, в пределах которой грабен, выполненный образованиями верхнего палеозоя и мезозоя, достигает максимальной ширины.

В южной части структура Элекчанского грабена асимметрична. Наиболее прогнутая часть грабена приурочена к осевой зоне Арга-Тасского разлома. Вдоль разлома породы раздроблены и наклонены на северо-восток под углом 50-70°.

Северная часть грабена имеет более сложное строение. Здесь Н.А. Богдановым /6/ выделена Булгутская мульда, сложенная пермскими, триасовыми и верхнеюрскими отложениями, и северо-восточная зона, в пределах которой распространены только образования верхней юры.

В пределах Элекчанского грабена эффузивно-осадочные породы позднерурского возраста И.Р. Якушевым /Ю5/ объединены в илинь-тасскую свиту. На изученной территории наиболее полные разрезы распространены в долине рек



Р и с. 9. Схема Увязкинского вулканического поля (составили Г.С. Гусев и А.А. Сурнин).

1 - четвертичные отложения; 2 - верхняя юра (а - глинистые сланцы, алевролиты, песчаники бастахской свиты, б - конгломераты, базальты, туфы основного состава илинь-тасской свиты); 3 - глинистые сланцы и алевролиты верхнего девона (?); 4-7 - средний девон: 4 - трахибазальты, 5 - отдельные покровы шаровых лав базальтов, 6 - кислые граувакки, 7 - линзы органогенно-обломочных известняков; 8 - известняк нижнего девона; 9 - средне-верхнепалеозойские терригенно-карбонатные отложения; 10 - сланцы верхней перми (?); 11-15 - интрузивные породы: 11-13 - средний палеозой (11 - пироксеновое габбро, 12 - трахиты, 13 - дайки раннемезозойских диабазов), 14, 15 - позднекрский возраст (14 - габбро-долериты и 15 - пикриты, оливковые габбро-долериты); 16 - разломы.

Зырянко, Бочера, Аганджа, Булкут. Базальные слои илинь-тасской свиты повсеместно сложены мелко- и среднегалечными конгломератами, состоящими из окатанных и полукатанных обломков осадочных и эффузивных пород. Мощность

конгломератов непостоянна в различных участках грабенов и колеблется от 10 до 80 м. Выше наблюдается грубое переслаивание осадочных пород и лав основного состава. Наиболее полный разрез илинь-тасской свиты описан в верховьях р. Увязка (рис. 9). Здесь вулканогенные отложения позднеюрского возраста слагают чехол Увязкинского купола. Илинь-тасская свита залегает с резкими угловым несогласием на дислоцированных осадочно-вулканогенных отложениях среднего девона. Залегание пород моноклинальное, с углами 5-10°.

По вещественному составу илинь-тасская свита в бассейне р. Увязка может быть разделена на две толщи: эффузивную и вулканокластическую. Эффузивная толща включает туфоконгломераты, агломератовые и лавовые брекчи, потоки базальтов. Мощность базальтовых потоков колеблется от 0,5 до 35 м, агломератовых лав - от 12 до 15 м. Потоки разделяются прослоями вишневых туфоалевролитов и туфопесчаников, хорошо сохранивших отпечатки поверхностей, на которых они сформировались. Шаровая и подушечная отдельность характерна для трех верхних потоков базальтов эффузивного горизонта. Мощность эффузивного горизонта 280-320 м.

Вулканокластическая толща согласно залегает на эффузивах, включает мелкогалечные конгломераты, гравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты. Мелкогалечные конгломераты залегают в основании толщи, в которых наряду с обломками эффузивов, осадочных пород присутствует галька хорошо окатанных гранитов. В верхней части толщи вещественный состав слагающих пород несколько изменяется. Основную роль здесь играют ритмично построенные пачки грубозернистых туфопесчаников, туфоалевролитов, пепловых туфов светло-серого цвета. В начале ритма присутствуют прослой и линзы гравелитов мощностью 10-25 см. Мощность пачек достигает 3 м. Общая мощность отложений 100-120 м. В верхней части илинь-тасской свиты, при переходе к бастакской свите, присутствует выдержанная пачка туфоалевролитов черного цвета, чередующихся с пластами и прослоями белых и серых пепловых туфов риолитов мощностью 80 м. В прослоях белых пепловых туфов хорошо видны следы ряби и оползания. Общая мощность илинь-тасской свиты в междуречье Увязка - Аганджа достигает 550 м. Детальный разрез свиты представлен снизу вверх:

| | Мощность, м |
|---|-------------|
| 1. Туфоконгломераты с прослоями и линзами туфопесчаников, туфоалевролитов | 35,0 |
| 2. Поток черных массивных пироксеновых базальтов | 40,0 |
| 3. Прослой вишневых алевролитов | 0,1 |
| 4. Агломератовая лава базальтов с обломками нижележащих пород | 15,0 |
| 5. Вишневого цвета оливинный базальт | 3,0 |
| 6. Миндалекаменный пироксеновый базальт | 6,0 |
| 7. Афирный светло-зеленый пироксеновый базальт | 2,5 |
| 8. Туф базальта | 1,5 |
| 9. Агломератовая лава базальта | 4,8 |
| 10. Среднезернистый пироксеновый базальт | 6,4 |
| 11. Миндалекаменный пироксеновый базальт | 5,0 |
| 12. Литокристаллокластический туф базальта вишневого цвета | 1,0 |

| | |
|---|-------|
| 13. Миндалекаменный порфировый оливин-пироксеновый базальт | 35,0 |
| 14. Крупнопорфировый пироксен-плагноклазовый базальт | 14,0 |
| 15. Крупнопорфировый пироксеновый базальт с шаровой отдельностью | 11,0 |
| 16. Порфировый пироксеновый базальт с шаровой и подушечной отдельностью | 8,0 |
| 17. Песчаники, алевролиты | 1,0 |
| 18. Миндалекаменный пироксеновый базальт | 7,0 |
| 19. Пачка чередования туфопесчаников, туфоалевролитов, в основании поток пироксеновых базальтов | 49,0 |
| 20. Грубообломочный туф базальта | 2,5 |
| 21. Туфопесчаники, туфоалевролиты | 4,0 |
| 22. Миндалекаменный пироксеновый базальт | 6,4 |
| 23. Грубозернистые туфопесчаники, туфоалевролиты | 3,5 |
| 24. Афировый базальт | 3,2 |
| 25. Агломератовая лава пироксенового базальта | 17,0 |
| 26. Туфопесчаники, туфоалевролиты | 2,0 |
| 27. Конгломераты | 40,0 |
| 28. Гравеллиты, грубозернистые туфопесчаники, туфоалевролиты | 20,0 |
| 29. Ритмичное чередование туфопесчаников, туфоалевролитов, пещловых туфов | 120,0 |
| 30. Туфоалевролиты, пещловые туфы | 80,0 |
| 31. Пачка черных алевролитов с горизонтом сидерианитовых конкреций | 40,0 |

Общая мощность разреза 574,0 м.

Базальты в разрезе составляют 60 %, их туфы - 20 и осадочные породы - 20 %.

В разрезах Элекчанского грабена присутствуют наиболее распространенные типы субщелочных базальтов, лавовых брекчий, туфов.

Базальты субщелочные - это порфировые породы с вкрапленниками плагноклаза, клинопироксена, реже оливина, ильменита и магнетита.

Структуры пород изменяются в зависимости от пространственного их положения в потоке: от порфировой и трахитовой - в основании до долеритовой и базальтовой - в центральных участках. В кровле потоков преобладают миндалекаменные и сидеронитовые структуры с редкими порфировыми вкрапленниками. Долеритовой структурой обладают наиболее мощные лавовые потоки (10-15 м). Содержание вкрапленников в базальтах может колебаться в широких пределах от 5 до 30 %. Преобладающим минералом вкрапленников являются клинопироксен, плагноклаз. Оливин - редкий минерал и в неизменном состоянии не встречается. Базальты с микродолеритовой и долеритовой структурами сложены плагноклазом, клинопироксеном, с незначительной примесью ильменита и магнетита, рудного минерала. В интерстициях между sdвойникованными лейстами плагноклаза кроме скоплений изометричной формы зерен пироксена наблюдается хлоритизированный стекловатый базис.

Плаггиоклаз вкрапленников обычно не зонален или со слабо выраженным зональным строением. Ядро таких зональных кристаллов представлено лаборатором An_{55} , а краевые зоны — андезином An_{41-47} . Незональные кристаллы андезина часто образуют гломеропорфировые скопления. Длиннопризматические кристаллы альбита Ab_{98} располагаются хаотически, рассекая основные плаггиоклазы и пироксены.

Псевдоморфозы серпентина по оливину наблюдаются в виде округлых выделений размером 0,5–0,1 мм. Количество их не превышает 2–3 %. Трещины в оливине заполнены мелкочешуйчатыми охристо-красными агрегатами слюды и зернами цоизита.

Размеры клинопироксена в порфировых вкрапленниках не превышают 0,2–0,6 мм, в долеритах призмы клинопироксена достигают размеров 2,1 x 0,2 мм. В краевых участках и по трещинам в нем развиваются эпидот и цоизит. Оптические константы: $c : Ng = 50-52^\circ$; $2v = 58-59^\circ$. По химическому составу минерал относится к высококальциевому авгиту и характеризуется незначительными колебаниями содержаний волластонитового (42,6–47,5), энстатитового (35,17–44,3) и ферросилитового (4,68–19,1) миналов.

В основной стекловатой массе отмечаются мелкие выделения ильменита, частично замещенного лейкоксеном. Гранат встречается в базальтах в единичных зернах.

Из вторичных минералов широко развиты карбонат, хлорит, эпидот, палагонит.

П л а г и о б а з а л ь т ы характеризуются интерсертальной и порфировой структурами. Промежутки между кристаллами андезина An_{46-50} выполнены бурим стеклом, почти полностью замещенным хлоритом и карбонатом. В основной массе наблюдаются зерна ильменита скелетной и неправильной формы. В отдельных шлифах отмечены редкие и небольшие по размерам (0,3–0,5 мм) миндалины, выполненные карбонатом и хлоритом.

А г л о м е р а т о в ы е л а в ы базальтов состоят из обломков пироксеновых базальтов среди гиалопилитовой основной массы. Размеры обломков варьируют от 5 мм до 20 см. В разрезах позднеюрской толщи по рекам Умба, Увязка, Сарканья, Интах в агломератовых лавах наблюдаются обломки известковистых осадочных пород, красноцветных эффузивов.

Г и а л о к л а с т и т ы базальтового состава. По размеру обломочного материала преобладают псаммитовые и псефито-псаммитовые разновидности. В некоторых образцах пород видны элементы градационной рассортировки обломочного материала.

В составе обломочного материала преобладают везикулярные стекловатые фрагменты базальтового состава двух типов: светло-зеленые, замещенные хлоритом, палагонитом, и бурные, почти непрозрачные, насыщенные тонкодисперсным гематитом. Соотношение этих компонентов меняется в широких пределах. Подчиненное значение имеет резургенный материал: окремненные, осветленные обломки лав базальтов с элементами трахитоидной и флюидальной текстур, единичные обломки силицитов. В разных количествах присутствуют литокласты трахибазальтов — невезикулярных, плотных с микролитовой, интерсертальной, пилотакситовой структурами. При высоком содержании таких обломков породы переходят в базальтовые литокластические туфы и тефроиды. Характерной чер-

той базальтовых туфов и гиадокластитов является бедность их кристалло-кластическим материалом, только в некоторых прослоях мелкообломочных туфов появляются в значительном количестве кристаллы плагиоклаза, калиевого полевого шпата, пироксена.

Породы, как правило, очень уплотнены, связующей массы как таковой часто не бывает. Промежуточки между литокластами, поры выполнены поздним хлоритом (часто радиально-лучистым), кварцем, редко отмечаются эпидот, пренит. Породы в целом изменены в разной степени. Ведущий процесс, не считая ранней хлоритизации, — окварцевание. Осадочные прослои среди вулканокластических пород превращены во вторичные мелкозернистые микрокварциты. Многими исследователями окварцованные породы ошибочно описывались как кремнистые отложения, что позволило выделить "вулканокремнистую ассоциацию", а следовательно, и эффузивно-туфово-кремнистую формацию эвгеосинклинального типа в пределах системы. Наши детальные исследования показали, что кремнистые породы отсутствуют, к ним ошибочно отнесены прослои микрокварцитов, развивающихся по осадочным породам, так же как и измененные субчелочные базальты отнесены к группе спилитов.

Гармычанское вулканическое поле приурочено к Гармычанскому грабену, расположенному в северо-западной части Омулевского поднятия и прослеживающемуся вдоль разлома Улахан. Грабен прослеживается с северо-запада на юго-восток более чем на 200 км, максимальная (25 км) ширина грабена — в долине р. Эльгеачак, а минимальная (5 км) — в верховьях р. Булгут. Выполнен грабен верхнеюрскими, а также верхнемеловыми эффузивно-осадочными отложениями, и лишь в отдельных блоках обнажаются отложения палеозойского возраста, слагающие его основания.

Эффузивно-осадочные породы позднеюрского возраста в пределах грабена имеют круглые углы падений $50-70^{\circ}$ или собраны в тесно-сжатые складки. Близ разлома Улахан развиты мелкие складки шириной 20-50 м. Во многих случаях эффузивные породы выходят за пределы ограничений грабена, где они залегают моноклинально на дислоцированных отложениях палеозоя.

Эффузивно-осадочные образования Гармычанского грабена также отнесены к илинь-тасской свите. Здесь, в отличие от Элекчанского грабена, в составе верхнеюрских эффузивно-осадочных отложений значительно уменьшается количество лав базальтов, увеличивается доля вулканокластического материала основного состава в строении вулканогенных толщ. Весомое значение приобретают лавовые брекчии базальтов, количество которых увеличивается в верхних горизонтах свиты. По вещественному составу в строении илинь-тасской свиты можно выделить две толщи, граница между которыми проводится по пачке черных углисто-глинистых сланцев, мощностью до 180 м. Нижняя толща эффузивно-ксенотуфовая с резким угловым несогласием залегает на среднепалеозойских известняках. В основании толщи залегают конгломераты из плохоокатанных обломков известняков, сланцев, мергелей, эффузивов мощностью 25-40 м. В основании разреза илинь-тасской свиты в верховьях рек Сарканья и Хатыска на конгломератах залегают три потока пироксеновых базальтов мощностью 5, 10, 12 м, разделенных линзами лавовых брекчий, выше которых залегает 350-метровая толща лавовых брекчий базальтов невыдержанной мощности, переслаивающихся с ксенотуфами. Характерно, что среди материала ксе-

туффовых пород большое место занимают обломки красноцветных осадочных и эффузивных пород. Красноцветные осадочно-вулканогенные отложения позднего силура – раннего девона прерывисто прослеживаются вдоль восточного борта Гармычанского грабена, в период формирования отложений илинь-тасской свиты подвергались интенсивному разрушению и переносу. Среди обломочного материала илинь-тасской свиты Элекчанского грабена красноцветные породы не установлены. Наличие большого количества обломочного материала среди вулканогенно-осадочных пород илинь-тасской свиты, Гармычанского грабена, а также максимальная их мощность 450–500 м показывают, что размыв фундамента происходил в начальную стадию вулканизма в Гармычанском грабене и направление сноса материала шло с востока на запад.

Эффузивно-ксенотуфровая толща перекрыта 180-метровой пачкой черных тонкоплитчатых углисто-глинистых сланцев, на которой согласно лежит невыдержанная по простиранию толща светло-серых (пирокластических) туффов андезитобазальтов, общей мощностью до 200 м. Следующий цикл вулканической деятельности в пределах Гармычанского грабена характеризуется накоплением однообразной по составу толщи вулканокластических пород смешанного состава, среди которых присутствуют покровы базальтов, шальштейнов.

Обломочный материал уменьшается от псаммитовой до мелкопсафитовой размерности. Мощность вулканокластических отложений до 850 м.

С востока на запад вкост простирания грабена резко изменяется количественный и вещественный состав вулканогенных отложений. Сокращается мощность эффузивно-ксенотуфровой толщи, углисто-глинистые отложения встречаются фрагментарно, в составе вулканокластической толщи в верхних частях ее появляются кристаллокластические туфы риолитодацитов и риолитов. В верхнем течении р. Илинь-Юрях, на размтой поверхности вулканокластических отложений, залегает лавовая толща риолитов, риолитодацитов, лавовых брекчий, кристаллокластических туфов кислого состава. Аналогичные лавовые толщи кислого состава отсутствуют в пределах Элекчанского грабена. Маломощные прослои светло-серых пепловых туфов кислого состава на границе илинь-тасской и бастахской свит в Элекчанском грабене показывают существование вулканов, поставлявших продукты риолитового состава. Если в Гармычанском грабене толща эффузивов кислого состава занимает верхние уровни фаунистически охарактеризованного вулканогенного разреза оксфорд-кимериджского возраста, а в Элекчанском грабене туфы кислого состава залегают на фаунистически охарактеризованных отложениях оксфорд-раннего кимериджа и перекрыты глинистыми сланцами с остатками раковин ауцелл ранневожского подъяруса, следовательно, возраст кислых эффузивов и пирокластических отложений можно принять как позднекимериджский – ранневожский.

Возраст илинь-тасской свиты в пределах Гармычанского грабена установлен по остаткам аммонитов, собранных Л.Л. Красным /46/ и З.Е. Барановой /2, 3/, как оксфорд-кимериджский. Илинь-тасская свита согласно перекрывается терригенными отложениями бастахской свиты мощностью до 100 м.

ПОЗДНЕЮРСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ТЕЛА ЭЛЕКЧАНСКОГО И ГАРМЫЧАНСКОГО ГРАБЕНОВ

Позднеюрские интрузивы наблюдаются в виде согласных или секущих тел среди осадочно-вулканогенных пород оксфорд-кимериджского возраста и сложены пикритами, оливиновыми габбро и габбро-долеритами, безоливиновыми долеритами и габбро-пегматитами. Среди них выделяются две группы интрузивов: недифференцированные и слабо дифференцированные, в размещении которых на участках их развития не отмечается какой-либо закономерности.

Цепочка интрузивов ультраосновного - основного состава в Элекчанском грабене прослеживается от верховьев Зырянки на северо-западе до рек Ясачная и Поповка на юго-востоке на расстоянии 350 км, при ширине выходов 10-15 км в осевой зоне грабена. Разобренные поля силлов и даек прерывисто распространены среди палеозойских и раннемезозойских отложений вдоль бортов грабенов. Насыщенность магматическими телами в осевой зоне грабена может достигать 60 % от общего объема слагающих пород. В пределах Элекчанского грабена интрузивные образования ультраосновного - основного состава нигде не прорывают волжские отложения бастакской свиты, а галька основных пород широко развита в мелкогалечных конгломератах верхних уровней илинь-тасской свиты. Силлы основного состава располагаются среди лавовых построек илинь-тасской свиты, но не прослеживаются в ее верхних туфовых горизоннтах.

Интрузивные образования ультраосновного и основного состава изучались нами в бассейне рек Шумная, Рассоха, Булгут, Ясачная соответственно в северо-западной, центральной и юго-западной частях Элекчанского и Гармычанского грабенов.

Дайки габбро и долеритов распространены широко. Их преобладающее простирание северо-западное, но встречаются и субширотные дайки. В большинстве случаев это маломощные крутопадающие тела, сложенные недифференцированным мелкозернистым габбро, протяженностью 1,5-5,0 км. Мощность даек в редком случае достигает 150 м. В крупных телах эндоконтактовая зона до 1 м сложена плотной мелкозернистой разновидностью габбро с постепенным увеличением крупности кристаллов к центру тела. Характерной особенностью строения мощных тел габбро является присутствие и неравномерное распределение участков лейкократовых гигантокристаллических габбро-пегматитов среди крупнокристаллического материала хорошо раскристаллизованной породы. Тела габбро-пегматитов имеют неправильную форму, площадь 0,5-5,0 м², располагаются в 2-5 м от всячких контактов полого (39-51°) падающих даек. В штоках пироксеновых габбро они слагают участки до 40 м² вблизи кровли. По вертикали (1100-2100 м) часть даек переходит в межпластовые залежи протяженностью 10-50 м, мощностью 0,25-5,0 м. Силлы имеют северо-западное простирание (270-250°) с пологими углами падения 25-31°, а протяженность их от 1 до 10 км с изменением мощности от 1,5 до 250 м. В экзоконтактах межпластовых интрузий зоны изменения вмещающих пород достигают 0,2 м, четко выделяясь в виде светлых полос. В всячьем контакте измененные вмещающие породы содержат обильную вкрашенность рудных минералов. Внутреннее строение силлов неоднородно по простиранию: полосы, сложенные различными по составу

ультраосновными и основными породами, не выдерживаются, сливаются или клиновидно замещают друг друга. Мощность тел оливиновых габбро в подошве силлов колеблется от 10 до 50 м. Через зону крупнокристаллических полосчатых габбро мощностью 0,1–0,5 м они сменяются пироксеновыми габбро, раскристаллизованность которых увеличивается в центральной части тела, в кровле обычно присутствуют линзы и полосы пегматоидных габбро. Двуполовшатовые пегматиты в центральной части тел слагают участки крупнокристаллических габбро неправильной формы.

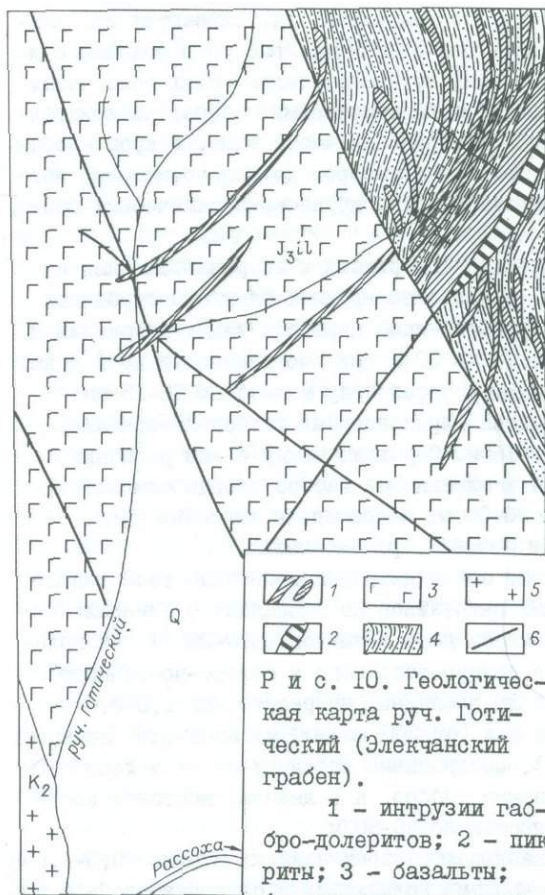
Пикриты тесно ассоциируют с габбро–долеритами и встречаются лишь в отдельных интрузивах. В частности, в наиболее крупных сложно построенных силлах и лополитах устанавливаются постепенные переходы между пикритами и габбро. Мощность пикритовых тел от 10 до 20 м при протяженности до 1,8 км. В сложно построенных интрузивах пикриты через зону мощностью 15–25 см, сложенную оливиновым габбро, сменяются пироксеновыми габбро–долеритами, лейкократовыми габбро мощностью 10–15 м. Переходы между этими разновидностями пород постепенные. Пикриты и оливиновые габбро иногда слагают самостоятельные тела протяженностью 30–50 м, например, в бассейне ручьев Шумный и Готический, рек Ясачная и Поповка, р. Чибгалах.

Своеобразным строением обладают слабо дифференцированные тела лополитоподобной формы. Простираение таких интрузивов не совпадает с генеральным направлением простираения основной массы даек и силлов (270–280°). Располагаясь в зонах пересечения разломов северо–западного и северо–восточного простираения, они прослеживаются вдоль последних на расстоянии 1,5–3,0 км (аз. пад. 30–60°, 60–78°). Размеры тел (от 200 до 600 м) превышают мощность пластовых залежей и даек (рис. 10). Центральные части их сложены хорошо раскристаллизованными слабополосчатыми габбро, а в лежащем контакте всегда присутствует тело пикритов мощностью до 60–80 м.

Непосредственно у контактов наблюдаются зоны закалки шириной 0,5–1,5 м, выполненные тонкозернистыми и порфировыми долеритами и сидеронитовой структурой. Зона перехода от пикритов к габбро мощностью 5–7 см характеризуется максимальной величиной порфировых вкрапленников клинопироксена, оливина, биотита.

В петрографическом отношении пикрит–габбро–долеритовые интрузивы до настоящего времени оставались неизученными. Пикриты – черно–зеленые плотные порфировые породы, в которых на фоне основной массы наблюдаются более крупные выделения серпентинизированного оливина, моноклинового пироксена (5,2–2,3 мм) и биотита (1,0–0,5 мм). Количественный минеральный состав: серпентинизированный оливин – 40 %, моноклиновый пироксен – 16,4, биотит – 6,8, рудные – 18,8, основная масса – 20,8 %. Из акцессорных минералов широко развиты апатит, реже сфен, пирротин, халькопирит, шпинель. Вторичные минералы – серпентин, роговая обманка, редко хлорит, магнетит. Зерна оливина размером 2,3 x 1,2 и 1,9 x 0,7 мм рассеяны системой правильно пересекающихся жилок серпентина, который представлен хризолитом. В центральных частях жилок постоянно присутствуют тонкие прожилки и вкрапленность магнетита. Промежутки между жилами серпентина выполнены более поздними агрегатами актинолита и хлорита, развивающихся по серпентину.

Моноклиновый пироксен в пикритах наблюдается в виде крупных (5,1 x 5,4 и 3,2 x 1,9 мм) порфировых выделений, включает зерна оливина, а по перифе-



Р и с. 10. Геологическая карта руч. Готический (Элекчанский грабен).

1 - интрузии габбро-долеритов; 2 - пикриты; 3 - базальты; 4 - песчаники, алевро-

литы; 5 - граниты Рассошинского массива; 6 - разломы.

минералы представлены серпентином, уралитом, актинолитом, серицитом, хлоритом, лейкоксеном - 10,2%. Структура пород - порфировая с идиоморфными выделениями моноклинного пироксена и редко оливина, участками гипидиоморфнозернистая, пойкилитовая и габбро-офитовая. Оливин образует правильные по форме выделения зерна размером от 0,5 до 1,4 мм. Часть кристаллов полностью замещена петельчатым серпентином, в некоторых зернах замещена только периферия минерала с каймой магнетита по контуру и прожилками серпентина, а в центральных участках сохраняется неизменный оливин. Железистость оливина 20,0 мол.%. Моноклинный пироксен обычно отмечается в зернах неправильной формы с пойкилитовыми включениями плагиоклаза An_{90} . Размер зерен 2,8-1,1 мм. На границе кристаллов оливина и моноклинного пироксена в последнем постоянно присутствует кайма (0,03-0,05 мм), сложенная актинолитом, светло-коричневой роговой обманкой. Моноклинный пироксен плеохроирует в светло-коричневых тонах. По оптическим свойствам ($2V = 49-52^{\circ}$;

при зерен замещается бурой роговой обманкой ($2V = -81^{\circ}$; $c : Ng = 11^{\circ}$), которая, в свою очередь, замещается уралитом ($c : Ng = 15-18^{\circ}$) и актинолитом. По оптическим данным и химическому составу пироксен относится к диопсиду и диопсид-авгиту. Характерной особенностью состава минерала является повышенное содержание Cr_2O_3 .

Биотит в порфировых выделениях размером 0,9 x 0,3 и 0,7 x 0,4 мм развивается в межзерновых пространствах.

Пикритовые и оливиновые габбро-долериты наблюдаются в переходной зоне между пикритами и габбро-долеритами в сложно построенных силах или слагают отдельные интрузивные тела (Элекчанский грабен). К оливиновым габбро-долеритам относятся разности, состоящие из оливина - 29,7%, моноклинного пироксена - 15,1, плагиоклаза - 16,8, биотита - 9,5, роговой обманки - 4,5 и аксессуарных минералов (апатита, магнетита, сфена и сульфидов) - 15,4%. Вторичные

$c : N_g = 37-42^{\circ}$; $N_g = 1,712$; $N_p = 1,688-1,697$) и химическому составу соответствует авгиту. Содержание Cr_2O_3 в проанализированных минералах достигает $0,71-0,54$ %. Железистость пироксена $17-20$ мол. %.

Плагиоклаз образует зерна размером $1,7-3,2$ мм и, как правило, сосюритизирован. Неизмененными сохраняются центральные участки кристаллов, содержащие от 63 до 90 % анортита.

Ромбический пироксен распространен в пикритовых габбро-долеритах крайне ограниченно, и максимальное его количество не достигает $0,2$ %. Размер зерен ортопироксена $0,01$ мм. В ортопироксене установлено незначительное количество титана, марганца, хрома, кальция. Количество ферросилитового компонента колеблется от $20,6$ до $25,9$ %. Ортопироксен по составу соответствует бронзиту.

Биотит в виде правильных и бесформенных выделений размером $0,5-1,4$ мм развивается в пространстве между оливином и клинопироксеном. Плеохроирует в темно-коричневых тонах. Замещается светлой слюдой в сростках с хлоритом. По спайности развивается рудная пыль. Показатель преломления биотита $N_g = 1,648-1,652$. Минералы не содержат кальция, присутствует незначительная примесь MnO и хрома. Железистость биотита изменяется от $20,6$ до $24,5$ %. По предложенной классификации слюд флогопит-биотитового ряда проанализированные биотиты сопоставимы с биотитами из дифференцированных интрузий севера Сибирской платформы /83/.

Роговая обманка отмечается как в самостоятельных кристаллах $0,34-0,6$ мм, так и в гломеропорфировых сростаниях с биотитом. Плеохроирует в матово-коричневых тонах, спайность отсутствует. Оптические свойства ($-2v = 80-79^{\circ}$; $N_g = 1,752-1,715$; $N_p = 1,669-1,685$). От вторичной роговой обманки, развивающейся по клинопироксену, отличается формой выделений, плеохроизмом и химическим составом. Железистость минерала $20,0-26,6$ %.

Акцессорные минералы оливиновых габбро-долеритов представлены апатитом, сфеном, магнетитом. Редкими минералами являются муассонит и алмандиновый гранит, шпинель.

Безоливиновые габбро-долериты - массивные светло-серые средне- и крупнозернистые породы. Структура офитовая и призматически-зернистая. Оливин отсутствует или встречается в единичных зернах интенсивно серпентинизированных.

Клинопироксен (25 %) образует изометричные и угловатые зерна размером до $3,5$ мм. В основном это светло-коричневая разновидность титан-авгита (содержание $TiO_2 - 2,76$ %, обр. 552/8). Причем в отличие от авгитов из пикритов и пикритовых габбро-долеритов содержание Cr_2O_3 в нем падает до $0,05$ %. Общая железистость - $27,2$ мол. %.

Плагиоклаз, преобладающий по объему минерал (26 %), образует обычно удлиненно-призматические зерна с двумя системами двойникованных швов или несдвойникованных. По данным оптических измерений содержит $63-80$ % анортитового компонента. По трещинкам развивается серицит, хлорит с редкими мелкими зернами рудных минералов.

Магнетит и ильменит составляют около 13 %. Вторичные минералы представлены карбонатом, серицитом, хлоритом, эпидотом, клиноцоизитом и зеленой роговой обманкой, развивающейся по клинопироксену. Общий объем вторичных минералов достигает $19,5$ %.

Пегматоидные габбро-долериты представляют собой от крупно- до гигантозернистых массивные светло-серые породы. Размер кристаллов плагиоклаза и клинопироксена достигает 1,7–8,2 мм, роговой обманки до 2,5 см. Плагиоклаз содержит 58 % анортитовой составляющей. Клинопироксен по оптическим данным ($2V = 55^\circ$; $c : Ng = 48-52^\circ$) относится к авгиту. Ильменит в кристаллах или скелетных неправильных зернах неравномерно распределен в породе. Вторичные минералы – хлорит, серицит, актинолит, лейкоксен, клиноцоизит. Игольчатые кристаллы апатита присутствуют в виде включений. В пегматоидных габбро-долеритах отмечаются неправильной формы участки гигантокристаллических скоплений шахматного альбита, микроклина, ортоклаза, сцементированных эпидот-хлорит-карбонатным материалом.

Преобладающими разновидностями пород интрузивов Илинъ-Тасской системы являются средне-, крупнозернистые габбро и габбро-долериты. Оливиновые габбро-долериты, пикриты, габбро-долериты слагают sill и лополиты. В интрузивах габброидов отмечаются кварцевые жилы с гнездами клиноцоизита и хлорита, а также обильная кварц-карбонат-аксинитовая минерализация.

Недифференцированные интрузии габбро, долеритов /45/ в Догдинском и Налучинском грабенах совместно с лавовой фацией базальтов и долеритов объединены в мукдуканский и илинъ-тасский комплексы позднеюрского возраста. Причем в Догдинском грабене возраст интрузивных габбро-долеритов – оксфордский, а в Налучинском – оксфорд-кимериджский.

По геологическому положению, близости вещественных составов интрузивных образований Элекчанского грабена с другими районами Илинъ-Тасской системы их возраст принимается как оксфорд-волжский.

Лыглыхтахский грабен вдавливается клином в Момский горст-антиклинорий с юго-востока. Длина его 130 км, ширина не превышает 30 км. Грабен приурочен к зоне сочленения Момского горст-антиклинория с Инъяли-Дебинским синклинорием Яно-Колымской складчатой системы. Восточным ограничением грабена является глубинный разлом Улахан, а западным – система нарушений глубинного разлома Дарпирский. В строении грабена участвуют отложения байоса – раннего оксфорда (ойурдахская толща) и вулканогенно-осадочные породы кимериджа – раннего мела. Отложения ойурдахской толщи залегают несогласно на породах позднего палеозоя, триаса и ранней юры. Позднемезозойские вулканогенно-осадочные образования несогласно перекрывают ойурдахскую толщу /54, 55/.

Комплекс вулканогенно-осадочных образований разделен на три согласно залегающие друг на друге фаунистически охарактеризованные свиты: веринскую, лыглыхтахскую и сударскую /61/. Веринская свита сложена туфоконгломератами, туфогенными песчаниками, туфами липаритов, дацитов, андезитов, мицдалекаменными андезитами, аргиллитами и алевролитами мощностью 400–500 м. Лыглыхтахская и сударская свиты сложены терригенными породами. Возраст отложений веринской свиты по геологическому положению и комплексу позднеюрских ауцелл кимериджский. Породы лыглыхтахской и сударской свит содержат многочисленные остатки ауцелл позднего кимериджа – волжского яруса.

На территории Лыглыхтахской впадины не установлены лавовая и пирокластическая фации основного состава. Главную роль среди вулканогенных пород играют пирокластические породы кислого состава.

С вулканогенно-осадочными отложениями веринской свиты тесно связаны субвулканические интрузии, сложенные главным образом риолитами и дацитами.

Н а л у ч и н с к и й грабен располагается в западной части Приколымского поднятия. Длина грабена 65 км, ширина не превышает 15 км. Размещение грабена контролируется системой нарушений глубинного разлома Илин-Тасский. До настоящего времени нет детального описания геологического положения и строения вулканических полей Налучинского грабена.

Позднеюрские осадочно-вулканогенные отложения грабена объединены в илин-тасский комплекс, включающий образование одноименной свиты и других разновозрастных вулканогенных пород. Вулканиды представлены продуктами субщелочной базальтовой и риолитовой магм.

Ф.Ф. Третьяков, проводивший исследования в Налучинском грабене, выделяет в строении илин-тасской свиты базальтовую и риолитовую толщи. Первая залегает в основании вулканогенного разреза. В нижнем течении р. Попова базальтовая толща перекрыта пачкой глинистых сланцев мощностью 50-80 м. Глинистые сланцы сменяются эффузивно-пирокластическими отложениями андезит-риолитового состава. Кислые эффузивы развиты ограниченно. Общая мощность илин-тасской свиты не превышает 1000 м, возраст по комплексу морской фауны, содержащейся в прослоях туфогенных и терригенных пород, оксфорд-ранневожский.

Интрузивная и субвулканическая фации илин-тасского комплекса представлены дайками, штоками и сложными по форме телами пикритов, долеритов, диабазов и риолитов.

Основные выводы по изложенному материалу сводятся к следующему:

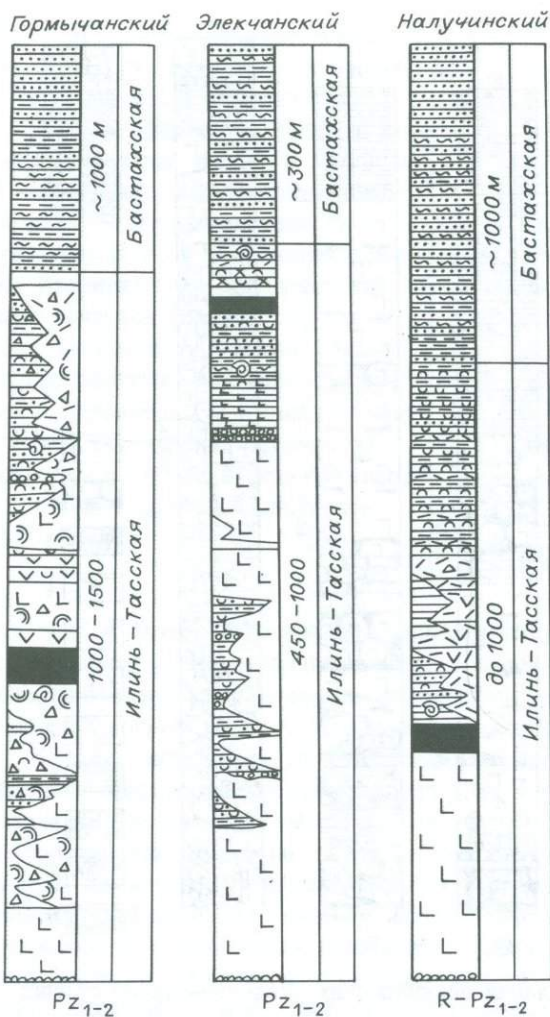
1. Позднемезозойские магматиты выполняют сложную сеть грабенов, образующих пояс шириной 250 км при протяженности до 800 км; размещение грабенов контролируется системой разрывных нарушений.

2. Позднеюрские осадочно-вулканогенные образования залегают с угловым или стратиграфическим несогласием на палеозойских и раннемезозойских отложениях. По комплексу фауны и данным определения абсолютного возраста формирование этих толщ происходило в оксфордском, кимериджском и вожском веках.

3. В основании осадочно-вулканогенных пород распространены горизонты конгломератов и терригенно-карбонатных отложений бат-келловейского возраста мощностью до 1000 м (начальный этап рифтогенеза), на которых залегают лавы континентальных базальтов и осадочные отложения оксфорд-кимериджского возраста (рис. II).

4. С лавовыми толщами основного состава пространственно и парагенетически ассоциируют интрузии пикритов, габбро-долеритов, габбро-пегматитов, объединенные в единый пикрит-базитовый комплекс собственно рифтовой стадии развития.

5. Выше этой толщи залегают углито-глинистые отложения, которые сменяются осадочно-вулканогенными породами кимеридж-вожского возраста мощностью до 1500 м, представленными песчано-глинистыми сланцами, андезитами, риолитами и их туфами. Формирование вулканокластических и покровных образований сопровождалось внедрением субвулканических массивов, дацитов и риолитов, реже андезитов. Совместно с вулканической фацией они объединяются нами в единый риолитовый комплекс.



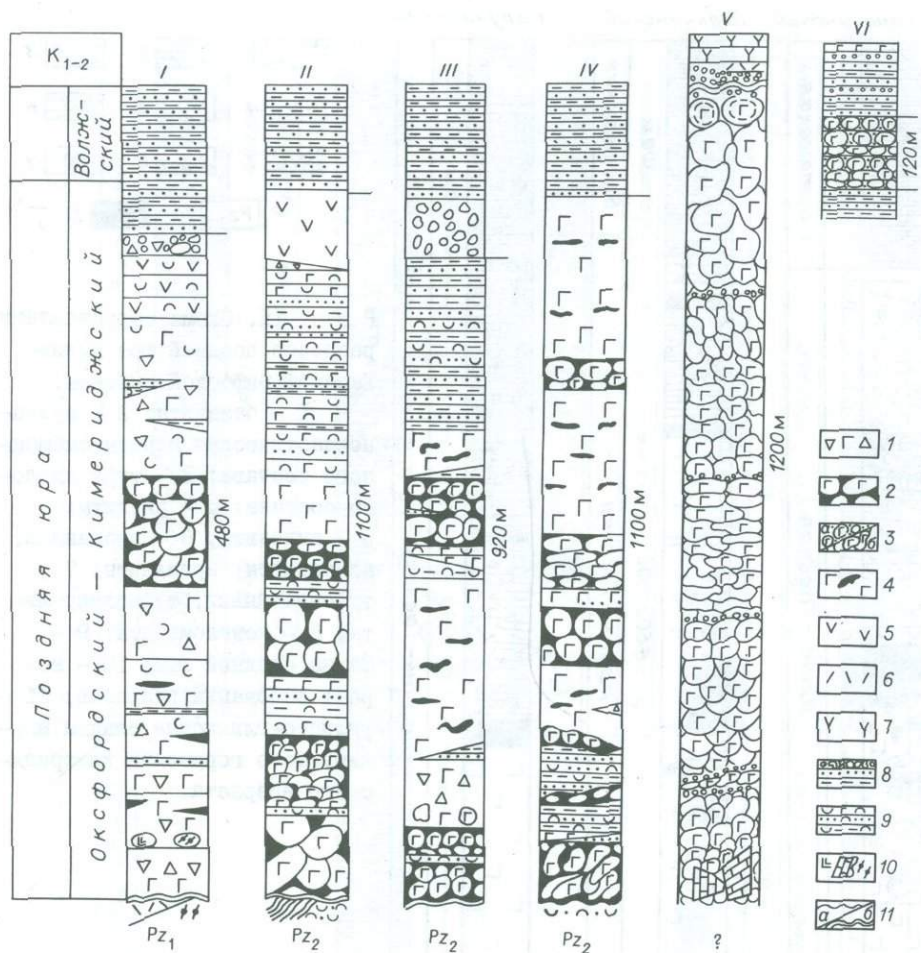
Р и с. II. Схема сопоставления разрезов поздней юры Илин'-Тасской рифтовой системы.

I - базальты; 2 - вулканокластические породы смешанного состава; 3 - туфы кислого состава; 4 - риолиты; 5 - андезиты; 6 - песчаники, алевролиты, аргиллиты; 7 - туфопесчаники, туфоалевролиты; 8 - конгломераты; 9 - фауна поздней юры; 10 - возраст основания разрезов; II - углисто-глинистые сланцы маркирующего горизонта кимериджского возраста.

ПЕРИДОТИТ-ГАБРО-БАЗАЛЬТОВЫЙ КОМПЛЕКС ЮЖНО-АНЖИЙСКОЙ СИСТЕМЫ

Позднемезозойские магматические образования междуречья Большого и Малого Анжия имеют четкие структурные границы. Они приурочены к протяженным разрывным нарушениям северо-западного или близкого к широтному простирания, ограничивая единую крупную Южно-Анжискую тектономагматическую систему.

Сформировавшиеся в оксфорд-ранневолжское время осадочно-вулканические толщи Южно-Анжиской системы сложены шаровыми лавами толеитовых базальтов (40-60 %), вулканокластическими породами (10-15 %), песчано-глинистыми отложениями (35 %). Строение разрезов позднечурских осадочно-вулканогенных отложений системы приведено на рис. 12. Д.Я. Радзивилл /79/ выделил



Р и с. 12. Стратиграфические колонки позднепермских осадочно-вулканогенных отложений Южно-Анжуйской системы.

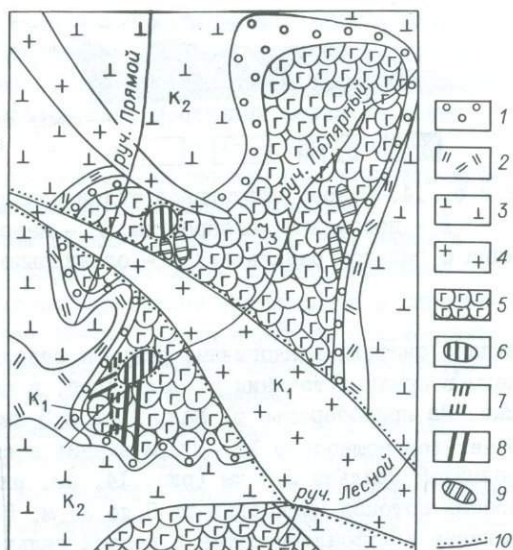
I - гора Лобовая, II, III - верховья р. Бол. Анжуй, IV - руч. Рак, V - р. Тополевка, VI - р. Мал. Анжуй.

I - агломератовые лавы; 2 - шаровые лавы базальтов с гиадокластическим цементом; 3 - шаровые лавы базальтов с осадочным заполнителем межшарового пространства (а) и с плотным прилеганием шаров (б); 4 - потоки базальтов с линзами вулканического стекла; 5 - андезиты; 6 - риолиты; 7 - дациты; 8 - конгломераты, песчаники, алевролиты; 9 - туфы; 10 - блоки карбонатных пород; II - несогласие стратиграфическое (а) и угловое (б).

их в гремучинскую толщу. Позднепермские осадочно-вулканогенные отложения со стратиграфическим или угловым несогласием перекрывают рифейские, позднепалеозойские и раннемезозойские магматические и осадочные комплексы. В основании разрезов присутствуют туфоконгломераты, лавовые брекчии, а в бассейне р. Тополевка-I среди лавовых полей установлены отторженцы круп-

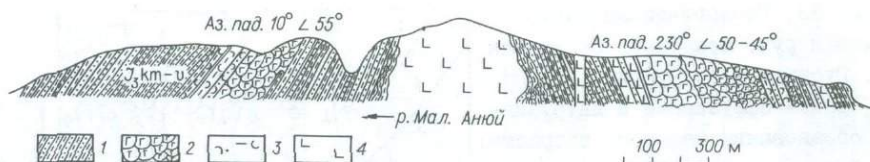
Р и с. 13. Геологическая карта верховой руч. Полярный. Составили Г.С. Гусев и А.А. Сурнин.

1-4 - эффузивные и интрузивные образования мелового возраста: 1 - базальные конгломераты нижнего мела, 2 - трахириолиты, 3 - трахибазальты, 4 - гранит-порфиры, диориты; 5-8 - позднеюрский магматический комплекс: 5 - покровы базальтов, 6 - субвулканические риолиты, 7 - дайки риолитов и андезитов, 8 - дайки габбро и автомагматических брекчий; 9 - ксеноблоки визейских известняков; 10 - зоны гидротермально измененных пород.



ных глыб и блоков известняков позднекаменноугольного возраста. Повсеместно вулканиты оксфорд-ранневожского возраста согласно перекрываются поздневожскими песчаноглинистыми отложениями или с угловым несогласием и размывом эффузивами ранне-, позднемелового возраста.

Толщи, выполненные позднеюрскими образованиями, различаются по соотношениям эффузивных, вулканокластических и терригенных ассоциаций пород в различных участках Южно-Анжуйской системы. С юго-востока на северо-запад по простиранию структуры в составе осадочно-вулканогенных отложений уменьшаются количество и мощность лавовых потоков, практически исчезает гиаокластический материал; лавовые потоки переслаиваются с песчано-глинистыми отложениями. Максимальное количество вулканокластического материала, прослой которого чередуются с шаровыми лавами базальтов, присутствует в разрезах верховой р. Бол. Анжуй; по его правым притокам (ручьи Рак, Быстринка) и разрезы горы Лобовой (см. рис. 12, колонки I-IV). Здесь он представлен красноцветными лавовыми брекчиями, гиаокластитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами. Среди обломочного материала наряду с обломками базальтов, минералов присутствует большое количество линз, прослоев и угловатых обломков вулканического стекла сургучного и темно-зеленого цвета. Мощность потоков шаровых лав базальтов от 5 до 80 м, лавовых брекчий, гиаокластитов от 42 до 240 м, общая мощность отложений до 900 м. Вулканические поля центрального и юго-западного участков системы сложены толщами шаровых лав базальтов с минимальным количеством осадочного материала. Потоки шаровых лав базальтов разделены линзами и прослоями мелкогалечных конгломератов, песчаников и алевролитов. В верховьях руч. Полярный (рис. 13) разрез эффузивной толщи нацело сложен потоками базальтов с шаровой отдельностью различной конфигурации (см. рис. 12, колонка V). Потоки разделены прослоями и линзами (5-10 см) конгломератов. Выделяется до 10 потоков мощностью от 10 до 180 м и общей мощностью до 1000 м. На северо-



Р и с. 14. Разрез эффузивной толщи поздней кры на правом берегу р. Мал. Анюй.

1 — песчаники, алевролиты; 2 — шаровые лавы базальтов; 3 — туфопесчаники с галькой базальтов; 4 — оливиновые и пироксеновые габбро-долериты.

западе системы аналогичные разрезы базальтовых толщ фрагментарно установлены в среднем течении р. Мал. Анюй, в районе поселков Черский и Зеленый Мыс. На правом берегу р. Мал. Анюй в 3 км ниже устья Телибинки толща лав базальтов мощностью 180–200 м входит в строение антиклинальной складки с размахом крыльев 2,8 км (рис. 14, см. рис. 12, колонка VI). Присутствуют восемь потоков мощностью от 5 до 37 м. Потоки разделены прослоями туфопесчаников и туфоалевролитов с редкой галькой эффузивов. Три потока базальтов мощностью 10, 12, 20–25 м прослеживаются среди песчано-глинистых отложений волжского яруса в коренных обнажениях правобережья р. Мал. Анюй в 7 км ниже вышеописанного разреза. Повсеместно с толщами эффузивов ассоциируют серии даек, габбро-, габбро-долеритов.

Толщи, сложенные лавами и вулканокластическими отложениями андезит-риолитового состава, занимают верхние уровни геологических разрезов оксфорд-ранневолжского возраста. Они залегают согласно на стратифицированных эффузивах базальтового состава, подстилаясь пачками песчано-глинистых отложений мощностью 40–150 м. Осадочно-вулканогенные образования среднего и кислого состава занимают обособленные поля, располагаясь на границе Южно-Анюйской системы со структурами Омолонского массива и Анюйского антиклинория. В строении толщ присутствуют вулканокластические пачки, разделенные прослоями туфопесчаников, туфоалевролитов, единичные потоки лавовых брекчий андезитового состава. Общая мощность отложений в верховьях р. Бол. Анюй достигает 450–500 м, а в верхнем течении р. Мал. Анюй она увеличивается до 1000 м. Риолиты, реже андезиты слагают дайки и небольшие субвулканические массивы, прорывающие лавовые толщи основного состава, в песчано-глинистых отложениях волжского яруса они не установлены.

Вкрест простирания Южно-Анюйской системы при движении с севера на юг происходит изменение составов осадочно-вулканогенных отложений. Позднеюрские толщи, наложенные на структуры Омолонского кристаллического блока, характеризуются преобладанием грубообломочного материала в составе терригенных и вулканических пород, рассредоточением лавовых потоков различной основности по всей мощности разрезов. Причем магматические породы любой основности характеризуются повышенной щелочностью, присутствием минеральных ассоциаций пород щелочных типов /29/. Качественная характеристика этих образований пока отсутствует.

Эффузивам Южно-Анюйской системы свойственны шаровая, подушечная и веретенновидная отдельности в базальтовых потоках по всей мощности разре-

зов в различных районах. Присутствует большое количество вулканического стекла, заполняющего межшаровое пространство в лавах, а также в виде самостоятельных линз в потоках. Красноцветные вулканокластические отложения являются продуктами разрушения базальтов и за пределами развития полей эффузивов не встречаются.

Толейтовые базальты по структурно-минералогическим особенностям принадлежат вариолитовым, спилитовым и долеритовым разновидностям.

Вариолитовыми базальтами сложены внешние зоны (0,5–25 см) шаров и эллипсов. Это серо-зеленые плотные породы, состоящие из непрозрачного темно-коричневого стекла с метельчатыми агрегатами плагиоклаза и пироксена. Чередующиеся длинноигольчатые без четких границ агрегаты плагиоклаза и пироксена располагаются симметрично-веерообразно в вариолях от центра к периферии, расщепляясь метельчато на внешних окончаниях.

Наблюдается асимметричное положение плагиоклаз-пироксенового веера относительно округлой вариоли, узкий конец которого находится на одной стороне вариоли, а широкий на противоположной. Боковое пространство вариоли заполнено разноориентированным волокнистым агрегатом альбита и вторичных минералов. На общем фоне темно-коричневых вариолей выделяются длинно-призматические (1,5–2 x 0,01–0,04 мм) кристаллы прозрачного альбита. Структура пород вариолитовая, мицдалекаменная. В тех случаях, когда на общем фоне вариолитов выделяются таблитчатые кристаллы плагиоклаза $Ап_{59-67}$, структура переходит в порфировую. Пироксен в порфировых вкрапленниках отсутствует. В сростках с лабрадором он представлен авгитом. Железистость минерала 21–30 % при незначительном колебании содержания ($W_{O_{36-42}} - E_{n_{43-44}} - F_{s_{13-18}}$) его главных составляющих. Породы разбиты частой сеткой трещин, выполненных карбонатом, хлоритом и кварц-серицитовым агрегатом с примесью гематита. Наиболее ранние трещины заполнены хлоритом, они пересекаются карбонатными прожилками, на которые наложена кварц-серицитовая минеральная ассоциация.

Спилиты – плотные, мицдалекаменные породы. Структура пород спилитовая, участками витрофировая, вариолитовая и апоинтерсертальная. Порода состоит из войлока изогнутых, расщепленных на концах кристаллов альбитизированного плагиоклаза, погруженных в хлоритизированный стекловатый базис и насыщенных мельчайшей рудной пылью. Пироксен сохраняется в обособленных участках в интерсертиционном пространстве между плагиоклазами. Плагиоклаз замещается агрегатом андезина № 46 и альбита № 7, лишь участки лабрадора № 56–59 отвечают первичному составу плагиоклаза.

Оливин в виде кучных скоплений или единичных зерен (0,5–0,8 мм) неравномерно распределен в породе. Минерал полностью замещен желто-красным идингситом. Вторичные минералы породы представлены также карбонатом, хлоритом, серицитом, кварцем. Мицдалины имеют зональное строение – внешняя зона сложена хлоритом, внутренняя – карбонатом.

Базальты и долериты – типичные породы центральных участков в шарах и потоках без особых текстурных признаков. Структура пород базальтовая, интерсертальная, редко офитовая и порфировая. Незональные кристаллы лабрадора и битовнита вторичным изменениям подвержены слабо. Состав их не меняется от базальтов к долеритам. Пироксен порфировых вкрапленников характери-

зуется высоким содержанием глинозема 4,5I-5,84 мас.%, кальция 20-2I % мас.%, несколько повышенными концентрациями TiO_2 в отличие от авгита из вариолитов и спилитов. В последних содержание Al_2O_3 не превышает 2,6 мас.%, CaO - I9 мас.%

Как в базальтах, так и в долеритах постоянно присутствуют крупные (I,5-2 мм) сильно корродированные, растресканные, без определенных очертаний агрегаты анортита № 90-92. Вокруг таких плагиоклазов участками сохраняется плотная зона мелкозернистого агрегата зерен плагиоклаза и пироксена, ориентированных длинными осями вдоль контура минерала. Наибольшее количество зерен анортита присутствует в лавах, примыкающих к интрузиям ультраосновного состава, где анортит является порообразующим минералом. Обломков этих пород в лавах не установлено. Вторичные изменения проявлены неравномерно, отмечаются гнезда хлорита, тонкие прожилки, выполненные карбонатом и пренитом. Вблизи интрузивных габброидов базиты амфиболлизированы. Пироксен замещается светло-зеленым актинолитом, плагиоклаз мозаично пелитизирован.

Автомагматические брекчии базальтов слагают дайки мощностью 5-8 м, чередующиеся с телами андезитов. Брекчия сложена остроугольными (8xI5 см) обломками порфировых гиаобазальтов, сцементированных порфировым базальтом с трахитовой структурой основной массы. Вкрапленники как в обломках, так и в цементирующем их базальте представлены пироксеном и плагиоклазом. Пироксены в виде короткопризматических кристаллов (0, I-0,5 мм) или сростков в форме косоугольного или прямого креста с секториальным погасанием двойников по типу "песочных часов" относятся к титаноавгиту. Содержание TiO_2 колеблется от 2 до 2,4 мас.%, железистость минерала 26-33, что несколько выше, чем в авгитах базальтов и долеритов.

Длиннопризматические кристаллы плагиоклаза (I,5x0,0I мм) принадлежат альбиту № 6, изогнуты, обгибают мицдалины и вкрапленники пироксена. В базальтах основной массы хорошо видна струйчатая структура стекловатого базиса на границе с обломками, при удалении от которых следы течения стекла выражены слабо. Мелкие округлые мицдалины заполнены хлоритом. Породы мало изменены. Редкие трещинки выполнены карбонатом, рудным минералом.

В разрезах шаровых лав базальтов верховий р. Бол. Анной межшаровое пространство в большинстве потоков выполнено гиаокластитамии или вулканическим стеклом сургучно-зеленого цвета. Обломки - обособленные линзы стекла встречаются в потоках лавовых брекчий. Зелено-красные остроугольные обломки стекла являются основным материалом в составе гиаокластитов. Наряду с ними здесь присутствуют округлые светло-зеленые или красноватые кремнистые породы, содержащие остатки радиолярий. Большинство исследователей сургучно-зеленое вулканическое стекло из всех типов пород однозначно характеризуют как кремнистые породы или яшмы. Вулканическое стекло с элементами тонкоплитчатой и коломорфной текстур окрашено в желтоватое, желто-коричневое, зеленых оттенков тона, что обусловлено неравномерным характером вторичных изменений.

Менее измененные изотропные участки стекла, имеющие желтовато-коричневую окраску, содержат единичные выделения кристаллов плагиоклаза, пироксена (?) рудных минералов. Участки стекла красного цвета содержат многочисленные тонкие микролиты, полностью замещенные карбонатом.

Обильные выделения червеобразной, полусферолитовой, сферолитовой формы зеленого хлорит-глауконитового минерала распространены в стекле зеленого цвета. Стекловатый матрикс здесь раскристаллизован в агрегат слабополяризующих тонкочешуйчатых минералов, участками сохраняется аморфная или скрытокристаллическая структура. Химический состав стекла, отвечающий сордавалиту, пересчитан на бескарбонатный остаток: SiO_2 - 50,4, TiO_2 - 0,12, Al_2O_3 - 20,95, Fe_2O_3 - 3,08, FeO - 1,2, MnO - 0,3, MgO - 2,60, CaO - 21,19, Na_2O - 0,25, K_2O - $1 \cdot 10^{-3}$. Вулканическое стекло рассекается многочисленными трещинками, значительная часть которых выполнена пренитом и кальцитом.

В строении позднеюрских толщ Южно-Анхойской системы намечена характерная особенность перераспределения терригенного и вулканокластического и эффузивного материала как по простиранию, так и вкрест простирания структуры. В этих же направлениях происходит изменение составов базальтов от толеитовых в осевой зоне до базальтов повышенной щелочности в бортовых зонах, наложенных на структуры кристаллического блока.

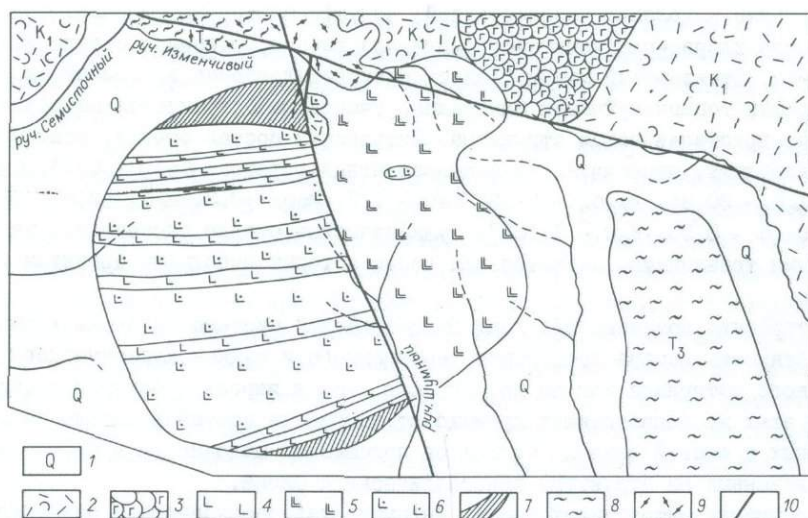
Ассоциации интрузивных пород. Интрузии ультраосновного и основного состава позднеюрского возраста в виде обособленных массивов прослеживаются на водоразделе рек Большой и Малый Анхой. Размещение их контролируется Уямкондинской системой разрывных нарушений северо-западного простирания.

Пространственно интрузии перидотит-габбрового состава приурочены к центральной зоне Южно-Анхойской системы. Во впадинах, наложенных на структуры Омолонского кристаллического блока, эти образования пока не установлены. Повсеместно они прорывают осадочно-вулканогенные отложения оксфорд-кимериджского возраста. Галька интрузивных пород широко распространена в конгломератах основания разрезов нижнемеловых осадочно-вулканогенных отложений.

Ультраосновные - основные породы по их вещественным характеристикам объединены в лерцолитовую и габбро-норитовую ассоциации. Породы лерцолитовой ассоциации образуют массивы и дайки небольших размеров. Эта ассоциация включает плагиоклазовые оливиниты, плагиоклазовые лерцолиты, верлиты, меланократовое, оливиновое и пироксеновое габбро.

Интрузии лерцолитового типа установлены в верховьях рек Тополевка-I, Уямканда, Гремучая и залегают среди вулканогенно-осадочных пород поздней юры, осадочных толщ триаса и имеют с ними тектонические или рвущие контакты. В последнем случае вмещающие породы ороговикованы. Наиболее хорошо обнажена Уямкандинская интрузия, расположенная в верховьях р. Уямканда, в бассейне левобережных ручьев Шумный, Изменчивый (рис. 15). Площадь выходов интрузивного тела 32 км^2 . В плане оно имеет округлую форму. Обнажены юго-западный и центральный участки интрузии, северо-восточный и частично северный участки перекрыты меловыми осадочно-вулканогенными образованиями. На севере шаровые лавы базальтов на границе с интрузией освещены и амфиболлизированы, на востоке массив лерцолитов прорывает дайка габбро-норитов.

В разрезе интрузии выделяются зоны сложенные: 1) плагиооливинитами, 2) плагиоклазовыми лерцолитами и верлитами, 3) меланократовым габбро, 4) оливиновыми габбро, которые присутствуют в виде линз и бесформенных обособлений во всех разновидностях пород, 5) секущими телами пироксеновых габбро.



Р и с. 15. Геологическая карта Уймкандинского массива.

1 - четвертичные отложения; 2 - туфы кислого состава, трахириолиты, дациты мелового комплекса; 3-7 - позднеюрский магматический комплекс (3 - базальты, 4 - меланократовое габбро, 5 - пироксеновое габбро, 6 - лерцолиты, верлиты, 7 - оливиниты); 8 - триасовые песчаники, алевролиты; 9 - зоны измененных пород; 10 - тектонические нарушения.

Состав и строение зон особенно в средней части разреза неодинаковы. В их сложении принимают участие практически все разновидности пород, взаимоотношения между которыми расплывчаты или вовсе не выражены. В плане макрослои в виде полос сменяют друг друга от юго-западной придонной части массива к северо-восточной апикальной.

Внутренняя структура массива устанавливается по первично-магматической слоистости. Последняя наиболее ясно выражена в средней части массива и обусловлена чередованием слоев с различным содержанием минералов (главным образом оливина, моноклинного пироксена, плагиоклаза) с различной зернистостью. Их мощность колеблется от нескольких сантиметров до десятков метров. Примечательная линейная выдержанность слоев по простиранию.

Первичная слоистость позволяет установить форму залегания интрузии. Ее форма при выходе на дневную поверхность имеет вид усеченного конуса в вертикальном сечении. Падение слоистости в северо-восточной части близко к вертикальному и обращено на северо-восток, в средней части более пологое под $\angle 55^\circ$, а на юго-западе с $\angle 35-20^\circ$ внутрь массива.

Перечисленные признаки с учетом наложенных тектонических деформаций позволяют представить массив в виде цилиндрического тела, вторично наклоненного на юго-запад.

Плагиоклазовые оливиниты установлены в северо-восточном и юго-западном участках интрузии. Видимая мощность 10-15 м. Оливиниты в виде обособленных линз присутствуют в лерцолитах и имеют с ними постепенные переходы.

Как самостоятельный тип оливиниты не рассматриваются, так как являются кумулозитным материалом, возникшим при дифференциации лерцолита.

Плагноклазовые лерцолиты занимают основной объем интрузии, кроме того, в ней присутствуют тела верлитов, меланократовых габбро, оливиновых габбро с обычно постепенными переходами в лерцолиты. Мощность их колеблется от десятков сантиметров до 1,5–7 м. Прерывистые полосы оливиновых габбро (мощностью до 5–10 см) располагаются между меланократовыми габбро и лерцолитами или оливинитами и придают породам полосчато-пятнистый вид. Дайки пироксеновых габбро и плагногаббро внедрились по слоистости среди всех типов пород и имеют с ними резкие контакты. Дайки падают под $\angle 55^\circ$ на юго-восток. Мощность даек от 5–15 см до 1,5–2,5 м. Самостоятельные силлы и штоки оливиновых габбро установлены на правом берегу р. Мал. Анхой, где они внедрились в ядро антиклинальной складки и в виде послойных тел располагаются как среди песчано-глинистых отложений волжского яруса, так и шаровых лав базальтов, слагающих крылья структуры.

Ультраосновные и основные породы Уямкандинского массива и более мелких тел в междуречье Большого и Малого Анхоя имеют характерный минеральный и химический составы. Они состоят из оливина, моноклинного и ромбического пироксенов, постоянно содержат плагноклаз основного состава в количестве 6–27 %, шпинель. Поэтому все разновидности пород независимо от количественных соотношений темноцветных минералов относятся к плагноклазовым перидотитам. Породы лерцолитовой ассоциации практически не изменены.

Основной объем в составе интрузива принадлежит лерцолитам, верлитам, меланократовым габбро. Они не образуют самостоятельных тел с четкими границами. Переходы между ними всегда постепенные, но зона перехода выделяется светлым или пестрым обликом за счет повышенного содержания клинопироксена и плагноклаза, что и придает "полосчатый" облик интрузии. Это не типичная полосчатость расслоенных интрузий, так как в каждой "зоне" существуют участки от лерцолитового до габброидного составов. В плане же наиболее меланократовые разновидности занимают внешние участки интрузии, более лейкократовые – внутренние.

Оливиниты представляют собой черные, пятнистые среднезернистые породы. Они состоят из оливина (75–95 %), бронзита и диопсида (3–15 %), плагноклаза (4–12 %), интерстиционного магнетита. Присутствуют шпинель, сульфиды. Текстура пород массивная, структура панидиоморфнозернистая и гипидиоморфнозернистая.

Оливин представлен идиоморфными, хорошо образованными изометричными или удлинненными кристаллами размером 1–2,5 мм. Бронзит наблюдается в виде мелких или изометричных выделений в интерстициях между кристаллами оливина. Диопсид чаще всего ксеноморфен, с размерами кристаллов до 3–4 мм, содержит округлые включения оливина и шпинели. Плагноклаз № 90–92 выполняет интерстиции между оливином и бронзитом, постоянно корродируется диопсидом, иногда превращен в аморфный или землистый изотропный агрегат, окрашенный под микроскопом в темно-коричневые тона. При увеличении содержания плагноклаза до 20 % порода приобретает облик "троктолита". Магнетит заполняет многочисленные трещины в оливине или неправильные участки в интерстициях между кристаллами оливина, пироксена, плагноклаза. Вторичные минералы –

серпентин, заполняющий трещинки в оливине. Плагноклазовые лерцолиты и верлиты - среднезернистые плотные породы. Количественное соотношение породообразующих минералов варьирует в широких пределах: оливин - 43-60 %, бронзит - 7,5-21, диопсид - 8,5-27, плагноклаз - 6-13, шпинель - 0,5-2,1, магнетит - 2-11,5, вторичные - 2,3-10,0 %. Текстура пород массивная, пятнистая, структура - гипидиоморфнозернистая с резким идиоморфизмом в различных участках то оливина, то диопсида, в редких случаях плагноклаза. Хорошо образованные изометричные кристаллы оливина размером 1,5-3 мм рассекаются тонкой сеткой трещин, выполненных магнетитом. В оливине слабо улавливаются волнистое погасание, трансляционные двойники и присутствуют включения шпинели.

Бронзит образует более мелкие (0,5-1 мм) неправильные или ксеноморфные зерна, всегда содержит тончайшие пластинчатые вроски магнетита. Плеохроирует в светло-коричневых тонах. Диопсид в виде крупных (2,1-3,5 мм) правильных по форме кристаллов неравномерно распределен в породе. В нем постоянно присутствуют узкие и широкие полисинтетические двойники. Часто один кристалл заполняет интерстиционное пространство между тремя-четырьмя кристаллами оливина. Корродирует плагноклаз и бронзит. Битовнит An_{87-89} занимает интерстиционное пространство между оливином. Кристаллы плагноклаза достигают 3,5 мм, сдвойникованы по альбитовому закону, замещаются изотропными вторичными минералами. Шпинель образует мелкие (0,2-0,4 мм) зерна с плавными, заливообразными очертаниями. Включения ее присутствуют в оливине, бронзите, плагноклазе.

Меланократовое габро представляет собой светло-серые среднезернистые породы. Они состоят из оливина (33-36 %), моноклинового пироксена (14,5-26%), плагноклаза (22-27 %), ромбического пироксена (1,8-2 %), шпинели (до 1,0 %), рудных минералов (4-12 %). Текстура пород массивная, неравномерно-полосчатая, структура аллотриоморфнозернистая, участками порфировая, такситовая и габбровая. Гломеропорфировые сростки оливина или его единичные зерна равномерно распределены в породе. Оливин образует округлые или изометрично-округлые кристаллы размером 2-4 мм, скрепленные интерстиционным бронзитом. Разбит системой грубых извилистых трещин, выходящих за контуры минерала в окружающие плагноклазы и пироксены. Характерны простые широкие двойники. Пироксен неравномерно замещается светло-коричневой роговой обманкой. Таблитчатые кристаллы плагноклаза № 85-88 обычно полисинтетически сдвойникованы или имеют простые двойники по альбитовому и карлсбадскому закону. В крупных кристаллах плагноклаза наблюдается сочетание узких висячих полисинтетических и широких простых двойников. Битовнит содержит округлые включения оливина. Плагноклазы вторичными изменениями не затронуты, редко часть минералов полностью соскритизирована.

Магнетит и рудные минералы образуют бесформенные или червеобразные выделения по контуру оливина или замещают в минерале целые участки расположенных между системой пересекающихся трещин. Вторичные минералы (7-10 %) представлены серпентином, буро-зеленым амфиболом, соскритом, магнетитом, сульфидами.

Пироксеновые габро присутствуют в массиве в форме маломощных даек, рассекающих лерцолиты и линзовидные участки в зоне меланократовых габро.

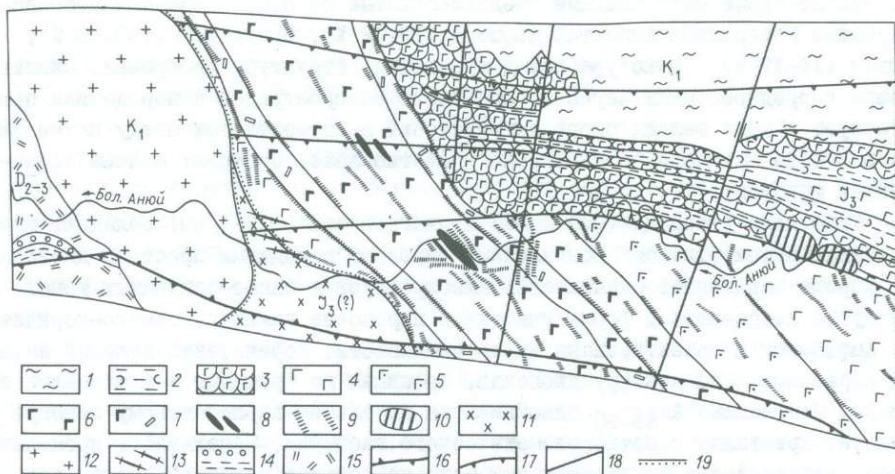
Это светло-серые сахаровидные среднезернистые породы. Основными породообразующими минералами являются диопсид (19–32 %), битовнит – (30–50 %), оливин (14–17 %). Текстура пород массивная, структура габбровая. Оливин в виде корродированных зерен неравномерно распространен в породе или присутствует в виде мелких округлых выделений в интерстициях между плагиоклазом и в виде включений в пироксене и плагиоклазе. Содержит мелкие вкрапленники шпинели.

Кристаллы диопсида (0,5–1 мм) и плагиоклаза (0,2–1 мм) обладают почти равным идиоморфизмом. Моноклинный пироксен с редкими простыми двойниками, хорошо выраженной спайностью плеохроирует в слабо-синеватых тонах. Замкнутые неправильной формы участки в пироксене замещены светло-коричневым амфиболом и ориентированы вдоль спайности. Коричневато-зеленый амфибол развивается по контуру диопсида, проникая по трещинам в плагиоклаз и оливин. Плагиоклаз An_{83-90} двойникован по альбит-карлсбадскому закону. Образует кристаллы короткопризматического габитуса. Зональность проявлена слабо, улавливается только в узкой зоне по контуру минерала, изменяясь от битовнита An_{88-87} до битовнита An_{83} . Правильные пластинчатые выделения в центральных участках плагиоклаза принадлежат An_{90} . Вторичные минералы составляют 5–7 % от общего состава и представлены амфиболом, серпентином, рудными.

Габбро-долериты слагают дайки и силлы в нижних частях эффузивных разрезов. Представляют собой темно-зеленые до черных мелкозернистые породы. Текстура массивная, участками миндалекаменная, структура долеритовая. Порода состоит из длиннопризматических кристаллов плагиоклаза An_{52-67} , в интерстициях между которыми располагаются изометричные выделения авгита. Единичные кристаллы плагиоклаза обладают прямой зональностью: в центре неправильные участки представлены битовнитом An_{71} , сменяющимся зоной лабрадора An_{67} и лабрадора An_{52-58} во внешней зоне. Андезин An_{37} обрастает лабрадор в виде узкой извилисто-прерывистой каймы. Вторичные минералы – светло-зеленый амфибол, олигоклаз, хлорит, карбонат, эпидот.

Габбро-норитовая ассоциация Южно-Анхойской системы к позднекрскому возрасту относится условно. Интрузии габброидов и единичные массивы перидотит-габбро-норитового состава развиты в северо-восточной части центральной зоны и представлены дайками и силлами. Тела в основном мелкие, длиной от первых сотен метров до 1 км и мощностью от нескольких метров до 50 м. Тектонический характер по отношению к оксфорд-кимериджской осадочно-вулканогенной толще установлен повсеместно, но интрузии такого типа нигде не прорывают волжских отложений. Наиболее крупный дифференцированный массив перидотит-габбро-норитового состава изучен в верховьях р. Бол. Анхой.

Громаднинско-Вургуемейский интрузив вытянут в северо-западном направлении на 50–70 км при ширине выходов 5–17 км (рис. 16). Он располагается в зоне тектонического шва, разделяющего Ярковаемское поднятие и центральную зону Южно-Анхойской системы, и интенсивно дислоцирован. Разобран на блоки, смещенные относительно друг друга. Поэтому взаимоотношения его с вмещающими и перекрывающими породами практически везде тектонические.



Р и с. 16. Геологическая карта центральной части Громаднинско-Вургуемейского массива (составили А.А. Сурнин и Г.С. Гусев).

I - нижнемеловые глинистые сланцы, алевролиты, песчаники; 2-II - позд-неюрский комплекс (2 - гиалокластиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, 3 - базальты, 4 - габбро, 5 - габбро-нориты, 6 - нориты, 7 - анортозиты, 8 - пироксениты, троктолит, 9 - зоны амфиболлизации, 10 - субвулканические риолиты, II - монциты (?)); I2 - нижнемеловые граниты; I3 - дайки лампрофиров; I4 - ниже-среднекаменноугольные конгломераты, песчаники, туфы; I5 - кристаллокластические туфы риолит-дацитов, андезиты, дациты кедонского комплекса; I6 - краевой шов Южно-Анхойской системы; I7 - надвиги; I8 - сдвиги; I9 - зоны гидротермально измененных пород.

Северная и северо-восточная границы массива фиксируются по системе кулисообразных, дуговых нарушений, отделяющих габброиды от эффузивов. Южная и юго-восточная границы массива срезаны гранитами мелового возраста. Штоки гранитов, дайки спессартитов и керсантитов пересекают массив габброидов вкрест их расслоенности. Грубая расслоенность Громаднинско-Вургуемейского массива определяется чередованием участков пироксеновых габбро, габбро-норитов, норитов, зон полосчатых норитов и анортозитов, единичных тел пироксенитов, троктолитов. Все разновидности пород массива в большей или меньшей степени амфиболлизированы. Крупнокристаллические амфиболиты слагают линзы, полосы согласно простиранию слоистости. Амфибол-плаггиоклаз-магнетитовые роговики мощностью до 1,5 м прерывисто прослеживаются вдоль северо-западного контакта интрузии в лавовых толщах. Распределение пород в интрузии неравномерное. Четкой ритмической расслоенности не наблюдается. В виде слоев (возможно, линз) обособляются нориты и анортозиты. Мощность тел норитов 5-18 м. Переход между габбро-анортозитами и норитами постепенный. Зоны контактов имеют полосчатый облик, обусловленный чередованием светлых плаггиоклазитов (1-2 см) и полос черного амфиболлизированного норита. Анортозиты обособляются полосами от 1,5 до 15 м среди крупнокристал-

лических норитов, мощность тел которых 0,3–25 м. Породы отделены друг от друга прожилками амфиболита мощностью 0,5–2 см. Мощность расслоенных участков с анортозитами 5–52 м. В обнажениях установить первоначальное залегание расслоенности не удается, так как во всех выходах слои пород ориентированы вертикально.

Центральная часть интрузии скрыта от наблюдений, но единичным коренным выходом в ее составе преобладают нориты. Юго-западная зона шириной до 7 км сложена габбро-норитами, среди которых обособляются тела норитов мощностью от 2,5 до 32 м. Нориты сменяют габбро-нориты в интервале 150–200 м. В этой части интрузии обособляется тело, сложенное троктолитами и пироксенитами. Троктолиты и пироксениты выклиниваются в поле норитов по простиранию и не слагают выдержанных участков. Мощность тела троктолитов 27 м, контакты с норитами резкие. Нориты через 4,5 м без видимых резких переходов сменяются породой смешанного состава общей мощностью 32 м, состоящей из неправильных заливообразных участков черного пироксенита, пространство между которым заполнено светло-серым норитом. При переходе к норитам присутствует слой равномерно-зернистых пироксенитов мощностью 1,5–2 м. Границы слоев и резкие, и неотчетливые.

Установить первичную форму залегания интрузии в виду с поздними дислокациями затруднительно. Наряду с первичностойкими широко развиты вторичные линейно-плоскостные текстуры. Они выражаются однонаправленным расположением зон дробления и вторичной полосчатости, обусловленной развитием жил амфиболитов. Можно предполагать линзовидно-пластовую форму Громдинско-Вургуемейского массива. На это указывает вытянутая форма интрузии с сокращением мощностей тела на флангах. Характерны разнообразие составов пород в центральной части и преимущественно габбровый состав по периферии интрузии.

Габбро-норитовая ассоциация представлена троктолитами, пироксенитами, норитами, габбро-норитами, анортозитами.

Т р о к т о л и т ы (аливалит) представляют собой меланократовые неравномерно-зернистые породы. Преобладающий размер зерен 1,5–5 мм. Характерна гицидоморфнозернистая структура. Главными минералами являются оливин, плагиоклаз, бронзит, авгит.

Оливин встречается в количестве, не превышающем 30 % общего объема минералов. Он образует идиоморфные зерна размером до 5 мм. Вокруг оливина развита двойная каемка. Внешняя состоит из амфиболизированного моноклинного пироксена, внутренняя – из бронзита. Кристаллы зеленой шпинели и магнетита распределены в пироксенах неравномерно. Венцовые двупироксен-шпинелевые структуры, возникающие вдоль контакта оливина с плагиоклазом, фиксируют реакцию: $Ol + Pl_{93-99} = Pp + Mп + Prg + Шп + Pl_{80}$, происходящую при понижении температуры /34/.

Бронзит самостоятельных выделений не образует. Плеохроирует в светло-розовых тонах. Авгит содержится в переменных количествах, в среднем составляет 20 %. Большой частью он образует крупные зерна, цементирующие несколько кристаллов оливина. Замещение светло-зеленым актинолитом происходит почти нацело с сохранением лишь мелких реликтов. Анортит составляет 17–30 % и образует неправильные крупные кристаллы, содержащие мелкие вкрапления магнетита. Рудные минералы представлены сульфидами и магнетитом

(13 %). Они образуют рассеянную мелкую вкрапленность. Вторичные минералы — амфибол, соссурит, серпентин (10 %).

Пироксениты (вебстериты) представляют собой среднезернистые черные породы. Главным минералом является бронзит (63,5 %), в переменном количестве присутствуют авгит (16 %), плагиоклаз (8,5 %), магнетит (0,1 %). Текстура пироксенитов массивная, структура панидиоморфнозернистая, участками офитовая с резко выраженным идиоморфизмом плагиоклаза и ксеноморфизмом моноклинного пироксена, занимающего замкнутые угловатые участки между ромбическим пироксеном.

Бронзит имеет частично правильные кристаллографические формы, кристаллы плотно прилегают друг к другу. Спайность совершенная, плеохроирует в светло-розовых тонах. Минерал рассекается грубой сеткой трещин, заполненных смесью серпентина и магнетита.

Мелкие бесформенные выделения авгита заполняют интерстиции между кристаллами бронзита. Участками крупные призмы моноклинного пироксена образуют гломеропорфировые сростки. Содержат округлые включения бронзита. Моноклинный пироксен замещается актинолитом с многочисленными пластинчатыми агрегатами магнетита, ориентированного по спайности авгита. Короткопризматические кристаллы битовнита An_{83-91} сдвойникованы по альбитовому закону. Рудные минералы вкрапленников не образуют. Ильменит встречается только в прожилках и гнездах с вторичными минералами: актинолитом, эпидотом и хлоритом (II %).

Нориты представляют собой светло-серые средне-крупнозернистые породы. Лейкократовый облик породы определяет высокое содержание плагиоклаза (до 58 %), бронзит составляет около 26 % породы. В количестве до 2 % в них присутствует авгит и магнетит. Текстура пород массивная, в участках переслаивания с анортозитами — трахитовая, структура гипидиоморфнозернистая, габбро-офитовая, габбровая. В интрузии присутствуют нориты с резко выраженным идиоморфизмом бронзита и ксеноморфного плагиоклаза и нориты с субафитовым соотношением идиоморфного плагиоклаза и бронзита. Резким преобладающим идиоморфизмом бронзита над плагиоклазом характеризуются зоны крупнозернистых меланократовых норитов, сменяющих пироксениты.

Бронзит не обладает правильными кристаллографическими формами, характеризуется диалоговой отдельностью, к которой приурочены обильные выделения магнетита. Минерал плеохроирует в светло-розовых тонах. Местами на границе с плагиоклазом по бронзиту развивается оторочка из моноклинного пироксена. Бронзит содержит округлые включения магнетита с каймой моноклинного пироксена.

Моноклинный пироксен в крупных (3 мм) кристаллах образует обособленные выделения или развивается в интерстициях между бронзитом и плагиоклазом. Для него характерны широкие полисинтетические двойники, он содержит включения магнетита и плагиоклаза. Состав плагиоклаза меняется от анорита An_{92-98} в меланократовых норитах до битовнита An_{84-87} в лейкократовых. Нориты постепенно за счет снижения содержания бронзита и увеличения количества в породе моноклинного пироксена переходят в габбро-нориты. Габбро-нориты — среднезернистые породы с размером зерен I—I,6 мм. Структура габбро-норитов габбро-офитовая с переходами в габбровую. Главные пороодообра-

зующие минералы – плагиоклаз (57–72 %), моноклинный пироксен (10–26 %), бронзит (10–22 %). Битовнит–анортит An_{85-95} образует изометричные и лейстовидные таблитчатые выделения. Бронзит представлен овальными или изометричными зернами, почти нацело замещенными смесью магнетита с серпентином и амфиболом. Моноклинный пироксен обладает явным идиоморфизмом над бронзитом и образует удлиненные или несколько изометричные кристаллы. Иногда в нем содержатся мелкие кристаллы плагиоклаза и бронзита.

Габбро–нориты постепенно сменяются пироксен–плагиоклазовым габбро, имеющим крупнокристаллическую структуру с равным идиоморфизмом авгита и битовнита An_{85-90} . Структура пород габбровая.

А н о р т о з и т ы – мономинеральные крупнозернистые от светло-серого до дымчатого цвета породы.

Битовнит An_{86-90} образует таблитчатые и изометричные зерна размером от 1–3 до 0,2 мм, сдвойникован по альбитовому закону. Часто наблюдаются "висячие" и "лестничные" двойники, пересекающиеся, прерывистые, не достигающие до краев зерен. В интерстициях между зернами плагиоклаза присутствует небольшое количество светло-зеленого и изумрудного амфибола, который широко развит в норитах и габбро, в последнем он нацело замещает моноклинный пироксен. Единичные кристаллы магнетита встречаются совместно с амфиболом. Серицит заполняет мелкие трещинки в плагиоклазе.

Амфиболитизация – наиболее распространенный процесс вторичного изменения пород габбро–норитовой ассоциации. Различаются две стадии амфиболитизации. Ранние амфиболы образуют псевдоморфозы по моноклинному пироксену с характерными структурами двуориентированности длиннопризматических и игольчатых выделений магнетита под $\angle 10^{\circ}$ к спайности пироксена и под $\angle 67^{\circ}$ широких пластинок прямоугольной формы. Ориентировку магнетитовых выделений в пироксенах определяет направление спайности в развивающемся по ним амфиболу. Амфибол представлен светло-зеленым или светло-серым актинолитом.

Вторая стадия представлена массовой амфиболитизацией. Амфиболы этой стадии развиваются по всем предшествующим минералам, образуя пятна и гнезда, которые сливаются в "полосы", состоящие из сплошного волокнистого длиннопризматического или неяснокристаллического агрегатов изумрудно-зеленого амфибола с примесью магнетита, кварца, ортоклаза, серицита, плагиоклаза. Среди первичных минералов присутствуют реликты незамещенного оливина, орто- и клинопироксенов, плагиоклаза.

Габбро–нориты рассекают немногочисленные маломощные (до 5 см) и обычно непротяженные жилы. Они выполняют различно ориентированные трещины. Жильный материал имеет двуминеральный состав – хлорит–амфиболовый, амфибол–магнетитовый (?).

Возраст Громаднинско–Вургуемейского массива условно принят как позднекрский /96/. Следует отметить, что максимальная мощность лавовых построек фиксируется непосредственно вокруг ультраосновных и основных массивов, при удалении от которых роль лав толеитовых базальтов в строении осадочно-вулканогенных толщ уменьшается, сокращается мощность потоков. Эта закономерность устойчиво прослеживается вдоль осевой зоны Южно–Анхойской системы.

Своеобразие Южно–Анхойской рифтовой системы заключается в резко ограниченной площади выхода эффузивных и интрузивных фаций пород, которые

сосредоточены в узкой раздвиговой зоне, рассекающей Омолонский кристаллический массив и Анжуйский антиклинорий. Излияние лав толеитовых базальтов происходит в подводных условиях и сопровождается накоплением красноцветной гиалокластике с примесью кварц-полевощатового терригенного материала, присутствием ацеллюлярной фауны в осевой зоне и преобладанием грубообломочного слабосортированного материала в разрезах бортовых зон. Потоки базальтов имеют подушечную, шаровую, эллипсовидную отдельность и миндалекаменные текстуры, последние свидетельствуют о небольшой глубине бассейна, в котором происходила вулканическая деятельность. Излияния носят трещинный характер, поля эффузивов занимают обширные площади вдоль единых линий разрывных нарушений, излияния сопровождались внедрением многочисленных даек и силлов габброидов. По составу преобладают толеитовые базальты. Вулканические породы риолитового и андезитового состава встречаются фрагментарно и территориально приурочены к бортовым зонам. Слабо дифференцированные массивы ультрабазитов линейно вытянуты вдоль осевой зоны. Максимальной мощностью обладают толщи эффузивов, располагающиеся вокруг ультраосновных и основных массивов.

Значительный объем магматических образований приурочен к осевой зоне, что является отражением высокой степени раскрытия Яркандской и Уямкандинской систем тектонических нарушений в позднеюрское время при плавлении и подъеме глубинного вещества верхней мантии.

Южно-Анжуйская система в позднеюрское время представляла собой узкий рифтовый трог, рассекающий континентальные блоки различного строения. Северо-западный открытый фланг рифтовой системы сообщался с мелководным морским бассейном и имел подводное продолжение вдоль структур Хромского массива; северо-восточное окончание, по-видимому, затухает в пределах сложнодислоцированной Чукотской складчатой области.

СОСТАВ ГЛАВНЫХ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ В ЭФФУЗИВНЫХ И ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОДАХ

Среди рассматриваемых ультрабазитовых и базитовых ассоциаций преобладают разновидности, состоящие из плагиоклаза, моноклинного и ромбического пироксенов и оливина. Они составляют более 95 % массы наиболее распространенных типов первичных неизмененных пород. Нехарактерны для данных ассоциаций мономинеральные оливиновые и пироксеновые породы.

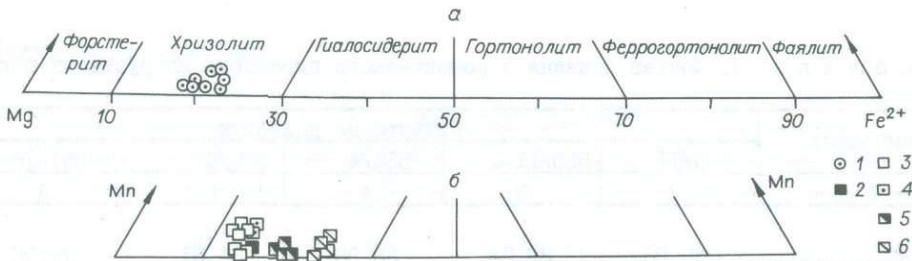
Нами выполнено значительное количество микрорзондовых анализов главных породообразующих минералов изученных пород. В работе приводятся наиболее характерные из них, позволяющие оценить количественное распределение различных элементов в главных породообразующих минералах.

Рентгеноспектральный количественный микроанализ оливинов, пироксенов, плагиоклазов, шпинелей, магнетитов, ильменитов проводился в Якутском институте геологических наук СО АН СССР на рентгеновском микроанализаторе "КАМЕВАХ", при ускоряющем напряжении 17,5 и 20 кВ в полированных прозрачных шлифах. Неоднородность состава зерен минералов не изучалась, если они не обнаруживали явной зональности или сложного полиморфного строения. Все химические анализы минералов приводятся впервые.

Оливин – главный породообразующий минерал пикритов, оливинитов, лерцолитов, меланократовых габбро, троктолитов. В подчиненном количестве он присутствует в оливиновых габбро; в эффузивных базальтах, долеритах в неизменном виде не установлен. Вариации его состава определяются главным образом изменениями железистости (табл. 3, 4). Довольно часто в составе оливинов отмечаются небольшие вариации содержания Mn , Ca , Cr и Ti , природа которых не всегда ясна [17]. По составу оливины отвечают хризолиту (рис. 17).

Химический состав оливина из пород лерцолитовой ассоциации Южно-Анжуйской системы изменяется в небольших пределах (см. табл. 3). Наименьшей (от 13 до 15 %) железистостью обладают оливины лерцолита с постепенным повышением в оливините до 14,5–15,5 %, меланократовом габбро до 19–20 % и в оливиновом габбро до 23–24 %. Эта закономерность соответствует прямой зависимости железистости оливина от содержания кремнезема в магматических сериях горных пород. С ростом железистости оливинов в минерале увеличивается содержание MnO , в распределении других примесных элементов каких-либо тенденций не обнаружено.

В Ильинь-Тасской структуре оливин в качестве первичного минерала встречается в породах габбро-пикритового состава, принадлежащих к субщелочной пикрит-базальтовой формации (см. табл. 4). Вследствие проявленных здесь вторичных процессов неизменный оливин обнаруживается лишь в пикритовых долеритах и оливиновых габбро-долеритах. Состав его отвечает 20–21 %, что соответствует средней железистости оливина из пикритов [13]. Из второстепенных примесей присутствует CaO , содержащий 0,16–0,20 мас.%. CaO – нетипичный окисел минералов форстерит-фаялитового ряда альпинотипных гипербазитов, но является постоянной примесью оливинов платформенных гипербазитов и базитов, где его содержание в минерале может достигать 0,68 мас.%. Оливины всех рассматриваемых типов пород содержат переменное количество примесей Al , Ti , Cr , Mn , изоморфно входящих в структуру минерала.



Р и с. 17. Состав оливинов в ультраосновных – основных породах Ильинь-Тасской (а) и Южно-Анжуйской (б) системах.

1 – вкрапленники пикритовых долеритов; 2–6 – вкрапленники: в оливинитах (2), лерцолитах (3), верлитах (4), меланократовом габбро (5), пироксеновом габбро (6).

Т а б л и ц а 3. Состав оливинов в ультрабазитах и габро Умкандинского

| Компонент | Оливинит | | | | Лерполит | | | | |
|--|----------|--------|--------|--------|----------|--------|--------|--------|--------|
| | I7-6г | | I5-5п | | I27/6 | I27/I6 | I27/I0 | | |
| SiO ₂ | 40,78 | 42,97 | 42,50 | 41,70 | 39,98 | 40,24 | 39,05 | 39,45 | 39,28 |
| TiO ₂ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,01 | 0,03 | 0,00 |
| Al ₂ O ₃ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,05 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,06 | 0,00 | 0,04 | 0,02 | 0,02 |
| FeO | 14,65 | 14,13 | 13,58 | 14,27 | 13,07 | 13,14 | 14,51 | 13,58 | 13,54 |
| MnO | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,22 | 0,28 | 0,29 | 0,26 | 0,22 |
| MgO | 45,43 | 43,38 | 44,76 | 44,78 | 47,61 | 47,96 | 47,07 | 46,86 | 47,77 |
| CaO | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,07 | 0,02 | 0,00 | 0,07 | 0,08 |
| Na ₂ O | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,06 | 0,00 |
| K ₂ O | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| С у м м а | 100,86 | 100,48 | 100,84 | 100,76 | 100,01 | 101,69 | 100,99 | 100,34 | 100,96 |
| Si | 1,02 | 1,11 | 1,09 | 1,06 | 0,99 | 0,98 | 0,97 | 0,96 | 0,97 |
| Fe | 0,31 | 0,31 | 0,29 | 0,30 | 0,27 | 0,26 | 0,30 | 0,28 | 0,28 |
| Mn | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,005 | 0,005 | 0,005 | 0,005 | 0,005 |
| Mg | 1,69 | 1,69 | 1,71 | 1,69 | 1,75 | 1,75 | 1,75 | 1,78 | 1,76 |
| Ca | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,001 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Na | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,003 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| f | 15,5 | 15,5 | 14,50 | 15,07 | 13,30 | 12,90 | 14,60 | 13,60 | 13,72 |
| Fo | 84,5 | 84,5 | 85,5 | 85,00 | 86,45 | 86,43 | 85,00 | 86,29 | 86,08 |
| Fa | 15,5 | 15,5 | 14,50 | 15,0 | 13,55 | 13,57 | 15,00 | 13,71 | 13,92 |
| -lg ^x _{ol} | 0,36 | 0,35 | 0,36 | 0,36 | 0,38 | 0,37 | 0,37 | 0,38 | 0,37 |
| Fe ^{II} /Fe ^{II} +Mg | 0,15 | 0,15 | 0,14 | 0,15 | 0,13 | 0,13 | 0,14 | 0,13 | 0,14 |
| Mg/Mg+Fe | 0,84 | 0,84 | 0,85 | 0,84 | 0,87 | 0,87 | 0,85 | 0,86 | 0,86 |
| T, °C _{расч} | 1280 | 1275 | 1290 | 1280 | 1310 | 1320 | 1300 | 1310 | 1300 |

Примечание. Здесь и далее 0,00 - элементов не содержится, прочерк - не определялись.

Т а б л и ц а 4. Состав оливина и ромбического пироксена интрузивных пород

| Компонент | Пикритовые долериты | | | | |
|--------------------------------|---------------------|----------|-------|---------|--------|
| | 555/II | 555/II-I | 556/4 | 556/4-I | 555/I0 |
| I | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| SiO ₂ | 38,98 | 39,24 | 38,98 | 35,31 | 39,20 |
| TiO ₂ | 0,06 | 0,06 | 0,05 | 0,05 | 0,05 |
| Al ₂ O ₃ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,003 |
| FeO | 18,45 | 18,45 | 18,25 | 19,97 | 20,86 |
| MnO | 0,34 | 0,34 | 0,10 | 0,33 | 0,18 |
| MgO | 40,92 | 40,89 | 39,71 | 42,88 | 41,16 |

массива

| Лерцолит | | Верлит | | | | Меланократовое габбро | | Пироксеновое габбро | |
|----------|--------|--------|--------|--------|--------|--------------------------|--------|------------------------|--------|
| I27/22 | | I27/I5 | | I27/I9 | | I27/2 | | I27/20 | |
| 39,30 | 39,67 | 38,24 | 38,48 | 38,30 | 39,10 | 38,14 | 37,74 | 38,22 | 38,59 |
| 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,07 | 0,03 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,04 |
| 0,00 | 0,00 | 0,05 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| 0,00 | 0,05 | 0,01 | 0,06 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| I3,16 | I3,32 | I8,9I | I8,17 | I8,15 | I8,32 | 22,43 | 22,63 | 2I,53 | 2I,88 |
| 0,28 | 0,2I | 0,36 | 0,32 | 0,28 | 0,34 | 0,37 | 0,40 | 0,36 | 0,4I |
| 47,67 | 48,20 | 43,13 | 43,40 | 43,76 | 43,19 | 39,9I | 39,57 | 40,16 | 40,50 |
| 0,06 | 0,06 | 0,08 | 0,00 | 0,00 | 0,08 | 0,06 | 0,05 | 0,08 | 0,07 |
| 0,00 | 0,00 | 0,II | 0,07 | 0,07 | 0,06 | 0,04 | 0,00 | 0,02 | 0,07 |
| 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| I00,52 | I0I,59 | I00,93 | I00,5I | I00,65 | I0I,18 | I00,99 | I00,40 | I00,37 | I0I,60 |
| 0,97 | 0,97 | 0,97 | 0,97 | 0,97 | 0,97 | 0,98 | 0,98 | 0,97 | 0,98 |
| 0,27 | 0,27 | 0,40 | 0,39 | 0,40 | 0,40 | 0,48 | 0,49 | 0,48 | 0,48 |
| 0,005 | 0,005 | 0,007 | 0,007 | 0,06 | 0,077 | 0,08 | 0,07 | 0,07 | 0,08 |
| I,78 | I,77 | I,64 | I,64 | I,65 | I,64 | I,53 | I,53 | I,56 | I,53 |
| 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00I | 0,00I | 0,003 | 0,002 |
| 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00I | 0,00 | 0,00I | 0,00I |
| I3,20 | I3,92 | I9,60 | I9,2I | I9,8I | I9,60 | 23,88 | 24,25 | 23,52 | 23,88 |
| 85,58 | 86,38 | 79,95 | 80,70 | 80,05 | 80,02 | 75,73 | 75,38 | 76,22 | 75,60 |
| I3,42 | I3,62 | 20,05 | I9,30 | I9,95 | I9,98 | 24,27 | 24,62 | 23,78 | 24,40 |
| 0,37 | 0,37 | 0,37 | 0,35 | 0,37 | 0,36 | 0,37 | 0,34 | 0,32 | 0,37 |
| 0,13 | 0,13 | 0,19 | 0,19 | 0,19 | 0,19 | 0,23 | 0,23 | 0,23 | 0,23 |
| 0,86 | 0,86 | 0,80 | 0,80 | 0,80 | 0,80 | 0,76 | 0,76 | 0,76 | 0,76 |
| I320 | I320 | II60 | II80 | II60 | II70 | I080 | I070 | II00 | I080 |

Илинь-Тасской системы

| Пикритовые долериты | | | | | |
|---------------------|-------|---------|-------|---------|--------|
| 555/I0 | 555/9 | 555/9-I | 555/7 | 555/II* | 556/4* |
| 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| 38,17 | 38,03 | 38,02 | 38,62 | 52,08 | 49,4I |
| 0,03 | 0,04 | 0,04 | 0,11 | 0,23 | 0,02 |
| 0,002 | 0,002 | 0,02 | 0,02 | 2,00 | 4,98 |
| 20,89 | 20,86 | 20,76 | 20,23 | I7,55 | I4,98 |
| 0,2I | 0,20 | 0,18 | 0,17 | 0,10 | 0,10 |
| 4I,60 | 4I,95 | 4I,5I | 4I,44 | 27,00 | 37,19 |

О к о н ч а н и е т а б л . 4

| I | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|--------|
| CaO | 0,16 | 0,16 | 0,16 | 0,18 | 0,20 |
| Na ₂ O | 0,03 | 0,03 | 0,02 | 0,03 | 0,05 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| С у м м а | 98,89 | 99,16 | 98,27 | 98,74 | 101,76 |
| Si | 1,01 | 1,02 | 1,04 | 0,87 | 0,98 |
| Ti | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,001 |
| Al | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Fe | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,41 | 0,44 |
| Mn | 0,006 | 0,006 | 0,002 | 0,005 | 0,004 |
| Mg | 1,59 | 1,59 | 1,58 | 1,57 | 1,58 |
| Ca | 0,004 | 0,004 | 0,003 | 0,002 | 0,005 |
| Na | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,002 |
| Cr | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| f | 20,1 | 20,1 | 20,0 | 20,7 | 21,78 |
| Fa | 20 | 20 | 20 | 20,3 | 21,88 |
| Fo | 80 | 80 | 80 | 79,7 | 78,12 |
| Fs | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Wo | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| En | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| $-lgx_{ol}^{lig}$ | 0,36 | 0,35 | 0,36 | 0,39 | 0,37 |
| T, °C расч | 1150 | 1150 | 1150 | 1100 | 1090 |

П р и м е ч а н и е. Звездочкой обозначены ромбические пироксены.

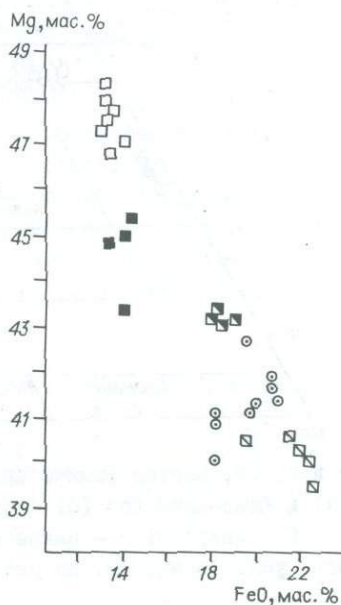
Таким образом, установлено, что средний состав оливина изменяется в узком диапазоне (от 13,6 в лерцолите до 24 % Fa в меланократовом габбро). Причем хризолит с железистостью 19–21 % Fa присутствует как в пикритовых долеритах и оливиновых габбро пикрит–базальтового комплекса Илиян–Тасской структуры, так и в меланократовых габбро и оливиновых габбро перидотит–габбро–базальтового комплекса Южно–Ангийской системы. Фигуративные точки составов оливинов на графике в координатах MgO–FeO мас.% образуют единый эволюционный ряд, хотя и принадлежат породам различных серийных типов (рис. 18).

Состав оливинов из ультраосновных – основных ассоциаций пород из структур с различным геодинамическим режимом формирования детально описан в работах многих исследователей [13, 16, 17, 44, 53]. Изученные оливины по распределению в них порообразующих окислов отличаются от оливинов офиолитовых комплексов. Оливин гипербазитов складчатых областей обладает низкой железистостью, содержание фаялитового компонента в них не превышает 12 % Fa. В дунитах и гарцбургитах этих областей оливин обычно представлен двумя

| 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|--------|--------|--------|--------|-------|--------|
| 0,16 | 0,13 | 0,18 | 0,10 | 0,05 | 0,05 |
| 0,05 | 0,04 | 0,04 | 0,08 | 0,06 | 0,09 |
| 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,19 | 0,19 |
| 101,17 | 101,26 | 100,78 | 100,80 | 100,1 | 100,62 |
| 0,99 | 0,98 | 0,99 | 0,99 | 1,91 | 1,80 |
| 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,06 | - |
| 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,09 | 0,20 |
| 0,44 | 0,44 | 0,44 | 0,43 | 0,52 | 0,42 |
| 0,004 | 0,004 | 0,004 | 0,004 | 0,002 | 0,002 |
| 1,57 | 1,58 | 1,57 | 1,58 | 1,49 | 1,62 |
| 0,004 | 0,003 | 0,005 | 0,003 | 0,001 | 0,001 |
| 0,002 | 0,002 | 0,002 | 0,004 | 0,00 | 0,00 |
| 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,003 | 0,003 |
| 21,89 | 21,78 | 21,89 | 21,40 | 25,87 | 20,65 |
| 22,16 | 21,98 | 22,06 | 21,65 | 0,00 | 0,00 |
| 77,84 | 78,02 | 77,94 | 78,35 | 0,00 | 0,00 |
| 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 25,9 | 20,6 |
| 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 74,1 | 79,4 |
| 0,37 | 0,37 | 0,37 | 0,37 | - | - |
| 1090 | 1090 | 1090 | 1070 | - | 1150 |

генетическими типами: первичными (6-9 % Fe) и вторичными хризолитами, иногда субкальциевыми и высокомагнезиальными форстеритами 3-4 % Fe. В габброидах, ассоциирующих с гипербазиитами, железистость минерала варьирует от 15 до 27 %. В платформенных гипербазиитах железистость оливинов колеблется в более широких пределах (от 8,6 в кимберлитах и дунитах до 21,8 % Fe в пикритовых габбро-долеритах).

Изученные оливины по составу главных и примесных элементов наиболее близки однотипным минералам из габбровой группы пород, обладающих высокой железистостью даже в ультраосновных разновидностях. В этих породах они пос-



Р и с. 18. Соотношение MgO-FeO в оливинах интрузивных пород. Усл. обозн. см. на рис. 17.

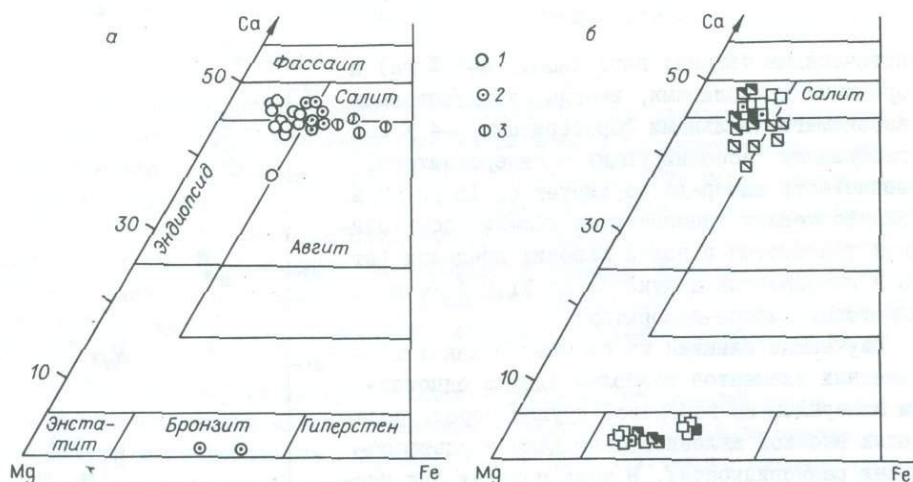
тоянно ассоциируют с моноклинным пироксеном и плагиоклазом при минимальном содержании ортопироксена в лерцолитовой ассоциации. Закономерное изменение железистости в оливинах лерцолитовой ассоциации, повышенное содержание Са в оливинах пикритовых долеритов, видимо, связаны с процессом дифференциации ультрабазитового расплава, обогащенного базальтовыми компонентами в промежуточных магматических камерах. Диаграмма в координатах $-\lg X^{\text{Pol}} \left(\frac{\text{Fe}^{\text{II}}}{\text{Fe}^{\text{II}} + \text{Mg}} \right) / \text{II}$, отражающая субсолидусное взаимоотношение мольной доли оливина в расплаве, температуру и железистость реально присутствующего в породе оливина, позволяет по составу оливина оценивать температурный режим кристаллизации пород. Рассчитанная температура по составам хризолитов из лерцолитов соответствует 1300–1320 °С, оливинитов – 1275–1290, верлитов – 1150–1180, меланократовых габбро – 1080–1100, пикритовых долеритов – 1090–1150 °С.

РОМБИЧЕСКИЕ ПИРОКСЕНЫ

Ромбический пироксен в главных разновидностях ультраосновных пород менее распространен, чем оливин и клинопироксен, и практически отсутствует в габброидах.

Судя по имеющимся анализам, ромбические пироксены из пород различной щелочности и основности являются существенно железистыми (13–28%), что свидетельствует о принадлежности их к типичным бронзитам (рис. 19).

Для субщелочных пикритов и пикритовых долеритов Илинъ-Тасской системы



Р и с. 19. Состав феррических минералов в интрузивных породах Илинъ-Тасской (а) и Южно-Аннйской (б) систем.

1 – пикриты; 2 – пикритовые габбро-долериты; 3 – габбро-долериты. Ост. усл. обозн. см. на рис. 17.

бронзит не характерен и встречается только в комковатых обособлениях вдоль контуров кристаллов оливина. Имеющиеся два микронзондовых анализа бронзита (см. табл. 4) значительно различаются по содержанию Si, Al, Fe, Mg. По количеству ферросилитового компонента (20,6 %) один из пироксенов можно принять равновесным оливину, содержащему 20–21 % Fa, так как точка состава $Fs_{20} - Fa_{20,21}$, по экспериментальным данным, располагается на кривой равновесия для парагенезиса ортопироксен – оливин, в области температур 1100–1150 °C, при $P_{общ} = 5$ кбар /68/.

Результаты микронзондовых анализов ортопироксенов из интрузивных пород Южно-Анхойской системы приведены в табл. 5. Как видно из таблицы, в ортопироксенах постоянно присутствуют небольшие количества Ca, Al, Mn, Ti, Cr. Минимальной железистостью обладают бронзиты лерцолитов (13–15 %), в верлитах они имеют железистость 15–18 %, в меланократовых габбро – 20,85–21,75, в пироксеновых габбро – 22,69–22,94 %. С ростом железистости ортопироксенов понижается содержание Cr, возрастает содержание Mn. Перераспределение Si, Al, Ti, Ca в бронзитах не носит сколько-либо упорядоченной направленности в зависимости от железистости.

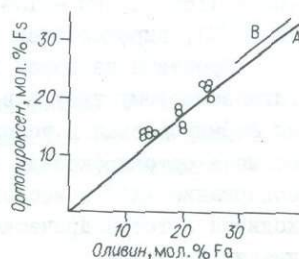
Количество волластонитового компонента в ортопироксенах изменяется в узких пределах (2,28–3,85 %). Обращает на себя внимание тот факт, что в плагиоклаз–оливин–пироксеновом парагенезисе глиноземистость и кальциевость бронзита не зависят от его хромистости и железистости.

Распределение алюминия по различным координациям в бронзитах, а также содержание кальция или отношение $Ca/(Ca+Mg+Fe+Mn)$ часто используются для оценки температур и давления образования ультраосновных – основных пород /74–76, 106/.

Величина отношения $Ca/(Ca+Mg+Fe+Mn)$, отражающая термодинамические условия формирования, варьирует в изученных бронзитах от 0,024 до 0,049 в различных по составу породах лерцолитовой ассоциации и показывает температуру их образования порядка 1435–1356 °C. Наиболее высокотемпературны бронзиты лерцолитовой ассоциации.

На основе литературных данных Н.С. Никольским /68/ построена диаграмма (рис. 20), показывающая соотношение железистости оливина и ортопироксена. На диаграмму им была также нанесена кривая равновесных составов этих минералов по результатам экспериментальных исследований. Парагенезисы, точки составов которых попадают на кривую А или располагаются в непосредственной близости от нее, можно считать равновесными. Точки соотношений мольных долей Fa в оливине и Fa в ортопироксене из изученной лерцолитовой

Р и с. 20. Соотношение железистости оливинов и ортопироксенов в лерцолитовой ассоциации Южно-Анхойской системы. Кривая равновесия А и В по Н.С. Никольскому /68/.



Т а б л и ц а 5. Состав ромбических пироксенов в ультрабазитах и габбро

| Компонент | Лерцолит | | | | | Верлит | |
|--------------------------------|----------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | I27/2I | I27/16 | I27/6 | I27/15 | | | |
| SiO ₂ | 54,28 | 55,01 | 55,37 | 55,62 | 55,59 | 54,49 | 54,43 |
| TiO ₂ | 0,21 | 0,23 | 0,27 | 0,33 | 0,23 | 0,30 | 0,29 |
| Al ₂ O ₃ | 1,41 | 1,29 | 1,39 | 1,31 | 1,78 | 1,21 | 1,33 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,32 | 0,30 | 0,27 | 0,25 | 0,42 | 0,27 | 0,21 |
| FeO | 8,63 | 8,96 | 9,06 | 9,31 | 9,48 | 11,64 | 11,92 |
| MnO | 0,25 | 0,27 | 0,26 | 0,11 | 0,22 | 0,3 | 0,29 |
| MgO | 31,59 | 32,76 | 32,48 | 32,97 | 33,23 | 31,48 | 30,51 |
| CaO | 1,19 | 1,35 | 1,50 | 1,30 | 1,20 | 1,22 | 1,10 |
| Na ₂ O | 0,01 | 0,02 | 0,09 | 0,07 | 0,00 | 0,04 | 0,03 |
| K ₂ O | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 |
| С у м м а | 97,88 | 100,19 | 100,70 | 101,27 | 102,14 | 100,96 | 100,12 |
| Si | 1,94 | 1,95 | 1,94 | 1,95 | 1,92 | 1,95 | 1,94 |
| Ti | 0,006 | 0,006 | 0,007 | 0,01 | 0,006 | 0,008 | 0,008 |
| Al | 0,06 | 0,05 | 0,06 | 0,05 | 0,08 | 0,05 | 0,06 |
| Cr | 0,009 | 0,008 | 0,007 | 0,007 | 0,01 | 0,008 | 0,006 |
| Fe ²⁺ | 0,26 | 0,26 | 0,26 | 0,27 | 0,27 | 0,34 | 0,35 |
| Mn | 0,007 | 0,007 | 0,008 | 0,003 | 0,006 | 0,01 | 0,01 |
| Mg | 1,68 | 1,71 | 1,69 | 1,71 | 1,71 | 1,65 | 1,62 |
| Ca | 0,05 | 0,05 | 0,06 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,040 |
| Na | 0,00 | 0,001 | 0,006 | 0,005 | - | 0,003 | 0,001 |
| f | 13,62 | 13,65 | 13,87 | 13,81 | 14,08 | 17,56 | 18,34 |
| Wo | 2,28 | 2,49 | 2,77 | 2,39 | 2,19 | 2,25 | 2,07 |
| En | 84,41 | 84,20 | 83,74 | 84,12 | 84,04 | 30,59 | 79,97 |
| Fs | 13,31 | 13,31 | 13,49 | 13,48 | 13,77 | 17,16 | 17,96 |
| Ca/(Ca+Mg+Fe+Mn) | 0,026 | 0,0241 | 0,029 | 0,024 | 0,025 | 0,024 | 0,020 |
| T, °C _{расч} | 1357 | 1357 | 1439 | 1357 | 1357 | 1357 | 1289 |

ассоциации располагаются вдоль равновесной кривой в интервале содержания Ga и Fs 13–23 мол.%. Расчетные температуры отдельно для оливина и ортопироксена свидетельствуют о равновесности хризолита (1320 °C) и бронзита (1370 °C) только в лерцолите и о неравновесности этих минералов в верлите (Ol – 1165 °C, Pp – 1340 °C), меланократовом габбро (Ol – 1075 °C, Pp – 1397 °C), пироксеновом габбро (Ol – 1090 °C), Pp – 1425 °C).

Бронзиты из пород лерцолитовой ассоциации принадлежат к умеренно глиноземистому типу и в соответствии с диаграммой Л.Л. Перчука /77/ должны формироваться в условиях высоких давлений и температур. С учетом отсутствия в ортопироксенах Na и возможности изоморфного замещения Si-Ti, содержание Al^{VI} в исследуемых бронзитах ничтожно мало, весь алюминий находится в тетраэдрической позиции, что характерно для пироксенов фации низких давлений.

| Верлит | | Меланократовое габро | | | | | Пироксеновое габро | |
|--------|---------|----------------------|--------|--------|--------|--------|--------------------|--------|
| I27/I9 | | I27/2 | | I27/I8 | | I27/20 | | |
| 54,70 | 54,50 | 54,43 | 54,49 | 54,2I | 53,97 | 54,2I | 53,95 | 53,09 |
| 0,37 | 0,27 | 0, I3 | 0, I5 | 0, I0 | 0,24 | 0, II | 0,36 | 0,32 |
| I,83 | I,44 | I,59 | I,42 | I,44 | I,58 | I,52 | I,56 | I,25 |
| 0,34 | 0,38 | 0, II | 0,09 | 0,08 | 0, I2 | 0, I3 | 0,00 | 0, I5 |
| 9,70 | 9,79 | I3,7I | I3,90 | I3,60 | I3,99 | I4,00 | I4,7 | I4,83 |
| 0,27 | 0,29 | 0,33 | 0,33 | 0,3I | 0,38 | 0,3I | 0,40 | 0,43 |
| 32, I7 | 32,03 | 29,9I | 28,74 | 28,48 | 29,40 | 29, I2 | 28,89 | 28,78 |
| I,44 | I,33 | I, II | I,52 | I,78 | I,28 | I,98 | I,45 | I,50 |
| 0,06 | 0,07 | 0,06 | 0,04 | 0,08 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,05 |
| 0,00 | 0,03 | 0,03 | 0,00 | 0,0I | 0,02 | 0,02 | 0,00 | 0,0I |
| I00,83 | I00, I3 | I0I,42 | I00,67 | I00,09 | I0I,00 | I0I,38 | I0I,3I | I00,42 |
| I,9I | I,94 | I,93 | I,94 | I,94 | I,92 | I,93 | I,92 | I,95 |
| 0,0I | 0,007 | 0,003 | 0,004 | 0,003 | 0,006 | 0,003 | 0,0I | 0,0I |
| 0,09 | 0,06 | 0,07 | 0,06 | 0,06 | 0,08 | 0,07 | 0,08 | 0,05 |
| 0,009 | 0,0I | 0,003 | 0,002 | 0,002 | 0,003 | 0,004 | - | 0,004 |
| 0,28 | 0,29 | 0,40 | 0,42 | 0,4I | 0,42 | 0,42 | 0,44 | 0,45 |
| 0,008 | 0,0I | 0,0I | 0,0I | 0,0I | 0,0I | 0,0I | 0,0I | 0,0I |
| I,68 | I,68 | I,57 | I,53 | I,52 | I,56 | I,54 | I,53 | I,55 |
| 0,05 | 0,05 | 0,04 | 0,06 | 0,07 | 0,05 | 0,07 | 0,06 | 0,06 |
| 0,004 | 0,005 | 0,004 | 0,003 | 0,006 | 0,00I | 0,00I | - | 0,004 |
| I4,83 | I5,0I | 20,85 | 2I,75 | 2I,5I | 2I,52 | 2I,62 | 22,69 | 22,94 |
| 2,67 | 2,47 | 3,85 | 2,88 | 3,40 | 2,39 | 3,66 | 2,72 | 2,80 |
| 82,89 | 82,89 | 76, I | 75,99 | 75,82 | 76,60 | 75,5I | 75,2I | 74,8I |
| I4,44 | I4,64 | 20,05 | 2I, I2 | 20,78 | 2I,00 | 20,82 | 22,07 | 22,07 |
| 0,025 | 0,025 | 0,049 | 0,029 | 0,034 | 0,024 | 0,034 | 0,029 | 0,029 |
| I357 | I357 | I247 | I438 | I507 | I357 | I438 | I438 | I4I2 |

Незначительные изменения величины отношения $Ca/(Ca+Fe+Mg+Mn)$ в совокупности со слабыми колебаниями Al в бронзитах свидетельствуют о том, что в едином петрографически связанном ряду пород присутствуют ортопироксены, сформировавшиеся в близких термодинамических условиях.

МОНОКЛИННЫЕ ПИРОКСЕНЫ

Моноклинные пироксены присутствуют во всех разновидностях пород эффузивной и интрузивной фаций. Составы моноклинных пироксенов, по данным микронзондового анализа, показаны на диаграмме рис. I9, 2I и приведены в табл. 6-9.

Т а б л и ц а 6. Состав клинопироксенов в базальтах Ильян-Тасской системы

| Компо- нент | 63/9 | 64/3 | 520 | 522/2 | 522/8 | 522/5 | 522/7 | 524/5 | 531/1 |
|--------------------------------|--------|--------|-------|--------|-------|--------|--------|-------|--------|
| SiO ₂ | 52,26 | 50,75 | 48,95 | 50,62 | 50,68 | 48,66 | 50,98 | 49,76 | 49,85 |
| TiO ₂ | 0,74 | 0,84 | 2,06 | 1,60 | 1,03 | 2,00 | 2,07 | 1,72 | 2,22 |
| Al ₂ O ₃ | 2,89 | 2,72 | 3,88 | 3,32 | 3,73 | 4,3 | 3,83 | 3,51 | 3,99 |
| FeO | 7,72 | 8,76 | 10,21 | 10,30 | 10,31 | 10,1 | 8,74 | 9,94 | 10,39 |
| MnO | 0,2 | 0,23 | 0,17 | 0,25 | 0,52 | 0,2 | 0,20 | 0,23 | 0,26 |
| MgO | 15,53 | 15,12 | 12,60 | 13,71 | 13,53 | 12,34 | 12,51 | 12,84 | 12,01 |
| CaO | 21,01 | 21,98 | 20,70 | 21,90 | 20,13 | 21,8 | 21,4 | 22,10 | 21,1 |
| Na ₂ O | 0,23 | 0,26 | 0,33 | 0,4 | 0,47 | 0,47 | 0,16 | 0,4 | 0,57 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,23 | 0,07 | 0,26 | 0,13 | 0,09 | 0,2 | 0,29 | 0,2 | 0,59 |
| Сумма | 100,81 | 100,73 | 99,16 | 101,82 | 100,5 | 100,07 | 100,18 | 100,7 | 100,98 |
| Si | 1,93 | 1,90 | 1,87 | 1,86 | 1,92 | 1,84 | 1,92 | 1,87 | 1,89 |
| Al ^{IV} | 0,07 | 0,10 | 0,13 | 0,14 | 0,08 | 0,16 | 0,08 | 0,13 | 0,11 |
| Al ^{VI} | 0,05 | 0,08 | 0,04 | 0,00 | 0,04 | 0,03 | 0,05 | 0,02 | 0,06 |
| Ti | 0,02 | 0,02 | 0,06 | 0,04 | 0,03 | 0,06 | 0,06 | 0,05 | 0,06 |
| Fe ²⁺ | 0,13 | 0,21 | 0,19 | 0,20 | 0,30 | 0,28 | 0,20 | 0,21 | 0,20 |
| Fe ³⁺ | 0,12 | 0,06 | 0,14 | 0,12 | 0,02 | 0,04 | 0,07 | 0,1 | 0,13 |
| Mn | 0,007 | 0,007 | 0,04 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| Mg | 0,85 | 0,84 | 0,66 | 0,76 | 0,76 | 0,69 | 0,07 | 0,72 | 0,68 |
| Cr | 0,007 | 0,002 | 0,01 | 0,004 | 0,004 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 |
| Ca | 0,83 | 0,84 | 0,85 | 0,87 | 0,81 | 0,88 | 0,87 | 0,89 | 0,68 |
| Na | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,03 | 0,03 | 0,04 | 0,01 | 0,03 | 0,04 |
| f | 22,02 | 24,32 | 33,33 | 29,62 | 29,62 | 31,68 | 27,83 | 30,1 | 32,67 |
| En | 44,3 | 42,34 | 35,87 | 39,00 | 40,21 | 36,5 | 38,0 | 37,5 | 36,3 |
| Fs | 12,5 | 13,77 | 17,93 | 16,40 | 16,93 | 16,9 | 14,7 | 16,1 | 17,7 |
| Wo | 43,2 | 43,89 | 46,20 | 44,60 | 42,86 | 46,6 | 47,3 | 46,4 | 46,0 |
| Ca/(Ca+ +Mg+Fe+Mn) | 0,428 | 0,428 | 0,452 | 0,44 | 0,424 | 0,46 | 0,47 | 0,46 | 0,40 |
| T, °C _{расч} | 1177 | 1177 | 1107 | 1134 | 1170 | 1086 | 1054 | 1086 | 1225 |

П р и м е ч а н и е. Анализ - рентгеноспектральный, выполнен на микроанализаторе JXA-50A. Аналитик Н.В. Лескова.

Т а б л и ц а 7. Состав клинопироксенов в базальтах Южно-Анжуйской системы

| Компонент | Вариолитовый и спилитовый базальт | | | | | |
|--------------------------------|-----------------------------------|-------|-------|-------|--------|--------|
| | 33/13 | 31/5 | 31/5 | 36/8 | 36/8-1 | 36/8-2 |
| I | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| SiO ₂ | 51,81 | 48,80 | 50,26 | 52,57 | 53,84 | 53,02 |
| TiO ₂ | 0,98 | 1,10 | 0,98 | 0,54 | 0,45 | 0,55 |
| Al ₂ O ₃ | 1,95 | 2,26 | 1,42 | 1,62 | 2,19 | 2,50 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| FeO | 9,72 | 12,11 | 13,15 | 8,79 | 8,42 | 8,91 |

| 53I/2 | 534/I | 535 | 444/2 | 520 | 520-I | 520-2 | 526/8 | 526/9 | 526/8-I |
|--------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|---------|
| 5I,57 | 50,24 | 50,18 | 47,14 | 50,64 | 49,77 | 50,44 | 50,87 | 50,87 | 50,16 |
| 0,94 | 0,53 | 1,54 | 1,56 | 0,76 | 0,84 | 0,78 | 1,05 | 0,78 | 1,03 |
| 2,30 | 2,92 | 3,64 | 7,17 | 2,29 | 2,23 | 2,06 | 2,06 | 2,79 | 2,72 |
| 7,40 | 11,69 | 8,74 | 7,65 | 9,17 | 10,36 | 11,58 | 9,07 | 7,29 | 10,78 |
| 0,22 | 0,39 | 0,22 | 0,00 | 0,26 | 0,25 | 0,31 | 0,27 | 0,22 | 0,27 |
| 14,7 | 13,5 | 12,77 | 13,96 | 13,98 | 14,26 | 12,55 | 14,61 | 16,09 | 13,95 |
| 22,18 | 30,17 | 22,87 | 20,81 | 20,39 | 19,70 | 20,47 | 20,51 | 20,92 | 19,16 |
| 0,42 | 0,47 | 0,41 | 0,58 | 0,54 | 0,53 | 0,47 | 0,51 | 0,44 | 0,48 |
| 0,40 | 0,09 | 0,22 | 0,10 | 0,00 | 0,06 | 0,06 | 0,88 | 0,36 | 0,08 |
| 100,13 | 100,00 | 100,59 | 99,44 | 98,02 | 98,00 | 98,74 | 99,07 | 99,77 | 98,62 |
| 1,93 | 1,89 | 1,90 | 1,76 | 1,93 | 1,91 | 1,93 | 1,92 | 1,89 | 1,91 |
| 0,07 | 0,11 | 0,1 | 0,24 | 0,07 | 0,09 | 0,07 | 0,08 | 0,12 | 0,12 |
| 0,03 | 0,02 | 0,06 | 0,08 | 0,03 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,00 |
| 0,02 | 0,01 | 0,03 | 0,04 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,02 | 0,03 |
| 0,13 | 0,29 | 0,14 | 0,12 | 0,29 | 0,33 | 0,37 | 0,28 | 0,23 | 0,34 |
| 0,10 | 0,08 | 0,09 | 0,12 | - | - | - | - | - | - |
| 0,007 | 0,01 | 0,01 | - | 0,008 | 0,008 | 0,01 | 0,009 | 0,007 | 0,009 |
| 0,82 | 0,76 | 0,82 | 0,77 | 0,79 | 0,81 | 0,72 | 0,82 | 0,89 | 0,79 |
| 0,015 | 0,001 | 0,01 | 0,003 | 0,00 | 0,001 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,02 |
| 0,89 | 0,81 | 0,92 | 0,83 | 0,83 | 0,81 | 0,84 | 0,83 | 0,83 | 0,78 |
| 0,03 | 0,02 | 0,03 | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,03 | 0,04 | 0,03 | 0,04 |
| 31,9 | 35,9 | 21,9 | 23,76 | 27,46 | 29,45 | 34,73 | 26,41 | 20,77 | 30,78 |
| 42,27 | 39,1 | 41,62 | 41,8 | 41,21 | 41,49 | 36,97 | 42,23 | 45,51 | 41,12 |
| 11,85 | 19,1 | 11,68 | 13,1 | 15,60 | 17,32 | 19,67 | 15,16 | 11,93 | 18,28 |
| 45,85 | 41,8 | 46,70 | 45,1 | 43,19 | 41,19 | 43,35 | 42,61 | 42,56 | 40,60 |
| 0,44 | 0,41 | 0,46 | 0,45 | 0,43 | 0,41 | 0,43 | 0,43 | 0,42 | 0,40 |
| 1134 | 1036 | 1036 | 1107 | 1077 | 1036 | 1077 | 1077 | 1058 | 1225 |

Вариолитовый и спилитовый базальт

| 36/8-3 | 36/8-4 | 33/20 | 56/6-I | 56/6-I | 56/12-2 | 56/12-3 | 33/20 | 56/2 |
|--------|--------|-------|--------|--------|---------|---------|-------|-------|
| 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 |
| 52,89 | 53,35 | 52,65 | 57,79 | 51,51 | 49,68 | 50,69 | 51,04 | 52,47 |
| 0,69 | 0,50 | 0,40 | 0,80 | 0,85 | 0,64 | 0,58 | 0,57 | 0,24 |
| 2,47 | 1,87 | 2,70 | 2,60 | 2,07 | 3,35 | 3,87 | 2,7 | 2,11 |
| 0,00 | 0,00 | 0,28 | 0,00 | 0,00 | 0,54 | 0,28 | 0,005 | 0,11 |
| 7,86 | 8,20 | 8,65 | 10,35 | 11,24 | 7,50 | 7,10 | 7,45 | 8,36 |

Продолжение табл. 7

| I | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|------------------------------------|-------|--------|--------|-------|--------|-------|
| MnO | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| MgO | 15,33 | 16,44 | 17,79 | 17,23 | 18,78 | 17,11 |
| CaO | 18,44 | 19,31 | 18,07 | 17,50 | 16,77 | 17,04 |
| Na ₂ O | 0,31 | 0,33 | 0,31 | 0,24 | 0,21 | 0,24 |
| K ₂ O | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Сумма | 98,55 | 100,36 | 100,98 | 98,49 | 100,66 | 99,38 |
| Si | 1,96 | 1,80 | 1,84 | 1,97 | 1,95 | 1,97 |
| Ti | 0,02 | 0,03 | 0,03 | 0,1 | 0,01 | 0,01 |
| Al ^{IV} | 0,04 | 0,20 | 0,16 | 0,03 | 0,05 | 0,03 |
| Al ^{VI} | 0,04 | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,05 | 0,07 |
| Al ^{VI} /Al ^{IV} | 1,0 | 0,00 | 0,00 | 1,35 | 1,0 | 2,3 |
| Cr | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Fe | 0,30 | 0,37 | 0,40 | 0,27 | 0,26 | 0,28 |
| Mn | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Mg | 0,85 | 0,90 | 0,96 | 0,96 | 1,01 | 0,94 |
| Ca | 0,74 | 0,76 | 0,70 | 0,70 | 0,66 | 0,67 |
| Na | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| f | 26,08 | 29,13 | 29,41 | 21,95 | 20,47 | 22,95 |
| Wo | 39,1 | 37,4 | 34,0 | 36,3 | 34,2 | 35,2 |
| En | 45,0 | 44,3 | 46,6 | 49,7 | 52,3 | 50,0 |
| Fs | 15,9 | 18,3 | 19,4 | 14,0 | 13,5 | 14,8 |
| Ca/(Ca+Mg+Fe+Mn) | 0,39 | 0,38 | 0,34 | 0,36 | 0,34 | 0,35 |
| T, °C _{расч} | 1205 | 1230 | 1393 | 1293 | 1393 | 1230 |

Продолжение табл. 7

| Компонент | Вариолитовый и спилитовый базальт | | Порфиновые базальты и долериты | | | | |
|--------------------------------|-----------------------------------|-------|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|
| | 33/13 | 33/13 | 33/8 | 33/8 | 33/20 | 33/20 | 56/12 |
| I | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| SiO ₂ | 50,60 | 51,44 | 51,01 | 50,55 | 50,23 | 50,19 | 50,38 |
| TiO ₂ | 0,63 | 0,65 | 0,79 | 0,89 | 1,03 | 0,89 | 0,54 |
| Al ₂ O ₃ | 2,78 | 2,65 | 5,80 | 5,84 | 5,42 | 5,03 | 5,61 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,004 | 0,12 | 0,17 | 0,41 | 0,31 | 0,03 | 0,29 |
| FeO | 7,86 | 7,57 | 7,15 | 8,27 | 8,27 | 8,57 | 7,27 |
| MnO | 0,22 | 0,15 | 0,14 | 0,20 | 0,19 | 0,18 | 0,25 |
| MgO | 15,71 | 16,19 | 15,00 | 14,98 | 17,16 | 15,85 | 15,65 |
| CaO | 20,82 | 20,50 | 21,48 | 20,16 | 18,97 | 19,67 | 19,52 |

| 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 |
|-------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|
| 0,00 | 0,00 | 0,26 | 0,29 | 0,39 | 0,21 | 0,27 | 0,23 | 0,27 |
| 17,60 | 16,91 | 18,99 | 15,45 | 15,41 | 15,28 | 15,76 | 16,04 | 18,09 |
| 17,52 | 18,21 | 16,41 | 18,99 | 17,77 | 20,78 | 20,15 | 20,67 | 18,60 |
| 0,24 | 0,23 | 0,20 | 0,26 | 0,33 | 0,23 | 0,20 | 0,28 | 0,17 |
| 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| 99,27 | 99,26 | 100,54 | 100,52 | 99,57 | 98,22 | 98,91 | 99,02 | 100,42 |
| 1,97 | 1,98 | 1,92 | 1,92 | 1,93 | 1,88 | 1,89 | 1,91 | 1,93 |
| 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,006 |
| 0,03 | 0,02 | 0,08 | 0,08 | 0,07 | 0,12 | 0,11 | 0,09 | 0,07 |
| 0,07 | 0,06 | 0,03 | 0,03 | 0,02 | 0,03 | 0,06 | 0,03 | 0,02 |
| 2,3 | 3,0 | 0,37 | 0,37 | 0,28 | 0,25 | 0,54 | 0,33 | 0,23 |
| 0,00 | 0,00 | 0,008 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,003 |
| 0,24 | 0,25 | 0,26 | 0,32 | 0,35 | 0,24 | 0,22 | 0,23 | 0,26 |
| 0,00 | 0,00 | 0,008 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,007 | 0,008 |
| 0,96 | 0,93 | 1,03 | 0,85 | 0,86 | 0,86 | 0,87 | 0,89 | 0,99 |
| 0,69 | 0,72 | 0,64 | 0,76 | 0,71 | 0,84 | 0,80 | 0,83 | 0,73 |
| 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,01 |
| 20,00 | 21,18 | 20,84 | 27,35 | 28,9 | 21,81 | 20,18 | 21,17 | 21,12 |
| 36,5 | 37,9 | 32,96 | 39,4 | 37,0 | 43,3 | 42,3 | 42,21 | 36,83 |
| 50,8 | 48,0 | 53,07 | 44,0 | 44,8 | 44,3 | 46,0 | 45,55 | 49,83 |
| 12,7 | 13,2 | 13,97 | 16,6 | 18,2 | 12,4 | 11,6 | 12,24 | 13,34 |
| 0,36 | 0,38 | 0,33 | 0,39 | 0,36 | 0,43 | 0,42 | 0,42 | 0,36 |
| I293 | I185 | I321 | I205 | I293 | I077 | I057 | I057 | I293 |

| Порфиновые базальты и долериты | | | | | Автоматическая брекчия | | |
|--------------------------------|---------|---------|-------|-------|------------------------|---------|---------|
| 56/I2-1 | 56/I2-4 | 56/I2-5 | 56/2 | 56/2 | 56/I7 | 56/I7-2 | 56/I7-3 |
| 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 |
| 49,26 | 48,91 | 48,76 | 49,44 | 49,36 | 48,93 | 48,24 | 48,74 |
| 0,73 | 0,43 | 0,65 | 0,58 | 0,71 | 2,07 | 1,99 | 2,20 |
| 4,47 | 4,55 | 4,61 | 4,71 | 5,03 | 5,90 | 5,59 | 4,68 |
| 0,00 | 0,73 | 0,53 | 0,23 | 0,20 | 0,20 | 0,28 | 0,00 |
| 8,72 | 7,10 | 6,84 | 8,30 | 8,69 | 9,55 | 8,85 | 9,12 |
| 0,27 | 0,23 | 0,23 | 0,23 | 0,27 | 0,19 | 0,22 | 0,25 |
| 15,76 | 15,76 | 15,08 | 15,45 | 14,70 | 13,15 | 13,25 | 15,13 |
| 20,52 | 20,49 | 21,27 | 20,37 | 20,52 | 21,24 | 21,33 | 20,48 |

О к о н ч а н и е т а б л . 7

| I | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|------------------------------------|--------------|--------------|---------------|---------------|---------------|---------------|--------------|
| Na ₂ O | 0,39 | 0,32 | 0,55 | 0,45 | 0,36 | 0,31 | 0,23 |
| K ₂ O | 0,00 | 0,004 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| С у м м а | 99,08 | 99,63 | 102,12 | 101,75 | 101,93 | 100,74 | 99,74 |
| Si | 1,82 | 1,91 | 1,85 | 1,84 | 1,82 | 1,85 | 1,84 |
| Ti | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,01 |
| Al ^{IV} | 0,00 | 0,09 | 0,15 | 0,16 | 0,18 | 0,15 | 0,26 |
| Al ^{VI} | 0,00 | 0,03 | 0,09 | 0,09 | 0,05 | 0,07 | 0,02 |
| Al ^{VI} /Al ^{IV} | 0,00 | 0,33 | 0,6 | 0,6 | 0,27 | 0,46 | 0,68 |
| Cr | 0,001 | 0,004 | 0,005 | 0,01 | 0,009 | 0,00 | 0,00 |
| Fe | 0,25 | 0,23 | 0,22 | 0,25 | 0,25 | 0,26 | 0,22 |
| Mn | 0,007 | 0,005 | 0,004 | 0,006 | 0,006 | 0,00 | 0,01 |
| Mg | 0,88 | 0,89 | 0,81 | 0,81 | 0,93 | 0,87 | 0,85 |
| Ca | 0,84 | 0,82 | 0,83 | 0,79 | 0,74 | 0,76 | 0,76 |
| Na | 0,03 | 0,02 | 0,04 | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 0,01 |
| f | 22,40 | 21,11 | 21,43 | 24,08 | 21,67 | 23,66 | 20,56 |
| Wo | 42,50 | 41,79 | 44,7 | 42,35 | 38,35 | 40,51 | 41,5 |
| En | 44,62 | 45,92 | 43,45 | 43,77 | 48,29 | 45,42 | 46,5 |
| Fs | 12,88 | 12,29 | 11,85 | 13,89 | 13,36 | 14,07 | 12,0 |
| Ca/(Ca+Mg+Fe+Mn) | 0,43 | 0,42 | 0,45 | 0,42 | 0,38 | 0,40 | 0,41 |
| T, °C _{расч} | 1077 | 1057 | 1107 | 1057 | 1185 | 1225 | 1229 |

Т а б л и ц а 8. Состав клинопироксенов интрузивных пород Ильинь-Тасской

| Компонент | Пикриты | | | | | | |
|--------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| | 204/5 | 204/II | 206/9 | 206/I | 206/2 | 206/5 | 206/7 |
| I | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| SiO ₂ | 50,17 | 50,75 | 49,72 | 50,89 | 50,84 | 49,49 | 49,44 |
| TiO ₂ | 1,40 | 1,33 | 1,58 | 1,14 | 1,12 | 1,55 | 1,50 |
| Al ₂ O ₃ | 3,44 | 3,34 | 3,36 | 3,46 | 3,08 | 3,61 | 3,43 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,799 | 0,850 | 0,780 | 0,88 | 0,59 | 0,710 | 0,560 |
| FeO | 5,41 | 5,30 | 4,96 | 5,34 | 5,18 | 5,27 | 5,25 |
| MnO | 0,13 | 0,14 | 0,15 | 0,10 | 0,19 | 0,20 | 0,17 |
| MgO | 14,47 | 14,66 | 14,66 | 16,39 | 16,33 | 16,36 | 16,40 |
| CaO | 20,46 | 20,52 | 20,65 | 21,01 | 21,51 | 21,19 | 21,32 |
| Na ₂ O | 0,29 | 0,29 | 0,33 | 0,45 | 0,33 | 0,44 | 0,50 |
| K ₂ O | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,005 | 0,00 | 0,00 |
| С у м м а | 96,56 | 97,18 | 96,19 | 99,66 | 99,22 | 98,82 | 98,56 |

| 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 |
|-------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|
| 0,23 | 0,24 | 0,24 | 0,19 | 0,18 | 0,45 | 0,45 | 0,31 |
| 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,002 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| 99,95 | 98,45 | 98,21 | 99,51 | 99,67 | 101,68 | 100,12 | 99,9 |
| 1,82 | 1,83 | 1,84 | 1,85 | 1,84 | 1,82 | 1,82 | 1,80 |
| 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,06 | 0,06 | 0,06 |
| 0,18 | 0,17 | 0,16 | 0,15 | 0,16 | 0,18 | 0,18 | 0,20 |
| 0,01 | 0,07 | 0,011 | 0,06 | 0,06 | 0,08 | 0,07 | 0,00 |
| 0,05 | 0,41 | 0,25 | 0,4 | 0,4 | 0,53 | 0,38 | 0,00 |
| 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,007 | 0,006 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| 0,27 | 0,22 | 0,21 | 0,26 | 0,27 | 0,26 | 0,28 | 0,28 |
| 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,007 | 0,009 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| 0,87 | 0,88 | 0,84 | 0,86 | 0,82 | 0,72 | 0,74 | 0,82 |
| 0,81 | 0,83 | 0,86 | 0,81 | 0,82 | 0,84 | 0,82 | 0,81 |
| 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,03 | 0,03 | 0,02 |
| 23,68 | 20,0 | 20,0 | 23,65 | 25,50 | 26,54 | 27,45 | 25,45 |
| 41,6 | 43,0 | 45,0 | 41,97 | 42,78 | 46,1 | 44,6 | 42,4 |
| 44,6 | 45,6 | 44,0 | 44,31 | 42,63 | 39,6 | 40,2 | 43,0 |
| 13,8 | 11,4 | 11,0 | 13,72 | 14,59 | 14,3 | 15,2 | 14,6 |
| 0,41 | 0,42 | 0,44 | 0,42 | 0,42 | 0,43 | 0,44 | 0,43 |
| I229 | I229 | II34 | I229 | I229 | II07 | II34 | IO77 |

СИСТЕМЫ

| Пикритовые долериты | | | | | | Габбро-долериты | | | |
|---------------------|--------|--------|--------|--------|-------|-----------------|-------|-------|-------|
| 555/II | 555/II | 555/I2 | 556/IO | 556/IO | 556/4 | 552/8 | 563/5 | 563/6 | 563/7 |
| 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |
| 47,95 | 48,56 | 48,71 | 49,11 | 49,00 | 48,7 | 47,73 | 48,52 | 48,32 | 48,41 |
| 2,31 | 2,14 | 2,17 | 1,74 | 2,25 | 2,17 | 2,76 | 1,69 | 1,64 | 2,15 |
| 4,25 | 3,99 | 3,88 | 3,69 | 3,00 | 3,88 | 3,97 | 4,55 | 4,34 | 4,30 |
| 0,55 | 0,54 | 0,56 | 0,00 | 0,00 | 0,56 | 0,21 | 0,25 | 0,21 | 0,14 |
| 6,59 | 6,13 | 5,57 | 6,30 | 6,13 | 5,57 | 8,87 | 7,20 | 7,60 | 9,64 |
| 0,08 | 0,13 | 0,13 | 0,00 | 0,003 | 0,13 | 0,21 | 0,16 | 0,21 | 0,25 |
| 14,11 | 14,79 | 13,81 | 15,02 | 14,77 | 13,81 | 13,3 | 14,86 | 14,40 | 13,36 |
| 21,63 | 20,23 | 21,07 | 20,37 | 20,83 | 21,08 | 21,1 | 21,18 | 21,16 | 20,07 |
| 0,45 | 0,42 | 0,47 | 0,64 | 0,57 | 0,47 | 0,48 | 0,47 | 0,37 | 0,38 |
| 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,003 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| 98,42 | 96,9 | 96,4 | 96,89 | 96,6 | 96,39 | 98,63 | 98,89 | 98,25 | 98,71 |

Окончание табл. 8

| I | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Si | 1,92 | 1,92 | 1,92 | 1,88 | 1,88 | 1,85 | 1,85 |
| Ti | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,03 | 0,03 | 0,004 | 0,04 |
| Al ^{IV} | 0,08 | 0,08 | 0,08 | 0,12 | 0,12 | 0,15 | 0,15 |
| Al ^{VI} | 0,00 | 0,00 | 0,08 | 0,03 | 0,01 | 0,01 | 0,00 |
| Cr | 0,02 | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,02 |
| Fe | 0,17 | 0,17 | 0,18 | 0,16 | 0,16 | 0,16 | 0,16 |
| Al ^{VI} /Al ^{IV} | 0,00 | 0,00 | 1,00 | 0,75 | 0,08 | 0,06 | 0,00 |
| Mn | 0,003 | 0,003 | 0,003 | 0,003 | 0,006 | 0,006 | 0,005 |
| Mg | 0,83 | 0,83 | 0,84 | 0,90 | 0,903 | 0,91 | 0,92 |
| Ca | 0,84 | 0,83 | 0,84 | 0,83 | 0,85 | 0,84 | 0,86 |
| Na | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,04 |
| f | 17,0 | 17,0 | 16,7 | 15,7 | 15,60 | 15,80 | 15,66 |
| Fs | 9,2 | 9,2 | 10,5 | 8,8 | 8,67 | 8,86 | 8,76 |
| Wo | 45,7 | 45,4 | 37,2 | 43,7 | 44,42 | 43,96 | 44,08 |
| En | 45,1 | 45,4 | 52,3 | 47,45 | 46,91 | 48,5 | 47,17 |
| Ca/(Ca+Mg+Fe+Mn) | 0,45 | 0,45 | 0,45 | 0,44 | 0,44 | 0,44 | 0,44 |
| T, °C _{расч} | 1107 | 1107 | 1107 | 1134 | 1134 | 1134 | 1134 |

Таблица 9. Состав клинопироксенов в ультрабазитах и габбро Уямкан

| Компонент | Лерцолит | | | | | | |
|--------------------------------|----------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|
| | I27/6 | | | | I27/10 | | |
| | I | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| SiO ₂ | 51,27 | 52,09 | 52,09 | 51,00 | 50,10 | 48,88 | 52,25 |
| TiO ₂ | 0,32 | 0,16 | 0,17 | 0,17 | 0,18 | 0,25 | 0,23 |
| Al ₂ O ₃ | 3,71 | 2,42 | 3,52 | 3,41 | 3,44 | 3,44 | 2,38 |
| Cr ₂ O ₃ | 1,15 | 0,84 | 1,03 | 1,17 | 1,07 | 1,02 | 0,82 |
| FeO | 3,88 | 3,53 | 3,65 | 3,78 | 3,64 | 4,05 | 3,37 |
| MnO | 0,13 | 0,12 | 0,11 | 0,12 | 0,17 | 0,13 | 0,15 |
| MgO | 18,06 | 18,36 | 17,10 | 16,83 | 17,90 | 17,29 | 17,22 |
| CaO | 22,14 | 22,85 | 23,03 | 24,71 | 24,38 | 23,55 | 23,17 |
| Na ₂ O | 0,31 | 0,12 | 0,23 | 0,25 | 0,22 | 0,21 | 0,12 |
| K ₂ O | 0,05 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| С у м м а | 101,02 | 100,55 | 100,93 | 101,44 | 101,10 | 99,81 | 99,71 |
| Si | 1,86 | 1,89 | 1,89 | 1,86 | 1,83 | 1,85 | 1,90 |
| Ti | 0,009 | 0,004 | 0,004 | 0,004 | 0,005 | 0,007 | 0,006 |
| Al ^{IV} | 0,14 | 0,11 | 0,11 | 0,14 | 0,15 | 0,150 | 0,10 |
| Al ^{VI} | 0,02 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Cr | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,024 |
| Fe | 0,12 | 0,10 | 0,111 | 0,115 | 0,111 | 0,125 | 0,103 |

| 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |
|-------|-------|-------|-------|-------|------|-------|-------|-------|-------|
| 1,82 | 1,74 | 1,88 | 1,87 | 1,87 | 1,88 | 1,82 | 1,82 | 1,83 | 1,84 |
| 0,06 | 0,06 | 0,06 | 0,05 | 0,06 | 0,06 | 0,07 | 0,05 | 0,05 | 0,06 |
| 0,12 | 0,16 | 0,12 | 0,17 | 0,13 | 0,12 | 0,18 | 0,18 | 0,17 | 0,16 |
| 0,07 | 0,00 | 0,05 | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 0,00 | 0,02 | 0,02 | 0,03 |
| 0,001 | 0,001 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,001 | 0,007 | 0,006 | 0,004 |
| 0,20 | 0,18 | 0,18 | 0,20 | 0,20 | 0,18 | 0,28 | 0,23 | 0,24 | 0,31 |
| 0,58 | 0,00 | 0,41 | 0,00 | 0,00 | 0,41 | 0,00 | 0,1 | 0,1 | 0,1 |
| 0,002 | 0,002 | 0,002 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,005 | 0,007 | 0,008 |
| 0,87 | 0,84 | 0,79 | 0,85 | 0,84 | 0,87 | 0,76 | 0,84 | 0,81 | 0,76 |
| 0,87 | 0,84 | 0,87 | 0,83 | 0,85 | 0,84 | 0,83 | 0,85 | 0,86 | 0,82 |
| 0,02 | 0,04 | 0,04 | 0,05 | 0,04 | 0,04 | 0,03 | 0,03 | 0,02 | 0,03 |
| 20,2 | 18,5 | 18,5 | 19,05 | 18,97 | 18,5 | 27,2 | 21,74 | 23,33 | 29,35 |
| 10,8 | 10,3 | 9,8 | 10,64 | 10,41 | 9,8 | 14,8 | 12,07 | 12,89 | 16,65 |
| 46,7 | 44,6 | 47,3 | 44,11 | 45,11 | 47,3 | 45,5 | 44,5 | 44,75 | 43,27 |
| 42,5 | 45,1 | 42,9 | 45,24 | 44,48 | 42,9 | 39,7 | 43,43 | 42,36 | 40,08 |
| 0,45 | 0,45 | 0,47 | 0,44 | 0,45 | 0,44 | 0,44 | 0,44 | 0,45 | 0,43 |
| 1107 | 1107 | 1054 | 1134 | 1107 | 1134 | 1134 | 1134 | 1107 | 1036 |

ДИНСКОГО МАССИВА

| Лерцолит | | | | | | | Верлит | |
|----------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| I27/16 | | I27/21 | I27/22 | | I27/22 | | I7-4п | |
| 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |
| 50,76 | 50,32 | 50,88 | 50,29 | 50,68 | 51,38 | 51,52 | 52,24 | 54,02 |
| 0,28 | 0,26 | 0,19 | 0,27 | 0,23 | 0,13 | 0,15 | 0,33 | 0,22 |
| 3,49 | 3,35 | 3,50 | 3,61 | 3,47 | 2,87 | 3,07 | 3,48 | 3,15 |
| 1,19 | 0,97 | 1,11 | 0,99 | 1,03 | 0,96 | 1,19 | 0,92 | 0,00 |
| 3,51 | 3,91 | 3,88 | 3,68 | 3,55 | 3,43 | 3,51 | 4,20 | 4,27 |
| 0,17 | 0,18 | 0,12 | 0,10 | 0,12 | 0,14 | 0,17 | 0,00 | 0,00 |
| 17,66 | 16,93 | 17,21 | 16,78 | 16,69 | 17,64 | 17,38 | 16,51 | 16,22 |
| 22,54 | 22,55 | 23,96 | 23,34 | 23,55 | 23,75 | 23,06 | 22,84 | 22,24 |
| 0,17 | 0,23 | 0,19 | 0,18 | 0,04 | 0,15 | 0,17 | 0,21 | 0,21 |
| 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| 99,79 | 98,72 | 101,06 | 99,25 | 100,38 | 100,46 | 100,82 | 100,73 | 100,33 |
| 1,85 | 1,87 | 1,85 | 1,85 | 1,85 | 1,88 | 1,87 | 1,95 | 1,97 |
| 0,007 | 0,007 | 0,005 | 0,007 | 0,006 | 0,003 | 0,004 | 0,01 | 0,01 |
| 0,15 | 0,13 | 0,150 | 0,15 | 0,150 | 0,120 | 0,132 | 0,05 | 0,03 |
| 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,10 | 0,10 |
| 0,035 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,00 |
| 0,108 | 0,122 | 0,120 | 0,114 | 0,109 | 0,105 | 0,107 | 0,130 | 0,130 |

Продолжение табл. 9

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|-----------------------|---|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Mn | | 0,004 | 0,003 | 0,003 | 0,004 | 0,005 | 0,004 | 0,004 |
| Mg | | 0,977 | 0,996 | 0,924 | 0,913 | 0,976 | 0,954 | 0,941 |
| Ca | | 0,861 | 0,891 | 0,895 | 0,964 | 0,955 | 0,934 | 0,911 |
| Na | | 0,02 | 0,008 | 0,015 | 0,02 | 0,016 | 0,015 | 0,008 |
| f | | 11,08 | 10,04 | 10,97 | 11,53 | 10,66 | 11,84 | 10,28 |
| Wo | | 43,93 | 44,59 | 46,29 | 48,29 | 46,66 | 46,30 | 46,46 |
| En | | 49,85 | 49,85 | 47,82 | 49,10 | 45,75 | 47,65 | 48,03 |
| Fs | | 6,21 | 5,56 | 5,89 | 5,96 | 5,69 | 6,41 | 5,51 |
| Ca/(Ca+Mg+Fe+Mn) | | 0,44 | 0,45 | 0,46 | 0,48 | 0,47 | 0,46 | 0,48 |
| T, °C _{расч} | | 1134 | 1107 | 1056 | 1022 | 1054 | 1086 | 10,22 |

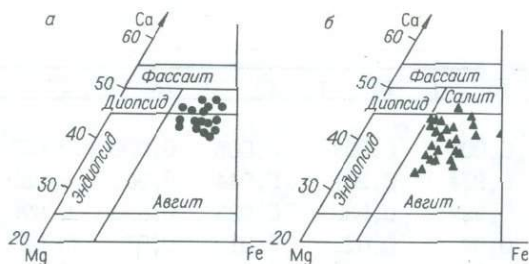
Окончание табл. 9

| Компонент | Верлит | | | Меланократовое габбро | | | |
|--------------------------------|--------|--------|--------|-----------------------|--------|-------|-------|
| | I27/15 | | | I27/2 | | | |
| SiO ₂ | 50,84 | 51,63 | 50,98 | 51,95 | 52,19 | 52,20 | 50,81 |
| TiO ₂ | 0,62 | 0,24 | 0,30 | 0,46 | 0,28 | 0,36 | 0,25 |
| Al ₂ O ₃ | 2,34 | 3,32 | 3,44 | 2,62 | 1,87 | 2,61 | 3,67 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,40 | 0,96 | 0,96 | 0,23 | 0,05 | 0,15 | 0,83 |
| FeO | 5,27 | 4,40 | 4,38 | 6,51 | 6,05 | 6,71 | 4,78 |
| MnO | 0,11 | 0,14 | 0,16 | 0,28 | 0,18 | 0,20 | 0,15 |
| MgO | 16,35 | 17,89 | 16,58 | 16,26 | 17,11 | 16,10 | 16,99 |
| CaO | 22,20 | 22,42 | 23,23 | 22,45 | 23,13 | 29,76 | 22,19 |
| Na ₂ O | 0,48 | 0,25 | 0,15 | 0,30 | 0,23 | 0,27 | 0,21 |
| K ₂ O | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,03 |
| С у м м а | 98,60 | 101,27 | 100,16 | 101,06 | 101,09 | 99,38 | 99,93 |
| Si | 1,90 | 1,86 | 1,85 | 1,90 | 1,91 | 1,930 | 1,87 |
| Ti | 0,017 | 0,007 | 0,008 | 0,012 | 0,008 | 0,01 | 0,007 |
| Al ^{IV} | 0,10 | 0,14 | 0,15 | 0,10 | 0,08 | 0,07 | 0,13 |
| Al ^{VI} | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,05 | 0,03 |
| Cr | 0,165 | 0,027 | 0,027 | 0,006 | 0,01 | 0,004 | 0,025 |
| Fe | 0,165 | 0,134 | 0,135 | 0,199 | 0,185 | 0,210 | 0,147 |
| Mn | 0,003 | 0,004 | 0,005 | 0,009 | 0,006 | 0,006 | 0,005 |
| Mg | 0,912 | 0,967 | 0,908 | 0,890 | 0,930 | 0,89 | 0,932 |
| Ca | 0,889 | 0,871 | 0,915 | 0,881 | 0,907 | 0,823 | 0,875 |
| Na | 0,035 | 0,02 | 0,011 | 0,021 | 0,02 | 0,02 | 0,015 |
| f | 15,58 | 12,47 | 13,31 | 19,00 | 16,97 | 19,42 | 14,00 |
| Wo | 44,17 | 44,08 | 46,62 | 44,57 | 44,66 | 42,75 | 44,67 |
| En | 46,29 | 48,95 | 46,27 | 44,90 | 45,95 | 46,13 | 47,59 |
| Fs | 8,54 | 6,97 | 7,11 | 10,53 | 9,39 | 11,12 | 7,74 |
| Ca/(Ca+Mg+Fe+Mn) | 0,45 | 0,44 | 0,46 | 0,46 | 0,45 | 0,43 | 0,45 |
| T, °C _{расч} | 1107 | 1134 | 1086 | 1086 | 1107 | 1077 | 1107 |

| 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 0,005 | 0,005 | 0,004 | 0,003 | 0,003 | 0,003 | 0,005 | 0,000 | 0,001 |
| 0,967 | 0,939 | 0,936 | 0,926 | 0,914 | 0,961 | 0,944 | 0,900 | 0,880 |
| 0,88 | 0,899 | 0,936 | 0,927 | 0,927 | 0,930 | 0,923 | 0,890 | 0,870 |
| 0,01 | 0,016 | 0,013 | 0,012 | 0,07 | 0,01 | 0,012 | 0,01 | 0,02 |
| 10,48 | 11,96 | 11,51 | 11,23 | 10,98 | 10,20 | 10,62 | 12,62 | 12,74 |
| 45,09 | 45,74 | 46,96 | 47,03 | 47,44 | 46,50 | 46,66 | 46,4 | 46,3 |
| 49,15 | 47,77 | 46,92 | 47,02 | 46,79 | 48,05 | 47,68 | 46,9 | 46,8 |
| 5,76 | 6,49 | 6,12 | 5,95 | 5,77 | 5,46 | 5,68 | 6,8 | 6,9 |
| 0,49 | 0,46 | 0,47 | 0,47 | 0,47 | 0,46 | 0,47 | 0,46 | 0,46 |
| I043 | I086 | I054 | I054 | I054 | I086 | I054 | I086 | I086 |

| Меланократовое габбро | | | | | | | | Пироксеновое габбро | |
|-----------------------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|---------------------|-------|
| I27/2 | I27/8 | | | I27/14 | | | I27/20 | | |
| 52,54 | 50,73 | 52,68 | 51,98 | 52,15 | 52,69 | 51,31 | 52,24 | 51,48 | 52,17 |
| 0,20 | 0,22 | 0,24 | 0,30 | 0,21 | 0,33 | 0,38 | 0,37 | 0,35 | 0,30 |
| 2,65 | 2,93 | 1,50 | 3,27 | 2,09 | 2,08 | 2,65 | 1,67 | 2,52 | 1,19 |
| 0,72 | 0,83 | 0,17 | 1,10 | 0,84 | 0,80 | 0,32 | 0,20 | 0,30 | 0,17 |
| 5,54 | 6,23 | 5,10 | 4,35 | 4,40 | 5,24 | 4,85 | 4,81 | 5,84 | 4,92 |
| 0,14 | 0,16 | 0,15 | 0,08 | 0,19 | 0,19 | 0,11 | 0,18 | 0,18 | 0,21 |
| 18,20 | 19,16 | 16,53 | 16,73 | 18,54 | 16,36 | 16,83 | 17,39 | 16,50 | 16,71 |
| 21,30 | 20,07 | 23,53 | 22,45 | 20,79 | 22,05 | 24,91 | 23,79 | 23,60 | 24,34 |
| 0,27 | 0,19 | 0,22 | 0,29 | 0,13 | 0,32 | 0,33 | 0,16 | 0,21 | 0,16 |
| 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,01 | 0,02 |

| | | | | | | | | | |
|--------|--------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|
| I01,65 | I00,53 | I00,11 | 99,93 | 99,36 | I00,05 | I01,69 | I00,93 | I01,01 | I00,19 |
| I,900 | I,86 | I,94 | I,89 | I,91 | I,93 | I,87 | I,910 | I,89 | I,93 |
| 0,005 | 0,005 | 0,006 | 0,008 | 0,006 | 0,009 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,008 |
| 0,10 | 0,13 | 0,060 | 0,11 | 0,09 | 0,07 | 0,12 | 0,07 | 0,11 | 0,06 |
| 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| 0,021 | 0,02 | 0,005 | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 0,009 | 0,008 | 0,009 | 0,005 |
| 0,167 | 0,191 | 0,157 | 0,133 | 0,135 | 0,161 | 0,149 | 0,147 | 0,179 | 0,1519 |
| 0,004 | 0,005 | 0,005 | 0,002 | 0,006 | 0,006 | 0,003 | 0,005 | 0,005 | 0,006 |
| 0,980 | 1,047 | 0,907 | 0,916 | 1,016 | 0,895 | 0,915 | 0,948 | 0,903 | 0,919 |
| 0,820 | 0,789 | 0,928 | 0,884 | 0,820 | 0,867 | 0,973 | 0,932 | 0,928 | 0,962 |
| 0,18 | 0,01 | 0,015 | 0,02 | 0,00 | 0,022 | 0,023 | 0,012 | 0,01 | 0,01 |
| 14,89 | 15,78 | 15,14 | 12,92 | 12,20 | 15,71 | 14,20 | 13,87 | 16,99 | 14,70 |
| 41,72 | 38,80 | 46,47 | 45,65 | 41,44 | 44,96 | 47,73 | 45,85 | 46,04 | 47,18 |
| 49,60 | 51,54 | 45,42 | 47,33 | 51,42 | 46,40 | 44,85 | 46,64 | 44,79 | 45,06 |
| 8,68 | 9,65 | 8,10 | 7,02 | 7,14 | 8,65 | 7,42 | 7,51 | 9,17 | 7,76 |
| 0,42 | 0,39 | 0,46 | 0,46 | 0,42 | 0,45 | 0,47 | 0,46 | 0,46 | 0,47 |
| I057 | I205 | I086 | I086 | I057 | I107 | I054 | I086 | I086 | I054 |



Р и с. 21. Состав моноклиновых пироксенов из эффузивных пород.

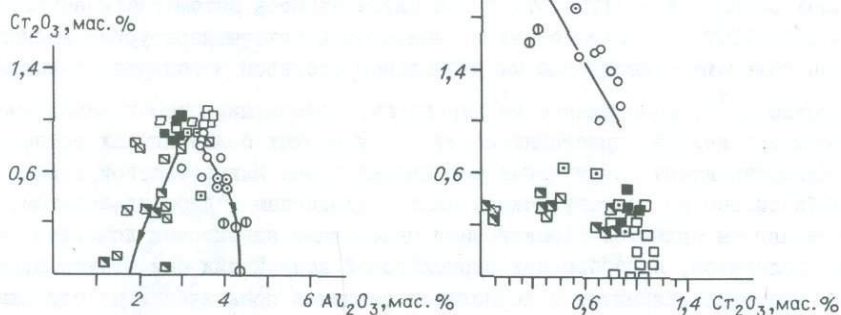
Вкрапленники базальтов Илин-Тасской (а) и пироксен базальтов Южно-Анхойской (б) систем.

Клинопироксены в изученных породах кристаллизуются позже оливинов и ортопироксенов. Это доказывается структурными особенностями пород, размерностью и морфологией кристаллов. Наиболее отчетливые изменения форм и размерности зерен клинопироксена наблюдаются в лавовых потоках. Здесь зерна пироксена — мелкие игольчатые и сноповидные в краевых зонах потоков и шаров, короткопризматически слабо резорбированные — в промежуточных зонах; в центральных участках они представлены крупными интенсивно корродированными пойкилокристаллами. Размер зерен изменяется от 0,1 до 2–3 мм. В толеитовых базальтах Южно-Анхойской системы от периферии к центру шаров происходит и изменение составов пироксенов, выраженное в увеличении Ti, Al, Cr в авгитах центральных участков. В потоках Илин-Тасской системы состав пироксенов близкий в различных участках. В интрузивных породах клинопироксен обладает наибольшими размерами и резким идиоморфизмом относительно других породообразующих минералов.

На треугольной диаграмме Fe-Mg-Ca точки составов пироксенов эффузивных пород группируются в поле авгитов с частным переходом в поле салитов, а интрузивных пород — в поле диопсидов — авгитов, максимально концентрируясь в поле диопсидов (см. рис. 19, 21). Для клинопироксенов из изученных эффузивных и интрузивных пород характерны невысокая общая железистость ($f = 13-26$), низкое содержание натрия (обычно меньше 0,5 мас.% при отсутствии калия), умеренное содержание титана (до 3 мас.%), преобладание алюминия в четверной координации, при невысоком общем его содержании (до 5 мас.%), недосыщенность кремнеземом, стабильные отношения $Ca/(Ca+Mg+Fe+Mn)$ в каждом типе минералов.

Вкрапленники авгитов толеитовых базальтов богаче Al_2O_3 (4–5 мас.%), MgO (15–18 мас.%) по сравнению с авгитами субщелочных базальтов (2–3 и 12–15 мас.%). Последние обогащены TiO_2 (1–2 мас.%), CaO (20–22 мас.%), Cr_2O_3 (0,1–0,59 мас.%) и незначительно FeO (см. табл. 6, 7). В авгитах толеитовых и субщелочных базальтов не устанавливается определенной зависимости в соотношениях Cr-Ti, Cr-Al (рис. 22). В толеитовых базальтах с шаровой отдельностью, где четко проявлена зональность структурных особенностей пород от периферии шаров к центру, в составе клинопироксенов в этом направлении постепенно увеличиваются концентрации алюминия (от 1,4 до 5,0 мас.%), хрома (0,04–0,73 мас.%) и снижаются кальция (от 22 до 13 мас.%). Низкоглиноземистыми высококальциевыми являются также метельчатые авгиты из базальтов со спидитовой структурой. В автомагматических брекчиях толеитовых базальтов Южно-Анхойской системы вкрапленники титан-авгита отличаются от вкрапленников моноклинового пироксена долеритов и базальтов повышенными концентрациями TiO_2 (1,99–2,2 мас.%).

Р и с. 22. Соотношение Cr_2O_3 - Al_2O_3 и TiO_2 - Cr_2O_3 в клинопироксенах интрузивных пород.
Усл. обозн. см. на рис. 17, 19.



Авгиты толеитовых базальтов Южно-Анхойской системы несколько богаче энстатитовой и ферросилитовой составляющих по сравнению с высококальциевыми авгитами субщелочных базальтов. Поскольку моноклинный пироксен в лавовой фации базальтов кристаллизуется после оливина и одновременно или несколько раньше плагноклаза, то в нем концентрируются основная масса окисного железа, титана и значительная часть алюминия и хрома. Низкоглиноземистые и кальциевые моноклинные пироксены обычно ассоциируют с кислыми плагноклазами лабрадор-андезитового ряда как в толеитовых, так и субщелочных базальтах. В ассоциации с вкрапленниками высокоглиноземистых и магнезиальных авгитов обычно присутствует плагноклаз анортит-битовнитового состава.

Одной из важных особенностей состава пироксенов толеитовых и субщелочных базальтов являются величины содержания в них алюминия в четверной и шестерной координации. В минеральных фациях высоких давлений клинопироксены характеризуются минимальным количеством Al^{IV} и соответственно повышенным содержанием $\text{Al}^{\text{VI}}/40$. Для толеитовых и субщелочных базальтов большая часть алюминия находится в тетраэдрической координации и изоморфна с кремнием. Августы вкрапленников толеитовых базальтов Южно-Анхойской системы содержат 0,04–0,09 % алюминия в шестерной координации, а отношение $\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Al}^{\text{IV}}$ в них, как правило, равно 0,6, а в игольчатых и сноповидных кристаллах вариолитов и спилитов величина $\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Al}^{\text{IV}}$ превышает 1, т.е. преобладает алюминий в октаэдрической позиции. Отношение $\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Al}^{\text{IV}}$ в августы из субщелочных базальтов Илья-Тасской системы равно 0,11–0,66, т.е. в них преобладает Al^{IV} . Общей особенностью клинопироксенов из базальтов обоих типов является уменьшение в наиболее магнезиальных пироксенах содержания Al , Ti , Fe , Ca и возрастание алюминия в шестерной координации, что свидетельствует о более высоких давлениях и температурах образования последних. Результаты расчета температур для клинопироксенов из

каждого типа базальтов согласуются с петрографическими особенностями и химическим составом минералов. Высокие температуры кристаллизации (1205–1393 °C) получены для магнезиальных авгитов из толеитовых базальтов со спилитовой и вариолитовой структурами и внешних закаленных участков потоков, более низкие (1077–1229 °C) – для вкрапленников центральных участков. Температура кристаллизации высококальциевых и титанистых авгитов из субщелочных базальтов – 1177–1077 °C, а титан–авгитов автомагматических брекчий – 1040–1077 °C. Таким образом, наиболее высокотемпературные клинопироксены обладают существенно магнезиальным составом и содержат повышенное количество Al^{VI} , моноклинные же пироксены, содержащие относительно много Ti и окислов железа, кристаллизовались в условиях более низких температур.

Клинопироксены интрузивных ассоциаций пород Ильинь–Тасской и Южно–Ангийской систем по составу принадлежат к диопсидам и диопсид–авгитам. Диопсид–авгиты являются характерными минералами пикритовых долеритов и габбро–долеритов, в габброидах лерцолитовой ассоциации они отсутствуют. Состав диопсидов пикритов и лерцолитов различен практически по содержанию всех окислов за исключением алюминия, пределы колебаний которого ограничиваются величиной 3–4 мас.% (см. табл. 8, 9).

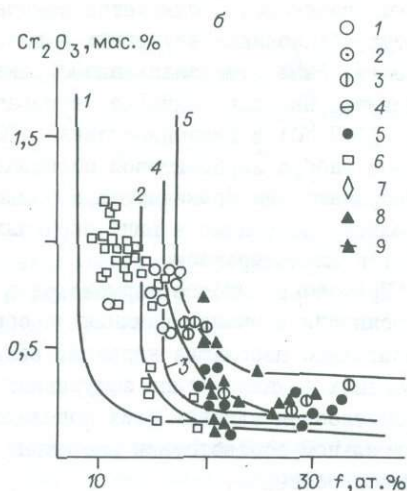
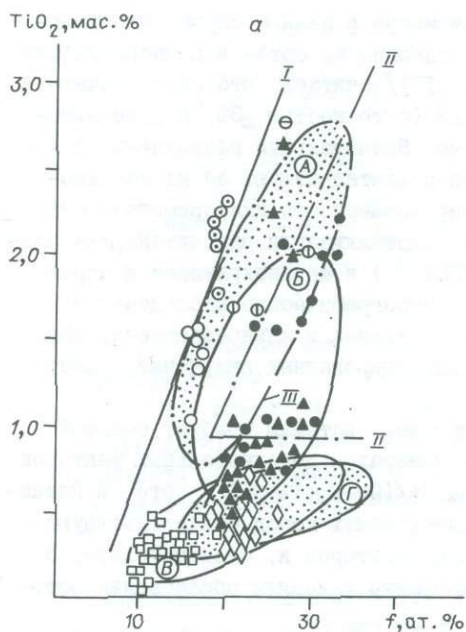
В лерцолитовой ассоциации диопсиды обогащены хромом, магнием, кальцием, натрием во всех типах пород, в лерцолитах и пироксеновых габброидах – железом.

Отличие диопсидов из пикритов от авгит–салитов из оливиновых габбро–долеритов обусловлено низкими содержаниями хрома и магния, увеличением количества титана, общего железа, натрия в авгит–салитах при мало изменяющихся содержаниях алюминия и кальция. На вариационных диаграммах Cr_2O_3 – Al_2O_3 и TiO_2 – Cr_2O_3 (см. рис. 22) составы диопсидов лерцолитовой ассоциации эволюционируют в направлении понижения количества Cr и Al и незначительного увеличения Ti, в пикритовой ассоциации при общем снижении Cr происходит обогащение Al и Ti.

На диаграмме Cr_2O_3 –f (рис. 23,б) точки составов диопсидов из ультраосновных – основных пород лерцолитовой ассоциации занимают промежуточное положение между составами клинопироксенов гипербазитовой и габбро–пироксенит–дунитовой формации, а диопсиды и авгит–салиты пикритовой ассоциации группируются в области клинопироксенов из континентальной оливин–щелочно–базальтовой формации. На диаграмме TiO_2 –f (рис. 23,а) первые занимают компактную область в поле базит–гипербазитовой ассоциации, а вторые сохраняют принадлежность к составам клинопироксенов щелочно–базальтовой формации.

Таким образом, клинопироксены интрузивных пород из Ильинь–Тасской и Южно–Ангийской систем различаются количественным соотношением в них главных окислов, что является следствием различных P–T–условий их кристаллизации из расплавов щелочного и толеитового типов.

Расчетная температура кристаллизации клинопироксенов пикритов и ассоциирующихся с ними габброидов наиболее устойчива и колеблется в пределах 1134–1107 °C. Несколько ниже и не зависят от состава пород температуры кристаллизации диопсидов лерцолитовой ассоциации – 1107–1084 °C. Более магнезиальные и малотитанистые диопсиды из лерцолитовой ассоциации обла-



Р и с. 23. Соотношение TiO_2 - f (а) и Cr_2O_3 - f (б) в клинопироксенах магматических пород Илин-Тасской и Южно-Анжуйской систем.

I-5 - Илин-Тасская система: пикриты (I), пикритовые долериты (2), габбро-долериты (3), пегматитовые габбро (4), базальты (5); 6-9 - Южно-Анжуйская система: интрузивные породы - лерцолит-габбровая ассоциация (6), габбро-норитовая ассоциация (7), базальты (8), автомагматическая брекчия (9).

Тренды и поля составов клинопироксенов /84/. Формации: А - континентальная оливин-базальтовая, Б - континентальная толеитовая, В - базит-гипербазитовая ассоциация, Г - габбро-норитовая древних дифференцированных интрузий.

Тренды состава клинопироксенов из эффузивов различных формаций: I - континентальные оливин- и щелочно-базальтовая; II - щелочная оливин-базальтовая океанов; III - пикритовые базальты (трапсовая). Формации: I - гипербазитовая; 2 - габбро-пироксен-дунитовая; 3 - щелочно-ультраосновная; 4 - континентальная оливин-базальтовая эффузивная фация; 5 - андезитовая и трахиандезитовая.

дакт температурами кристаллизации несколько меньшими, чем титанистые и железистые пироксены пикритовой группы пород. В эффузивных базальтах наблюдается противоположная тенденция. Низкая величина отношения Al^{VI}/Al^{IV} (равная 0,5) в клинопироксенах из обеих ассоциаций пород не позволяет предполагать их кристаллизацию при высоком давлении. Исследованные пироксены содержат значительные количества фassaитовой составляющей, что характерно для пироксенов, кристаллизовавшихся в условиях низких давлений и относительно высокого парциального давления кислорода.

Использование дупироксенового термометра в данном случае не правомерно, поскольку расчетные температуры отдельно по орто- и клинопироксену дают расхождения до 300 °С. Дж.К.Мерсье /III/ считает, что если расчетные температуры по обоим минералам близки (с точностью ± 30 °С), то минеральный парагенезис считается равновесным. Значительные расхождения температур образования изученных пироксенов свидетельствуют об их неравновесности. Выше отмечалась аналогичная неравномерность для ортопироксена и оливина. Наиболее близкие температуры кристаллизации рассчитаны для оливина (1170 °С) и клинопироксена (1107–1054 °С) в меланократовом и пироксеновом габбро лерцолитовой ассоциации. Петрографические наблюдения не подтверждают одновременную кристаллизацию оливина и клинопироксена, так как оливин постоянно в виде округлых и корродированных включений присутствует в клинопироксене.

Применение любого термометра к природным системам требует большой осторожности и знания влияния на состав минералов дополнительных факторов. Относительно небольшие вариации величины $Ca/(Ca+Mg+Fe+Mn)$ в орто- и клинопироксенах в каждом типе эффузивных и интрузивных пород свидетельствуют о несущественном влиянии этих дополнительных факторов и, следовательно, о значительном соответствии расчетных температур условиям образования орто- и клинопироксенов.

Изложенные материалы позволяют сделать следующие выводы:

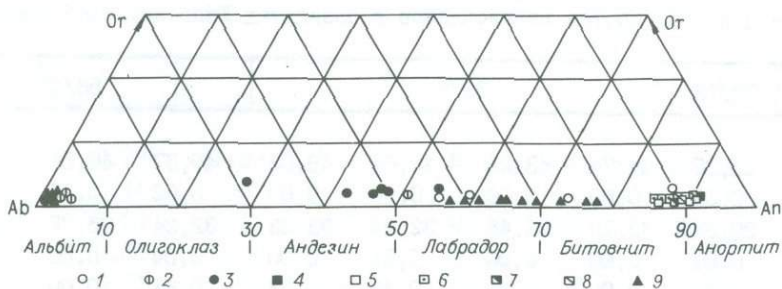
1. Клинопироксены ультраосновных – основных пород достаточно выдержаны по составу; по существующим классификациям клинопироксены эффузивных пород относятся к субкальциевым авгитам и титан-авгитам; интрузивных пород – к диопсидам и диопсид-авгитам /33/.

2. Особенности составов клинопироксенов, геологические условия залегания пород и расчетные данные свидетельствуют о том, что кристаллизация клинопироксенов в интрузивных породах происходила в гипабиссальных условиях.

П Л А Г И О К Л А З Ы

Плагиоклазы в небольшом (5–20 %) количестве присутствуют в пикритовых габбро-долеритах, лерцолитах, верлитах, меланократовых габбро и являются основным породообразующим минералом габбро и базальтов.

Габитус кристаллов плагиоклазов в эффузивных породах изменяется от метельчатого, лейстовидного до призматического и таблитчатого. В базальтах различные генерации этого минерала имеют состав от анортита № 90 во вкрапленниках до андезин-олигоклаза № 50–28 в основной массе. Лейстовидные, метельчатые и игольчатые кристаллы альбита характерны для эффузивов со спилитовой и вариолитовой структурами, прорастая по спайности клинопироксен или образуя неправильные с ним сростания. Таблитчатые кристаллы анортита из толеитовых базальтов Южно-Ангийской системы обычно несут следы более раннего образования по сравнению с лейстами битовнита и лабрадора. Кристаллы плагиоклаза, как правило, сдвойникованы. Наиболее часто встречаются альбитовый и альбит-карлсбадский законы двойникования. Минералы



Р и с. 24. Состав плагиоклазов магматических пород Ильинь-Тасской и Южно-Анжуйской систем.

1-3 - пикрит-базальтовый комплекс: пикритовые долериты (1), габбро-долериты (2), базальты (3); 4-9 - перидотит-габбро-базальтовый комплекс: оливиниты (4), лерцолиты (5), верлиты (6), меланократовое габбро (7), пироксеновое габбро (8), базальты (9).

с зональным строением отсутствуют в лерцолит-габбро-базальтовом комплексе, но характерны для субщелочных базальтов пикрит-базальтового комплекса.

Результаты микрозондового анализа плагиоклазов приведены в табл. 10-13 и отражены на рис. 24.

В наиболее щелочных базальтах Ильинь-Тасской системы преобладают плагиоклазы лабрадор-андезитового состава An_{55-42} (см. табл. 10). Лабрадор и

Т а б л и ц а 10. Состав плагиоклазов в базальтах Ильинь-Тасской системы

| Компонент | 520 | 520/1 | 520/1 | 526/8 | 526/8 ¹ | 526/8 ² | 526/8 | 522/8 | 522/8 | 526/8 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|--------------------|--------------------|--------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 55,53 | 54,85 | 53,80 | 53,20 | 55,38 | 56,17 | 54,23 | 64,55 | 67,62 | 59,62 |
| TiO ₂ | 0,08 | 0,12 | 0,14 | 0,07 | 0,13 | 0,19 | 0,06 | 0,01 | 0,05 | 0,12 |
| Al ₂ O ₃ | 27,30 | 28,13 | 26,84 | 29,52 | 27,73 | 27,07 | 29,27 | 19,98 | 19,89 | 24,29 |
| FeO | 0,97 | 0,87 | 1,60 | 0,80 | 0,79 | 0,74 | 0,79 | 0,00 | 0,17 | 0,78 |
| MnO | 0,07 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,03 | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 0,01 |
| MgO | 0,15 | 0,00 | 0,04 | 0,08 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,26 | 0,05 | 0,32 |
| CaO | 9,88 | 10,28 | 9,74 | 11,86 | 10,07 | 8,79 | 10,74 | 0,37 | 0,26 | 5,83 |
| Na ₂ O | 6,15 | 5,95 | 5,79 | 5,19 | 6,11 | 6,54 | 5,59 | 12,09 | 11,77 | 8,21 |
| K ₂ O | 0,31 | 0,37 | 0,38 | 0,21 | 0,31 | 0,38 | 0,24 | 0,01 | 0,05 | 0,69 |
| Сумма | 100,4 | 100,6 | 98,38 | 101,0 | 100,53 | 99,93 | 101,03 | 98,32 | 99,89 | 99,86 |
| Ab | 52,06 | 50,11 | 50,68 | 43,71 | 51,43 | 56,16 | 47,78 | 98,28 | 98,51 | 69,08 |
| Or | 1,73 | 2,06 | 2,20 | 1,15 | 1,73 | 2,13 | 1,48 | 0,00 | 0,002 | 3,81 |
| An | 46,21 | 47,83 | 47,12 | 55,14 | 46,84 | 41,71 | 50,73 | 1,68 | 1,22 | 27,10 |

Т а б л и ц а II. Состав плагиоклазов в базальтах Южно-Анжуйской системы

| Компо- нент | 33/13 | 33/8 | | | | 56/6 | | |
|--------------------------------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO ₂ | 51,88 | 44,78 | 53,26 | 49,64 | 49,03 | 49,37 | 40,56 | 51,86 |
| TiO ₂ | 0,03 | 0,00 | 0,06 | 0,05 | 0,03 | 0,02 | 0,15 | 0,00 |
| Al ₂ O ₃ | 29,94 | 32,12 | 26,45 | 32,84 | 33,23 | 32,24 | 35,75 | 31,26 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,00 |
| FeO | 1,17 | 0,00 | 2,42 | 0,48 | 0,53 | 0,91 | 0,00 | 0,82 |
| MnO | 0,04 | 0,00 | 0,05 | 0,00 | 0,01 | 0,06 | 0,00 | 0,03 |
| MgO | 0,25 | 0,00 | 0,22 | 0,36 | 0,32 | 0,49 | 0,00 | 0,12 |
| CaO | 12,54 | 32,12 | 13,06 | 15,61 | 15,86 | 14,63 | 23,53 | 13,30 |
| Na ₂ O | 4,33 | 0,00 | 3,89 | 2,61 | 2,50 | 3,00 | 0,00 | 3,95 |
| K ₂ O | 0,06 | 0,00 | 0,01 | 0,04 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,15 |
| Сумма | 100,25 | 98,66 | 99,43 | 101,64 | 101,53 | 100,75 | 100,17 | 101,48 |
| Ab | 38,30 | 0,00 | 35,03 | 23,21 | 22,20 | 27,04 | 0,00 | 34,64 |
| Or | 0,34 | 0,00 | 0,05 | 0,21 | 0,05 | 0,01 | 0,00 | 0,86 |
| An | 61,34 | 100,0 | 64,91 | 76,57 | 77,75 | 72,96 | 100,0 | 64,5 |

О к о н ч а н и е т а б л . II

| Компонент | 33/13 | | | | 56/17 | | |
|--------------------------------|-------|--------|--------|-------|-------|--------|--------|
| SiO ₂ | 55,35 | 59,58 | 55,37 | 54,25 | 65,64 | 68,18 | 66,82 |
| TiO ₂ | 0,03 | 0,04 | 0,04 | 0,05 | 0,06 | 0,00 | 0,00 |
| Al ₂ O ₃ | 28,69 | 25,57 | 28,58 | 28,09 | 20,68 | 20,17 | 21,09 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,03 | 0,03 | 0,00 | 0,03 | 0,02 | 0,00 | 0,00 |
| FeO | 0,13 | 0,64 | 0,44 | 0,75 | 0,36 | 0,00 | 0,00 |
| MnO | 0,00 | 0,00 | 0,07 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,00 |
| MgO | 0,26 | 0,00 | 0,47 | 0,53 | 0,11 | 0,00 | 0,00 |
| CaO | 9,63 | 7,18 | 9,50 | 9,80 | 1,29 | 1,05 | 1,47 |
| Na ₂ O | 5,45 | 7,91 | 5,47 | 5,63 | 11,41 | 11,45 | 11,71 |
| K ₂ O | 0,91 | 0,12 | 0,79 | 0,13 | 0,18 | 0,00 | 0,00 |
| Сумма | 100,5 | 101,07 | 100,74 | 99,27 | 99,77 | 100,85 | 101,10 |
| Ab | 47,90 | 66,14 | 48,66 | 50,55 | 93,20 | 95,20 | 94,18 |
| Or | 5,29 | 0,64 | 4,61 | 0,77 | 0,98 | 0,88 | 0,89 |
| An | 46,81 | 33,21 | 46,73 | 48,67 | 5,82 | 3,92 | 5,03 |

| 56/2 | | 56/12 | | | | 33/7 | |
|--------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|-------|
| 51,07 | 50,36 | 51,80 | 52,93 | 40,08 | 46,95 | 48,71 | 49,59 |
| 0,07 | 0,11 | 0,07 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| 31,27 | 31,24 | 29,31 | 28,26 | 36,09 | 32,22 | 31,82 | 31,35 |
| 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,04 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | - |
| 0,67 | 0,59 | 0,52 | 0,66 | 0,00 | 0,43 | 0,34 | 0,26 |
| 0,06 | 0,07 | 0,00 | 0,05 | 0,00 | 0,0 | 0,0 | - |
| 0,16 | 0,03 | 0,30 | 0,43 | 0,00 | 0,13 | 0,29 | 0,24 |
| 13,68 | 14,19 | 12,74 | 11,59 | 23,10 | 17,22 | 15,95 | 14,21 |
| 3,99 | 3,42 | 4,73 | 4,83 | 0,00 | 3,11 | 2,96 | 3,71 |
| 0,05 | 0,07 | 0,04 | 0,04 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| 101,00 | 100,33 | 99,54 | 98,85 | 100,21 | 100,07 | 100,07 | 99,36 |
| 34,44 | 30,23 | 40,09 | 42,88 | 0,00 | 20,09 | 22,30 | 27,01 |
| 0,26 | 0,38 | 0,22 | 0,23 | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 0,01 |
| 65,30 | 69,39 | 59,69 | 56,89 | 100,0 | 80,01 | 77,65 | 72,98 |

Т а б л и ц а 12. Состав плагиоклазов в ультрабазитах и габбро Уямкандинского массива

| Компонент | Лерцолит | | | Верлит | | |
|--------------------------------|----------|--------|--------|--------|--------|-------|
| | I27/I9 | I27/21 | I27/I5 | | | |
| SiO ₂ | 44,61 | 44,40 | 45,68 | 45,21 | 45,81 | 43,50 |
| TiO ₂ | 0,04 | 0,01 | 0,00 | 0,03 | 0,03 | 0,04 |
| Al ₂ O ₃ | 35,89 | 36,11 | 35,11 | 35,36 | 35,50 | 35,78 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,0 | 0,00 | 0,04 |
| FeO | 0,22 | 0,25 | 0,26 | 0,26 | 0,24 | 0,27 |
| MnO | 0,06 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,01 |
| MgO | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,00 |
| CaO | 18,16 | 18,75 | 17,12 | 17,30 | 17,18 | 17,46 |
| Na ₂ O | 1,08 | 0,88 | 1,15 | 1,21 | 1,33 | 1,33 |
| K ₂ O | 0,03 | 0,00 | 0,04 | 0,01 | 0,02 | 0,04 |
| С у м м а | 100,09 | 100,44 | 99,68 | 99,40 | 100,13 | 98,49 |
| Ab | 9,69 | 7,85 | 13,27 | 11,19 | 12,26 | 12,10 |
| Or | 0,19 | 0,02 | 0,24 | 0,05 | 0,14 | 0,25 |
| An | 90,12 | 92,13 | 86,49 | 88,76 | 87,60 | 87,65 |

О к о н ч а н и е т а б л . 12

| Компо- нент | Верлит | Меланократовое габбро | | | Пироксеновое габбро | | |
|--------------------------------|--------|-----------------------|--------|-------|---------------------|--------|--------|
| | I27/I5 | I27/2 | I27/I4 | | I27/20 | 62/7 | |
| SiO ₂ | 43,88 | 45,73 | 46,60 | 44,80 | 45,29 | 50,11 | 52,96 |
| TiO ₂ | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,00 | 0,03 | 0,09 | 0,09 |
| Al ₂ O ₃ | 35,95 | 35,08 | 34,57 | 35,49 | 35,75 | 31,55 | 30,01 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,00 | 0,02 | 0,03 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 |
| FeO | 0,31 | 0,46 | 0,46 | 0,31 | 0,41 | 0,53 | 0,67 |
| MnO | 0,04 | 0,02 | 0,00 | 0,02 | 0,02 | 0,00 | 0,05 |
| MgO | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,17 | 0,04 |
| CaO | 17,57 | 17,31 | 17,15 | 17,26 | 17,74 | 13,85 | 12,10 |
| Na ₂ O | 1,54 | 1,45 | 1,81 | 1,28 | 1,23 | 3,71 | 4,77 |
| K ₂ O | 0,02 | 0,03 | 0,03 | 0,01 | 0,06 | 0,03 | 0,08 |
| Сумма | 99,37 | 100,14 | 100,75 | 99,23 | 100,55 | 100,04 | 100,77 |
| Ab | 14,37 | 13,15 | 16,04 | 9,11 | 11,13 | 32,61 | 41,42 |
| Or | 0,13 | 0,15 | 0,16 | 0,15 | 0,38 | 0,16 | 0,48 |
| An | 85,50 | 86,70 | 83,61 | 90,71 | 88,49 | 67,22 | 58,09 |

Т а б л и ц а 13. Состав плагиоклазов в интрузивных породах Илинъ-Тасской системы

| Компо- нент | Габбро | | | | | Оливиновый долерит | | Пикритовый долерит | |
|--------------------------------|--------|-------|-------|-------|-------|-----------------------|-------|-----------------------|--------|
| | 552/8 | | | | | 556/9 | | 555/11 | |
| SiO ₂ | 51,35 | 51,06 | 64,24 | 63,12 | 62,92 | 46,42 | 43,81 | 49,42 | 43,20 |
| TiO ₂ | 0,16 | 0,11 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,13 | 0,06 | 0,11 | 0,03 |
| Al ₂ O ₃ | 29,30 | 29,32 | 18,83 | 18,50 | 18,98 | 31,80 | 29,97 | 29,81 | 28,75 |
| FeO | 0,6 | 0,49 | 0,06 | 0,04 | 0,02 | 0,49 | 0,71 | 0,52 | 0,52 |
| CaO | 12,69 | 12,35 | 0,75 | 1,06 | 0,81 | 15,19 | 21,91 | 12,16 | 27,15 |
| Na ₂ O | 5,11 | 4,59 | 12,10 | 12,33 | 12,12 | 4,97 | 1,49 | 4,82 | 0,31 |
| K ₂ O | 0,23 | 0,26 | 0,12 | 0,07 | 0,03 | 0,09 | 0,04 | 0,17 | 0,05 |
| Сумма | 100,43 | 98,18 | 96,15 | 95,14 | 95,0 | 99,08 | 98,00 | 97,01 | 100,01 |
| Ab | 43,62 | 39,63 | 96,1 | 95,15 | 96,25 | 25,97 | 10,97 | 41,35 | 2,00 |
| Or | 1,28 | 1,46 | 0,61 | 0,34 | 0,16 | 0,51 | 0,19 | 0,95 | 0,2 |
| An | 55,10 | 58,91 | 3,29 | 4,51 | 3,58 | 73,52 | 88,88 | 57,70 | 97,80 |

битовнит — типичные породообразующие минералы толеитовых базальтов и долеритов Южно-Ангийской системы (см. табл. II). Состав плагиоклазов существенно изменяется в зависимости от пространственного положения минерала в потоке или в шарах. Битовниты и лабрадоры совместно с пироксенами слагают полнокристаллические центральные участки и зоны. Внешние зоны сложены обычно кислым плагиоклазом (An_{8-10}). Альбит — единственный полевой шпат в автомагматических брекчиях. Порфиновые выделения альбита представлены сильно удлинёнными кристаллами, которые плавно изогнуты согласно струйчатости стекловатого базиса и обтекают зерна титан-авгита и крупные миндалины. Не отмечается разрыва сплошности минерала или следов его хрупких деформаций. Здесь альбит — позднемагматический минерал.

Плагиоклаз — распространённый минерал ультраосновных и основных массивов. Он присутствует во всех дифференциатах, в том числе в оливинитах, лерцолитах и пикритах. Плагиоклазы лерцолитовой ассоциации не обнаруживают уменьшения основности от ранних дифференциатов к поздним, как это наблюдается в большинстве расслоённых интрузий, образовавшихся при фракционной кристаллизации основной магмы. Преобладают битовниты (An_{85-90}), и лишь в лерцолитах сохраняются реликты зерен анортита An_{90-92} (см. табл. I2).

В пикрит-долеритовой интрузивной ассоциации наиболее основными являются анортиты пикритовых долеритов, от которых вверх по разрезу основность плагиоклаза уменьшается An_{59-60} . В эндоконтактных участках силлов и даек присутствуют удлинённо-призматические кристаллы альбита. Альбит как более поздний минерал накладывается на все ранее образованные породообразующие минералы в габбро-долеритах (см. табл. I3).

Специфической особенностью плагиоклазов мафитовых интрузивных пород независимо от их природы является отсутствие зональности. В дайках и силлах базитов наблюдаются единичные зерна плагиоклаза с прямой зональностью.

БИОТИТ

В переменных количествах биотит встречается в пикритах и пикритовых долеритах Илин-Тасской системы. Он образует широкие пластинки, корродируется постмагматическим амфиболом, серицитом и имеет красно-коричневую окраску с различными оттенками. В экзоконтактных участках силлов преобладает зелёный биотит, ассоциирующий с мельчайшей вкрапленностью сульфидов. Результат микрозондовых анализов биотита приведен в табл. I4.

В проанализированных биотитах нет кальция и присутствует незначительная примесь марганца и хрома. Железистость биотита изменяется от 20,6 до 24,5 %. По составу он сопоставим с биотитами из интрузивных пород Сибирской платформы /I2/.

Т а б л и ц а 14. Состав биотитов в интрузивных породах Ильинь-Тасской системы

| Компо- нент | Пикритовый долерит | | | | | Пикрит | | |
|--------------------------------|--------------------|-------|--------|--------|-------|--------|-------|-------|
| | 555/II | | 555/IO | | 556/4 | 206/7 | | 204/5 |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| SiO ₂ | 39,6 | 39,36 | 38,49 | 38,80 | 37,86 | 36,5 | 38,74 | 38,18 |
| TiO ₂ | 5,47 | 4,79 | 5,89 | 5,03 | 5,88 | 6,35 | 4,88 | 4,79 |
| Al ₂ O ₃ | 13,99 | 12,87 | 13,44 | 13,35 | 12,63 | 11,14 | 11,96 | 12,27 |
| Fe | 8,91 | 9,06 | 10,94 | 10,02 | 10,94 | 11,06 | 10,30 | 9,44 |
| MnO | - | - | 0,12 | - | 0,16 | 0,09 | 0,11 | 0,08 |
| MgO | 19,08 | 19,02 | 18,92 | 18,76 | 18,98 | 20,51 | 20,48 | 19,52 |
| CaO | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Na ₂ O | 1,85 | 1,35 | 1,37 | 1,64 | 1,37 | 0,04 | 0,07 | 0,54 |
| K ₂ O | 7,48 | 7,97 | 6,44 | 7,50 | 6,43 | 6,34 | 7,78 | 7,83 |
| Cr ₂ O ₃ | - | - | 0,24 | 0,17 | 0,24 | 0,26 | 0,50 | 0,51 |
| H ₂ O | 4,00 | 4,00 | 4,00 | 4,00 | 4,00 | 4,00 | 4,00 | 4,00 |
| Сумма | 100,38 | 98,42 | 99,83 | 99,295 | 98,45 | 96,29 | 98,24 | 97,16 |
| Si | 2,88 | 2,94 | 2,81 | 2,87 | 2,80 | 2,72 | 2,83 | 2,86 |
| Ti | 0,30 | 0,27 | 0,32 | 0,28 | 0,32 | 0,35 | 0,26 | 0,27 |
| Al ^{IV} | 1,12 | 1,06 | 1,15 | 1,13 | 1,10 | 0,97 | 1,03 | 1,1 |
| Al ^{VI} | 0,08 | 0,06 | - | 0,03 | - | - | - | - |
| Fe | 0,54 | 0,56 | 0,66 | 0,62 | 0,68 | 0,68 | 0,63 | 0,60 |
| Mn | 0,00 | 0,00 | 0,001 | - | 0,001 | - | 0,001 | 0,001 |
| Mg | 2,08 | 2,11 | 2,05 | 2,07 | 2,1 | 2,27 | 2,23 | 2,18 |
| Ca | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Na | 0,26 | 0,18 | 0,20 | 0,23 | 0,20 | 0,001 | - | 0,07 |
| K | 0,70 | 0,76 | 0,60 | 0,71 | 0,60 | 0,60 | 0,73 | 0,74 |
| OH | 1,95 | 1,99 | 1,94 | 1,97 | 1,97 | 1,98 | 1,85 | 2,00 |
| Cr | - | - | 0,01 | 0,001 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,02 |
| f | 20,6 | 20,9 | 24,3 | 23,04 | 24,5 | 23,0 | 22,0 | 21,6 |

П р и м е ч а н и е. Образцы пород Элекчанского вулканического поля взяты с р. Рассоха (пикриты) и с руч. Шумный (пикритовые долериты).

Анализ - рентгеноспектральный, выполнен на микроанализаторе JXA-50A. Аналитики Н.В. Лескова.

РОГОВАЯ ОБМАНКА

Магматическая роговая обманка присутствует в пикритовых габбро-долеритах, в габбро-долеритах пикрит-базальтового комплекса. Химические составы этого минерала приведены в табл. 15. Железистость роговой обманки сос-

Т а б л и ц а 15. Состав роговой обманки в ультраосновных и основных породах

| Компо- нент | Пикритовый долерит | | Оливиновое габбро | | Пироксеновое габбро | | |
|--------------------------------|--------------------|-------|-------------------|-------|---------------------|-------|-------|
| | 555/II | | 556/4 | | I27/20 | | |
| SiO ₂ | 44,64 | 45,45 | 45,72 | 42,02 | 43,78 | 46,78 | 47,12 |
| TiO ₂ | 2,66 | 1,67 | 2,74 | 4,78 | 2,93 | 1,01 | 0,15 |
| Al ₂ O ₃ | 8,51 | 8,66 | 8,11 | 10,43 | 11,45 | 8,25 | 10,31 |
| FeO | 7,81 | 8,62 | 8,07 | 9,27 | 6,80 | 8,03 | 8,21 |
| MnO | 0,11 | 0,14 | 0,006 | 0,008 | 0,12 | 0,10 | 0,13 |
| MgO | 15,85 | 17,68 | 17,48 | 14,43 | 17,62 | 17,36 | 17,62 |
| CaO | 11,11 | 10,81 | 11,17 | 10,91 | 12,51 | 14,01 | 12,24 |
| Na ₂ O | 2,83 | 2,93 | 2,98 | 3,08 | 2,75 | 1,31 | 2,07 |
| K ₂ O | 0,32 | 0,17 | 0,30 | 0,47 | 0,30 | 0,09 | 0,06 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,37 | 0,15 | 0,25 | 0,04 | 1,10 | 0,89 | 0,04 |
| H ₂ O ⁺ | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 |
| С у м м а | 98,20 | 98,29 | 98,89 | 97,51 | 99,44 | 99,80 | 99,97 |
| Ca | 1,78 | 1,67 | 1,73 | 1,74 | 1,90 | 2,16 | 1,87 |
| Na | 0,80 | 0,80 | 0,82 | 0,90 | 0,76 | 0,36 | 0,57 |
| K | 0,05 | 0,03 | 0,05 | 0,07 | 0,05 | 0,02 | 0,01 |
| X | 2,63 | 2,51 | 2,60 | 2,71 | 2,71 | 2,54 | 2,45 |
| Fe | 0,98 | 1,04 | 0,98 | 1,16 | 0,82 | 0,96 | 0,98 |
| Mn | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 |
| Mg | 3,53 | 3,78 | 3,79 | 3,20 | 3,73 | 3,73 | 3,74 |
| Al ^{VI} | 0,44 | 0,17 | 0,24 | 0,63 | 0,44 | 0,30 | 0,26 |
| Y | 4,97 | 5,00 | 5,00 | 5,00 | 5,00 | 5,00 | 5,00 |
| Si | 6,66 | 6,53 | 6,00 | 6,27 | 6,22 | 6,74 | 6,62 |
| Ti | 0,29 | 0,18 | 0,29 | 0,54 | 0,31 | 0,10 | 0,01 |
| Al ^{IV} | 1,05 | 1,29 | 1,13 | 1,20 | 1,48 | 1,11 | 1,37 |
| Z | 8,00 | 8,00 | 8,02 | 8,01 | 8,01 | 7,95 | 8,00 |
| OH | 1,99 | 1,92 | 1,92 | 1,99 | 1,98 | 1,93 | 1,97 |
| f | 21,7 | 21,5 | 20,6 | 26,6 | 18,2 | 20,81 | 20,9 |

П р и м е ч а н и е. Образцы пород Элекчанского вулканического поля взяты с руч. Шумный (пикритовый долерит, оливиновое габбро) и с р. Уямканда Уямкандинского массива (пироксеновое габбро).

Анализ - рентгеноспектральный, выполнен на микроанализаторе ЛХА-50А. Аналитики Н.В. Лескова,

содержит обычно 20,6-21,6 %, достигая 26,6 % в центральной части кристалла. С увеличением содержания FeO возрастает содержание TiO₂, Na₂O, K₂O, Al₂O₃. Вторичная роговая обманка, развивающаяся по клинопироксену, плескочит в светло-зеленых тонах. Содержания многих окислов, особенно CaO, TiO₂, Al₂O₃, Na₂O, сильно варьируют, что объясняется различной степенью замещения клинопироксена.

Т а б л и ц а 16. Состав хромшпинелидов в ультраосновных - основных породах

| Компонент | Оливинит | | Лерцолит | | | | |
|----------------------------------|----------|--------|----------|--------|-------|--------|--------|
| | I7-6г | I7-5и | I27/6 | | I7-4д | I27/I6 | |
| | | | ц | к | ц | ц | к |
| TiO ₂ | 1,71 | 2,03 | 0,56 | 1,50 | 0,36 | 0,49 | 1,74 |
| Al ₂ O ₃ | 18,44 | 15,92 | 22,63 | 16,81 | 17,50 | 25,48 | 18,34 |
| Cr ₂ O ₃ | 35,58 | 33,26 | 38,07 | 36,89 | 41,50 | 37,55 | 36,00 |
| Fe ₂ O ₃ | 12,19 | 17,12 | 9,70 | 13,55 | 9,36 | 7,55 | 12,23 |
| FeO | 25,41 | 26,25 | 18,36 | 24,68 | 21,71 | 16,71 | 22,72 |
| MnO | 0,47 | 0,51 | 0,34 | 0,56 | 0,00 | 0,27 | 0,35 |
| MgO | 6,99 | 6,46 | 11,54 | 7,18 | 8,44 | 12,88 | 8,68 |
| С у м м а | 100,80 | 101,55 | 101,20 | 101,16 | 98,86 | 100,93 | 100,06 |
| Ti | 0,33 | 0,40 | 0,10 | 0,29 | 0,07 | 0,09 | 0,34 |
| Al | 5,57 | 4,88 | 6,57 | 5,16 | 5,41 | 7,27 | 5,59 |
| Cr | 7,22 | 6,84 | 7,42 | 7,60 | 8,60 | 7,18 | 7,36 |
| Fe ³⁺ | 5,55 | 5,77 | 1,80 | 2,65 | 1,85 | 1,37 | 2,38 |
| Fe ²⁺ | 2,53 | 3,48 | 3,78 | 5,38 | 4,75 | 3,38 | 4,91 |
| Mn | 0,10 | 0,11 | 0,07 | 0,12 | 0,00 | 0,06 | 0,08 |
| Mg | 2,67 | 2,50 | 4,24 | 2,79 | 3,30 | 4,64 | 3,34 |
| MgAl ₂ O ₄ | 33,8 | 30,8 | 41,1 | 32,3 | 33,8 | 45,4 | 34,9 |
| FeAl ₂ O ₄ | 1,5 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| MgCr ₂ O ₄ | 0,0 | 0,8 | 11,9 | 2,6 | 7,4 | 12,6 | 6,9 |
| FeCr ₂ O ₄ | 45,7 | 42,3 | 34,5 | 44,9 | 46,4 | 32,3 | 39,1 |
| FeFe ₂ O ₄ | 13,6 | 19,7 | 10,4 | 15,0 | 11,5 | 7,9 | 13,9 |
| MnFe ₂ O ₄ | 1,3 | 1,4 | 0,9 | 1,5 | 0,0 | 0,7 | 1,0 |
| Fe ₂ TiO ₄ | 4,2 | 5,0 | 1,3 | 3,7 | 0,9 | 1,1 | 4,2 |
| f | 71,13 | 74,70 | 56,68 | 74,25 | 66,6 | 50,63 | 68,5 |
| Cr/(Cr+Al) | 0,54 | 0,54 | 0,55 | 0,59 | 0,61 | 0,5 | 0,57 |

По химическому составу магматические роговые обманки из габбро-долеритов сопоставимы с базальтовыми обманками из основных пород.

Амфиболы присутствуют в меланократовых габбро и пироксеновых габбро Южно-Ангийской системы. Плеохроируют в коричнево-зеленых тонах, образуют волокнистые или перистые агрегаты по клинопироксенам. Микросондовый анализ показывает в них варьирующие содержания TiO₂, Cr₂O₃, Na₂O, Al₂O₃, но по общему валовому составу они сопоставимы с бурой роговой обманкой из пикритовых долеритов.

| Лерцолит | | Верлит | | Меланократовое габбро | | |
|----------|--------|--------|--------|-----------------------|--------|-------|
| I27/22 | I7-5з | I27/I5 | | I7-4и | I27/2 | |
| | | ц | к | | | |
| 2,08 | 2,75 | 2,27 | 1,58 | 2,95 | 3,6I | 4,93 |
| I4,29 | I3,39 | I4,07 | I4,76 | I4,II | I2,74 | 8,04 |
| 33,08 | 3I,75 | 34,59 | 3I,38 | 29,65 | 26,55 | 22,59 |
| I8,0I | I9,66 | I7,60 | 20,26 | I9,94 | 23,39 | 28,9I |
| 26,57 | 26,28 | 24,84 | 26,8I | 25,93 | 28, I4 | 29,28 |
| 0,44 | 0,00 | 0,4I | 0,5I | 0,4I | 0,44 | 0,42 |
| 5,90 | 6,70 | 7,29 | 5,53 | 6,67 | 5,60 | 4,79 |
| I00,37 | I00,54 | I0I,07 | I00,84 | 99,67 | I00,47 | 98,96 |
| 0,42 | 0,55 | 0,45 | 0,32 | 0,59 | 0,73 | I,05 |
| 4,52 | 4,22 | 4,35 | 4,6I | 4,44 | 4,05 | 2,68 |
| 7,0I | 6,7I | 7, I7 | 6,58 | 6,26 | 5,66 | 5,06 |
| 3,63 | 3,96 | 5,50 | 6,00 | 5,84 | 6,38 | 6, I0 |
| 5,96 | 5,88 | 3,57 | 4, I4 | 4,09 | 4,8I | 6,94 |
| 0, I0 | 0,00 | 0,09 | 0, II | 0,09 | 0, I0 | 0, I0 |
| 2,36 | 2,67 | 2,85 | 2, I8 | 2,65 | 2,25 | 2,02 |
| 28,2 | 26,4 | 27,4 | 27,5 | 27,9 | 25,4 | I6,8 |
| 0,0 | 0,0 | 0,0 | I,5 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| I,2 | 7,0 | 8,5 | 0,0 | 5,5 | 2,8 | 8,5 |
| 42,6 | 35,0 | 36,7 | 4I,5 | 33,9 | 32,7 | 23, I |
| 2I,5 | 24,7 | 20,7 | 24,0 | 24,0 | 28,5 | 37,2 |
| I,2 | 0,0 | I, I | I,4 | I,2 | I,3 | I,3 |
| 5,2 | 6,9 | 5,6 | 4,0 | 7,5 | 9,2 | I3, I |
| 7I,97 | 78,65 | 70,25 | 82,80 | 78,93 | 79,5 | 83,2 |
| 0,53 | 0,6I | 0,62 | 0,58 | 0,58 | 0,58 | 0,66 |

РУДНЫЕ АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Среди рудных акцессорных минералов ультраосновных - основных пород диагностируются ильменит, хромшпинелиды, магнетит, сульфиды; последние образуют сростки или самостоятельные зерна. Нами было проведено изучение составов акцессорных хромшпинелидов (табл. I6).

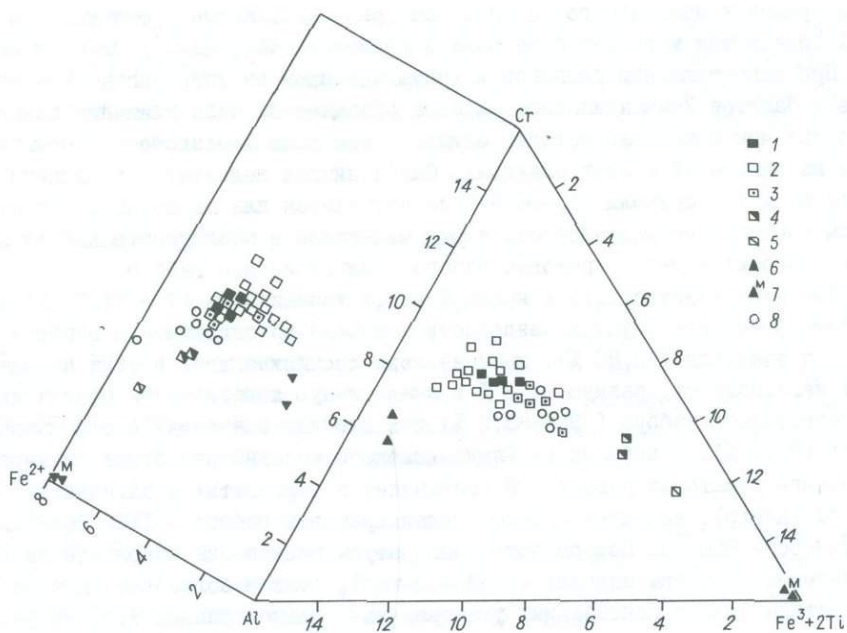
В породах Уямкандинского массива хромшпинелиды присутствуют в виде изометричных, овальных, часто полигональных зерен размером до I мм. Они преимущественно встречаются в виде включений в оливине, реже в широксене и плагиоклазе. Содержание хромшпинелидов возрастает в лерцолитах и оливинитах, где они занимают иногда до 2-3 % от объема породы. В меланократовых и лейкократовых габбро хромшпинелиды слагают лишь отдельные единичные зерна. Состав хромшпинелидов изменяется от хромшкитов до феррихромитов.

| Компонент | Пироксено- вое габбро | Лавы базальтов | | Пикриты | | |
|----------------------------------|--------------------------|----------------|-------|---------|-------|--------|
| | 127/20 | 36/17 | | 206 | | |
| | | | | к | ц-к | ц |
| TiO ₂ | 3,45 | 0,51 | 0,47 | 8,54 | 2,35 | 1,94 |
| Al ₂ O ₃ | 5,85 | 34,10 | 31,42 | 12,40 | 12,52 | 18,74 |
| Cr ₂ O ₃ | 15,92 | 29,78 | 33,50 | 22,34 | 28,69 | 31,05 |
| Fe ₂ O ₃ | 41,62 | 5,43 | 4,53 | 15,77 | 22,66 | 17,04 |
| FeO | 31,20 | 11,19 | 12,40 | 38,86 | 27,09 | 24,27 |
| MnO | 0,57 | 0,00 | 0,00 | 2,73 | 1,71 | 0,34 |
| MgO | 2,73 | 16,98 | 15,95 | 0,08 | 4,48 | 8,09 |
| С у м м а | 101,34 | 97,99 | 98,27 | 100,75 | 99,50 | 101,46 |
| Ti | 0,74 | 0,09 | 0,08 | 1,8 | 0,49 | 0,37 |
| Al | 1,98 | 9,38 | 8,76 | 4,10 | 4,07 | 5,67 |
| Cr | 3,61 | 5,49 | 6,27 | 4,96 | 6,25 | 6,30 |
| Fe ³⁺ | 7,39 | 0,95 | 0,81 | 3,33 | 4,70 | 3,29 |
| Fe ²⁺ | 8,84 | 2,18 | 2,45 | 9,13 | 6,25 | 5,21 |
| Mn | 0,14 | 0,00 | 0,00 | 0,65 | 0,40 | 0,07 |
| Mg | 1,17 | 5,90 | 5,62 | 0,03 | 1,24 | 3,09 |
| MgAl ₂ O ₄ | 12,3 | 58,6 | 54,8 | 0,4 | 3,0 | 35,4 |
| FeAl ₂ O ₄ | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 25,2 | 3,4 | 0,0 |
| MgCr ₂ O ₄ | 2,2 | 15,2 | 15,5 | 0,0 | 0,0 | 3,2 |
| FeCr ₂ O ₄ | 20,3 | 19,1 | 23,6 | 31,0 | 39,1 | 36,1 |
| FeFe ₂ O ₄ | 54,2 | 6,0 | 5,0 | 12,7 | 24,1 | 20,6 |
| MnFe ₂ O ₄ | 1,7 | 0,0 | 0,0 | 8,1 | 5,6 | - |
| Fe ₂ TiO ₄ | 9,3 | 1,1 | 1,0 | 22,5 | 6,1 | 4,7 |
| f | 91,1 | 0,34 | 0,36 | 99,7 | 89,8 | 73,3 |
| Cr/(Cr+Al) | 0,65 | 0,37 | 0,42 | 0,54 | 0,61 | 0,53 |

П р и м е ч а н и е. ц - центральная и к - краевая части зерна.

Они занимают вытянутое к ферритовой вершине поле, расположенное в средней части диаграммы составов (рис. 25).

Хромпикотиты преимущественно присутствуют в оливинитах и дерцолитах. Для них характерно более высокое содержание Cr₂O₃, достигающее 58,07 %. С понижением количества Cr₂O₃ в хромшпинелидах постепенно понижается их глиноземистость и возрастают содержания Fe₂O₃, FeO и TiO₂. Более железистые разновидности, отвечающие по составу феррихромитам, встречаются в основном в верлитах и оливиновых габбро. Постепенное изменение состава хромшпинелидов от хромпикотитов, более обогащенных хромом, до феррихромитов, богатых железом, показывает, что хромшпинелиды являются продуктами кристаллизации в процессе дифференциации магмы. На ранней стадии кристаллизации расплава выделяется хромпикотит, образуя оливино-хромпикотитовые кумулаты в оливинитовых породах. При дальнейшей кристаллизации магмы из оста-



Р и с. 25. Диаграмма состава хромшпинелей в магматических породах Южно-Английской (1-7) и Ильинь-Тасской (8) систем.

1 - оливиниты; 2 - лерцолиты; 3 - верлиты; 4 - меланократовое габбро; 5 - пироксеновое габбро; 6 - базальты; 7 - магнетит в базальтах; 8 - пикриты.

точного расплава, обогащенного железом, выделяются более железистые феррихромиты. Такое изменение состава шпинелидов иногда фиксируется в формировании зональных зерен, в которых внешняя оболочка минерала обеднена Cr_2O_3 , Al_2O_3 и MgO и обогащена TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO и MnO (см. табл. 16).

В пикритах хромшпинели присутствуют в единичных размером до 0,01 мм округлой формы выделениях зонального строения. Центральные участки представлены хромпикотитом, сменяющимся к периферии феррихромитом, внешняя кайма шариков сложена магнетитом. Содержание Cr_2O_3 в них колеблется от 31,05 до 22,34 мас.% при высоком (18,74 мас.%) содержании Al_2O_3 в хромпикотите и низком (12,4-13,62 мас.%) феррихромите (см. табл. 16). Феррихромиты отличаются от хромпикотитов также повышенным содержанием FeO , Fe_2O_3 , TiO_2 и пониженным MgO . В целом хромшпинелиды близки по составу таковым из меланократовых габбро лерцолитовой ассоциации Уямкандинского массива, но в отличие от них имеют повышенные концентрации MnO (2,73 мас.%) и TiO_2 (8,54 мас.%).

В толеитовых базальтах Южно-Английской системы встречаются единичные зерна хромшпинели (Cr_2O_3 - 31,42-34,1 мас.%), отвечающие по составу хромпикотиту (см. табл. 16). По сравнению с хромпикотитами Уямкандинского массива они содержат повышенные количества Al_2O_3 и MgO , что хорошо видно

на диаграмме компонентного состава (см. рис. 25). Кроме хромпикотитов в лавах содержится магнетит с небольшой примесью TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 и MnO .

При сопоставлении оливинов и хромшпинелидов из интрузивных ультрабазитов и базитов Уямкандинского массива обращает на себя внимание закономерность: чем выше железистость оливина, тем выше железистость хромшпинелидов из включений в этих оливинах. Самая низкая железистость оливина (13–12 %) и хромшпинели (50–56 %) рассчитывается для лерцолитов с постепенным увеличением железистости обоих минералов в последовательности лерцолит – верлит – меланократовые габбро – пироксеновое габбро.

При этом железистость в краевой части хромшпинели ($f = 74,25\%$) из лерцолитов соответствует железистости минерала из оливинита и верлита центральных участков (70,85 %), краевая зона хромшпинелидов в этих породах имеет железистость, равную 82,8 % и аналогичную железистости центра из меланократового габбро (79,5–83,2 %) при высоких значениях в оливиновом габбро (91,1 %). В породах из Уямкандинского массива расчетная температура оливин–хромитовых равновесий составляет в лерцолитах и оливинитах 1350 °C (центр), верлитах – 1200, меланократовом габбро – 1150, оливиновых габбро – 850 °C. При расчете температуры равновесия использовались объединенные составы шпинели (край – центр), если использовать для расчетов составы только центральных участков или только краевых зон, то разброс температур укладывается в интервал 1450 °C (центр) и 1200 °C (край). Согласно данным Н.Л. Малахова /53/, значения K_r для 1350 °C первичных оливин–хромитовых парагенезисов получены исходя из линейной зависимости между ними при учете соотношения хрома и алюминия в хромшпинелидах и соотношения $X_{Fe}^{III_{П+Ол}}/X_{Mg}^{III_{П+Ол}}$.

Величина K_r в сосуществующих оливинах и хромшпинелидах из лерцолитов – 3,86, оливинитов – 5,65, верлитов – 7,72, меланократовых габбро – 9,65. В пироксеновых габбро, где распространены феррихромиты с низким содержанием алюминия и хрома, K_r резко возрастает (более 10).

Таким образом, первичные темноцветные минералы интрузивных пород Илинь–Тасской и Южно–Ангийской систем обогащены "базальтоидными" компонентами (Al, Ca, Ti). Для них характерна более высокая по сравнению с офиолитовыми темноцветными минералами железистость, корреляционно связанная с коэффициентом фракционирования пород. Наблюдается значительный рост железистости оливина, орто- и клинопироксена в породах пикрит–базальтового комплекса. В то же время для темноцветных минералов из перидотит–габбро–базальтового комплекса характерны наиболее пологие тренды эволюции и при менее значительном изменении коэффициента фракционирования. Тенденция роста железистости в зависимости от пути дифференциации хорошо проявлена в оливинах и клинопироксенах. Железистость минералов достаточно близко сопряжена с железистостью магмы на интервале верлит – меланократовые габбро, пикрит – пикритовый долерит. Дифференциация в обоих типах магм не достигла полярности SiMg–SiAl. Это, вероятно, связано со слабой степенью фракционирования магм при низких давлениях вблизи земной поверхности.

Эволюция субщелочных базитовых расплавов определялась фракционированием минеральных фаз в условиях умеренных давлений и температур оливина, клинопироксена, плагиоклаза, магнетита; толеитовых расплавов в условиях

высоких температур и умеренных давлений оливина, ортопироксена, клинопироксена, плагиоклаза, магнетита и шпинели. При этом составы эффузивных базитов и их породообразующих минералов располагаются на продолжении трендов интрузивных пород в области габброидных составляющих, что позволяет рассматривать их в рамках единых магматических серий.

ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

На основании геологических данных, петрографического состава и химизма вулканические и интрузивные породы ультраосновного и основного составов на территории Ильинь-Тасской системы выделяются в самостоятельный магматический комплекс позднеюрского возраста. К пикрит-базальтовому комплексу отнесены покровные субщелочные базальты и пространственно ассоциирующие с ними одновозрастные интрузивы ультраосновного - основного состава повышенной щелочности.

Магматические ассоциации пород Южно-Анхойской системы по своим характеристикам объединены в перидотит-габбро-базальтовый комплекс. Все породы комплекса характеризуются пониженной щелочностью, закономерным изменением химизма пород эффузивной и интрузивной фаций.

Для уточнения классификационной принадлежности магматических пород из вулканических полей Ильинь-Тасской и Южно-Анхойской систем используются общепринятые принципы разграничения пород вулканических и интрузивных фаций с помощью различных диаграмм и пересчетов, связывающих химический и минеральный составы. Применяются также расчеты дискриминантных функций.

Химический состав пород пикрит-базальтового и перидотит-габбро-базальтового комплексов отражает слабую степень дифференциации в каждой фациальной разновидности. В изверженных породах комплексов нет завершенного ряда от ультраосновных - основных до средних и кислых производных.

БАЗАЛЬТЫ

Химический состав базальтов Ильинь-Тасской и Южно-Анхойской систем приведен в табл. I7, I8. Базальты в различных вулканических полях Ильинь-Тасской системы относятся к натриевой субщелочной серии, а Южно-Анхойской - к толеитовой ($Na_2O/K_2O > 4$).

Содержание кремнезема варьирует в пределах 46-52 мас.%. На классификационной диаграмме $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$ (рис. 26) точки составов базальтов Ильинь-Тасской системы располагаются в субщелочной области, а Южно-Анхойской - в толеитовой с частичным переходом составов высокощелочных спилитов в поле субщелочных пород. Л.С. Бородин и др. /8-10/ в качестве основного метода сравнительного петрохимического анализа рассматривают параметр кислотности A_c , показывающий соотношение кремнезема и остальных петрогенных катионов. При расчете A_c учитываются не только концентрации, но и различия в относительной основности катионов согласно формуле: $A_c = 4Si/MeBc$, где Si и Me - количество атомов кремния и катионов, вычисленных по результатам полных химических анализов пород. Расчетный параметр

Т а б л и ц а 17. Химический состав базальтов Илинъ-Тасской системы

| Компо- нент | 444/2 | 534/1 | 535/2 | 535/1 | 63/9 | 64/3 | 64/6 | 200/8 |
|--------------------------------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|
| SiO ₂ | 46,14 | 50,45 | 48,26 | 48,68 | 48,71 | 49,71 | 47,62 | 50,01 |
| TiO ₂ | 5,23 | 2,47 | 1,50 | 2,56 | 1,16 | 1,36 | 1,92 | 2,58 |
| Al ₂ O ₃ | 13,53 | 15,10 | 16,6 | 15,06 | 17,07 | 17,07 | 16,79 | 13,46 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,33 | 5,15 | 1,20 | 2,04 | 2,19 | 5,12 | 5,03 | 6,66 |
| FeO | 6,20 | 7,06 | 7,89 | 10,38 | 6,27 | 4,89 | 5,31 | 5,40 |
| MnO | 0,14 | 0,54 | 0,38 | 0,64 | 0,28 | 0,24 | 0,50 | 0,45 |
| MgO | 4,50 | 4,60 | 3,11 | 6,14 | 6,54 | 5,53 | 5,96 | 4,39 |
| CaO | 8,91 | 4,76 | 4,93 | 5,04 | 9,02 | 6,29 | 8,88 | 7,83 |
| Na ₂ O | 2,99 | 5,94 | 3,84 | 4,87 | 3,10 | 4,71 | 3,35 | 5,42 |
| K ₂ O | 1,55 | 0,32 | 1,74 | 0,42 | 0,45 | 0,60 | 0,59 | 0,60 |
| H ₂ O ⁺ | 2,96 | 3,00 | 4,16 | 3,20 | 4,48 | 3,75 | 3,00 | 2,60 |
| H ₂ O ⁻ | 0,77 | 0,66 | 0,52 | 0,38 | 0,44 | 0,42 | 0,26 | 0,44 |
| P ₂ O ₅ | 1,78 | 0,50 | 0,30 | 0,44 | 0,05 | 0,13 | 0,50 | 0,47 |
| CO ₂ | 2,25 | 0,2 | 0,41 | 0,27 | 0,20 | 0,20 | 0,20 | 0,27 |
| S | - | 0,17 | 0,10 | 0,04 | 0,11 | 0,05 | 0,17 | 0,16 |
| F | 0,05 | - | - | - | - | - | - | - |
| Сумма | 100,63 | 100,04 | 99,42 | 99,91 | 99,43 | 99,45 | 99,62 | 100,30 |
| f | 70,1 | 70,1 | 52,8 | 66,9 | 56,4 | 64,4 | 63,4 | 73,3 |

Нормативный состав

| | | | | | | | | |
|----|------|------|------|------|------|------|------|-------|
| ap | 5,9 | 1,1 | 0,5 | 0,7 | 0,2 | 0,2 | 1,1 | 0,9 |
| il | 7,8 | 3,4 | 2,2 | 3,8 | 1,8 | 2,0 | 2,8 | 3,6 |
| mt | 4,2 | 5,5 | 1,5 | 2,4 | 2,4 | 5,5 | 5,7 | 7,2 |
| or | 10,0 | 1,5 | 10,5 | 2,5 | 2,5 | 3,5 | 3,0 | 3,5 |
| ab | 28,5 | 54,4 | 35,5 | 39,0 | 29,0 | 44,0 | 14,0 | 45,75 |
| an | 20,2 | 14,5 | 23,5 | 18,7 | 33,3 | 24,5 | 30,7 | 12,5 |
| di | 7,2 | 6 | - | 4,8 | 10,4 | 6,0 | 10,0 | 20,4 |
| oi | - | 5,4 | 21,9 | - | 1,2 | 3,3 | 22,5 | 4,8 |
| hu | 9,8 | 8,2 | 4,4 | 3,0 | 19,2 | 11,0 | - | - |
| ne | - | - | - | - | - | - | 10,2 | 1,35 |
| q | 6,0 | - | - | 0,7 | - | - | - | - |
| c | - | - | - | - | - | - | - | - |
| hm | 0,4 | - | - | - | - | - | - | - |

Продолжение табл. 17

| Компо- нент | 522/7 | 522/8 | 522/11 | 83 | 24 | 427/2 | 520 |
|------------------|-------|-------|--------|-------|------|-------|-------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| SiO ₂ | 47,53 | 47,6 | 48,28 | 49,36 | 46,4 | 48,48 | 46,58 |
| TiO ₂ | 1,91 | 1,95 | 1,83 | 2,20 | 1,63 | 1,97 | 2,74 |

| 67/5 | 426/3 | 418/10 | 22/5 | 57 | 51/16 | 522/2 | 522/5 | 522/4 |
|--------|-------|--------|-------|--------|-------|-------|--------|---------|
| 48,26 | 44,25 | 51,40 | 46,49 | 47,39 | 44,64 | 47,20 | 47,12 | 44,90 |
| 2,12 | 1,72 | 1,12 | 1,80 | 1,37 | 1,95 | 1,74 | 1,74 | 1,86 |
| 12,39 | 15,81 | 14,65 | 16,13 | 15,64 | 15,07 | 17,35 | 17,04 | 17,15 |
| 4,73 | 5,60 | 6,45 | 2,93 | 3,25 | 3,54 | 3,58 | 3,95 | 8,66 |
| 9,16 | 6,60 | 6,23 | 7,17 | 6,27 | 8,61 | 6,33 | 6,04 | 3,47 |
| 0,10 | 0,24 | 0,16 | 0,12 | 0,11 | 0,06 | 0,38 | 0,45 | 0,02 |
| 6,09 | 6,39 | 3,00 | 6,37 | 8,81 | 8,07 | 7,25 | 6,50 | 9,08 |
| 8,72 | 7,59 | 6,55 | 7,35 | 6,96 | 10,81 | 6,98 | 8,47 | 4,11 |
| 3,02 | 3,55 | 3,91 | 4,26 | 4,26 | 1,66 | 3,58 | 3,94 | 4,41 |
| 0,63 | 0,57 | 1,57 | 1,34 | 0,28 | 0,41 | 1,15 | 0,64 | 0,60 |
| 3,25 | 4,10 | 3,05 | 3,88 | 4,34 | 3,77 | 3,83 | 4,44 | 5,49 |
| 0,34 | 0,90 | 0,40 | 0,16 | 0,31 | 0,50 | 0,48 | 0,26 | 0,94 |
| 0,36 | 0,43 | 0,18 | 0,41 | 0,40 | 0,52 | 0,26 | 0,43 | 0,18 |
| 1,38 | 2,77 | 1,24 | 1,64 | 0,87 | 0,83 | 0,14 | 0,20 | Не обн. |
| - | - | - | - | - | - | - | 0,10 | 0,09 |
| 0,03 | 0,13 | 0,08 | 0,09 | 0,09 | 0,08 | - | - | - |
| 100,25 | 99,70 | 99,56 | 99,94 | 100,04 | 99,99 | 99,85 | 100,85 | 99,98 |
| 69,5 | 65,6 | 80,9 | 61,3 | 51,9 | 60,1 | 57,75 | 60,6 | 57,19 |

Нормативный состав

| | | | | | | | | |
|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 0,7 | 0,9 | 0,3 | 0,9 | 0,7 | 1,2 | 0,5 | 0,7 | 0,3 |
| 3,2 | 2,6 | 1,6 | 2,8 | 1,8 | 2,8 | 2,6 | 2,4 | 2,8 |
| 5,1 | 6,3 | 7,2 | 3,1 | 3,6 | 3,9 | 3,9 | 4,2 | 3,0 |
| 3,6 | 3,5 | 10,0 | 8,5 | 1,5 | 2,5 | 7,0 | 3,5 | 3,5 |
| 25,5 | 35,5 | 38,0 | 39,5 | 39,5 | 15,5 | 33,0 | 33,0 | 38,5 |
| 21,7 | 23,5 | 18,8 | 22,5 | 23,5 | 34,7 | 29,0 | 29,7 | 12,0 |
| 18,4 | - | 12,0 | 4,4 | 8,4 | 15,2 | 4,0 | 9,6 | - |
| - | - | - | 17,7 | 18,6 | 2,1 | 13,2 | 9,9 | - |
| 17,6 | 24,6 | 6,8 | - | 2,4 | 22,2 | 6,8 | 6,0 | 26,8 |
| - | - | - | 0,6 | - | - | - | - | - |
| 3,8 | 0,9 | 5,3 | - | - | - | - | - | 0,6 |
| - | 2,2 | - | - | - | - | - | - | 6,6 |
| - | - | - | - | - | - | - | - | 4,9 |

| 521/3 | 521/5 | 522/1 | 523/3 | 524/5 | 526/4 | 526/8 | 531/1 | 531/2 |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |
| 50,8 | 48,80 | 49,29 | 46,89 | 47,73 | 51,4 | 48,04 | 49,14 | 47,95 |
| 1,86 | 2,16 | 1,68 | 2,50 | 1,76 | 2,69 | 2,79 | 1,77 | 1,77 |

О к о н ч а н и е т а б л . 17

| I | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|--------------------------------|--------------|--------------|--------------|-------------|---------------|--------------|--------------|
| Al ₂ O ₃ | 17,17 | 17,27 | 16,63 | 14,03 | 18,76 | 14,42 | 13,88 |
| Fe ₂ O ₃ | 6,43 | 6,92 | 2,72 | 5,49 | 1,48 | 4,17 | 11,51 |
| FeO | 4,63 | 3,17 | 6,81 | 7,85 | 9,42 | 7,94 | 3,32 |
| MnO | 0,04 | 0,04 | 0,05 | 0,07 | 0,10 | 0,14 | 0,05 |
| MgO | 7,00 | 6,94 | 6,95 | 5,71 | 8,06 | 5,82 | 4,66 |
| CaO | 5,02 | 7,20 | 7,10 | 6,81 | 2,63 | 8,39 | 10,73 |
| Na ₂ O | 4,58 | 3,87 | 4,33 | 3,96 | 4,37 | 2,68 | 2,75 |
| K ₂ O | 1,00 | 1,00 | 0,64 | 0,36 | 0,75 | 2,17 | 0,40 |
| H ₂ O ⁺ | 3,84 | 3,86 | 4,09 | 3,66 | 5,92 | 2,59 | 2,86 |
| H ₂ O ⁻ | 0,72 | 0,44 | 0,84 | 0,24 | 0,38 | 0,46 | 0,56 |
| P ₂ O ₅ | 0,18 | 0,18 | 0,18 | 0,33 | 0,40 | 0,56 | 0,36 |
| CO ₂ | He обн. | He обн. | He обн. | He обн. | 0,22 | 0,55 | He обн. |
| S | - | - | - | - | - | - | - |
| F | 0,13 | 0,11 | 0,12 | 0,15 | 0,40 | 0,11 | 0,12 |
| С у м м а | 99,41 | 99,89 | 99,69 | 99,9 | 100,17 | 99,88 | 99,91 |
| f | 61,24 | 59,25 | 57,83 | 70,0 | 57,5 | 67,8 | 75 |

Нормативный состав

| | | | | | | | |
|----|------|------|------|------|------|------|------|
| ap | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,5 | 0,7 | 1,2 | 0,8 |
| il | 2,8 | 2,8 | 2,6 | 3,2 | 2,4 | 3,0 | 5,4 |
| mt | 4,6 | 2,0 | 3,0 | 6,0 | 1,5 | 4,5 | 2,2 |
| or | 6,5 | 6,0 | 3,5 | 0,5 | 4,0 | 13,0 | 2,5 |
| ab | 33,5 | 30,5 | 40,0 | 37,5 | 41,0 | 25 | 26,5 |
| an | 24,2 | 27,5 | 25,2 | 21,5 | 11,5 | 22,2 | 25,5 |
| di | - | 23,2 | 8,4 | 10,4 | - | 14,8 | 25,0 |
| oi | 20,4 | - | 15,0 | - | 12,6 | 0,37 | - |
| Hu | - | - | 2,0 | 17,2 | 18,6 | 16,0 | - |
| ne | 5,4 | 3,3 | - | - | - | - | - |
| Q | - | - | - | 3,2 | - | - | 5,7 |
| C | - | - | - | - | 7,7 | - | - |
| hm | 2,3 | 4,4 | 1,0 | - | - | - | 6,4 |

Примечание. Обр. 444/2, 426/3, 418/10, 22/5, 51/16, 24, 427/2 - базальты Интаховского вулканического поля; обр. 67/5, 57, 83 - базальты Умбинского вулканического поля; обр. 63/9, 64/3, 64/6, 200/8 - базальты Нахаттинского вулканического поля; обр. 520 - 535/2 - базальты Элекчанского вулканического поля.

Аналитики Г.К. Амузинская, Н.Л. Гамзякова, О.М. Попова, Д.А. Кулагина.

$$f = \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 \times 100}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Mg}} \cdot$$

| 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |
|---------|-------|---------|---------|-------|---------|---------|--------|-------|
| 17,10 | 14,86 | 17,30 | 15,56 | 16,38 | 14,41 | 14,77 | 16,55 | 17,05 |
| 6,63 | 5,37 | 5,31 | 5,89 | 2,03 | 7,89 | 6,99 | 3,86 | 2,08 |
| 2,45 | 6,20 | 4,18 | 5,92 | 8,04 | 4,47 | 6,64 | 6,84 | 6,09 |
| 0,02 | 0,44 | 0,02 | 0,04 | 0,48 | 0,04 | 0,04 | 0,33 | 0,35 |
| 5,45 | 5,38 | 6,54 | 8,21 | 7,95 | 3,62 | 5,32 | 9,81 | 7,51 |
| 6,52 | 7,71 | 5,13 | 4,21 | 5,82 | 5,76 | 5,88 | 5,35 | 8,48 |
| 4,98 | 4,29 | 4,98 | 4,92 | 3,70 | 4,72 | 4,72 | 4,42 | 3,67 |
| 1,00 | 0,71 | 0,64 | 0,46 | 1,04 | 1,81 | 0,90 | 0,65 | 0,37 |
| 2,36 | 2,76 | 3,89 | 4,96 | 4,17 | 2,32 | 3,52 | 1,90 | 3,81 |
| 0,60 | 0,40 | 0,64 | 0,46 | 0,48 | 0,42 | 0,52 | 0,30 | 0,32 |
| 0,18 | 0,23 | 0,20 | 0,30 | 0,18 | 0,34 | 0,33 | 0,28 | 0,30 |
| He обн. | 0,27 | He обн. | He обн. | 0,41 | He обн. | He обн. | 0,14 | 0,27 |
| - | - | - | - | 0,06 | - | - | 0,07 | 0,20 |
| 0,14 | - | 0,08 | 0,09 | - | 0,15 | 0,10 | - | - |
| 99,44 | 99,42 | 99,54 | 99,91 | 99,69 | 99,56 | 100,0 | 100,09 | 99,90 |
| 62,49 | 68,26 | 59,2 | 58,99 | 55,88 | 77,35 | 71,93 | 52,17 | 52,10 |

Нормативный состав

| | | | | | | | | |
|------|------|------|-------|------|------|------|------|------|
| 0,3 | 0,6 | 0,3 | 0,5 | 0,2 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 |
| 2,6 | 3,2 | 2,4 | 3,6 | 2,6 | 4,0 | 4,0 | 2,4 | 2,6 |
| 1,2 | 5,8 | 4,0 | 4,0 | 2,2 | 3,2 | 4,8 | 4,0 | 2,2 |
| 6,5 | 4,0 | 6,5 | 1,0 | 7,0 | 11,2 | 6,0 | 3,5 | 2,0 |
| 42,0 | 40,0 | 35,0 | 46,0 | 34,5 | 44,5 | 44,5 | 39,5 | 35 |
| 21,5 | 20,5 | 24,5 | 20,5 | 25,7 | 13,2 | 16,7 | 23,7 | 29,5 |
| 19,4 | 13,2 | 1,6 | - | 3,2 | 16,4 | 10,0 | 1,2 | 10,6 |
| - | 1,5 | 15,0 | 10,8 | 18,6 | - | 4,8 | 22,8 | 13,8 |
| - | 11,0 | - | 11,20 | 6,0 | - | 6,0 | 2,4 | 3,8 |
| 2,4 | - | 8,7 | - | - | - | - | - | - |
| - | - | - | - | - | 3 | - | - | - |
| - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 4,1 | - | - | 2,3 | - | 4,2 | - | - | - |

As, по мнению авторов, в любых магматических сериях коррелируется с распределением в породах K, Ca, Zr и различных петрохимических индексов. Величина As, равная 0,5-0,7 для изучаемых пород, свидетельствует о слабой дифференцированности базальтов в каждой серии. При близких значениях величин коэффициента фракционирования и кислотности устанавливаются различия в величине индекса щелочности - известковистости в субщелочных и толеитовых базальтах. По величине последней точки состава базальтов Илинь-Тасской системы на классификационных диаграммах располагаются в поле магматических серий умеренной щелочности (рис. 27). Составы базальтов Южно-Ангийской системы с изменяющимися содержаниями в породах $Na_2O - 6,6-1,87 \text{ мас.}\%$

Т а б л и ц а 18. Химический состав базальтов Южно-Анхойской системы

| Компо- нент | 31/5 | 33/2 | 33/4 | 33/5 | 33/7 | 33/8 | 33/9 | 33/11 |
|--------------------------------|-------|------------------|-------|-------|-------|------------------|-------|-------|
| SiO ₂ | 49,04 | 51,22 | 49,97 | 49,84 | 45,84 | 46,46 | 48,77 | 47,17 |
| TiO ₂ | 1,21 | 0,60 | 1,12 | 1,01 | 0,60 | 0,69 | 1,82 | 1,97 |
| Al ₂ O ₃ | 14,97 | 16,49 | 14,48 | 13,53 | 16,54 | 16,31 | 14,95 | 13,91 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,70 | 4,05 | 4,50 | 4,29 | 0,46 | 4,37 | 4,36 | 3,81 |
| FeO | 4,74 | 9,03 | 4,92 | 4,23 | 6,57 | 4,72 | 5,83 | 8,14 |
| MnO | 0,43 | 0,24 | 0,17 | 0,10 | 0,08 | 0,10 | 0,18 | 0,20 |
| MgO | 6,23 | 5,34 | 6,33 | 5,26 | 7,71 | 6,56 | 5,84 | 7,23 |
| CaO | 7,99 | 6,59 | 9,36 | 14,85 | 14,84 | 13,96 | 10,23 | 9,81 |
| Na ₂ O | 4,06 | 2,04 | 3,33 | 2,32 | 1,77 | 2,46 | 3,90 | 3,65 |
| K ₂ O | 0,92 | 0,68 | 0,72 | 0,02 | 0,15 | 0,30 | 0,11 | 0,37 |
| H ₂ O ⁻ | 0,17 | 0,14 | 0,23 | 0,09 | 0,13 | 0,10 | 0,13 | 0,10 |
| P ₂ O ₅ | 0,06 | 10 ⁻³ | 0,13 | 0,08 | 0,01 | 10 ⁻³ | 0,14 | 0,17 |
| П.п.п. | 6,12 | 4,28 | 5,33 | 5,17 | 5,94 | 4,67 | 4,42 | 4,29 |

| | | | | | | | | |
|-------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|
| Сумма | 100,49 | 100,55 | 100,34 | 100,7 | 100,51 | 100,59 | 100,55 | 100,71 |
| f | 59,72 | 65,71 | 59,81 | 61,83 | 47,7 | 58,1 | 63,6 | 62,3 |

Нормативный состав

| | | | | | | | | |
|----|------|------|------|------|------|------|------|------|
| ар | 0,3 | 0,3 | 0,5 | 0,3 | 0,3 | 0,00 | 0,3 | 0,3 |
| il | 1,0 | 1,0 | 1,6 | 1,4 | 1,0 | 1,0 | 2,6 | 3,0 |
| mt | 5,1 | 4,5 | 4,9 | 4,8 | 0,4 | 4,6 | 4,8 | 4,2 |
| or | 6,0 | 4,0 | 4,0 | 0,5 | 1,0 | 2,4 | 0,5 | 2,0 |
| ab | 38,0 | 19,0 | 31,5 | 22,0 | 12,0 | 19,0 | 36,5 | 28,5 |
| an | 20,8 | 33,5 | 24,0 | 27,8 | 37,5 | 34,2 | 24,0 | 21,2 |
| wo | 8,0 | - | 9,4 | 18,0 | 15,2 | 15,4 | 11,2 | 11,4 |
| en | 6,0 | - | 7,8 | 15,4 | 10,2 | 13,0 | 9,0 | 7,6 |
| fs | 2,0 | - | 1,6 | 2,6 | 5,0 | 2,4 | 2,2 | 3,8 |
| fo | 6,6 | - | - | - | 3,7 | 4,2 | 2,1 | 5,2 |
| fa | 1,5 | - | - | - | 1,8 | 1,0 | 0,6 | 1,8 |
| en | 3,4 | 15,6 | 2,0 | - | 7,0 | 0,4 | 5,0 | 6,2 |
| fs | 1,0 | 11,2 | 10,6 | - | 2,2 | - | 1,2 | 1,6 |
| pe | 0,3 | - | - | - | 0,7 | 0,4 | - | 0,3 |
| q | - | 9,7 | 2,2 | 7,2 | - | - | - | 0,2 |
| c | - | 11 | - | - | - | - | - | - |

Продолжение табл. 18

| Компо- нент | 36/17 | 56/6 | 56/9 | 56/12 | 56/13 | 56/23 | 36/7 | 36/8 |
|------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| I | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| SiO ₂ | 44,76 | 49,58 | 50,88 | 48,31 | 50,85 | 48,15 | 51,11 | 46,36 |
| TiO ₂ | 1,17 | 2,12 | 2,09 | 0,66 | 1,85 | 0,75 | 1,96 | 1,72 |

| 33/I3 | 33/I7 | 33/20 | 56/24 | 62/7 | 62/I0 | 62/I3 | 62/I4 |
|-------|-------|-------|------------------|-------|-------|-------|-------|
| 48,03 | 47,97 | 49,7I | 49,0I | 45,24 | 48,29 | 48,I6 | 47,72 |
| 2,I3 | I,76 | I,97 | 2,0I | I,09 | I,4 | I,II | I,44 |
| I3,43 | I4,09 | I3,66 | I4,79 | I5,54 | I6,85 | I6,65 | I6,I7 |
| 3,62 | 2,79 | 3,00 | 5,68 | 2,07 | I,5I | 0,84 | 2,53 |
| 8,66 | 8,42 | 8,55 | 7,42 | 7,20 | 7,25 | 7,0I | 6,88 |
| 0,I7 | 0,I8 | 0,I9 | 0,26 | 0,I7 | 0,II | 0,I3 | 0,I5 |
| 7,I9 | 6,08 | 6,52 | 5,88 | I2,I | 7,73 | 9,32 | 7,77 |
| I0,56 | I0,3I | 9,44 | 5,96 | II,02 | II,93 | I0,95 | II,80 |
| 2,92 | 2,80 | 3,48 | 5,59 | I,6I | 2,I3 | 2,03 | 2,74 |
| 0,20 | 0,6I | 0,42 | IO ⁻³ | 0,06 | 0,I5 | 0,48 | 0,I9 |
| 0,II | 0,04 | 0,02 | 0,I3 | 0,25 | 0,I4 | 0,I5 | 0,I7 |
| 0,I5 | 0,I2 | 0,I6 | 0,I0 | 0,04 | 0,I7 | 0,I2 | 0,I4 |
| 3,47 | 4,78 | 3,40 | 3,04 | 3,62 | 2,58 | 3,09 | 2,83 |

| | | | | | | | |
|--------|-------|--------|-------|-------|--------|-------|--------|
| I00,53 | 99,9 | I00,49 | 99,75 | 99,73 | I00,I0 | 99,9I | I00,36 |
| 63,07 | 64,84 | 63,92 | 69,02 | 43,38 | 53,I2 | 45,72 | 54,77 |

Нормативный состав

| | | | | | | | |
|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 |
| 3,2 | 2,6 | 2,8 | 2,8 | I,6 | 2,2 | I,6 | 2,0 |
| 4,0 | 3,0 | 3,3 | 6,I | 2,I | I,6 | 0,9 | 2,7 |
| I,50 | 4,0 | 2,5 | 0,00 | 0,5 | I,0 | 3,0 | I,0 |
| 27,0 | 26,5 | 32,5 | 46,0 | 7,5 | I9,4 | I9,0 | 25,5 |
| 23,7 | 25,5 | 2I,0 | - | 35,8 | 37,3 | 35,5 | 3I,7 |
| I2,0 | II,2 | IO,6 | 5,6 | 7,6 | 9,0 | 7,4 | IO,8 |
| 8,0 | 7,4 | 7,0 | 4,2 | 6,0 | 6,8 | 5,6 | 8,2 |
| 4,0 | 3,8 | 3,6 | I,4 | I,6 | 2,2 | I,8 | 2,6 |
| 2,I | 0,9 | I,5 | 4,6 | 8,2 | 0,6 | 6,9 | 7,2 |
| 0,8 | 0,3 | 0,9 | I,5 | 2,I | 0,3 | 2,4 | 3,6 |
| I0 | 9,2 | 9,6 | 6,4 | I7,4 | I4,4 | II,6 | 4,2 |
| 3,2 | 3,4 | 4,4 | 2,0 | 4,2 | 4,6 | 4,0 | 0,2 |
| - | - | - | 3,0 | 0,I | 0,3 | - | - |
| 0,2 | I,9 | - | - | - | - | - | - |
| - | - | - | - | - | - | - | - |

| 36/9 | 36/II | 36/I2 | 36/I6 | 62/I5 | 62/I6 | 62/I7 | 62/I8 | 62/I9 |
|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| IO | II | I2 | I3 | I4 | I5 | I6 | I7 | I8 |

| | | | | | | | | |
|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 48,52 | 43,3 | 47,79 | 48,75 | 48,42 | 46,68 | 53,60 | 44,9I | 5I,45 |
| I,94 | 0,94 | 0,78 | I,88 | I,39 | I,4I | I,36 | I,20 | I,32 |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|--------------------------------|--------|------------------|------------------|------------------|------------------|-------|--------|--------|
| Al ₂ O ₃ | 17,66 | 15,20 | 15,35 | 16,00 | 15,10 | 15,79 | 13,37 | 13,50 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,61 | 6,19 | 3,68 | 2,68 | 2,05 | 3,36 | 3,2 | 2,60 |
| FeO | 6,55 | 5,01 | 7,52 | 7,22 | 6,52 | 6,44 | 8,01 | 8,87 |
| MnO | 0,16 | 0,20 | 0,22 | 0,16 | 0,20 | 0,18 | 0,12 | 0,17 |
| MgO | 4,75 | 4,87 | 5,20 | 7,18 | 6,37 | 8,28 | 5,93 | 6,14 |
| CaO | 9,29 | 7,73 | 5,15 | 9,73 | 4,89 | 10,03 | 10,65 | 13,03 |
| Na ₂ O | 3,85 | 5,52 | 6,61 | 2,10 | 6,45 | 2,22 | 2,56 | 2,93 |
| K ₂ O | 0,41 | 10 ⁻³ | 10 ⁻³ | 0,87 | 10 ⁻³ | 0,65 | 0,01 | 0,08 |
| H ₂ O ⁻ | 0,08 | 0,09 | - | 0,13 | 0,13 | 0,21 | 0,06 | 0,08 |
| P ₂ O ₅ | 0,16 | 0,32 | 0,31 | 10 ⁻³ | 0,30 | 0,002 | 0,15 | 0,13 |
| П.п.п. | 6,90 | 3,38 | 2,89 | 4,98 | 4,95 | 4,05 | 3,56 | 4,49 |
| Сумма | 100,29 | 100,11 | 99,88 | 99,88 | 99,52 | 99,92 | 100,67 | 100,00 |
| f | 70,14 | 69,7 | 68,3 | 57,96 | 57,36 | 54,25 | 65,4 | 65,13 |

Нормативный состав

| | | | | | | | | |
|----|------|-------|------|------|------|------|------|------|
| ap | 0,3 | 0,5 | 0,5 | 0,0 | 0,05 | 0,00 | 0,3 | 0,3 |
| il | 1,3 | 3,0 | 3,0 | 1,2 | 2,8 | 1,2 | 3,0 | 2,4 |
| mt | 4,2 | 6,7 | 3,9 | 3,0 | 2,1 | 3,6 | 4,0 | 2,8 |
| or | 2,5 | 0,00 | 0,00 | 5,5 | 0,00 | 3,5 | 0,5 | 0,5 |
| ab | 31,9 | 50,75 | 52,5 | 20,0 | 51,5 | 20,5 | 24,0 | 24,5 |
| an | - | 17,2 | 12,5 | 33,2 | 12,7 | 32,8 | 25,8 | 24,5 |
| wo | 6,6 | 8,4 | 4,8 | 7,2 | 4,4 | 7,6 | 11,4 | 17,2 |
| en | 4,4 | 7,2 | 3,2 | 4,8 | 3,4 | 5,8 | 7,6 | 10,4 |
| fs | 2,2 | 1,2 | 1,6 | 2,4 | 1,0 | 1,8 | 3,8 | 6,8 |
| fo | 7,2 | 4,9 | 6,1 | - | 7,6 | 0,9 | - | 5,5 |
| fa | 3,4 | - | 3,0 | - | 2,5 | 0,3 | - | 3,0 |
| en | - | - | 3,2 | 16,0 | 4,6 | 17,0 | 9,6 | - |
| fs | - | - | 1,2 | 6,4 | 2,2 | 5,0 | 4,2 | - |
| ne | 3,0 | 0,15 | 4,5 | - | 4,8 | - | - | 0,1 |
| Q | - | - | - | 0,3 | - | - | 3,4 | - |

П р и м е ч а н и е. Обр. 31/5, 33/2 - 33/20 - базальты верховья р. Анжй; обр. 36/77 - 36/17 - базальты среднего течения р. Бол. Анжй; обр. 56/6 - 56/24 - базальты верховий р. Тополевка-I; обр. 62/7 - 62/19 - базальты р. Мал. Анжй.

Анализы выполнены на квантometре КРВ-16. Аналитики Л.М. Егорова, Л.А. Шеина.

CaO - 9-13 мас.% образуют непрерывный ряд точек в полях толеитовой и субщелочной серий. Смещение составов спилитов и вариолитов Южно-Анжйской системы в поле субщелочных серий происходит благодаря высоким содержаниям

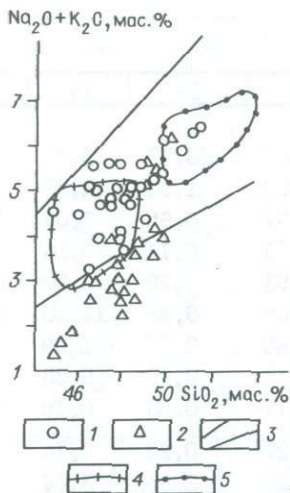
| IO | II | I2 | I3 | I4 | I5 | I6 | I7 | I8 |
|--------|--------|------------------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|
| 13,52 | 16,11 | 17,43 | 14,22 | 16,51 | 16,61 | 13,72 | 13,79 | 13,92 |
| 3,97 | 1,13 | 1,15 | 3,86 | 2,89 | 2,00 | 1,94 | 2,35 | 1,56 |
| 7,48 | 7,08 | 7,28 | 7,82 | 7,22 | 7,67 | 6,65 | 7,04 | 7,86 |
| 0,19 | 0,11 | 0,12 | 0,17 | 0,12 | 0,13 | 0,14 | 0,16 | 0,14 |
| 6,89 | 5,94 | 8,52 | 7,17 | 7,34 | 7,93 | 7,28 | 9,30 | 7,95 |
| 10,41 | 7,85 | 10,24 | 11,32 | 10,28 | 9,69 | 9,38 | 11,90 | 11,73 |
| 3,57 | 2,89 | 2,94 | 2,41 | 3,00 | 2,60 | 3,11 | 1,69 | 1,87 |
| 0,18 | 0,47 | 0,49 | 0,19 | 0,55 | 0,38 | 0,28 | 0,33 | 0,04 |
| 0,14 | 0,07 | 0,04 | 0,10 | 0,08 | 0,17 | 0,53 | 0,19 | 0,12 |
| 0,14 | 0,002 | 10 ⁻³ | 0,14 | 0,20 | 0,22 | 0,22 | 0,14 | 0,14 |
| 3,74 | 4,34 | 3,63 | 2,76 | 2,66 | 5,30 | 2,85 | 6,74 | 2,5 |
| 100,55 | 100,14 | 100,35 | 100,67 | 100,58 | 100,63 | 100,31 | 99,70 | 100,48 |
| 62,43 | 58,02 | 49,73 | 61,96 | 57,94 | 54,94 | 54,13 | 50,19 | 54,23 |

Нормативный состав

| | | | | | | | | |
|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 0,3 | 0,0 | 0,0 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 |
| 2,8 | 3,2 | 1,2 | 2,1 | 2,0 | 2,0 | 2,0 | 1,8 | 1,8 |
| 4,2 | 1,3 | 1,2 | 4,2 | 3,0 | 1,9 | 2,1 | 2,5 | 1,6 |
| 1,0 | 3,0 | 0,5 | 1,0 | 3,0 | 2,5 | 1,5 | 1,6 | 0,5 |
| 33,0 | 30,0 | 27,5 | 22,5 | 27,5 | 24,5 | 28,5 | 18,5 | 17,0 |
| 21,2 | 33,7 | 34,7 | 28,2 | 30,7 | 34,0 | 23,3 | 30,2 | 30,2 |
| 12,9 | 4,4 | 7,2 | 11,6 | 8,2 | 6,2 | 9,4 | 12,8 | 11,6 |
| 9,4 | 3,0 | 4,8 | 7,8 | 5,4 | 4,2 | 7,0 | 9,6 | 7,8 |
| 3,2 | 1,4 | 2,4 | 3,8 | 2,8 | 2,0 | 2,4 | 3,2 | 3,8 |
| 3,9 | 6,9 | 12,0 | - | 6,9 | 7,5 | - | 4,96 | - |
| 1,2 | 3,3 | 5,5 | - | 2,4 | 3,9 | - | 3,3 | - |
| 5,2 | 6,6 | - | 12,6 | 6,0 | 8,8 | 13,6 | 5,2 | 14,8 |
| 2,0 | 3,2 | 3,0 | 4,8 | 1,8 | 2,2 | 5,2 | 1,0 | 6,2 |
| - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| - | - | - | 1,1 | - | - | 4,7 | - | 4,4 |

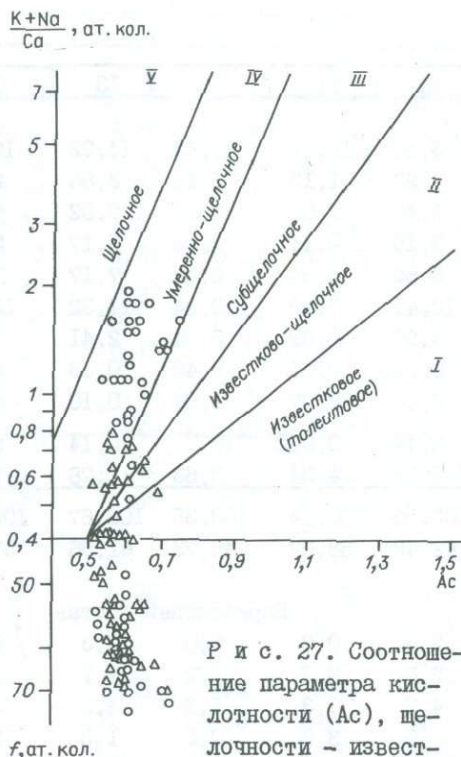
натрия за счет альбита при низких концентрациях $K_2O - 0,6 \cdot 10^{-3} - 0,6$ мас.%. Во всех разновидностях пород коэффициент глиноземистости равен 0,62-1,26 и соответствует базальтам умеренной глиноземистости.

Суммарное содержание $Fe_2O_3 + FeO$ в субщелочных и толеитовых базальтах не превышает 13 мас.%. Причем для субщелочных базальтов Ильинь-Тасской системы характерны высокие отношения Fe_2O_3/FeO , достигающие значения 3,7, для толеитов Южно-Анойской системы эта величина всегда меньше 1,0. Как отмечали Г.С. Йодер и К.Э. Тилли /38/, первично обогащенные щелочами породы характеризуются более высоким исходным содержанием Fe_2O_3 , чем породы толеитовой серии. Б.Г. Лутц /49/ объясняет более высокое отношение Fe_2O_3/FeO в базальтах повышенной щелочности проявлением вторичных процес-



Р и с. 26. Соотношение суммы щелочей и кремнезема в позднеюрских базальтах.

I - субщелочные базальты Илин-Тасской системы; 2 - толеитовые базальты Южно-Ануйской системы; 3 - область распространения вулканических пород субщелочного ряда; 4 - поле субщелочных базальтов и долеритов; 5 - поле субщелочных оливиновых и мегакристаллических (безоливиновых) лейкобазальтов /42/.



Р и с. 27. Соотношение параметра кислотности (Ас), щелочности - известковистости и железистости в позднеюрских базальтах. Поля главных групп серии /9, 10/. Усл. обозн. см. на рис. 26.

сов в близповерхностных условиях. Он подчеркивает, что чем более глубокой и более восстановленной была порода первоначально, тем более энергично она окисляется в близповерхностных условиях. Увеличение Fe^{3+} в субщелочных базальтах в суммарной составляющей при пересчете таких анализов на нормативный состав сдвигает их в область толеитового состава с нормативным кварцем

$$\text{Коэффициент фракционирования (к.ф.)} = \frac{Fe_2O_3 + FeO \cdot 100}{Fe_2O_3 + FeO + MgO}$$

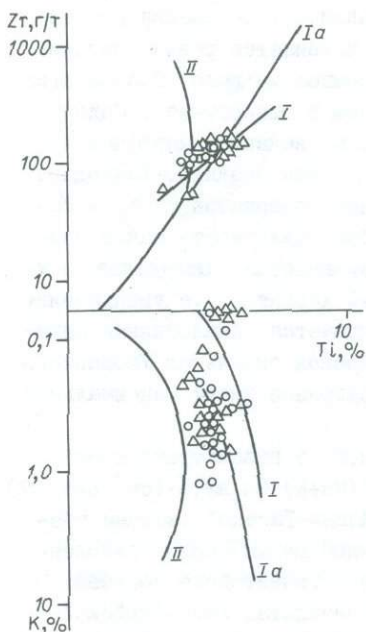
для субщелочных базальтов Илин-Тасской системы колеблется в пределах 52-75 и закономерно изменяется по вертикали. С целью характеристики этих изменений нами изучены субщелочные базальты позднеюрского возраста, слагающие покровы мощностью 80-120 м в верховьях р. Увязка (Элекчанский грабен). Первый покров от подошвы к кровле состоит из 16 потоков различной мощности, последовательно перекрывающих друг друга и относящихся к единому циклу вулканизма. Второй покров отделен от первого паккой туфопесчаников и туфоалевролитов с прослоями мелкогалечных конгломератов. Изменение коэффициента фракционирования для обоих покровов подчинено одной и той же закономерности. В ранних потоках значение к.ф. максимальное (77, 75, 72, 71) с посте-

пленным его понижением (до 55–52) к поздним потокам. От основания к кровле разрезов коэффициент фракционирования пород изменяется резко, причем в потоках, залегающих в основании, содержание кремнезема выше. Состав этих базальтов отвечает толеитам с нормативным кварцем и гиперстеном. Содержание MgO в субщелочных базальтах в зависимости от величины коэффициента фракционирования возрастает от ранних потоков к более поздним. Благодаря абсолютному возрастанию содержания MgO абсолютное содержание $Fe_2O_3 + FeO$, TiO_2 продолжает падать по мере снижения к.ф. Общая щелочность также снижается, а содержание K_2O при снижении к.ф. увеличивается. Поведение окиси алюминия в зависимости от к.ф. носит линейный характер – с уменьшением к.ф. содержание Al_2O_3 уменьшается, а CaO увеличивается. Аналогичная закономерность поведения к.ф. установлена и для покровов базальтов Умбинского и Интахского грабенов, где потоки в основании разрезов имеют максимальный к.ф. – 71–80.

Положительная корреляционная зависимость к.ф. с параметрами общей кислотности Ac и известковистости – щелочности $(Na+K)/Ca$ ат. % (см. рис. 27) как в субщелочных, так и толеитовых базальтах Ильинь–Тасской системы убедительно свидетельствует о первичности субщелочной магмы; при определенном типе ее дифференциации появляются производные толеитового состава.

Коэффициент фракционирования в толеитовых базальтах Южно–Ангийской системы изменяется в пределах 50–70. Высокая величина к.ф. рассчитывается для спилита 65–70. С увеличением значений к.ф. в толеитовых базальтах Южно–Ангийской системы щелочность практически не изменяется, но в спилитах возрастает содержание Na_2O , Al_2O_3 , Fe_2O_3 и уменьшается содержание K_2O , CaO , MgO , FeO . Закономерного распределения потоков спилитов в разрезах различных участков Южно–Ангийской системы не наблюдается. Спилиты как самостоятельный петрохимический тип базальтов не выделяются, так как, по геологическим и петрографическим данным, базальты со спилитовыми структурами и составом слагают внешние зоны потоков или оторочки под корочками закали в базальтах с шаровой отдельностью, внутренние участки которых представлены порфиоровыми базальтами и долеритами толеитовой серии. Поэтому перераспределение петрогенных окислов в толеитовых базальтах Южно–Ангийской системы связано с процессами близповерхностной кристаллизации и зависит от фациальных условий их становления. Образование спилитов происходило в процессе остывания при подводных излияниях лав.

Важным показателем серийной принадлежности базальтов является содержание TiO_2 в субщелочных и толеитовых базальтах /26/. Поведение окиси титана в группе субщелочных базальтов находится в прямой зависимости от содержания окислов железа: при увеличении суммы окислов железа в породе увеличивается и содержание окислов титана. Содержание TiO_2 в субщелочных базальтах меняется от I, II до 2,74 мас. % и только в одном из анализируемых образцов достигает 5,23 мас. %, что можно объяснить присутствием в нем наряду с клинопироксеном значительных количеств титаноильменита. Отмечается прямая корреляционная связь содержания окиси титана в клинопироксенах с окисленностью и щелочностью пород. Толеитовые базальты Южно–Ангийской системы содержат 0,6–2,1 мас. % TiO_2 , для них не прослеживается закономерное изменение поведения окисла титана в клинопироксенах от щелочности и



Р и с. 28. Диаграмма титан - калий, титан - циркон для базальтов из структур с различным тектоническим режимом развития /49/.

I-II - тренды базальтов океанических (I), геосинклинальных (II), континентальных (Ia) рифтов. Усл. обозн. см. на рис. 26.

степени окисленности породы. Повышенная титанистость толеитов обусловлена присутствием в породах обильной вкрапленности ильменита и магнетита.

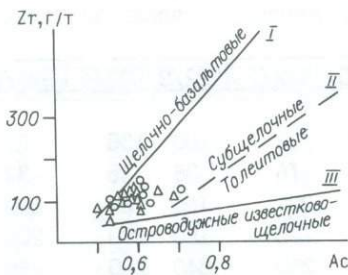
Наиболее высокие концентрации TiO_2 отмечаются в субщелочных базальтах и в клинопироксенах с повышенной окисленностью железа. Это положение согласуется с выводами В.С. Соболева /86/ о преимущественном вхождении титана в силикатные, а не в окисные минералы под влиянием повышенных железистости и окислительного потенциала. В толеитовой серии при пониженной щелочности и низ-

ком окисленном потенциале титан входит в окисные, а не силикатные минералы.

Таким образом, в субщелочных и толеитовых базальтах титан в различных формах входит в породообразующие силикатные и окисные минералы в зависимости от щелочности и окисленности первичных магм. Присутствие высококальциевых титанистых пироксенов в субщелочных базальтах и высокоглиноземистых низкожелезистых авгитов в толеитах и базальтах может служить дополнительным критерием принадлежности основных пород к субщелочной или толеитовой сериям. По данным Б.Г. Лутца /49/, главная корреляционная линия прямого увеличения содержания и калия, и титана связывает состав базальтов с глубиной генерации магм. На графике Ti - K (рис. 28) точки составов как субщелочных, так и толеитовых базальтов располагаются вдоль тренда дифференциации базальтов континентальных рифтовых зон.

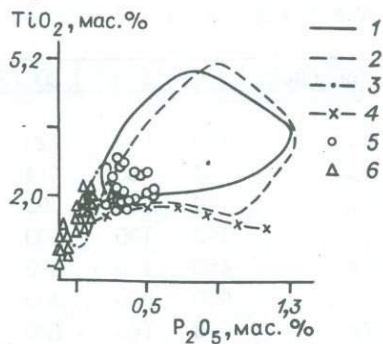
В таблице химических анализов базальтов приводятся нормативные их составы. Расчеты различных уравнений и дискриминантных функций, в основу которых положены нормативные составы пород, по методу Ф. Чейза /107/, А. Польдерварта /113/, Т. Ирвина и В. Барагара /108/, Р. Мэтра /109/, также показали, что базальты Илин-Тасской системы принадлежат субщелочному типу. В то же время нещелочные базальты Южно-Анхойской системы по этим же расчетным данным относятся к щелочным оливиновым базальтам, за исключением девяти проанализированных пород. Объясняется это высоким содержанием в толеитовых базальтах Южно-Анхойской системы нормативного альбита, величина которого превышает суммарное содержание нормативного оливина, гиперстена и кварца, используемых для определения щелочности пород.

Эффузивные породы Южно-Анхойской и Илин-Тасской систем по концентрации Ni, Co, Cr, V (табл. 19, 20) мало различаются. Эти элементы группы железа малочувствительны к процессам кристаллизационной дифференциации /21/,



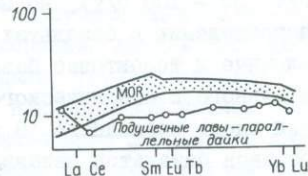
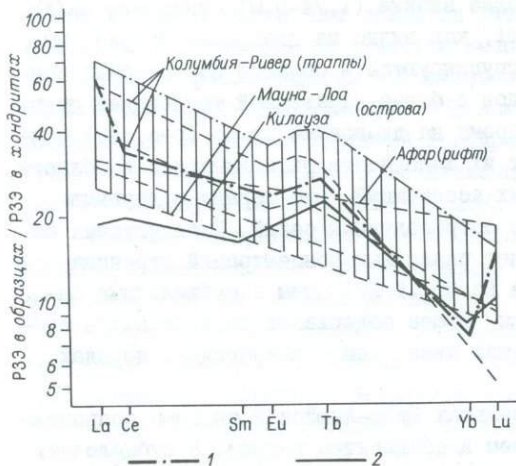
Р и с. 29. Диаграмма Zr-As для позднекрских базальтов. Поля составов /8/. Усл. обозн. см. на рис. 26.

которая слабо проявлена в исследуемых базальтовых ассоциациях. Распределение Ni и Co в значительной мере контролируется фракционированием оливина и хромшпинели, последняя выделяется вместе с оливином. Количество их не превышает в базальтах 5 % от общего количества породообразующих минералов. Отношение Ni/Co в породах субщелочной серии по средним составам равно 2,8, а в толеитовых базальтах Южно-Анлийской системы - 2,25. Исследования Л.Н. Когарко /43/ показали, что магмы, являющиеся результатом плавления мантии, характеризуются отношением никеля к кобальту, варьирующим от 2,2 до 7,6. В ходе кристаллизационной дифференциации расплавов это отношение понижается. Для субщелочных базальтов характерны повышенные концентрации Sr (390 г/т) и отношение $La/Yb = 10-13$,



Р и с. 30. Диаграмма $P_2O_5 - TiO_2$ для позднекрских базальтов.

I-3 - поля базальтов океанических островов (I), щелочных базальтов континентальных рифтов (2), срединно-океанических толеитов (3); 4 - верхняя граница поля островодужных серий /48/; 5 - субщелочные базальты Илинъ-Тасской системы; 6 - толеитовые базальты Южно-Анлийской системы.



Р и с. 31. Распределение нормализованных по хондриту РЗЭ в позднекрских базальтах (содержание РЗЭ в хондрите /I/). Профиль распределения РЗЭ в базальтах Илинъ-Тасской (I) и Южно-Анлийской (2) систем. На вставке распределение РЗЭ в эффузивной фации офиолитовых комплексов /44/.

Т а б л и ц а 19. Распределение редких элементов в базальтах Илнй-Тасской

| Компонент | 200 | 200/7 | 200/8 | 521/3 | 521/5 | 522/1 | 522/2 | 522/4 | 522/5 | 522/7 |
|-----------|-----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Ni | 100 | 95 | 20 | 78 | 70 | 92 | 100 | 130 | 56 | 100 |
| Co | 36 | 30 | 14 | 28 | 34 | 16 | 36 | 35 | 32 | 34 |
| Cr | 180 | 160 | 92 | 220 | 150 | 200 | 150 | 180 | 100 | 320 |
| V | 160 | 130 | 100 | 240 | 300 | 100 | 180 | 270 | 200 | 200 |
| Sr | 450 | 100 | 180 | 180 | 250 | 250 | 340 | 280 | 260 | 450 |
| Ba | 600 | 300 | 200 | 100 | 600 | 130 | 140 | 100 | 100 | 100 |
| Zr | 150 | 140 | 120 | 100 | 150 | 100 | 90 | 130 | 90 | 110 |
| La | - | - | 20 | - | - | 17,0 | - | 21,0 | - | - |
| Ce | - | - | 32 | - | - | 31,0 | - | 34,0 | - | - |
| Sm | - | - | 6,5 | - | - | 5,0 | - | 5,0 | - | - |
| Eu | - | - | 1,5 | - | - | 1,8 | - | 2,2 | - | - |
| Tb | - | - | 1,7 | - | - | 1,8 | - | 1,6 | - | - |
| Yb | - | - | 2,1 | - | - | 1,7 | - | 2,0 | - | - |
| Lu | - | - | 0,4 | - | - | 0,30 | - | 0,3 | - | - |
| Сумма РЗЭ | - | - | 64,2 | - | - | 58,6 | - | 66,1 | - | - |
| Ni/Co | 2,8 | 3,2 | 1,4 | 2,8 | 2,0 | 5,7 | 2,8 | 3,7 | 1,7 | 2,9 |
| Ba/Sr | 1,3 | 3,0 | 1,1 | 0,6 | 2,4 | 0,5 | 0,4 | 0,35 | 0,4 | 0,2 |
| La/Yb | - | - | 9,5 | - | - | 10,0 | - | 10,5 | - | - |

П р и м е ч а н и е. Здесь и в табл. 20 анализы РЗЭ выполнены нейтронно-активационным методом в лаборатории ядерно-физических исследований НПО "Узбекгидрогеология".

характерное для щелочных пород. По содержанию Ba (240 г/т) и Zr (117 г/т) они сопоставимы с толеитовыми базальтами Южно-Анжуйской системы (Ba - 250 г/т, Zr - 100 г/т), но имеют более низкие (1,74-5,0) отношения La/Yb. По распределению в базальтах Zr и Ti, как видно из диаграммы на рис. 28, субщелочные и толеитовые базальты группируются в области пересечения континентального и океанического трендов с более выраженной тенденцией группировки вдоль последнего. В то же время на диаграмме Zr-As (рис. 29) точки составов базальтов независимо от их щелочности располагаются в области субщелочных составов континентальных ассоциаций, что наряду с другими признаками (рис. 30) отличает их от островодужных серий. В толеитовых базальтах Южно-Анжуйской системы за счет различных концентраций стронция наблюдается более высокое отношение Ba/Sr (1,27), чем в субщелочных базальтах (0,61) Илнй-Тасской системы. Общее содержание Ba и Sr как в субщелочных, так и в толеитовых базальтах ниже, чем в аналогичных породах континентальных рифтовых зон.

Повышенное содержание Ba в базальтах Южно-Анжуйской системы сопровождается обогащением этих пород натрием и обеднением калием. В субщелочных базальтах содержания K₂O и Sr более высокие.

| 522/8 | 523/3 | 524/5 | 526/8 | 531/1 | 531/2 | 534/1 | 535 | 131/1 | 426/3 | 444/2 |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|-------|-------|-------|
| 100 | 45 | 94 | 100 | 100 | 88 | 90 | 74 | 44 | 95 | 100 |
| 35 | 34 | 34 | 25 | 35 | 33 | 20 | 26 | 20 | 35 | 32 |
| 280 | 360 | 270 | 150 | 250 | 280 | 180 | 130 | 330 | 210 | 300 |
| 250 | 320 | 250 | 360 | 230 | 250 | 340 | 110 | 160 | 250 | 240 |
| 570 | 200 | 320 | 300 | 350 | 800 | 450 | 280 | 300 | 410 | 380 |
| 300 | 100 | 200 | 200 | 300 | 200 | 100 | 200 | 200 | 300 | 250 |
| 110 | 130 | 110 | 130 | 100 | 100 | 130 | 90 | 100 | 150 | 130 |
| 23 | 39 | - | - | 21,0 | 29,0 | - | 29,0 | - | 28 | 23 |
| 35 | 36 | - | - | 37,0 | - | - | 55,0 | - | 60 | 35 |
| 6,0 | 7,0 | - | - | 6,0 | - | - | 7,0 | - | 7,5 | 9,1 |
| 2,3 | 2,3 | - | - | 2,7 | - | - | 1,9 | - | 1,1 | 3,6 |
| 1,1 | 1,6 | - | - | 1,5 | - | - | 1,8 | - | 1,4 | 1,9 |
| 1,8 | 3,0 | - | - | 2,0 | - | - | 2,1 | - | 2,2 | 1,6 |
| 0,31 | 0,20 | - | - | 0,8 | - | - | 0,9 | - | 1,0 | 0,7 |
| 69,5 | 90,1 | - | - | 71,0 | - | - | 97,7 | - | 101,2 | 77,0 |
| 2,8 | 1,3 | 2,8 | 4,0 | 2,8 | 2,7 | 4,5 | 2,8 | 2,2 | 2,7 | 3,1 |
| 0,5 | 0,5 | 0,6 | 0,7 | 0,8 | 0,3 | 0,2 | 0,7 | 0,7 | 0,7 | 0,7 |
| 12,8 | 13,0 | - | - | 10,5 | - | - | 13,8 | - | 12,7 | 14,4 |

С увеличением щелочности базальтов устанавливается направленное возрастание концентрации наиболее щелочных редких земель вне зависимости от степени насыщения пород кремнеземом. На диаграмме распределения нормированных по хондриту РЗЭ для толеитовых и субщелочных базальтов наблюдаются различия (рис. 31). В толеитовых базальтах Южно-Анжуйской системы цериевый конец кривой несколько опущен, европиевый максимум слабо выражен, что характерно для океанических толеитов /49, 103/. В субщелочных базальтах Илин-Тасской системы наблюдается высокое содержание легких РЗЭ, цериевый конец кривой распределения значительно приподнят, устанавливается слабо выраженный европиевый минимум. Обогащенность РЗЭ цериевой группы обычно связывается с большой глубиной формирования исходного расплава и наличием граната в рестите, ранняя кристаллизация граната приводит к возникновению резкого минимума по иттербию /1, 20/.

Профили распределения РЗЭ в толеитовых и субщелочных базальтах соответствуют направлениям дифференциации РЗЭ в натровых базальтах из структур с геодинамическим режимом растяжения /103/. Высокое (10,0-13,0) отношение La/Yb в субщелочных базальтах и умеренное (1,74-5,00) в толеитовых при различном суммарном содержании РЗЭ обуславливает положение точек составов субщелочных и толеитовых базальтов и интрузивных пород на диаграмме $La/Y - RZЭ$ в поле базитовых ассоциаций континентов (рис. 32).

Концентрации меди (30-170 г/т), олова (0,1-1,5 г/т), свинца (2-7 г/т), цинка (54-140 г/т) в изученных толеитовых и субщелочных базальтах ниже

Т а б л и ц а 20. Распределение редких элементов в базальтах Южно-Анжуйской

| Компонент | 33/5 | 33/7 | 33/8 | 33/9 | 33/II | 33/I3 | 33/I7 | 33/20 |
|-----------|-------|-------|-------|------|-------|-------|-------|-------|
| Ni | 80 | 74 | 64 | 70 | 58 | 42 | 56 | 55 |
| Co | 23 | 36 | 35 | 28 | 40 | 20 | 31 | 27 |
| Cr | 310 | 280 | 210 | 300 | 200 | 130 | 140 | 160 |
| V | 130 | 90 | 78 | 140 | 240 | 220 | 230 | 310 |
| Sr | 30 | 60 | 120 | 200 | 170 | 200 | 230 | 150 |
| Ba | 200 | 180 | 170 | - | 270 | - | - | 390 |
| Zr | 80 | 50 | 30 | 100 | 120 | 150 | 120 | 110 |
| La | 4,00 | 4,00 | 4,00 | - | 12,0 | - | - | 4,00 |
| Ce | 35,0 | 20,0 | 11,0 | - | 24,0 | - | - | 20,0 |
| Sm | 3,7 | 2,3 | 9,6 | - | 5,4 | - | - | 4,8 |
| Eu | 1,02 | 1,64 | 1,53 | - | 1,18 | - | - | 2,0 |
| Tb | 1,93 | 0,98 | 1,41 | - | 0,96 | - | - | 1,26 |
| Yb | 2,3 | 1,67 | 1,61 | - | 2,69 | - | - | 2,65 |
| Lu | 0,18 | 0,32 | 0,39 | - | 0,18 | - | - | 0,37 |
| Сумма РЗЭ | 48,13 | 29,24 | 21,54 | - | 48,57 | - | - | 35,08 |
| Ni/Co | 3,47 | 2,0 | 1,8 | 2,5 | 1,45 | 2,1 | 1,9 | 2,0 |
| Ba/Sr | 6,6 | 3,0 | 1,4 | - | 1,6 | - | 3,0 | 2,6 |
| La/Yb | 1,74 | 2,39 | 2,39 | - | 4,46 | - | - | 2,50 |

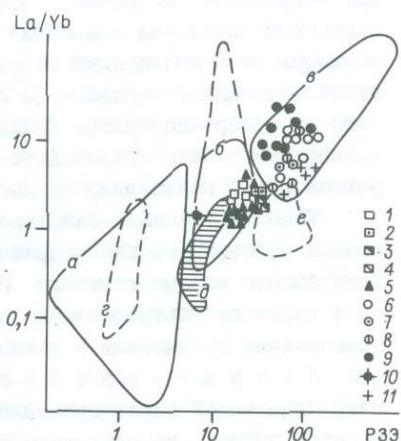
О к о н ч а н и е т а б л. 20

| Компонент | 56/29 | 62/7 | 62/10 | 62/14 | 62/15 | 62/16 | 62/17 | 62/18 |
|-----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Ni | 98 | 90 | 95 | 110 | 100 | 92 | 88 | 100 |
| Co | 22 | 60 | 35 | 35 | 34 | 34 | 20 | 32 |
| Cr | 100 | 350 | 300 | 330 | 330 | 300 | 250 | 280 |
| V | 180 | 250 | 330 | 320 | 320 | 300 | 180 | 180 |
| Sr | 50 | 150 | 300 | 300 | 270 | 320 | 270 | 210 |
| Ba | - | 280 | 280 | - | 330 | 260 | 240 | 260 |
| Zr | 60 | 90 | 120 | 100 | 110 | 110 | 110 | 70 |
| La | - | 14,0 | 20,0 | 7,0 | 4,0 | - | 25,0 | 11,0 |
| Ce | - | 20,0 | 21,0 | 28,0 | 40,0 | - | 13,0 | 25,0 |
| Sm | - | 3,8 | 4,6 | 3,9 | 4,9 | - | 5,3 | 3,9 |
| Eu | - | 1,66 | 1,67 | 3,79 | 3,32 | - | 1,52 | 1,3 |
| Tb | - | 1,00 | 1,50 | 1,51 | 1,99 | - | 1,42 | 1,70 |
| Yb | - | 2,6 | 6,5 | 1,59 | 1,65 | - | 1,8 | 1,7 |
| Lu | - | 0,18 | 0,63 | 0,30 | 0,18 | - | 0,84 | 0,40 |
| Сумма РЗЭ | - | 43,24 | 59,9 | 46,09 | 54,04 | - | 49,88 | 45,0 |
| Ni/Co | 4,4 | 1,5 | 2,7 | 4,4 | 2,9 | 2,4 | 4,4 | 3,1 |
| Ba/Sr | - | 1,8 | 0,9 | - | 1,4 | 0,8 | 0,9 | 1,2 |
| La/Yb | - | 5,38 | 3,0 | 4,4 | 2,42 | - | 3,88 | 6,4 |

| 36/3 | 36/4 | 36/7 | 36/8 | 36/II | 36/I6 | 56/6 | 56/9 | 56/I3 | 56/24 |
|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 140 | 60 | 54 | 45 | 100 | 37 | 35 | 23 | 30 | 90 |
| 20 | 23 | 30 | 25 | 28 | 32 | 22 | 26 | 27 | 34 |
| 250 | 200 | 140 | 120 | 250 | 130 | 140 | 260 | 250 | 260 |
| 76 | 150 | 270 | 200 | 100 | 110 | 270 | 240 | 360 | 350 |
| 230 | 400 | 50,0 | 80,0 | 400 | 180 | 150 | 100 | 130 | 130 |
| 200 | 200 | 240 | 230 | 230 | 310 | 160 | 300 | - | 340 |
| 50 | 100 | 130 | 120 | 120 | 130 | 120 | 130 | 110 | 100 |
| 4,00 | - | 5,00 | 7,00 | 4,00 | 4,00 | 4,0 | 14,0 | - | 4,00 |
| 27,0 | - | 23,0 | 27,0 | 13,0 | 56,0 | 31,0 | 44,0 | - | 7,00 |
| 2,6 | - | 5,8 | 5,5 | 2,3 | 5,8 | 6,1 | 6,6 | - | 3,1 |
| 2,0 | - | 1,0 | 0,83 | 2,6 | 2,13 | 2,25 | 1,25 | - | 4,15 |
| 0,9 | - | 0,5 | 1,4 | 1,4 | 1,14 | 1,77 | 1,27 | - | 1,86 |
| 1,45 | - | 2,82 | 2,82 | 2,60 | 2,7 | 1,53 | 2,8 | - | 1,20 |
| 0,33 | - | 0,43 | 0,62 | 0,34 | 0,37 | 0,18 | 0,46 | - | 0,43 |
| 38,28 | - | 38,65 | 51,17 | 28,24 | 79,14 | 46,83 | 72,38 | - | 23,74 |
| 2,0 | 2,6 | 1,8 | 1,8 | 2,1 | 1,2 | 1,6 | 0,9 | 1,1 | 2,64 |
| 0,9 | 0,6 | - | 2,8 | 0,6 | 1,7 | 1,06 | 3,00 | - | 2,6 |
| 2,75 | - | 1,77 | 2,40 | 1,53 | 1,48 | 2,61 | 5,00 | - | 3,33 |

Р и с. 32. Соотношение La/Yb и суммы P3Э (г/т) в позднерусских магматитах.

I-5 - Южно-Ангийская система: 1 - дерцолиты, 2 - верлиты, 3 - меланократовое габбро, 4 - пироксеновое габбро, 5 - базальты; 6-9 - Ильинь-Тасская система: 6 - пикриты, 7 - пикритовые габбро-долериты, 8 - габбро-долериты, 9 - базальты; IO-II - соотношение La/Yb и суммы P3Э (г/т) в силикатной части хондрита (IO) и базальтах островных дуг (II); в континентальных гарцбургитах, пироксенитах, перидотитах (а), дерцолитах (б), базальтах (в), океанических гарцбургитах (г), дерцолитах (д) и толейтах дна океанов (е) /I/.



кларковского. В неизмененных базитах позднеюрского возраста среднее содержание золота и серебра колеблется в сравнительно небольших пределах (золота — $3,68 \cdot 10^{-7}$, серебра — 52—110 мг/т), что позволяет рассматривать их в качестве фоновых значений. Средние содержания и пределы колебаний золота в субщелочных и толеитовых базальтах меньше, чем в базальтах Тихоокеанского пояса /115/. По содержанию золота они сопоставимы с континентальными толеитами.

Если субщелочные базальты Илинъ-Тасской системы по основным геолого-петрохимическим параметрам отвечают базальтовым ассоциациям континентальных структур, то базальты Южно-Анжуйской системы обладают свойствами океанических и континентальных толеитовых серий. Эта особенность толеитов, возможно, свидетельствует о глубинности магм и формировании их под континентальной земной корой в период ее деструкции.

По петрохимическим характеристикам и геохимической специализации базальты Илинъ-Тасской системы являются слабо дифференцированными, исходная магма их имела повышенную щелочность, базальты Южно-Анжуйской системы имеют низкую щелочность при близкой кислотности и железистости.

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Ассоциации ультраосновного и основного состава Илинъ-Тасской и Южно-Анжуйской систем ранее не объединялись в один комплекс. Эти слабонерасчлененные интрузии по геолого-структурному положению, внутреннему строению и незначительному постмагматическому преобразованию пород не могут быть отнесены к типичной офиолитовой ассоциации. Для всего комплекса пород установлена повышенная железистость, глиноземистость и известковистость, а для пикритов и габбро-долеритов — щелочность и титанистость. Позднеюрский магматизм обусловил появление огромных полей вулканитов и генетически ассоциирующих с последними силлоподобных трещинных или пластообразных интрузий, сложенных породами от лерцолита до пироксенового габбро и от пикрита до габбро-долерита. Такие интрузивно-эффузивные комплексы никогда не появляются в геосинклинальную стадию развития складчатых областей, а внедряются в уже консолидированные участки земной коры /63/.

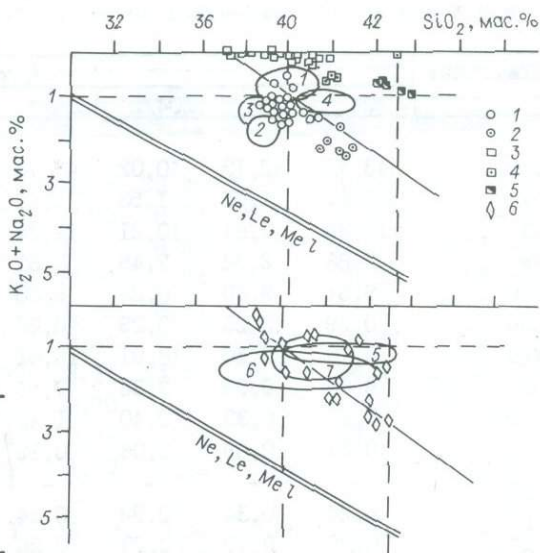
Тела ультрабазит-базитового состава Илинъ-Тасской и Южно-Анжуйской систем пространственно сопряжены с полями вулканитов и имеют с последними интрузивные взаимоотношения. Интрузивные ассоциации в рассматриваемых районах включают ультраосновные и основные типы пород с характерными петрохимическими признаками в каждом комплексе.

П и к р и т - г а б б р о - д о л е р и т о в а я ассоциация. Для петрохимической характеристики ультраосновных — основных пород Илинъ-Тасской системы использованы химические анализы пикритов, пикритовых долеритов, габбро-долеритов, долеритов Элекчанского, Интахского и Умбинского грабенных. За основу классификационного деления ультрабазитов приняты петрохимические параметры пород по систематике А.А. Маракушева и др. /56/. Граница раздела между основными и ультраосновными породами проведена по содержанию SiO_2 (44 мас.%), что соответствует статистическому минимуму /42/.

Р и с. 33. Диаграмма $SiO_2-(K_2O+Na_2O)$ для ультраосновных пород Ильинь-Тасской и Южно-Анхойской систем.

1,2 - Ильинь-Тасская система: 1 - пикрит, 2 - пикритовые долериты; 3-6 - Анхойская система: 3 - лерцолиты, 4 - верлиты, 5 - меланократовое габбро, 6 - габбро-норитовая ассоциация.

Поля составов: 1 - перидотиты Гулинского плутона, 2 - дайки пикритовых порфиритов Меймеча-Кутуйской провинции, 3 - лавы пикритовых порфиритов Меймеча-Кутуйской провинции, 4 - пикритовые габбро-долериты дифференцированных грабтовых интрузий Норильского района, 5 - пикриты Кольского п-ва, 6 - пикриты щелочно-ультраосновной ассоциации Урала, 7 - пикриты Салаира /I4/.



По сумме щелочей ультраосновные (1-2 мас.%) и основные (3-6 мас.%) породы рассматриваемого региона относятся к субщелочной серии (рис. 33).

Содержание главных породообразующих окислов в пикритах относительно постоянно (табл. 2I). Эта группа пород характеризуется отношением Na_2O/K_2O менее 1,0, умеренными содержаниями окиси титана (1 мас.%), окиси магния и повышенным Al_2O_3 , CaO , FeO . Валовый состав пикритов мало зависит от пространственного положения их в интрузивном теле. Пикриты эндоконтактных участков обогащены SiO_2 (41-44 мас.%), Al_2O_3 , CaO , общая щелочность их понижается, железистость возрастает (30-40%). Петрохимический состав центральных участков однообразен. При приближении к кровле пологопадающих тел возрастают щелочность (за счет увеличения Na_2O), глиноземистость и известковистость, сохраняется близкое содержание SiO_2 (39-40 мас.%). В слабо дифференцированных силах в висячих участках пикритов при смене их базитами присутствуют пикритовые долериты, в отличие от пикритов, обогащены плагиоклазом и клинопироксеном, соответственно насыщенным кальцием, глиноземом, натрием, кремнеземом и несколько обедненным магнием.

В габбро-долеритах по сравнению с пикритами и пикритовыми долеритами наблюдается увеличение суммы щелочей (в основном за счет окиси натрия), в 2,5 раза повышается содержание TiO_2 , Al_2O_3 , CaO , а количество суммарного железа и марганца остается на сопоставимых уровнях, но доля MgO снижается до 6-10 мас.% (см. табл. 23). Пегматоидное габбро резко обогащено щелочами (7,72 мас.%), причем содержание Na_2O и K_2O практически одинаково. Содержания других окислов в пегматоидных габбро и габбро-долеритах близки и варьируют в незначительных пределах.

Т а б л и ц а 2I. Химический состав ультрабазитов и габбро Ильинь-Тасской

| Компонент | Пикриты | | | | | | | |
|--------------------------------|---------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|
| | 204 | 204/1 | 204/2 | 204/4 | 204/5 | 204/6 | 204/7 | 204/9 |
| SiO ₂ | 43,45 | 42,13 | 40,02 | 42,76 | 40,32 | 39,93 | 39,56 | 40,82 |
| TiO ₂ | 1,81 | 1,12 | 1,53 | 1,61 | 1,08 | 1,00 | 0,80 | 0,80 |
| Al ₂ O ₃ | 12,39 | 7,84 | 10,21 | 11,24 | 8,66 | 8,53 | 8,06 | 8,39 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,86 | 2,34 | 7,49 | 3,67 | 4,19 | 5,45 | 6,37 | 7,55 |
| FeO | 9,51 | 9,80 | 6,22 | 9,00 | 9,46 | 7,95 | 7,11 | 5,98 |
| MnO | 0,29 | 0,25 | 0,29 | 0,26 | 0,29 | 0,27 | 0,26 | 0,25 |
| MgO | 15,16 | 21,50 | 18,91 | 16,61 | 22,80 | 23,24 | 24,93 | 25,28 |
| CaO | 6,86 | 6,98 | 7,36 | 7,57 | 5,42 | 5,17 | 4,83 | 4,74 |
| Na ₂ O | 1,83 | 0,33 | 0,40 | 1,42 | 0,35 | 0,35 | 0,44 | 0,65 |
| K ₂ O | 0,31 | 0,09 | 0,06 | 0,12 | 0,38 | 0,77 | 0,77 | 0,77 |
| H ₂ O ⁺ | - | - | - | - | - | - | - | - |
| H ₂ O ⁻ | 0,24 | 0,34 | 0,92 | 0,34 | 0,54 | 0,48 | 0,48 | 0,54 |
| P ₂ O ₅ | 0,28 | 0,19 | 0,23 | 0,26 | 0,17 | 0,17 | 0,13 | 4,13 |
| П.п.п. | 4,84 | 6,38 | 6,84 | 5,47 | 7,46 | 7,19 | 6,6 | 4,13 |
| С у м м а | 99,58 | 98,94 | 99,54 | 99,99 | 100,58 | 100,0 | 99,86 | 99,49 |
| Sc | 89 | - | 83 | 87 | 68 | 72 | 59 | 70 |
| Co | 71 | - | 69 | 70 | - | 68 | 72 | 76 |
| Ni | 790 | - | 770 | 710 | - | 820 | 700 | 710 |
| Cr | 1000 | - | 960 | 980 | - | 54 | 810 | 960 |
| V | 70 | - | 66 | 52 | 54 | - | 68 | 64 |
| La | - | - | 10,0 | - | - | 10,0 | - | - |
| Ce | - | - | 64,0 | - | - | 66,0 | - | - |
| Sm | - | - | 2,9 | - | - | 3,0 | - | - |
| Eu | - | - | 1,7 | - | - | 1,8 | - | - |
| Tb | - | - | 2,0 | - | - | 2,1 | - | - |
| Yb | - | - | 0,6 | - | - | 0,6 | - | - |
| Lu | - | - | 0,3 | - | - | 0,30 | - | - |
| С у м м а P33 | - | - | 81,5 | - | - | 83,8 | - | - |
| к.ф. | 45,0 | 36,0 | 42,0 | 43,3 | 37,4 | 36,6 | 35,0 | 34,9 |
| S | 13,82 | 7,12 | 5,58 | 11,61 | 2,5 | 2,02 | 0,0 | 0,96 |
| A | 21,39 | 15,24 | 18,03 | 20,35 | 14,81 | 14,82 | 14,1 | 14,55 |
| La/Yb | - | - | 16,7 | - | - | 16,25 | - | - |
| Ni/Co | 11,1 | - | 11,15 | 10,14 | - | 9,4 | 9,7 | 9,3 |

Пикреты

| 204/10 | 204/11 | 204/12 | 204/13 | 204/14 | 204/15 | 204/16 | 204/17 | 204/19 | 204/20 |
|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| 40,12 | 40,05 | 39,65 | 39,93 | 40,00 | 39,35 | 39,94 | 39,49 | 39,38 | 39,80 |
| 0,76 | 0,75 | 0,75 | 0,69 | 0,70 | 0,68 | 0,71 | 0,66 | 0,76 | 0,70 |
| 7,86 | 9,37 | 10,65 | 9,45 | 9,25 | 8,83 | 9,09 | 8,35 | 10,04 | 8,75 |
| 5,57 | 3,34 | 4,21 | 5,53 | 5,89 | 4,83 | 3,99 | 5,31 | 5,05 | 4,93 |
| 7,78 | 8,96 | 7,83 | 6,57 | 6,83 | 8,11 | 7,98 | 7,67 | 7,52 | 7,54 |
| 0,27 | 0,24 | 0,29 | 0,30 | 0,24 | 0,24 | 0,26 | 0,27 | 0,25 | 0,25 |
| 24,38 | 22,79 | 22,18 | 22,63 | 23,11 | 24,32 | 23,38 | 24,48 | 22,81 | 24,20 |
| 4,71 | 5,27 | 6,82 | 6,35 | 5,10 | 4,33 | 5,31 | 4,63 | 5,37 | 5,05 |
| 0,54 | 0,39 | 0,54 | 0,49 | 0,58 | 0,54 | 0,48 | 0,49 | 0,49 | 0,50 |
| 0,84 | 1,61 | 0,54 | 0,60 | 1,07 | 0,78 | 1,04 | 0,81 | 0,98 | 1,00 |
| - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 0,40 | 0,14 | 0,22 | 0,58 | 0,72 | 0,36 | 0,36 | 0,36 | 0,50 | 0,30 |
| 0,12 | 0,12 | 0,14 | 0,13 | 0,11 | 0,14 | 0,13 | 0,02 | 0,12 | 0,10 |
| 7,29 | 7,48 | 6,59 | 6,54 | 7,14 | 7,60 | 7,32 | 7,49 | 7,29 | 7,07 |
| 100,23 | 100,37 | 100,19 | 99,20 | 100,02 | 99,75 | 99,62 | 99,08 | 100,05 | 99,89 |
| - | 75 | 86 | 84 | 83 | 53 | - | 68 | 69 | 65 |
| - | 75 | 71 | 75 | 74 | 59 | - | 72 | 73 | 76 |
| - | 750 | 790 | 780 | 790 | 680 | - | 710 | 710 | 680 |
| - | 820 | 860 | 830 | 820 | 870 | - | 960 | 960 | 880 |
| - | 49 | 48 | 48 | 46 | 41 | - | 46 | 45 | 42 |
| - | 11,0 | 10,0 | - | - | 10,0 | - | - | 8,0 | - |
| - | 53,0 | 57,0 | - | - | 60,0 | - | - | 60,0 | - |
| - | 2,7 | 2,5 | - | - | 2,5 | - | - | 2,1 | - |
| - | 1,3 | 1,0 | - | - | 1,3 | - | - | 0,6 | - |
| - | 1,0 | 1,1 | - | - | 2,4 | - | - | 1,3 | - |
| - | 0,9 | 0,9 | - | - | 0,9 | - | - | 0,9 | - |
| - | 0,55 | 0,59 | - | - | 0,13 | - | - | 0,29 | - |
| - | 70,45 | 73,09 | - | - | 77,23 | - | - | 73,19 | - |
| 35,4 | 35,00 | 35,20 | 34,8 | 35,5 | 34,7 | 33,9 | 34,6 | 35,5 | 34,0 |
| 1,36 | 3,97 | 4,39 | 4,21 | 3,23 | 1,17 | 3,62 | 1,1 | 2,99 | 1,18 |
| 13,95 | 16,64 | 18,55 | 16,86 | 16,0 | 14,48 | 15,90 | 14,28 | 16,88 | 15,30 |
| - | 12,2 | 11,1 | - | - | 11,1 | - | - | 8,8 | - |
| - | 10,4 | 11,1 | 10,4 | 10,7 | 11,5 | - | 9,9 | 9,7 | 8,9 |

Продолжение табл. 2I

| Компо- нент | Пикриты | | | | | | | | |
|--------------------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| | 204/2I | 204/22 | 206/3 | 206/4 | 206/5 | 206/6 | 206/7 | 206/8 | 206/9 |
| SiO ₂ | 40,39 | 40,10 | 39,6I | 38,9I | 39,14 | 38,46 | 38,99 | 38,86 | 39,25 |
| TiO ₂ | I,10 | I,18 | 0,89 | 0,80 | 0,75 | 0,72 | 0,75 | 0,75 | 0,79 |
| Al ₂ O ₃ | 8,69 | 8,74 | 6,2I | 6,2I | 5,55 | 5,59 | 5,74 | 5,54 | 5,79 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,50 | 4,82 | 5,88 | 6,1 | 4,66 | 6,02 | 5,60 | 6,07 | 7,00 |
| FeO | 8,17 | 8,18 | 7,96 | 8,0 | 8,42 | 8,15 | 8,62 | 8,0I | 7,1I |
| MnO | 0,24 | 0,24 | 0,24 | 0,24 | 0,24 | 0,24 | 0,25 | 0,24 | 0,25 |
| MgO | 23,09 | 22,52 | 25,3I | 26,20 | 27,32 | 27,03 | 26,26 | 26,56 | 25,86 |
| CaO | 5,20 | 5,95 | 3,82 | 3,8I | 3,4I | 3,46 | 3,52 | 3,3I | 3,67 |
| Na ₂ O | 0,65 | 0,86 | 0,36 | 0,23 | 0,32 | 0,22 | 0,40 | 0,4I | 0,35 |
| K ₂ O | 0,75 | 0,34 | 1,36 | 1,10 | 0,77 | 0,68 | 0,69 | 0,88 | 0,93 |
| H ₂ O ⁺ | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| H ₂ O ⁻ | 0,40 | 0,54 | 0,68 | 0,30 | 0,04 | 0,36 | 0,36 | 0,20 | 0,52 |
| P ₂ O ₅ | 0,16 | 0,19 | 0,15 | 0,14 | 0,12 | 0,11 | 0,13 | 0,11 | 0,14 |
| <u>П.п.п.</u> | <u>6,72</u> | <u>7,30</u> | <u>8,59</u> | <u>8,59</u> | <u>9,28</u> | <u>9,45</u> | <u>9,17</u> | <u>9,31</u> | <u>8,87</u> |
| Сумма | 99,67 | 100,42 | 100,40 | 100,34 | 99,96 | 100,10 | 100,13 | 100,10 | 99,97 |
| Sc | 70 | - | 85 | 75 | 80 | - | 76 | 82 | 74 |
| Co | 76 | - | 74 | 70 | 79 | - | 70 | 78 | 73 |
| Ni | 810 | - | 770 | 760 | 760 | - | 790 | 850 | 800 |
| Cr | 920 | - | 840 | 980 | 790 | - | 820 | 910 | 840 |
| V | 48 | - | 48 | 67 | 40 | - | 50 | 64 | 49 |
| La | - | - | 10,0 | - | 10,0 | - | 10,0 | - | 10,0 |
| Ce | - | - | 69,0 | - | 80,0 | - | 66,0 | - | 56,0 |
| Sm | - | - | 2,9 | - | 2,4 | - | 2,5 | - | 3,6 |
| Eu | - | - | 0,9 | - | 1,0 | - | 1,0 | - | 1,0 |
| Tb | - | - | 1,1 | - | 1,1 | - | 1,8 | - | 3,2 |
| Yb | - | - | 0,9 | - | 1,3 | - | 0,9 | - | 1,3 |
| Lu | - | - | 0,49 | - | 0,59 | - | 0,42 | - | 0,44 |
| Сумма РЗЭ | - | - | 85,29 | - | 96,29 | - | 82,62 | - | 75,54 |
| к.ф. | 35,4 | 36,6 | 38,4 | 35,4 | 35,0 | 34,4 | 35,1 | 34,5 | 35,3 |
| S | 3,29 | 3,16 | -0,67 | -2,43 | -2,25 | -3,7 | -2,49 | -2,83 | -1,76 |
| A | 15,3 | 15,89 | 11,75 | 11,35 | 10,05 | 9,95 | 10,45 | 10,14 | 10,74 |
| La/Yb | - | - | 11,1 | - | 7,6 | - | 11,1 | - | 7,6 |
| Ni/Co | 10,6 | - | 10,4 | 10,8 | 9,6 | - | 11,3 | 10,9 | 10,9 |

Продолжение табл. 2I

| Компо- нент | Габбро-долериты | | | | | | | | |
|--------------------------------|-----------------|-------|-------|-------|---------|-------|-------|-------|-------|
| | 556/6 | 556/9 | 556/7 | 556/1 | 552/4,5 | 552/6 | 552/7 | 552/8 | 562/8 |
| I | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| SiO ₂ | 49,00 | 52,56 | 59,37 | 45,29 | 48,7 | 48,44 | 48,54 | 49,16 | 47,85 |
| TiO ₂ | 2,53 | 3,30 | 1,19 | 1,72 | 4,24 | 3,65 | 4,15 | 3,13 | 2,25 |
| Al ₂ O ₃ | 13,8 | 13,77 | 17,22 | 16,42 | 14,34 | 16,01 | 14,26 | 15,62 | 16,32 |
| Fe ₂ O ₃ | 5,82 | 1,15 | 2,71 | 5,78 | 4,24 | 3,59 | 4,13 | 3,10 | 0,30 |

| Пикриты | | Пикритовые габбро-долериты | | | | | | Габбро-долериты | |
|---------|--------|----------------------------|---------|---------|----------|---------|---------|-----------------|---------|
| 206/10 | 206/11 | 555/10 | 556/5 | 555/11 | 555/11-5 | 556/4 | 555/6 | 552/8 | 563/5 |
| 39,26 | 44,46 | 43,2 | 41,18 | 41,26 | 41,75 | 40,0 | 42,59 | 49,4 | 52,8 |
| 0,80 | 0,58 | 1,0 | 1,26 | 0,95 | 0,87 | 0,77 | 1,08 | 2,53 | 1,70 |
| 5,56 | 4,98 | 15,0 | 11,62 | 10,8 | 10,76 | 8,5 | 12,67 | 16,25 | 14,52 |
| 6,64 | 2,64 | 4,74 | 6,32 | 5,78 | 3,48 | 5,22 | 2,13 | 1,64 | 3,11 |
| 7,68 | 9,01 | 5,17 | 5,67 | 6,20 | 8,23 | 6,72 | 8,99 | 6,87 | 5,26 |
| 0,25 | 0,14 | 0,17 | 0,21 | 0,20 | 0,22 | 0,20 | 0,22 | 0,19 | 0,16 |
| 26,50 | 23,57 | 16,84 | 20,63 | 21,59 | 21,16 | 25,59 | 18,20 | 7,79 | 7,53 |
| 3,67 | 7,88 | 8,08 | 6,53 | 6,00 | 6,01 | 5,04 | 6,64 | 6,82 | 6,97 |
| 0,21 | 0,31 | 1,56 | 0,69 | 0,87 | 1,36 | 0,17 | 1,24 | 4,37 | 3,95 |
| 0,51 | 0,25 | 0,32 | 0,85 | 0,56 | 0,58 | 0,48 | 1,09 | 0,12 | 1,08 |
| - | - | Не обн. | 0,20 | 0,16 | 0,12 | Не обн. | 0,20 | Не обн. | Не обн. |
| 0,48 | 0,20 | 4,23 | 4,47 | 5,20 | 5,55 | 6,80 | 5,25 | 3,11 | 2,43 |
| 0,13 | 0,09 | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. |
| 8,86 | 5,35 | 0,17 | 0,17 | 0,17 | 0,01 | 0,12 | 0,01 | 0,35 | 0,38 |
| 100,05 | 99,26 | 100,46 | 99,6 | 99,58 | 100,06 | 99,70 | 100,21 | 99,44 | 99,89 |
| 77 | 73 | 11 | 12 | 76 | 77 | 73 | - | - | 22 |
| 68 | 71 | 58 | 77 | 61 | 60 | 59 | 64 | 34 | 25 |
| 780 | 750 | 430 | 550 | 560 | 540 | 530 | 430 | 23 | 93 |
| 800 | 810 | 670 | 570 | 620 | 610 | 600 | 540 | 240 | 240 |
| 49 | 52 | 110 | 140 | 110 | 100 | 120 | 150 | 270 | 150 |
| - | - | - | - | 10,0 | - | - | 11,0 | - | - |
| - | - | - | - | 72,0 | - | - | 69,0 | - | - |
| - | - | - | - | 12,9 | - | - | 11,4 | - | - |
| - | - | - | - | 2,3 | - | - | 1,2 | - | - |
| - | - | - | - | 2,0 | - | - | 1,5 | - | - |
| - | - | - | - | 1,3 | - | - | 1,7 | - | - |
| - | - | - | - | 0,68 | - | - | 0,14 | - | - |
| - | - | - | - | 101,18 | - | - | 95,94 | - | - |
| 35,0 | 33,0 | 37,5 | 37,1 | 35,6 | 35,62 | 31,73 | 38,00 | 63,6 | 52,60 |
| -2,61 | 8,52 | 15,28 | 7,09 | 6,34 | 7,72 | 1,5 | - | 30,36 | 35,04 |
| 9,95 | 33,08 | 24,96 | 19,69 | 18,23 | 18,71 | 14,19 | - | 27,56 | 26,52 |
| - | - | - | - | 7,7 | - | - | 6,4 | - | - |
| 10,7 | 10,6 | 7,4 | 7,1 | 9,2 | 9,0 | 9,0 | 7,0 | 0,67 | 3,7 |

Габбро-долериты

| 200/2 | 200/3 | 200/5 | 200/6 | 200/7 | 201 | 201/1 | 203 | 203/1 | 205 |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 |
| 48,28 | 46,80 | 47,34 | 49,94 | 47,17 | 45,76 | 47,61 | 46,71 | 46,35 | 46,79 |
| 1,26 | 1,71 | 1,61 | 1,85 | 2,02 | 1,55 | 1,09 | 2,71 | 2,26 | 1,28 |
| 15,33 | 15,41 | 16,24 | 15,54 | 15,83 | 16,39 | 16,15 | 16,16 | 16,72 | 19,03 |
| 4,29 | 7,29 | 5,54 | 3,72 | 4,29 | 1,79 | 4,47 | 5,22 | 4,66 | 4,28 |

О к о н ч а н и е т а б л . 2 I

| I | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|-------------------------------|---------|-------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|--------|
| FeO | 5,49 | 10,68 | 3,29 | 3,52 | 9,14 | 8,08 | 7,78 | 7,32 | 9,82 |
| MnO | 0,21 | 0,07 | 0,10 | 0,11 | 0,18 | 0,22 | 0,25 | 0,21 | 0,08 |
| MgO | 8,14 | 2,33 | 5,32 | 10,54 | 5,31 | 4,25 | 6,09 | 5,95 | 6,90 |
| CaO | 7,32 | 7,72 | 2,70 | 9,29 | 6,92 | 8,27 | 9,49 | 9,02 | 7,50 |
| Na ₂ O | 2,81 | 3,66 | 6,97 | 2,69 | 4,05 | 3,87 | 3,32 | 4,32 | 4,67 |
| K ₂ O | 0,91 | 0,58 | 0,15 | 0,28 | 0,89 | 0,16 | 0,16 | 0,22 | 0,37 |
| H ₂ O ⁺ | He обн. | 0,12 | 0,12 | 0,42 | 1,03 | 0,08 | 0,08 | 0,14 | 0,12 |
| H ₂ O ⁻ | 3,36 | 2,51 | 0,69 | 3,80 | 1,18 | 2,29 | 1,79 | 2,20 | 4,07 |
| CO ₂ | He обн. | 1,00 | He обн. | He обн. | He обн. | He обн. | He обн. | He обн. | Сл. |
| P ₂ O ₅ | 0,40 | 0,67 | 0,20 | 0,27 | 0,95 | 0,65 | 0,43 | 0,34 | 0,30 |
| Сумма | 99,79 | 100,0 | 99,91 | 99,72 | 100,16 | 99,48 | 100,28 | 100,66 | 100,44 |

| | | | | | | | | | |
|-----------|-----|-----|-----|-----|------|-----|-----|-----|-----|
| Sc | 14 | 15 | 15 | - | 21 | 19 | 26 | - | 21 |
| Co | 35 | 36 | 16 | 42 | 21 | 24 | 26 | 34 | 29 |
| Ni | 200 | 210 | 120 | 240 | 78 | 64 | 44 | 23 | 82 |
| Cr | 250 | 270 | 120 | 440 | 59 | 100 | 110 | 140 | 180 |
| V | 220 | 200 | 85 | 190 | 270 | 310 | 330 | 270 | 240 |
| La | - | - | - | - | 34,0 | - | - | - | - |
| Ce | - | - | - | - | 33,0 | - | - | - | - |
| Sm | - | - | - | - | 7,3 | - | - | - | - |
| Eu | - | - | - | - | 1,9 | - | - | - | - |
| Tb | - | - | - | - | 1,7 | - | - | - | - |
| Yb | - | - | - | - | 2,9 | - | - | - | - |
| Lu | - | - | - | - | 0,7 | - | - | - | - |
| Сумма РЗЭ | - | - | - | - | 81,5 | - | - | - | - |

| | | | | | | | | | |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| к.ф. | 58,00 | 83,5 | 53,00 | 46,9 | 71,6 | 73,30 | 66,20 | 63,65 | 59,5 |
| S | 26,81 | 34,83 | 46,76 | 23,62 | 25,59 | 26,85 | 26,14 | 29,45 | 28,50 |
| A | 12,42 | 25,73 | 25,39 | 28,68 | 26,20 | 28,31 | 27,23 | 29,18 | 28,86 |
| La/Yb | - | - | - | - | 11,7 | - | - | - | - |
| Ni/Co | 5,7 | 5,8 | 7,5 | 5,7 | 3,7 | 3,0 | 1,7 | 0,7 | 2,8 |

П р и м е ч а н и е. Обр. 204-204/22 - пикриты руч. Готический; обр. 206 - 206/II - пикриты руч. Сахарьман; обр. 555/10, 556/5, 555/II, 555/II-5, 556/4, 555/6 - пикритовые габбро-долериты Элекчанского вулканического поля; обр. 556/I, 552/4,5, 552/6, 552/7, 552/8, 562/8, 563/5, 556/6, 556/9, 556/7, 200-205 - габбро-долериты Элекчанского и Гормычанского вулканических полей.

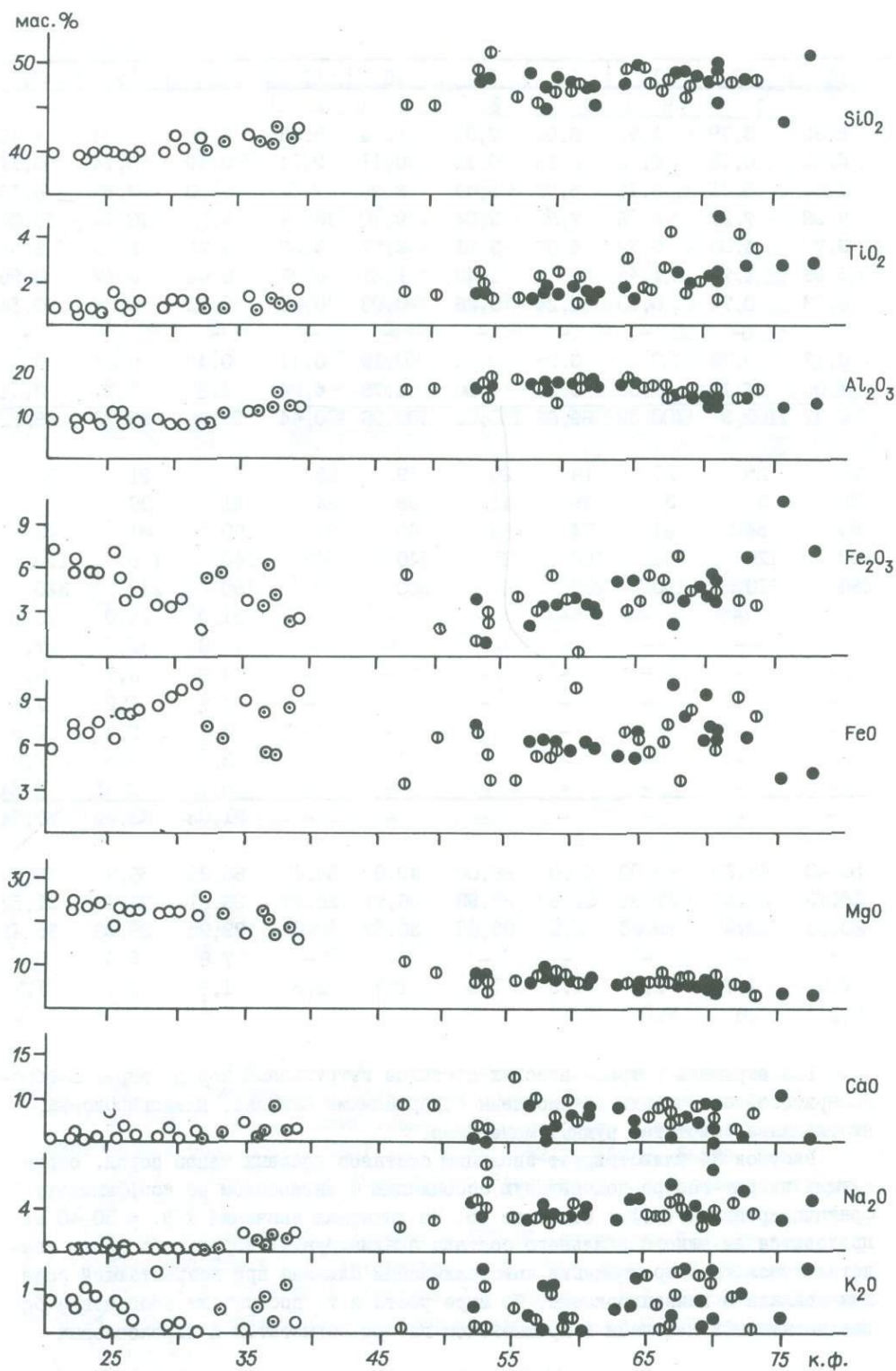
Анализы выполнены на квантometре КРФ-16 (операторы Л.М. Егорова, Л.А. Шеина; аналитики Г.К. Амузинская, Н.Л. Гомзякова, В.В. Гамянина, О.М. Попова, Д.А. Кулагина). Анализы РЗЭ выполнены нейтронно-активационным методом в лаборатории ядерно-физических исследований НПО "Узбекгидрология".

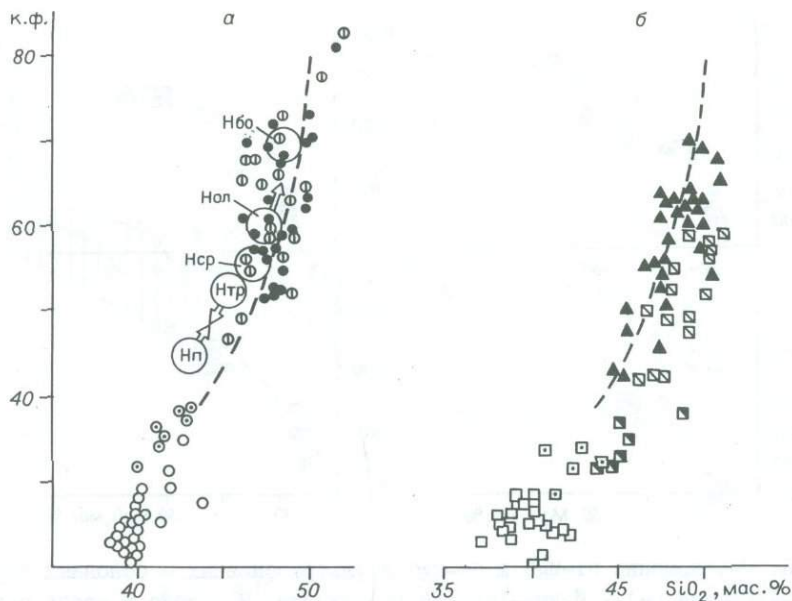
$$к.ф. = \frac{Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO} \cdot 100; S = SiO_2 - (TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO); A = Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O.$$

| II | I2 | I3 | I4 | I5 | I6 | I7 | I8 | I9 | 20 |
|--------|-------|--------|-------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|
| 5,95 | 3,79 | 5,92 | 6,50 | 7,31 | 6,84 | 5,88 | 6,58 | 5,24 | 3,42 |
| 0,12 | 0,13 | 0,14 | 0,18 | 0,15 | 0,11 | 0,14 | 0,19 | 0,14 | 0,11 |
| 7,93 | 5,31 | 6,18 | 5,71 | 5,47 | 8,96 | 7,07 | 6,00 | 7,57 | 6,18 |
| 7,98 | 7,23 | 8,26 | 7,85 | 9,04 | 9,70 | 10,04 | 9,20 | 10,14 | 13,28 |
| 3,71 | 4,03 | 3,70 | 4,07 | 3,51 | 2,77 | 3,57 | 3,25 | 2,60 | 2,51 |
| 1,36 | 1,70 | 1,48 | 0,76 | 1,40 | 1,21 | 0,27 | 0,64 | 0,47 | 0,59 |
| 0,33 | 0,74 | 0,40 | 0,24 | 0,26 | 0,08 | 0,20 | 0,22 | 0,38 | 0,14 |
| - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 0,13 | 0,33 | 0,28 | 0,28 | 0,30 | 0,19 | 0,11 | 0,49 | 0,34 | 0,14 |
| 4,00 | 7,19 | 3,66 | 3,27 | 4,00 | 4,78 | 4,04 | 2,85 | 3,23 | 2,11 |
| 100,32 | 100,9 | 100,32 | 99,66 | 100,00 | 100,06 | 100,44 | 99,99 | 99,72 | 99,72 |
| 20 | 25 | 20 | 18 | 20 | 19 | 25 | - | 21 | 25 |
| 25 | 31 | 33 | 39 | 41 | 38 | 24 | 41 | 30 | 26 |
| 55 | 54 | 61 | 74 | 62 | 65 | 61 | 80 | 81 | 43 |
| I30 | I20 | I80 | I60 | I30 | I40 | I00 | I40 | I70 | I10 |
| 260 | 210 | I90 | 230 | 220 | 250 | 300 | I90 | 240 | 320 |
| - | - | - | - | - | - | - | 21,0 | 14,0 | 16,0 |
| - | - | - | - | - | - | - | 43,0 | 32,0 | 57,0 |
| - | - | - | - | - | - | - | 8,9 | 6,7 | 6,6 |
| - | - | - | - | - | - | - | 1,9 | 4,2 | 1,9 |
| - | - | - | - | - | - | - | 3,1 | 2,7 | 2,8 |
| - | - | - | - | - | - | - | 2,7 | 3,5 | 2,8 |
| - | - | - | - | - | - | - | 0,48 | 0,82 | 0,84 |
| - | - | - | - | - | - | - | 81,08 | 63,92 | 87,94 |
| 56,40 | 67,60 | 65,00 | 64,0 | 68,00 | 49,0 | 59,4 | 66,30 | 56,7 | 55,5 |
| 28,73 | 28,57 | 27,95 | 31,98 | 27,93 | 26,71 | 28,97 | 26,01 | 26,48 | 31,52 |
| 28,38 | 28,37 | 29,68 | 28,22 | 33,85 | 30,07 | 30,03 | 29,25 | 29,93 | 35,41 |
| - | - | - | - | - | - | - | 7,8 | 5,6 | 5,7 |
| 2,2 | 1,7 | 1,8 | 1,9 | 1,5 | 1,7 | 2,5 | 1,9 | 2,7 | 1,7 |

Все вариации петрохимических составов интрузивных пород пикрит-габбро-долеритовой ассоциации обусловлены содержаниями оливина, клинопироксена, плагиоклаза, биотита, рудных минералов.

Рисунок 34 иллюстрирует эволюцию составов главных типов пород, образующих пикрит-габбро-долеритовую ассоциацию с интервалом по коэффициенту фракционирования (к.ф.) от 20 до 75. На интервал значений к.ф. = 30-46 не приходится ни одного реального состава анализируемых пород, что может свидетельствовать о прекращении кристаллизации оливина при возрастающей роли плагиоклаза и клинопироксена. По мере роста к.ф. происходит обогащение более насыщенных щелочами и кремнеземом габбро-пегматитов и пироксеновых





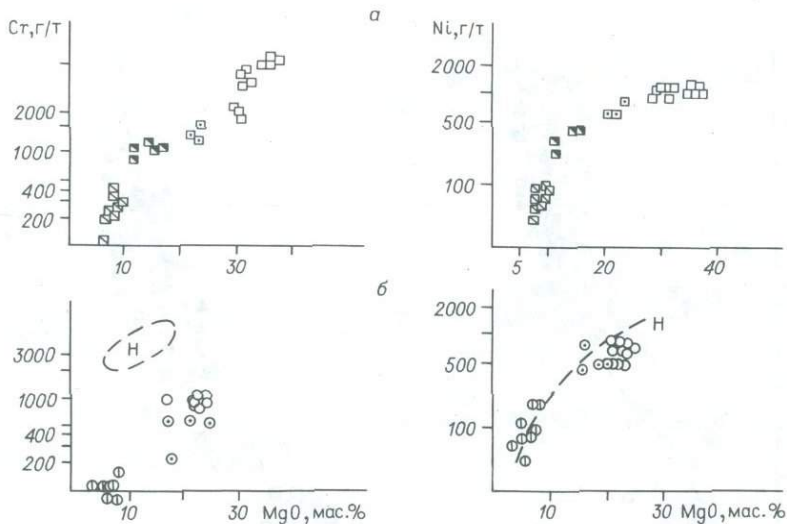
Р и с. 35. Соотношение коэффициента фракционирования и содержание кремнезема в магматитах Ильинь-Тасской (а) и Южно-Анхойской (б) систем.

1 - тренд средних составов дифференцированных трапловых интрузий Сибирской платформы /14/. Средние составы пород Норильского района: Нп - пикрит, Нтр - троктолит, Нол - оливиновый долерит, Нбо - безоливиновый долерит. Усл. обозн. см. на рис. 32.

габро окисью титана за счет повышения ее содержания в клинопироксене и возрастает количество ильменита в породах. Незначительно растут концентрации окисного железа и окиси кальция. На диаграмме к.ф. - SiO_2 (рис. 35) точки составов пород Ильинь-Тасской системы располагаются вдоль тренда, характерного для средних составов дифференцированных интрузий Сибирской платформы, с той разницей, что общее направление дифференциации пород Ильинь-Тасской системы отвечает щелочным, а не толеитовым сериям. Хотя общее направление дифференциации базитов Ильинь-Тасской системы совпадает с таковым для ультрабазит-базитовых ассоциаций Сибирской платформы, коэффициент фракционирования в пикритах значительно ниже, чем в одноименных породах платформ, что свидетельствует о первоначально маложелезистой исходной магме для пикритов Ильинь-Тасской системы.

Тенденция изменения содержаний элементов-примесей группы железа в рассматриваемой серии интрузивных пород наглядно отражает влияние на конечную концентрацию элемента фациальной обстановки кристаллизации.

Р и с. 34. Вариационная диаграмма состава пород Ильинь-Тасской системы в зависимости от к.ф. Усл. обозн. см. на рис. 32.



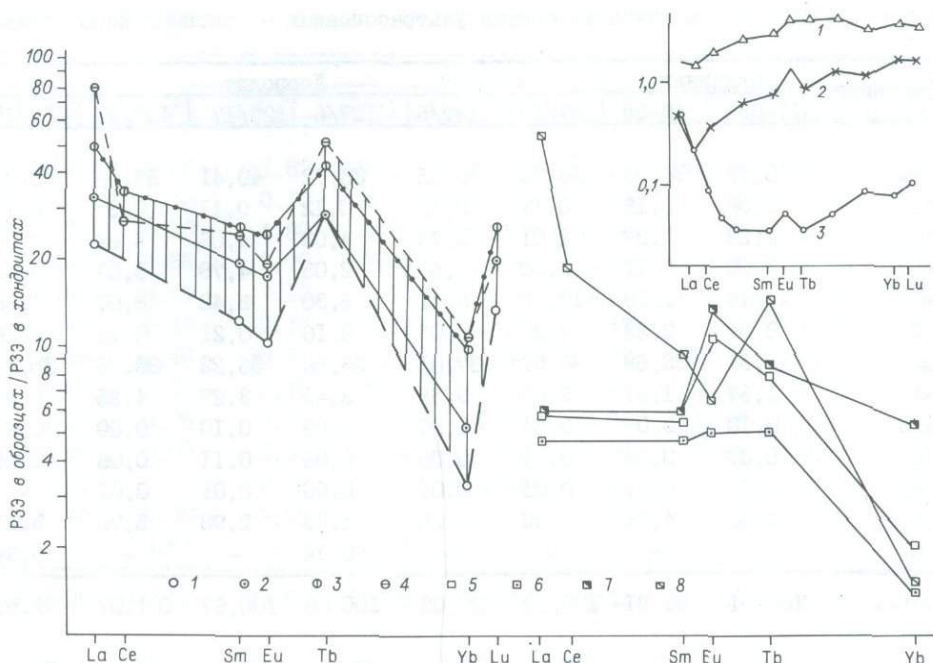
Р и с. 36. Соотношение Ni-MgO и Cr-MgO в ультраосновных - основных породах Южно-Анхойской (а) и Ильян-Таской (б) систем. Н - поле и тренд содержаний элементов в интрузивных породах Норильского района /39/. Усл. обозн. см. на рис. 32.

Распределение элементов группы железа в ассоциации интрузивных пород Ильян-Таской системы определяется уменьшением содержания Ni, Co, Cr от пикритов к габбро-долеритам, т.е. элементов, концентрирующихся в наиболее ранних высокотемпературных и окисных фазах. Концентрации ванадия и скандия постепенно увеличиваются (табл. 2I).

На диаграммах Ni-MgO и Cr-MgO (рис. 36) наблюдается упорядоченное распределение точек концентраций Ni и Cr в зависимости от содержаний магния в породе. Изменения концентрации элементов группы железа и содержаний петрогенных окислов в интрузивных породах тесно взаимосвязаны и контролируются степенью дифференцированности магматического расплава в условиях устойчивости минеральных фаз умеренных давлений - оливина, клинопироксена, плагиоклаза, акцессорной шпинели сульфидов. Последовательность кристаллизации этих минералов определяет насыщенность пород туго- и легкоплавкими элементами.

В породах интрузивной фации не отмечаются значительные изменения концентрации РЗЭ; вариации состава РЗЭ в отдельных типах пород небольшие (см. табл. 2I).

По данным Ю.А. Балашова /1/, в глубинных парагенезисах состав РЗЭ регулируется содержанием легких РЗЭ в клинопироксенах и тяжелых в ортопироксенах. Причем в клинопироксенах РЗЭ существенно обогащены легкими лантаноидами (с максимумом содержания Ce и Sm). Это объясняет высокую концентрацию легких РЗЭ в пикритах и пикритовых долеритах и пониженную концентрацию церия в габбро-долеритах. Содержание лантана и европия увеличе-



Р и с. 37. Нормализованные по хондриту содержания РЗЭ в позднеюрских интрузивных породах Илинъ-Тасской и Южно-Ангийской систем.

1-4 - Илинъ-Тасская система: 1 - пикриты, 2 - пикритовые долериты, 3 - габбро-долериты, 4 - пегматоидное габбро; 5-8 - Южно-Ангийская система: 5 - лерцолиты, 6 - верлиты, 7 - меланократовое габбро, 8 - пироксеновое габбро. На врезке распределение РЗЭ в офиолитах /44/ (1 - габбро верхнего уровня; 2 - мафические кумулятивные габбро; 3 - метаморфические перидотиты).

но за счет высокой концентрации этих элементов в плагиоклазах и клинопироксенах. Наблюдаются невысокие концентрации тяжелых РЗЭ как в пикритах, так и габброидах. Однотипный профиль распределения РЗЭ со слабо выраженным европиевым минимумом во всех разновидностях пород интрузивной фации свидетельствует о незначительной кристаллизационной дифференциации магматического расплава в близповерхностных условиях (рис. 37).

На основе геолого-петрографического и геохимического изучения пикрит-габбро-долеритовой ассоциации Илинъ-Тасской системы выделяется единая линия эволюции субщелочной магмы, подчиняющаяся генеральному щелочно-базальтовому тренду дифференциации, развитому в континентальных сериях. Образование наиболее обогащенных оливином интрузивных пород связано с появлением пикритового расплава. При фракционировании оливина и пироксена из этого расплава происходило накопление плагиоклаза с образованием сначала пикритовых долеритов, а при последующей аккумуляции плагиоклаза - габбро-долеритов.

Т а б л и ц а 22. Химический состав ультраосновных - основных пород Уямкан

| Компонент | Оливинит | | Дернолит | | | | | |
|--------------------------------|----------|--------|----------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | Г7-6Г | Г7-5ц | Г27/Г0 | Г27/5 | Г27/6 | Г27/Г7 | Г27/23 | Г27/Г7 |
| SiO ₂ | 40,79 | 38,03 | 38,76 | 38,25 | 38,72 | 40,41 | 37,06 | 40,74 |
| TiO ₂ | 0,08 | 0,18 | 0,17 | 0,17 | 0,12 | 0,11 | 0,5 | 0,11 |
| Al ₂ O ₃ | 2,22 | 2,27 | 2,01 | 3,73 | 4,03 | 4,06 | 5,64 | 4,10 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,00 | 2,17 | 2,00 | 1,55 | 2,03 | 4,79 | 3,07 | 4,79 |
| FeO | 14,45 | 11,28 | 10,67 | 8,41 | 9,30 | 8,42 | 8,07 | 6,88 |
| MnO | 0,21 | 0,22 | 0,20 | 0,00 | 0,16 | 0,21 | 0,18 | 0,18 |
| MgO | 40,51 | 39,68 | 38,50 | 37,01 | 36,56 | 36,22 | 36,79 | 35,25 |
| CaO | 1,57 | 1,31 | 2,83 | 3,55 | 3,42 | 3,27 | 4,25 | 0,29 |
| Na ₂ O | 0,10 | 0,07 | 0,04 | 0,00 | 0,09 | 0,10 | 0,00 | 0,04 |
| K ₂ O | 0,07 | 0,06 | 0,04 | 0,08 | 0,04 | 0,11 | 0,06 | 0,34 |
| P ₂ O ₅ | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | - |
| П.п.п. | 4,00 | 4,63 | 5,00 | 5,08 | 5,53 | 2,98 | 5,76 | 3,47 |
| H ₂ O | - | - | - | - | 0,74 | - | - | 0,34 |
| Сумма | 100,01 | 99,91 | 100,23 | 100,03 | 100,06 | 100,67 | 101,07 | 99,53 |
| Sc | - | - | 45 | 19 | 20 | 21 | 13 | 23 |
| Co | - | - | 134 | 150 | 151 | 150 | 120 | 150 |
| Ni | - | - | 1200 | 1200 | 1400 | 1300 | 1400 | 1400 |
| Cr | - | - | 3810 | 4500 | 3500 | 3800 | 2200 | 2300 |
| V | - | - | 54 | 59 | 80 | 86 | 52 | 56 |
| La | - | - | 2,0 | 2,2 | - | - | - | 4,0 |
| Ce | - | - | 36,0 | 36,0 | - | - | - | 24,0 |
| Sm | - | - | 1,3 | 2,5 | - | - | - | 1,4 |
| Eu | - | - | 1,45 | 2,27 | - | - | - | 0,37 |
| Tb | - | - | 0,31 | 0,94 | - | - | - | 0,17 |
| Ta | - | - | 0,10 | 0,24 | - | - | - | 0,06 |
| Yb | - | - | 0,42 | 0,42 | - | - | - | 0,86 |
| Lu | - | - | 1,46 | 0,79 | - | - | - | 1,13 |
| Сумма РЗЭ | - | - | 43,04 | 40,16 | - | - | - | 31,99 |
| К.ф. | 14 | 25 | 24 | 24 | 23 | 25 | 23 | 25 |
| S | -14,38 | -15,32 | -12,61 | -10,91 | -9,27 | -9,23 | -11,05 | -6,76 |
| A | 3,96 | 3,71 | 4,97 | 7,36 | 7,90 | 7,54 | 9,95 | 7,68 |
| La/Yb | - | - | 4,76 | - | 5,2 | - | - | 4,65 |
| Ni/Co | - | - | 8,98 | 8,00 | 9,27 | 8,6 | 11,6 | 8,66 |

| Лерцолит | | | | | | | | |
|----------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| I27/3 | I27/3 | I27/7 | I27/7 | I27/I2 | I27/I6 | I27/I6 | I27/I2 | I27/I3 |
| 39,20 | 39,24 | 41,82 | 42,2 | 40,9I | 40,6I | 40,16 | 41,37 | 39,02 |
| 0,12 | 0,12 | 0,10 | 0,12 | 0,10 | 0,09 | 0,10 | 0,10 | 0,09 |
| 3,75 | 4,20 | 4,80 | 4,77 | 5,3I | 7,00 | 6,53 | 5,52 | 5,87 |
| 5,34 | 5,34 | 2,70 | 2,74 | 2,86 | 2,68 | 2,68 | 2,86 | 2,17 |
| 7,02 | 6,97 | 7,10 | 7,10 | 7,06 | 8,25 | 8,76 | 7,64 | 9,00 |
| 0,19 | 0,15 | 0,16 | 0,14 | 0,17 | 0,17 | 0,16 | 0,15 | 0,17 |
| 32,53 | 32,46 | 30,9I | 32,07 | 3I,32 | 3I,25 | 3I,44 | 30,72 | 3I,89 |
| 5,04 | 4,70 | 8,40 | 7,93 | 7,19 | 6,2I | 6,00 | 6,92 | 6,10 |
| 0,15 | 0,06 | 0,19 | 0,22 | 0,07 | 0,24 | 0,29 | 0,16 | 0,00 |
| 0,06 | 0,03 | 0,05 | 0,04 | 0,03 | 0,04 | 0,02 | 0,02 | 0,05 |
| 0,0I | - | 0,0I | - | 0,0I | 0,0I | - | - | 0,0I |
| 6,66 | 6,30 | 3,69 | 4,00 | 3,74 | 3,08 | 3,77 | 4,33 | 5,58 |
| - | 0,6I | - | 0,5I | - | - | 0,42 | 0,4I | - |
| 100,09 | 100,14 | 99,93 | 100,83 | 99,78 | 99,63 | 99,9I | 99,79 | 99,95 |
| 25 | 25 | 28 | 4I | 39 | I8 | - | - | I9 |
| I50 | 96 | 98 | II0 | I30 | I30 | - | - | I00 |
| I500 | I400 | I600 | I000 | I200 | II00 | - | - | I270 |
| 2800 | 3500 | 3300 | 3300 | 2700 | 2700 | - | - | 2400 |
| 48 | 9I | 96 | 97 | 65 | 67 | - | - | 57 |
| - | - | - | - | - | - | - | - | 2,0 |
| - | - | - | - | - | - | - | - | 25,0 |
| - | - | - | - | - | - | - | - | I,0 |
| - | - | - | - | - | - | - | - | 0,39 |
| - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| - | - | - | - | - | - | - | - | 0,66 |
| - | - | - | - | - | - | - | - | I,74 |
| - | - | - | - | - | - | - | - | 29,79 |
| 27 | 27 | 24 | 30 | 2I | 26 | 27 | 25 | 26 |
| -5,88 | -5,68 | +0,95 | +I9,56 | -0,5 | -I,74 | -2,88 | 0,00 | -4,2I |
| 9,00 | 8,99 | I3,44 | 27,93 | I3,50 | I3,49 | I2,84 | I2,78 | II,92 |
| - | - | - | - | - | - | - | - | 3,00 |
| 10,0 | I4,5 | 10,0 | 9,0 | 9,23 | 8,46 | - | - | 9,7 |

Продолжение табл. 22

| Компонент | Лерцолит | | | Верлит | | | | |
|--------------------------------|----------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | I7-4д | I7-4л | I7-5з | I7-4а | I27/I9 | I27/I5 | I27/I5 | I27/4 |
| SiO ₂ | 40,94 | 37,67 | 38,96 | 40,68 | 40,52 | 41,94 | 42,15 | 41,79 |
| TiO ₂ | 0,11 | 0,06 | 0,09 | 0,10 | 0,12 | 0,15 | 0,12 | 0,08 |
| Al ₂ O ₃ | 3,82 | 5,09 | 5,57 | 7,95 | 5,49 | 9,27 | 8,78 | 13,28 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,15 | 2,68 | 2,34 | 3,15 | 3,10 | 3,47 | 3,47 | 3,35 |
| FeO | 8,84 | 8,41 | 9,70 | 7,70 | 7,20 | 7,32 | 7,80 | 5,45 |
| MnO | 0,18 | 0,17 | 0,20 | 0,17 | 0,16 | 0,17 | 0,18 | 0,14 |
| MgO | 33,51 | 32,10 | 30,63 | 28,44 | 29,11 | 23,18 | 22,08 | 22,33 |
| CaO | 5,27 | 4,16 | 5,16 | 6,88 | 7,74 | 9,80 | 9,48 | 8,81 |
| Na ₂ O | 0,00 | 0,00 | 0,11 | 0,00 | 0,18 | 0,52 | 0,48 | 0,57 |
| K ₂ O | 0,11 | 0,05 | 0,06 | 0,04 | 0,01 | 0,08 | 0,08 | 0,14 |
| P ₂ O ₅ | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | - | 0,01 |
| П.п.п. | 4,65 | 9,44 | 7,44 | 4,58 | 6,33 | 3,40 | - | 4,00 |
| H ₂ O | - | - | - | - | - | - | 0,35 | - |
| Сумма | 99,59 | 99,84 | 100,26 | 99,61 | 100,19 | 99,30 | 99,56 | 99,95 |
| Sc | - | 42 | - | 31 | 31 | 32 | 35 | 36 |
| Co | - | 140 | - | 110 | 100 | 87 | 98 | 88 |
| Ni | - | 1350 | - | 1000 | 1000 | 650 | 780 | 660 |
| Cr | - | 3100 | - | 2000 | 3900 | 1500 | 1800 | 1700 |
| V | - | 62 | - | 96 | 92 | 96 | 88 | 65 |
| La | - | - | - | - | - | 2,0 | - | 2,0 |
| Ce | - | - | - | - | - | 50,0 | - | 47,0 |
| Sm | - | - | - | - | - | 1,4 | - | 1,5 |
| Eu | - | - | - | - | - | 0,91 | - | 0,25 |
| Tb | - | - | - | - | - | 0,19 | - | 0,48 |
| Ta | - | - | - | - | - | 0,05 | - | 0,08 |
| Yb | - | - | - | - | - | 0,46 | - | 0,45 |
| Lu | - | - | - | - | - | 1,62 | - | 1,08 |
| Сумма P3Э | - | - | - | - | - | 56,53 | - | 51,84 |
| к.ф. | 24 | 26 | 28 | 28 | 34 | 32 | 34 | 28 |
| S | -3,69 | -5,69 | -3,91 | +1,22 | +0,95 | +7,8 | +8,62 | +10,52 |
| A | 9,20 | 9,31 | 10,9 | 14,83 | 13,47 | 19,67 | 18,82 | 22,00 |
| La/Yb | - | - | - | - | - | 4,3 | - | 4,45 |
| Ni/Co | - | - | - | - | 10,0 | 7,47 | - | 7,5 |

| Меланократовое габро | | | | | | | Пироксеновое габро | |
|----------------------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|--------------------|--------|
| I27/2 | I27/8 | I27/8 | I27/9 | I27/14 | I27/14 | I7-4г | I26 | I26/I |
| 48,6I | 44, I2 | 44,40 | 45,97 | 44, I0 | 45,38 | 48, I7 | 47,8I | 5I,73 |
| 0,20 | 0, I8 | 0, I3 | 0,22 | 0, II | 0, I0 | 0, I9 | 0,65 | 0,80 |
| I2,07 | I3,42 | I3,43 | I8,7I | I8,39 | I8,27 | I2,43 | I4,63 | I6, I6 |
| 0,88 | I,80 | I,80 | I,90 | 0, I6 | 0, I6 | 0, I8 | 3,00 | 4, I0 |
| 9,00 | 6,08 | 5,72 | 3,40 | 5,24 | 5,80 | 6,5I | 6,62 | 7,43 |
| 0, I3 | 0, I3 | 0, I2 | 0, I0 | 0,08 | 0, I0 | 0, I3 | 0, I5 | 0, I2 |
| I5,96 | I6,86 | I7,20 | 9,79 | II,98 | I2,28 | I4,0I | 9,89 | 5,5I |
| I3,00 | I4,77 | I3,69 | I7, I6 | I6,8I | I6, I7 | I6,9I | I3,25 | IO,03 |
| 0,34 | 0,62 | 0,76 | 0,92 | 0,57 | 0,79 | 0,0I | I,93 | 2,45 |
| 0, I8 | 0,07 | 0,05 | 0, I0 | 0, I8 | 0, I5 | 0, II | 0,44 | 0, I5 |
| 0,0I | 0,0I | 0,05 | 0,02 | 0,0I | - | 0,0I | 0,04 | 0,07 |
| I,20 | I,76 | 2,06 | I,62 | 2,22 | 2,60 | I,28 | I,24 | I,08 |
| - | - | 0,22 | - | - | 0,40 | - | - | - |
| 99, I8 | 99,8I | 99,44 | 99,96 | 99,79 | 99,6I | 99,89 | 99,66 | 99,83 |
| 50 | 48 | 47 | 48 | - | 34 | 37 | 5I | 49 |
| 65 | 64 | 64 | 60 | - | 42 | 57 | 47 | 36 |
| 400 | 400 | 4I0 | 300 | - | 230 | 583 | 9I | 32 |
| I300 | I200 | I200 | II00 | - | I270 | I200 | 300 | 79 |
| I50 | I40 | II0 | 59 | - | 88 | IOI | 240 | 350 |
| 2,0 | 2,0 | 2,0 | - | - | - | - | - | - |
| 5I,0 | 54,0 | 54,0 | - | - | - | - | 48,0 | 24,0 |
| I,5 | I,7 | I,6 | - | - | - | - | 3,9 | 2,9 |
| 2,06 | 0,6I | I,33 | - | - | - | - | 0,56 | I, II |
| 0,04 | 0,05 | 0,05 | - | - | - | - | I,3I | I,66 |
| 0, I2 | - | 0,06 | - | - | - | - | 0,08 | 0,08 |
| 0,63 | 0,50 | 0,56 | - | - | - | - | 0,46 | 0,74 |
| I,33 | I,33 | I,08 | - | - | - | - | I, I3 | I,42 |
| 60, I8 | 60, I9 | 60,68 | - | - | - | - | 85,44 | 5I,9I |
| 38 | 32 | 32 | 35 | 3I | 33 | 32 | 49 | 68 |
| 22,64 | I9,35 | I9,56 | 30,78 | 26,64 | 27,04 | 27,34 | +28, I5 | 34,57 |
| 25,26 | 28,88 | 27,93 | 36,89 | 35,89 | 35,28 | 29,45 | 30,25 | 28,79 |
| 3, I7 | 4,00 | 3,57 | - | - | - | - | 65,2I | II,49 |
| 6, I5 | 6,25 | 6,4 | 5,0 | - | 5,4 | IO,0 | I,93 | 0,88 |

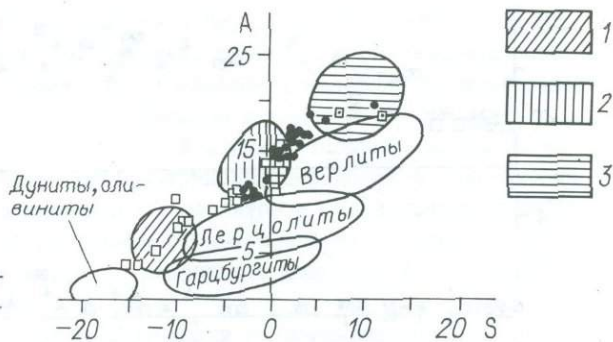
| Компонент | Пироксеновое габбро | | | | | | | | |
|--------------------------------|---------------------|-------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|-------|
| | I26/2 | I26/3 | I26/4 | I26/5 | I26/7 | I26/8 | I27/20 | I7-3д | I7-3е |
| SiO ₂ | 48,77 | 47,16 | 46,83 | 51,01 | 48,03 | 47,77 | 50,86 | 50,10 | 46,08 |
| TiO ₂ | 0,19 | 0,15 | 0,24 | 0,68 | 0,24 | 0,16 | 0,69 | 0,30 | 0,16 |
| Al ₂ O ₃ | 17,71 | 20,38 | 20,52 | 16,30 | 17,61 | 18,15 | 14,83 | 18,23 | 21,60 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,13 | 1,06 | 2,12 | 2,51 | 3,14 | 1,11 | 3,21 | 3,00 | 2,64 |
| FeO | 5,67 | 5,0 | 5,20 | 7,23 | 6,55 | 6,10 | 7,73 | 5,28 | 3,14 |
| MnO | 0,15 | 0,10 | 0,10 | 0,10 | 0,09 | 0,9 | 0,12 | 0,13 | 0,10 |
| MgO | 8,00 | 8,26 | 7,57 | 6,78 | 8,81 | 9,74 | 7,96 | 7,68 | 7,93 |
| CaO | 14,87 | 16,50 | 14,78 | 11,40 | 12,70 | 14,90 | 10,75 | 13,17 | 15,97 |
| Na ₂ O | 0,83 | 0,69 | 1,13 | 2,72 | 1,27 | 0,74 | 2,34 | 1,44 | 0,16 |
| K ₂ O | 0,10 | 0,13 | 0,17 | 0,18 | 0,30 | 0,17 | 0,24 | 0,23 | 0,08 |
| P ₂ O ₅ | 0,02 | 0,01 | 0,04 | 0,03 | 0,02 | 0,01 | 0,05 | 0,01 | 0,01 |
| П.п.п. | 0,98 | 0,51 | 0,51 | 0,96 | 1,30 | 0,98 | 0,88 | 0,30 | 1,74 |
| H ₂ O | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Сумма | 99,43 | 99,95 | 99,95 | 99,90 | 100,06 | 99,93 | 99,65 | 99,88 | 99,60 |
| Sc | 47 | 45 | 38 | 39 | 45 | 35 | 56 | - | - |
| Co | 44 | 43 | 47 | 31 | 37 | 26 | 43 | - | - |
| Ni | 72 | 72 | 75 | 53 | 49 | 100 | 50 | - | - |
| Cr | 210 | 340 | 240 | 180 | 260 | 280 | 173 | - | - |
| V | 160 | 150 | 170 | 260 | 170 | 110 | 300 | - | - |
| La | - | 20 | 20 | 20 | 20 | 20 | 30 | - | - |
| Ce | - | 25,0 | 22,0 | 19,0 | 15,0 | 26,0 | 11,0 | - | - |
| Sm | - | 1,2 | 1,7 | 2,1 | 1,5 | 1,6 | 2,4 | - | - |
| Eu | - | 0,31 | 0,59 | 0,68 | 0,32 | 0,28 | 0,72 | - | - |
| Tb | - | 1,20 | 0,54 | 0,27 | 0,63 | 0,66 | 1,45 | - | - |
| Ta | - | 0,07 | 0,07 | 0,11 | 0,03 | 0,12 | 0,12 | - | - |
| Yb | - | 0,52 | 0,43 | 0,41 | 0,41 | 0,43 | 0,75 | - | - |
| Lu | - | 1,08 | 1,35 | 2,36 | 2,04 | 1,70 | 1,14 | - | - |
| Сумма РЗЭ | - | 49,38 | 46,68 | 44,93 | 39,93 | 50,79 | 47,58 | - | - |
| к.ф. | 49 | 42 | 50 | 59 | 52 | 42 | 58 | 52 | 42 |
| S | 32,82 | 32,74 | 31,85 | 34,39 | 29,44 | 29,92 | 31,84 | 34,01 | 29,99 |
| A | 33,51 | 38,39 | 29,91 | 30,60 | 31,88 | 33,96 | 28,16 | 33,07 | 37,81 |
| La/Yb | - | 38,46 | 46,5 | 48,78 | 48,8 | 46,5 | 40,0 | - | - |
| Ni/Co | 1,60 | 1,67 | 1,59 | 1,7 | 1,3 | 3,8 | 1,16 | - | - |

П р и м е ч а н и е. Анализы РЗЭ выполнены нейтронно-активационным методом в лаборатории ядерно-физических исследований НПО "Узбекгидрогеология".

Р и с. 38. Диаграмма в координатах А - S для составов ультраосновных пород Ильинь-Тасской и Южно-Анжуйской систем.

Поля составов: 1 - меймечитов, 2 - пикритов, 3 - полевошатовых ультрабазитов.

$S = \text{SiO}_2 - (\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{MnO})$; $A = \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$.
Ост. усл. обозн. см. на рис. 32.



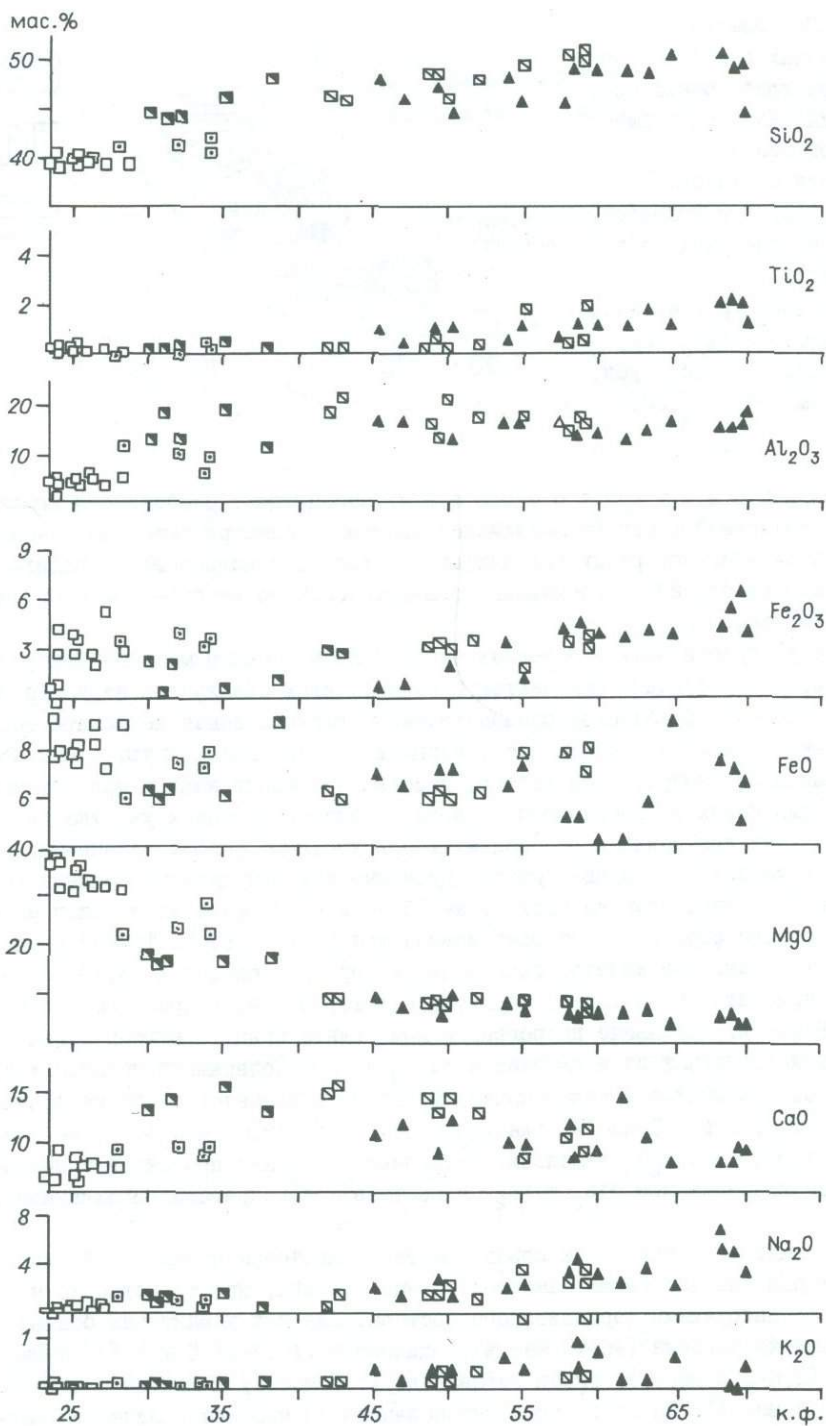
Лерцолит-габбровая ассоциация. Особенности химизма пород интрузивной фации Южно-Анжуйской системы рассматриваются на основании результатов анализов различных дифференциатов Уямкандинского лерцолит-габбрового (табл. 22) и Громаднинско-Вургуемейского габбро-норитового массивов (см. табл. 24).

Для ультраосновных - основных пород Уямкандинского массива присущи признаки, которые редко отмечаются в гипербазитах складчатых структур Земли. Так, среди них наиболее распространены плагиоклазовые лерцолиты при отсутствии дунитов и гарцбургитов. Лерцолиты тесно ассоциируют с плагиоверлитами и меланократовыми габбро, рассекаются прожилками и маломощными жилами оливиновых и пироксеновых габбро. В эндоконтактных участках и самостоятельных линзовидных обособлениях присутствуют породы оливин-магнетит-плагиоклазового состава, рассматриваемые как кумулятивные оливиниты.

Ультраосновные породы состоят на 65-80 % из кремнезема и окиси магния, отношение первого ко второму изменяется от 1 до 5,45. Третий главный компонент - закисное железо, содержание которого в оливинах 13,45-14,45 мас.%, лерцолитах 9,86-12,07, верлитах 8,8-10,85, меланократовом габбро 5,3-9,88 мас.%. Остальные петрогенные компоненты присутствуют в резко подчиненных количествах за исключением Al_2O_3 и CaO . Содержание последних возрастает от оливинитов к меланократовым габбро и изменяется соответственно для CaO от 1,31 до 13 мас.%, для Al_2O_3 от 2,3 до 12,07 мас.%. Такие окислы, как TiO_2 , MnO , P_2O_5 и щелочи, встречаются в долях процентов с незначительным возрастанием TiO_2 и Na_2O в составе меланократовых и оливиновых габбро.

По химизму от описанных пород заметно отличается прожилковый тип габбро, который слагает также самостоятельные массивы, пространственно не совмещенные с интрузиями лерцолитового состава. Для них характерны большие содержания кремнезема (46-50 мас.%), глинозема (16,3-21,6 мас.%), суммы щелочей (2,6-6,3 мас.%), окиси титана (до 1,93 мас.%) и меньше окиси магния (7-9,7 мас.%). За счет более интенсивного уменьшения количества магния, чем суммарного железа, общая их железистость увеличивается.

На классификационной диаграмме в координатах А-S (рис. 38) точки



Р и с. 39. Вариационная диаграмма состава магматических пород Южно-Анжуйской системы в зависимости от к.ф. Усл. обозн. см. на рис. 32.

составов пород Южно-Анхойской системы располагаются в поле пикритов с частичным смещением в полевошпатовую область и перекрываются составами пород пикритовой ассоциации Ильинь-Тасской системы. Наиболее магнезиальные лерцолиты располагаются в поле меймечитов, а оливиниты занимают промежуточное положение между составами дунитов – оливинитов и меймечитов. Не один из составов ультраосновных пород Южно-Анхойской и Ильинь-Тасской систем не попадает на диаграмме А-S в область распространения перидотитов офиолитовых комплексов. Низкая щелочность лерцолитов, верлитов и меланократовых габбро смещает точки состава пород на диаграмме $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ в область нещелочных серий, в отличие от субщелочных пикритов и пикритовых долеритов Ильинь-Тасской системы (см. рис. 33).

Устанавливается единый тренд в содержании петрогенных окислов относительно коэффициента фракционирования или величины магнезиально-железистого индекса ($\text{к.ф.} = \text{MgO}/(\text{FeO}+\text{O},9\text{Fe}_2\text{O}_3)$) в лерцолит-габбровой ассоциации (рис.39). Кроме того, устанавливается последовательное увеличение содержаний SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O и понижение – MgO , FeO . Уровень концентрации TiO_2 , K_2O изменяется незначительно от лерцолита к меланократовому габбро, но резко возрастает в прожилковых габбро. Точки состава базитов на диаграмме (см. рис. 35) располагаются вдоль тренда дифференциаций магматитов Сибирской платформы с некоторым обогащением габброидов кремнеземом и с меньшими значениями к.ф. для лерцолитов, верлитов и меланократовых габбро. На уровне фракционирования пикритового расплава нет ни единой точки составов пород Южно-Анхойской, а также ультрабазитов Ильинь-Тасской систем. Аналогичный разрыв в тренде дифференциации ультраосновных – основных пород Южно-Анхойской системы наблюдается и по распределению в породах CaO , Al_2O_3 , MgO . Перерыв на диаграммах свидетельствует о том, что процесс дифференциации не был единым и непрерывным. Это дает основание считать, что оливиниты, лерцолиты, верлиты и меланократовое габбро связаны единым происхождением, а пироксеновое габбро является производным последних, становление которых происходило во внутрикамерных условиях.

При изменении отношения SiO_2/MgO в лерцолитах от 1,0 до 5,45 в пироксеновых габбро при снижении концентраций Ni , Co , Cr (см. рис. 36) закономерно возрастает содержание легкоплавких элементов V , Sc (см. табл. 22). Анализ распределения РЗЭ в изученных породах лерцолитовой ассоциации показывает высокие концентрации суммы РЗЭ и отдельных элементов во всех типах пород. Близость химических свойств РЗЭ и постепенный характер их изменения обуславливает в среднем небольшие интервалы колебаний отношений соседних РЗЭ. В табл. 22 приведены данные содержания РЗЭ во всех типах пород Уямкандинского массива. Обращают на себя внимание высокие содержания Ce , Tb , Lu в интрузивной фации ультрабазитов. Необычно высокие концентрации Tb и Lu получены не только в изучаемых ассоциациях пород позднерского возраста, но и в дифференцированных магматитах кислого, среднего и основного состава различного возраста Колымского массива /82/, что, возможно, свидетельствует о существенном влиянии режима летучих компонентов на распределение ряда РЗЭ.

Профили распределения РЗЭ для интрузивных ультраосновных – основных пород Южно-Анхойской системы отражают процесс перераспределения РЗЭ при обогащении пироксеновых габбро легкими лантаноидами (см. рис. 37). Изучен-

ные породы по содержанию РЗЭ, нормализованных к хондриту, принадлежат к единому типу. На всех профилях распределения РЗЭ за исключением пироксеновых габбро виден нарастающий европиевый максимум, что свидетельствует о широком участии плагиоклаза в процессе дифференциации магматического расплава. Величина отношения La/Yb изменяется в достаточно узком интервале (3,17-6,2). На диаграмме La/Yb - РЗЭ точки составов пород лерцолитовой ассоциации располагаются в поле континентальных перидотитов (см. рис. 32). На основе петрохимических критериев, принятых для выделения обедненных ($TiO_2 < 0,1\%$, $Al_2O_3 < 2\%$, $CaO < 1\%$, $Na_2O < 0,15\%$, $La/Lu > 90$) и обогащенных разностей лерцолитов /10/, лерцолиты Южно-Анхойской системы могут быть отнесены к необедненному типу при расчетном отношении La/Lu , равном 2,2, имея при этом и низкие значения содержаний TiO_2 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 .

Следовательно, химический и минеральный составы главных типов пород лерцолитовой ассоциации относительно постоянны. Во всех породах интрузивной фации устанавливается устойчивая закономерность в распределении главных компонентов - при относительно низком содержании TiO_2 , K_2O , Na_2O , P_2O_5 и повышенном CaO , Al_2O_3 , FeO , MgO наблюдаются высокие содержания легких РЗЭ. Различия в поведении главных компонентов и некогерентных элементов Д.Х. Грин объясняет вертикальной зональностью в верхней мантии, обусловленной изменениями содержания несовместимых элементов. Эта химическая зональность возникла в результате восходящей миграции несовместимых элементов внутри флюидной фазы или миграции через фазу /25/. Проявление этого процесса применительно к редкоземельным элементам подробно рассмотрел Ф.А. Фрей /II4/, показавший, что в магнезиальных перидотитах при реакции дегидратации (амфибол - пироксен) за счет магнезиальных пироксенов и оливина стабильно кристаллизуется амфибол, наблюдается обогащение легкими редкоземельными элементами. Б.Г. Лутц /49/ прямо связывает увеличение цериевых земель при плавлении ультраосновного субстрата с механизмом глубинного кислотного выщелачивания.

Для пород лерцолитовой ассоциации процесс амфиболизации пироксенов не характерен, щелочность меняется незначительно. Амфибол частично замещает пироксен только в пироксеновых габбро прожилкового типа, в которых профиль распределения РЗЭ несколько отличается от мафитовых габбро поднятым цериевым концом и минимумом по европию (см. рис. 32). Этот признак свидетельствует о том, что порода состава пироксенового габбро возникла в процессе кристаллизационной дифференциации ультраосновного расплава в промежуточном очаге с накоплением в остаточной жидкости кремнезема, щелочей, алюминия, легких РЗЭ и образованием амфибола за счет пироксена.

Единство тенденции поведения главных компонентов и несовместимых элементов во всех типах интрузивных пород позволяет предполагать их генетическое родство. Их состав является результатом эволюции первичного лерцолитового расплава, насыщенного Ca , Al , Mg , Fe , легкими РЗЭ, в промежуточном очаге при Р-Т-условиях устойчивости минеральных фаз высоких температур и умеренных давлений оливина, ромбического пироксена, клинопироксена, плагиоклаза, шпинели.

Габбро-норитовая интрузивная ассоциация в перидотит-габбро-базальтовый комплекс Южно-Анхойской системы включается

условно на основе петрографо-петрохимических особенностей пород и пространственных взаимоотношений с эффузивной фацией.

К этой ассоциации в Южно-Анхойской системе относится Громаднинско-Вургуемейский массив и единичные тела норитов и габбро-норитов. Эти интрузии приурочены к вулканогенной толще поздней юры (см. рис. 3, 16).

Громаднинско-Вургуемейский массив в современном эрозионном срезе имеет вид выгнутой протяженной линзы, усложненной разноориентированной системой разломов, по которым произошло частичное смещение участков массива относительно друг друга. Породы залегают моноклинально, имея вид протяженных прямолинейных или изогнутых полос или линз.

Преобладающими петрографическими разновидностями являются нориты и габбро-нориты. Полосы анортозитов чередуются с норитами, образуя полосчатый комплекс. Троктолиты и пироксениты слагают единичное обособленное тело в центральной части массива. Габбро и габбро-нориты в основном развиты в эндоконтактных участках массива.

Состав минералов в габбро-норитовой ассоциации отражает табл. 23. Оливин в троктолитах представлен зональным хризолитом, его ядра содержат 50,5 % фаялитового компонента, краевые участки зерен - 26-27 %. Железистость бронзитов в троктолитах I7-I8 %, а в пироксенитах, норитах, габбро-норитах - 25-28 %. В бронзитах содержание окиси алюминия I,22-2,63 мас.%, окиси хрома - 0,22, окиси кальция - 0,95-2,0 мас.%, в авгитах содержание этих компонентов соответственно - 2,98-5,27; 0,01-0,07 и I9-22 мас.%. В авгитах относительно повышено количество окиси титана (0,31-0,73 мас.%) и натрия (до 0,28 мас.%). На диаграмме TiO_2-f точки составов клинопироксенов располагаются в поле минералов из габбро-норитовой формации (см. рис. 23). Типичный состав плагиоклазов в троктолитах № 93-99, норитах № 85-88, № 98-99, габбро-норитах, анортозитах, пироксенитах, габбро-
An₈₄₋₉₂. Шпинелиды троктолитов имеют зеленую окраску. Они относятся к плеонасту, являются продуктами реакционных взаимоотношений оливина и анортита и содержат Cr_2O_3 (0,06 мас.%), Al_2O_3 (62-64 мас.%), FeO (I9-23,6 мас.%).

Ведущим рудным минералом является мелкокрапчатый рассеянный титаномагнетит. Единичные зерна вюститита (FeO = 97-99 мас.%) присутствуют в виде мельчайших включений в главных породообразующих минералах. Ильменит ($TiO_2 = 10-47$ мас.%) выполняет трещинки совместно со вторичными минералами. Состав минералов в габбро-норитовой ассоциации изменяется незначительно от наиболее основных троктолитов к габбро, отражая слабую степень дифференцированности первичных расплавов.

Характерной чертой химизма габброидов Громаднинско-Вургуемейского массива является низкое содержание SiO в троктолитах (39,04 мас.%), норитах (39,69-43,48 мас.%), анортозитах (44,68 мас.%) (табл. 24). Наблюдаются варьирующие содержания TiO_2 в норитах и габбро-норитах (0,54-I,53 мас.%) и низкие (0,1-0,54 мас.%). Содержание этого оксида в троктолитах (0,08 мас.%), пироксенитах (0,1-0,22 мас.%) и анортозитах (0,1-0,54 мас.%) связано с различной степенью насыщенности пород вторичным амфиболом, ильменитом. Лейко- и меланократовый облик пород отражен в содержании Al_2O_3 от 31,15 мас.% в анортозитах до 9,42 мас.% в троктолитах. Количество Na_2O непостоянно и составляет 0,14-0,38 мас.% в пироксенитах и троктолитах,

Т а б л и ц а 23. Средний химический состав породообразующих минералов Громаднинско-Вургуемейского массива

| Компо- нент | Троктолит | | | | | Пироксенит | | Норит | | | Габбро-норит | | | Анор- тозит |
|--------------------------------|-----------|--------|--------------------------------|----------------------|--------------|-------------------------------------|-----------------|-------------------------------------|--------------------------------|----------------------|-------------------------------------|--------------------------------|----------------------|-----------------|
| | Оливин | | Ромби- ческий пи- роксен | Пла- гио- клас | Шпи- нель | Ромби- ческий пи- ро- ксен | Плагио- клас | Ромби- ческий пи- ро- ксен | Моноклин- ный пи- роксен | Пла- гио- клас | Ромби- ческий пи- ро- ксен | Моноклин- ный пи- роксен | Пла- гио- клас | Плагио- клас |
| | ц | к | | | | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 40,74 | 39,04 | 54,07 | 43,07 | - | 53,65 | 45,49 | 52,03 | 50,05 | 45,77 | 52,89 | 50,83 | 43,90 | 45,10 |
| TiO ₂ | 0,003 | 0,001 | 0,14 | - | - | 0,16 | - | 0,19 | 0,34 | - | 0,11 | 0,53 | - | - |
| Al ₂ O ₃ | - | - | 2,98 | 35,7 | 62,21 | 1,15 | 34,5 | 2,20 | 3,55 | 35,27 | 2,45 | 4,00 | 34,08 | 35,70 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,005 | - | 0,18 | - | 0,06 | 0,06 | - | 0,04 | 0,04 | - | 0,008 | 0,04 | - | - |
| FeO | 18,37 | 22,21 | 11,92 | - | 23,70 | 18,45 | 0,19 | 16,74 | 6,82 | 0,16 | 16,94 | 7,63 | - | - |
| MnO | 0,33 | 0,24 | 0,27 | 0,71 | 0,09 | 0,41 | - | 0,48 | 0,31 | - | 0,53 | 0,29 | 0,47 | 0,05 |
| MgO | 40,61 | 38,44 | 30,87 | - | 13,80 | 25,92 | - | 26,72 | 14,92 | - | 26,23 | 15,29 | - | - |
| CaO | 0,003 | 0,12 | 0,80 | 22,00 | - | 0,90 | 17,57 | 1,03 | 22,05 | 17,21 | 1,52 | 21,40 | 21,02 | 17,74 |
| Na ₂ O | 0,002 | 0,05 | 0,04 | 0,36 | - | 0,04 | 1,46 | 0,05 | 0,32 | 1,54 | 0,03 | 0,23 | 0,62 | 1,31 |
| K ₂ O | - | - | 0,04 | 0,02 | - | 0,02 | 0,02 | 0,015 | - | 0,02 | 0,001 | 0,01 | 0,001 | 0,01 |
| Сумма | 100,19 | 100,57 | 101,23 | 101,28 | 99,87 | 100,75 | 99,30 | 99,44 | 98,47 | 100,13 | 100,20 | 99,77 | 100,24 | 100,0 |
| Расчетные характеристики | | | | | | | | | | | | | | |
| f | 20,25 | 24,64 | 18,14 | - | - | 29,0 | - | 26,4 | 21,16 | - | 27,87 | 22,46 | - | - |
| En Fo | 79,45 | 75,21 | 80,63 | - | - | 69,75 | - | 72,06 | 42,89 | - | 71,89 | 43,36 | - | - |
| Fs Fa | 20,55 | 24,79 | 17,87 | - | - | 28,49 | - | 25,84 | 11,52 | - | 26,32 | 12,60 | - | - |
| Wo An | - | - | 1,50 | 96,50 | - | 1,76 | 86,80 | 2,10 | 45,59 | 86,01 | 2,48 | 44,04 | 94,76 | 88,08 |
| Or | - | - | - | 0,08 | - | - | 0,13 | - | - | 0,07 | - | - | 0,09 | 0,11 |
| Ab | - | - | - | 3,42 | - | - | 13,07 | - | - | 13,92 | - | - | 5,25 | 11,81 |

Примечание. ц - центр, к - край зерна. Средний состав каждого минерала рассчитывался по четырем анализам различных зерен.

Т а б л и ц а 24. Средний химический состав пород Громаднинско-Вургуемейского массива

| Компонент | Троктолит | Пироксенит | Норит | Габбро-норит | Габбро | Анортозит |
|--------------------------------|-----------|------------|--------|--------------|--------|-----------|
| | n-2 | | n-12 | n-8 | n-4 | |
| SiO ₂ | 39,04 | 43,21 | 42,27 | 49,34 | 52,51 | 44,45 |
| TiO ₂ | 0,08 | 0,16 | 0,70 | 0,82 | 0,86 | 0,24 |
| Al ₂ O ₃ | 9,42 | 1,38 | 21,03 | 18,10 | 16,61 | 28,74 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,75 | 3,85 | 2,78 | 2,85 | 3,26 | 0,98 |
| FeO | 11,29 | 11,36 | 6,35 | 6,59 | 5,88 | 2,31 |
| MnO | 0,29 | 0,25 | 0,12 | 0,15 | 0,16 | 0,03 |
| MgO | 22,94 | 19,54 | 7,71 | 6,06 | 5,04 | 3,07 |
| CaO | 7,04 | 6,7 | 13,38 | 8,67 | 7,94 | 15,66 |
| Na ₂ O | 0,38 | 0,14 | 1,09 | 3,28 | 3,57 | 1,65 |
| K ₂ O | 0,01 | 0,06 | 0,16 | 0,58 | 0,46 | 0,17 |
| П.п.п. | 5,13 | 4,68 | 4,48 | 3,58 | 3,68 | 2,41 |
| H ₂ O ⁻ | 0,04 | - | - | 0,15 | - | 0,25 |
| P ₂ O ₅ | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,07 | 0,11 | 0,01 |
| С у м м а | 99,37 | 100,31 | 100,25 | 100,14 | 100,14 | 100,00 |
| Sc | 24 | 39 | 43 | 36 | 34 | 37 |
| Co | 100 | 50 | 45 | 26 | 24 | 15 |
| Ni | 370 | 212 | 98 | 41 | 49 | 38 |
| Cr | 320 | 400 | 150 | 130 | 165 | 9,0 |
| V | 84 | 155 | 405 | 288 | 225 | 41 |
| La | 4,0 | 4,0 | 4,6 | 8,0 | 6,5 | 130,6 |
| Ce | 41 | 34 | 27 | 22 | 26 | 26,3 |
| Sm | 0,6 | 0,75 | 1,09 | 4,0 | 4,0 | 0,82 |
| Eu | 0,14 | 0,26 | 0,82 | 1,87 | 0,84 | 0,44 |
| Tb | 1,08 | 0,62 | 0,69 | 1,0 | 1,99 | 0,27 |
| Yb | 5,65 | 3,38 | 2,47 | 0,31 | 1,07 | 0,87 |
| Lu | 0,49 | 0,32 | 0,33 | 0,46 | 0,41 | 0,31 |
| Ba | 150 | 110 | 132 | 170 | 95 | 97 |
| Sr | 600 | 500 | 422 | 336 | 480 | 410 |
| Rb | 2,0 | 2,0 | 2,0 | 18 | 6,5 | 2,0 |

П р и м е ч а н и е. n - количество анализов.

поднимаясь до 4,86 мас.% в амфиболитизированных габбро и габбро-норитах. Содержание K₂O колеблется от 0,01 до 0,63 мас.% независимо от типа пород. Породы габбро-норитовой ассоциации характеризуются высокими содержаниями CaO в анортозитах (12,84-17,05 мас.%) с постепенным снижением их к габбро-норитам и пироксенитам (5,08-8,32 мас.%). Вторичные процессы обусловили широкие пределы концентраций Fe₂O₃ и FeO во всех типах пород, но близких

в каждой разновидности габброидов и пироксенитов. Количество MgO определяется содержанием в породах оливина и бронзита с максимальной величиной (17,22–22,94 мас.%) в пироксените и троктолите и наименьшей (1,37–5,25 мас.%) в анортозите. Использование окислов FeO, Fe₂O₃, TiO₂, Na₂O в качестве петрохимических характеристик приводит к разбросу точек состава пород габбро–норитовой ассоциации на вариационных диаграммах. Но выявляется единая устойчивая закономерность в группировке составов по содержанию Al₂O₃, CaO, MgO. Явный сдвиг в сторону повышенной глиноземистости и кальциевости виден на диаграмме Al₂O₃–CaO–MgO для габброидной составляющей ассоциации со значительным отрывом составов троктолитов и пироксенитов в поле перидотитов (см. рис. 44).

Имеющееся разнообразие химических составов габброидов описывается толеитовым трендом дифференциации – от магнезиальных троктолитов до плагиоклазитов в конце процесса, но не линейным перераспределением окислов. На уровне составов анортозита и норита происходит резкое увеличение общей железистости и щелочности (см. рис. 33), что связано с повышенным содержанием в ряде проанализированных пород FeO+Fe₂O₃, Na₂O за счет развития вторичного амфибола и магнетита. Тренд дифференциации пород габбро–норитовой ассоциации отличается от такого для лерцолит–габбровой ассоциации. Наложение точек составов пород происходит в поле пироксеновых габбро, куда попадают и составы базальтов эффузивной фации. Эта же закономерность отмечается и на диаграмме рис. 44.

В химическом отношении габброиды и перидотиты Громаднинско–Вургуемейского массива обнаруживают сходство с габброидами собственно габбро–норитовой формации. Высокие содержания Ni (370–550 г/т), Co (70–100 г/т), Cr (320–410 г/т) и пониженные РЗЭ выявлены в троктолитах и пироксенитах по отношению к габбро–норитам, норитам и анортозитам (см. табл. 24). В габброидах происходит увеличение концентраций легкоплавких элементов V (190–740 г/т), Sc (24–70 г/т). Концентрации Ba и Rb равномерно распределены во всех типах пород с максимальным содержанием Sr (440–560 г/т) в пироксенитах. Поведение РЗЭ в габбро–норитовой ассоциации, по-видимому, определяется степенью амфиболизации пород, поскольку содержания отдельных элементов в каждом типе пород резко варьируют. Анортозиты обогащены La (91–201 г/т), троктолиты и пироксениты – Ce (24–45 г/т) при меняющихся содержаниях средних и тяжелых РЗЭ. Сумма содержаний РЗЭ в породах не превышает 50 г/т за исключением анортозитов (более 200 г/т).

Петрохимически все породы Громаднинско–Вургуемейского массива близки и относятся к умеренно–щелочным натровым лейкократовым и низкомагнезиальным базитовым ассоциациям с высоким содержанием алюминия и кальция. В массиве отчетливо проявлена анортозитовая ветвь дифференциации.

Последовательность становления ультрабазит–базитовой ассоциации пород в Южно–Ануйской системе заключается в излиянии сначала потоков толеитовых базальтов с последующим внедрением малых слабо дифференцированных интрузий лерцолит–габбрового и габбро–норитового состава. Породообразующие оливины, орто– и клинопироксены, шпинели характеризуются высокой железистостью. Все разновидности интрузивных пород содержат визуальный плагиоклаз в различных количественных соотношениях. Для пород ультраосновного

основного состава характерны повышенные содержания Al_2O_3 , FeO , CaO , R_2O , сидерофильных элементов и низкие содержания TiO_2 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 . Высокое отношение La/Yb отражает относительное преобладание легких R_2O по сравнению с первично обогащенными тяжелыми элементами – ультрабазитами офиолитовых комплексов.

Таким образом, можно сделать некоторые выводы об особенностях химизма магматических пород Илинъ–Тасской и Южно–Анхойской систем.

1. Наиболее общими особенностями химизма позднеюрских магматитов является отсутствие пород, пересыщенных кремнеземом и магнием.

2. Средний химический состав позднеюрских эффузивных и интрузивных пород Илинъ–Тасской системы типичен для субщелочных серий. Серийную принадлежность определяют содержания TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 и распределение элементов примеси. Эффузивные и интрузивные ассоциации пород Южно–Анхойской системы характеризуются как толеитовые с низкими содержаниями TiO_2 , Al_2O_3 , суммы щелочей, P_2O_5 и толеитовым профилем распределения R_2O .

3. Интрузивные породы в Илинъ–Тасской и Южно–Анхойской системах обогащены "базальтоидными" компонентами (алюминием, железом, кальцием, натрием).

4. Сходство химизма интрузивных пород (в пикрит–базальтовом и перидотит–габбро–базальтовом комплексах) и вмещающих их эффузивов свидетельствует о комагматичности этих образований и принадлежности к позднеюрским вулканоплутоническим ассоциациям различной серийной принадлежности, сопровождающих формирование структур раздвигового типа.

5. Изменение состава пород в процессе кристаллизации интрузий в обоих комплексах имеет сходную тенденцию. Корреляционная зависимость между породообразующими окислами и минералами в породах отражает обычный ход кристаллизации в магматическом процессе.

Последовательность становления вулканических и интрузивных образований носит антидромный характер.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
ПОЗДНЕЮРСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД
ИЛИНЬ–ТАССКОЙ И ЮЖНО–АНХОЙСКОЙ СИСТЕМ
С МАГМАТИТАМИ ИЗ СТРУКТУР
С РАЗЛИЧНЫМ ГЕОДИНАМИЧЕСКИМ РЕЖИМОМ РАЗВИТИЯ

Приведенные данные о геологическом положении, петрографических и петрохимических особенностях магматических пород Южно–Анхойской системы позволяют провести сравнение их с одновозрастными комплексами Илинъ–Тасской системы. Общим для обеих рассматриваемых структур является шовное положение на границе Колымского массива и складчатых мезозойд, одновременность проявления магматической деятельности, близкая последовательность образования магматических комплексов.

Распределение позднеюрских магматических комплексов на территории Илинъ–Тасской рифтовой системы контролируется узкими протяженными грабенами, разделенными блоковыми поднятиями, сложенными палеозойскими и ран-

немезозойскими платформенными и геосинклинальными ассоциациями магматических и осадочных пород.

Рифтовая система представляет собой клавиатуру опущенных и поднятых блоков с северо-западным простиранием главных тектонических нарушений, служащих основными магмоподводящими каналами и границами положительных и отрицательных структурных форм. Особенностью строения Южно-Ангийской рифтовой системы является троговое ограничение узкой раздвиговой зоны, в пределах которой за период поздней юры сформировались своеобразные магматические ассоциации ультраосновных – основных пород. Пространственно они сконцентрированы вдоль главной линии раздвига, за пределами влияния которого эти породы отсутствуют, а на плечах Южно-Ангийского рифта они представлены щелочными сериями.

Строение разрезов осадочно-вулканогенных отложений рассматриваемых структур различается соотношением в их составах эффузивных, вулканокластических и осадочных пород. Позднеюрские толщи Южно-Ангийской системы сложены лавами и лавобрекчиями толеитовых базальтов с примесью гиалокластики и глинистого материала. На территории Илинъ-Тасской палеорифтовой системы среди осадочно-вулканогенного материала значительный объем занимают грубо-обломочные терригенные отложения. Лишь в осевой зоне системы разрезы позднеюрского возраста слагаются лавами субщелочных базальтов. В пределах Илинъ-Тасской системы не установлены красноцветная гиалокластика с обломками цветного вулканического стекла основного состава и яшмы с остатками раковин радиолярий.

Шаровая отдельность в лавовых потоках субщелочных базальтов – явление редкое, в то время как в толеитах Южно-Ангийской системы – это типичная особенность потоков по всей мощности разрезов. Повсеместно излияние базальтов носит трещинный характер в различных фациальных условиях. Это обусловило внешний облик позднеюрского комплекса осадочных и эффузивных пород: в Илинъ-Тасской системе типично континентальных, а в Южно-Ангийской – смешанных от типично океанических в осевой зоне до континентальных во впадинах, наложенных на Омолонский кристаллический массив.

Интрузивные ассоциации пород в рассматриваемых системах находятся в автохтонном залегании, пространственно ассоциируют с позднеюрскими вулканами. Морфология тел ультраосновного и основного состава в Илинъ-Тасской системе ограничивается простыми формами – дайками, штоками, силлами, в Южно-Ангийской это небольшие по площади выходы массивы, дайки, межпластовые залежи.

Вместе с тем очевидны различия позднеюрских комплексов по соотношению объемов выделенных серий пород и по петрографическому составу, химизму и особенностям эволюции первичных минеральных парагенезисов.

Имеющийся петрографический материал свидетельствует о несомненном различии известных ультраосновных – основных ассоциаций пород Илинъ-Тасской и Южно-Ангийской рифтовых систем. В Илинъ-Тасской системе преобладают субщелочные базальты, пикриты, пикритовые долериты, габбро-долериты. Лерцолиты, верлиты, меланократовые габбро, троктолиты, нориты, анортозиты, габбро-нориты, пироксеновые габбро, эффузивные базальты толеитовой серии широко распространены в Южно-Ангийской системе.

Петрографический облик магматитов субщелочной серии определяют порфиновые и полнокристаллические структуры. Породообразующие минералы представлены хризолитом, субкальциевым авгитом, диопсид-авгитом, титан-авгитом, плагиоклазом (№ 52-90), магнетитом, ильменитом. Нехарактерными минералами являются бронзит и хромшпинелиды. В спилитах и вариолитах Южно-Ануйской системы широко распространены метельчатые и сноповидные формы кристаллов пироксенов и плагиоклазов. Кристаллографически правильные выделения альбита и титан-авгита присутствуют во вкрапленниках автомагматических брекчий.

В перидотит-габбро-базальтовом комплексе главные породообразующие минералы - хризолит, плагиоклаз № 93-70, бронзит, диопсид, авгит, шпинелиды, магнетит. Оливин широко развит в перидотитах и меланократовых габбро Уямкандинского массива; плагиоклаз, клино- и ортопироксен присутствуют в этих породах в переменных количествах. Наиболее распространенным минералом Громкандинско-Вургуемейского массива является плагиоклаз, ортопироксен преобладает над клинопироксеном, оливин редок.

Вариации составов породообразующих минералов в каждом из рассмотренных комплексов вполне определены. В первую очередь следует отметить повышенную железистость оливинов и пироксенов во всех типах магматитов независимо от сериальной принадлежности и закономерного роста железистости каждого минерала в едином ряду дифференцированных пород.

Для темноцветных минералов субщелочной серии Илень-Тасской системы характерны повышенные концентрации CaO и FeO в оливине, TiO_2 , CaO , Na_2O в клинопироксенах, относительно низкая концентрация Sr и Al в ортопироксенах и хромшпинелидах. Основность плагиоклазов закономерно понижается от пикритов к пироксеновым габбро и базальтам. Минералы пород Южно-Ануйской системы имеют по сравнению с пироксенами пикрит-базальтового комплекса повышенные содержания Al , Mg , Sr и пониженные содержания Ti . Плагиоклаз во всех типах пород имеет состав анортит-лабрадора. Альбит как позднемагматический минерал широко распространен в эффузивной фации базальтов.

Вторичные изменения вулканических пород различного состава Илень-Тасской системы заключаются в низкотемпературной пропилитизации. Изменение интрузивных пород ультраосновного - основного состава выражается в позднемагматических преобразованиях первичных минералов с образованием серпентина, биотита, амфибола, хлорита, серицита, кварца.

Эффузивные породы Южно-Ануйской системы обнаруживают изменения в фации зеленых сланцев (развивается ассоциация альбит - эпидот - хлорит - актинолит - карбонат). Интрузивные породы габбро-норитовой ассоциации интенсивно изменены с образованием минеральных парагенезисов амфибол - плагиоклаз - магнетит, в мафитах лерцолитовой ассоциации вторичные процессы проявлены слабо.

Базальты из рассматриваемых структур относятся к натровому типу субщелочной серии в Илень-Тасской системе и толеитовой серии в Южно-Ануйской. Установлены различия по содержанию петрогенных окислов и элементов примесей. Для первых характерны повышенные содержания TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O , P_2O_5 , P_2O , Sr и более низкие значения FeO , MgO , CaO . На диаграммах (см. рис. 26, 30, 32) видны различия составов базальтов обеих зон. Точки сос-

тавов базальтов Илинъ-Тасской системы группируются вдоль трендов базальтов повышенной щелочности континентальных рифтовых зон, а базальты Южно-Анхойской системы – вдоль трендов толеитовых серий зон растяжения континентов и океанов. При этом базальты Илинъ-Тасской системы в различных ее участках имеют близкий состав без значительных изменений в содержании петрогенных окислов. С юго-востока на северо-запад по простиранию в составе базальтов Южно-Анхойской системы увеличивается содержание Mg, CaO и снижается относительное количество щелочей. С субщелочными базальтами Илинъ-Тасской системы ассоциируют слабо дифференцированные субщелочные ультрабазиты и габброиды. В пределах Южно-Анхойской системы интрузивная ассоциация представлена низкощелочными породами перидотит-габбрового состава.

В связи с существующими довольно противоречивыми представлениями о структурном положении и химизме позднеюрских ультраосновных – основных комплексов зон обрамления Колымского массива ниже приводятся их краткие сравнительные характеристики с магматитами из структур с различным геодинамическим режимом формирования.

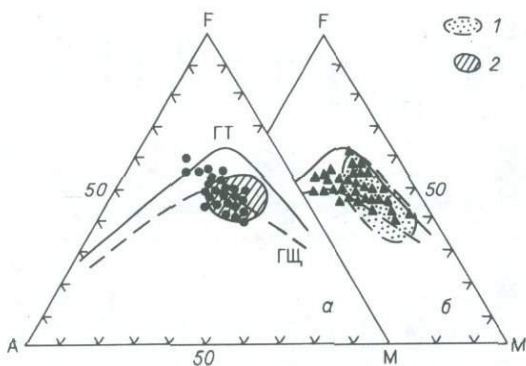
В пределах Илинъ-Тасской системы широко развиты породы ультраосновного – основного и кислого составов. Установлено постепенное увеличение доли средних и кислых вулканитов при движении от осевой зоны к периферии. Независимо от пространственного положения во всех участках системы базальты и ассоциирующие с ними интрузии мафитов относятся к субщелочной серии, а натровые риолиты и андезиты к железистой известково-щелочной. Количество различных по составу магматитов оценивается следующим образом: субщелочных ультрабазитов и базальтов – 80–49 %, риолитов – 18–62, андезитов – 23–5%. Ассоциации пикритов и базальтов известны в структурах с различной историей геологического развития (на Курило-Камчатской островной дуге, окраинно-материковом Сихотэ-Алинском вулканическом поясе, на магматических комплексах Урала, Кавказа, Алтае-Саянской области, в структурах Русской и Сибирской платформ) /18, 19, 37, 48, 53, 58, 59, 69/. Выделяются три пикрит-базальтовые серии, различающиеся по щелочности: толеитовая, калий-натриевая субщелочная, натриевая и калий-натриевая щелочная /103/. Сравнение содержаний главных компонентов и элементов-примесей в породах Илинъ-Тасской системы свидетельствует о родственности этих пород с калий-натриевыми субщелочными и толеитовыми сериями пикрит-базальтового состава континентальных рифтовых областей и базальтов океанических островов. Судя по диаграммам для главных элементов, по рассчитанному параметру кислотности, индекса щелочности – известковистости и общей щелочности, базальты Илинъ-Тасской системы отвечают составам субщелочных серий натрового типа. По содержанию Al_2O_3 , FeO, MgO, CaO, P_2O_5 они неотличимы от калий-натриевых субщелочных серий зон растяжения. Несмотря на это уровни средних содержаний TiO_2 (1,8 мас.%) и K_2O (0,73 мас.%) по сравнению с субщелочными сериями соответственно различны (2,52–3,07 и 1,11–2,77 мас.%).

Значимые несоответствия выявляются также по концентрациям Ba, Sr и Zr, редкоземельных элементов. В базальтах Илинъ-Тасской системы их значительно меньше, чем в базальтах субщелочной серии (табл. 25).

Коренные различия составов Илинъ-Тасской системы вскрываются при сравнении с высокоглиноземистыми разновидностями базальтов толеитовой,

Т а б л и ц а 25. Особенности вещественного состава базитов магматических серий зон растяжения /ЮЗ/ и базальтов Ильян-Тасской и Южно-Анхойской систем

| Компонент | Толейтовая серия | | | | | | Калий-натриевая субщелочная серия | | | |
|------------------------------------|--|--------------------------------|---------------------------------|-------------------|--|--------------------------------|-----------------------------------|--------------------|--|--------|
| | Базальты срединно-океанических хребтов | Базальты океанических островов | Базальты Южно-Анхойской системы | Траппы | Базальты континентальных рифтовых областей | Базальты Ильян-Тасской системы | Базальты океанических островов | Траппы | Базальты континентальных рифтовых областей | Траппы |
| SiO ₂ | 49,6I | 49,26 | 49,94 | 5I,57 | 50,02 | 47,89 | 47,52 | 49,99 | 50,13 | 42,84 |
| TiO ₂ | I,43 | 2,36 | I,4I | I,36 | I,96 | I,80 | 3,07 | 2,68 | 2,52 | 2,70 |
| Al ₂ O ₃ | I6,0I | I4,80 | I5,I4 | I5,5I | I5,90 | I5,57 | I5,55 | I5,20 | I5,7I | I4,I7 |
| FeO | II,49 | II,88 | II,I2 | 9,88 | II,55 | II,05 | I2,35 | I2,59 | II,69 | I4,49 |
| MgO | 7,84 | 7,58 | 6,8I | 8,26 | 7,I4 | 5,95 | 5,7I | 5,32 | 5,25 | 7,59 |
| CaO | II,32 | IO,95 | IO,05 | IO,26 | 8,8I | 7,27 | 8,6I | 9,72 | 8,37 | 9,95 |
| Na ₂ O | 2,76 | 2,5I | 3,I7 | 2,85 | 3,I2 | 3,92 | 3,79 | 2,93 | 3,76 | 4,83 |
| K ₂ O | 0,22 | 0,50 | 0,32 | 0,6I | I,02 | 0,73 | I,79 | I,II | I,8I | 2,77 |
| P ₂ O ₅ | 0,I4 | 0,28 | 0,I5 | 0,08 | 0,32 | 0,35 | 0,64 | 0,25 | 0,58 | 0,45 |
| Ni | I35 | IO0 | 65 | I70 | 23-175(I27) | 84 | 25-65 (40) | 94 | I35 | 250 |
| Co | 47 | 45 | 29 | I6 | 36-50 (40) | 30 | - | 30 | 45 | 50 |
| Cr | 270 | 85-II50 (I78) | 230 | 200 | I8-370(I76) | 234 | 200-500 | I30 | 283 | II00 |
| V | 250 | 370 | 2I3 | I70 | - | 22I | 228 | I68 | 263 | 240 |
| Sr | I27-I05 | I50-400 (290) | I99 | 360 | 273-490 (43I) | 390 | 400-4000 | 389 | 735 | I200 |
| Ba | I2,2-55 | 70-200 (I60) | 250 | 350 | I95-54I (4I5) | 240 | 500-I200 | 750 | 460-II20 (653) | I000 |
| Zr | I5 | IOI | 300 | I00-300 (I66) | I70 | 78-266 (I63) | 200-I070 (3I5) | I78 | 265 | 320 |
| La | 2,6 | 8,6-22 (I4) | I9,2 | I5,6 | 7,6-48,7 (28,5) | 24,5 | 26,4 | 29,4 | 86,6 | 49,2 |
| Ce | 9,0 | 38,0 | 20,4 | 3I,3 | I7,4-88,3(46,I) | 39,4 | 62,3 | 77,0 | I33,5 | III,5 |
| Sm | - | 4,8 | I6,I | 4,0 | 3,0-I0,6 (5,8) | 6,7 | - | 8,66 | - | II,2 |
| Vb | 3,0 | 3,0 | 2,35 | I,6 | I,9-3,6 (2,5) | 2,06 | 4,I | 2,36 | 3,4 | 2,3 |
| ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | 0,7024- -0,7035 | 0,7030- -0,7050 | - | 0,730- -0,7I50 | 0,7037- -0,7050 | 0,7038- -0,7058 | 0,7030- -0,7065 | 0,7052- -0,7I78 | 0,7045- -0,7059 | - |



Р и с. 40. Диаграмма А-Г-М для эффузивных пород Илин'-Тасской (а) и Кжно-Ангийской (б) систем.

Поля составов океанических базальтов (1) умеренно-щелочных базальтов Байкальской рифтовой зоны (2) /35, 36, 41, 52/.

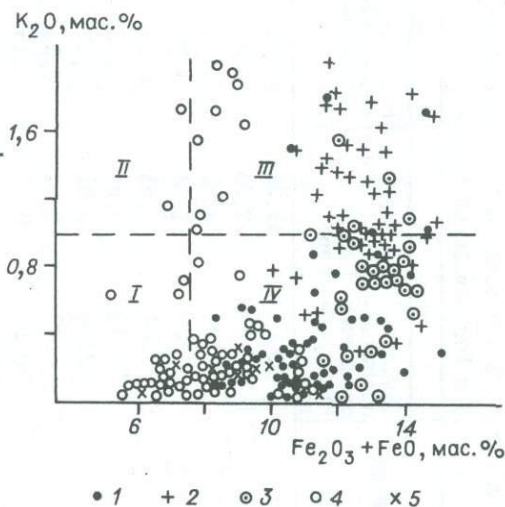
известково-щелочной и калий-натриевой субщелочной серий островных дуг. Различия базальтов Илин'-Тасской системы определяют ассоциация породообразующих минералов, распределение главных компонентов и элементов примеси, особенно низкие содержания Al_2O_3 , CaO , V , Ba , Sr , Zr при более высоких содержаниях Co , Ni , Cr и отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,7038-0,7058), La/Yb (9,5-14,4).

В развитии субщелочной серии Илин'-Тасской системы натрового типа прослеживается тенденция накопления железа, что сближает ее с толеитовыми сериями пород, как видно на диаграмме $F-SiO_2$ (см. рис. 35), в то время как в калий-натриевых сериях повышение содержаний кремнезема и щелочей сопровождается понижением железистости. Наблюдается прямое соответствие характеристик базальтов Илин'-Тасской системы базальтам толеитовой серии континентальных рифтовых зон. Субщелочной характер базальтов Илин'-Тасской системы определяет повышенное содержание Na_2O среди главных компонентов и РЗЭ в составе элементов примеси. В отличие от классической натровой серии гавайских лав базальты Илин'-Тасской системы менее калиевые и по содержанию этого окисла не поднимаются до уровня субщелочных серий. Направление дифференциации в них ближе отвечает щелочному гавайскому, а не толеитовому (рис. 40), а по соотношению $K-Ti$ %, $TiO_2-P_2O_5$, $La/Yb-K$ % базальты Илин'-Тасской системы характеризуются как рифтовые.

Интрузивная ассоциация ультраосновных - основных пород Илин'-Тасской системы представлена пикритами, пикритовыми долеритами, габбро-долеритами. Одноименные или близкие

Р и с. 41. Диаграмма $K_2O-(Fe_2O_3+FeO)$ для пикритов и меймечитов /15/.

1-3 - пикриты Камчатки (1), севера Сибирской платформы (2), Илин'-Тасской системы (3); 4, 5 - меймечиты севера Сибирской платформы (4) и Сихотэ-Алиня (5). I-III - поля кимберлитов и IV - поле пикритов.



по составу ультрабазитовые породы входят в различные природные ассоциации, известны в стабильных и складчатых регионах Земли. Ограниченный набор породных ассоциаций ультрабазитов и базитов Ильинь-Тасской системы позволяет выбрать для сравнительной характеристики ультраосновные породы платформ и стабильных зон востока СССР. При сравнении химических составов ультраосновных пород были использованы методики, разработанные Ю.Р. Васильевым /15/, и общепринятая систематика пикритов и габбро согласно классификации и номенклатуре изверженных пород /42, 52/. Основываясь на распределении петрогенных окислов в ультрабазитах Сибирской платформы, Ю.Р. Васильев /15/ рассчитал петрохимические коэффициенты, позволяющие получать убедительную информацию по группам сравниваемых пород: железистость (F), насыщенность кремнеземом (S), глиноземистость (A), магнизиальность (M), известковистость (C), кислотность - щелочность (L) предполагаемого расплава.

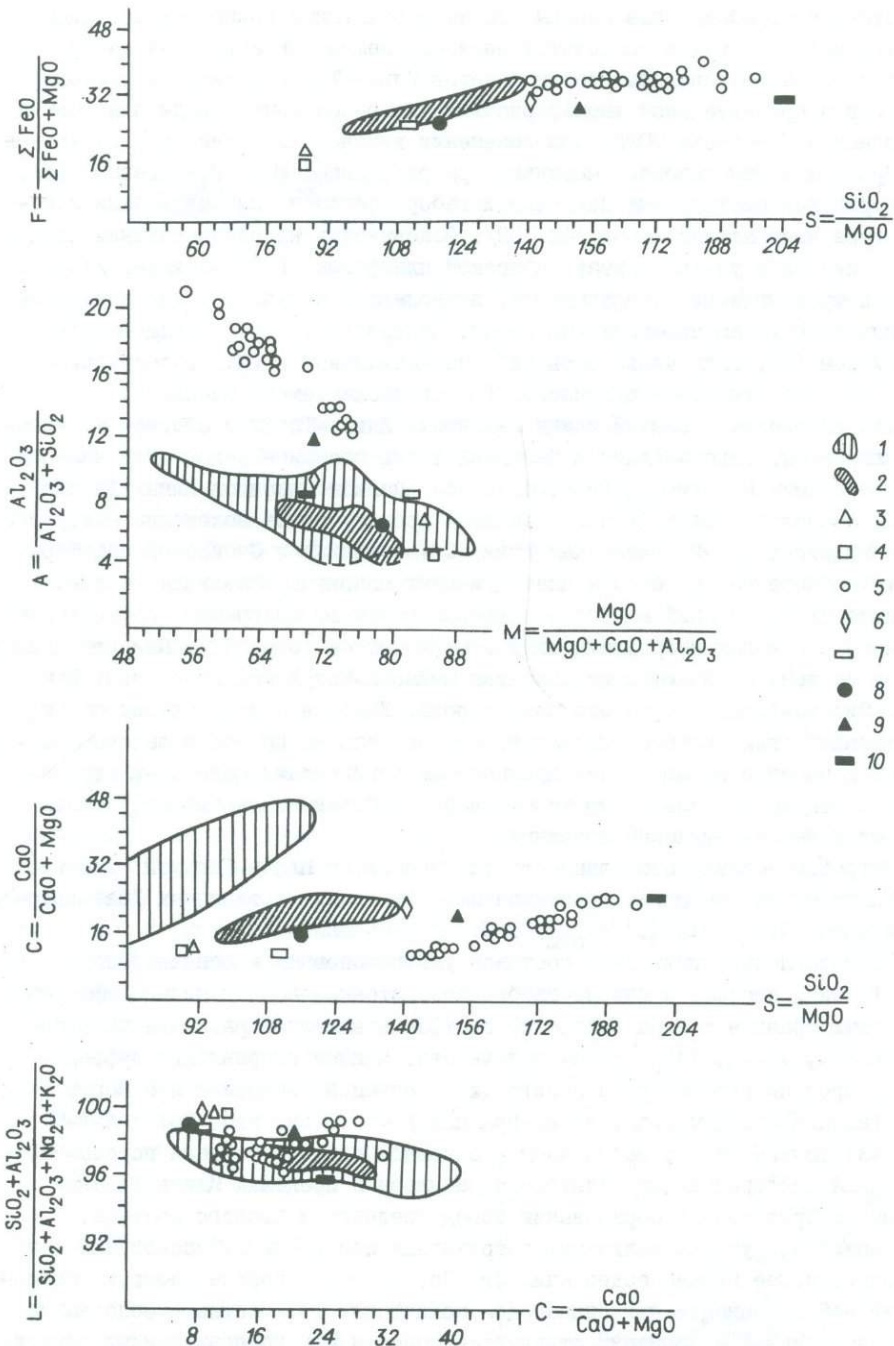
Для выяснения различий между пикритами Ильинь-Тасской системы и Сибирской платформы, Сихотэ-Алиня и Камчатки точки составов пород были нанесены на диаграмму $K_2O-FeO_{общ}$ (рис. 41). Все анализы пикритов Ильинь-Тасской системы располагаются в IV поле, занимая промежуточное положение между составами пикритов и меймечитов Камчатки, Сихотэ-Алиня и Сибирской платформы и частично перекрывая составы платформенных пикритов. Различия составов сравниваемых ассоциаций наиболее наглядно отражают диаграммы, построенные на основе расчетных петрохимических коэффициентов (рис. 42). Пикриты Ильинь-Тасской системы отличаются от пикритов Меймеча-Котуйской провинции, Камчатки, Сихотэ-Алиня, Кольского полуострова, Урала высокой железистостью, известковистостью, глиноземистостью, но сопоставимы по общей щелочности - магнизиальности и насыщенности кремнеземом с пикритами щелочно-ультраосновной ассоциации Урала, пикритовыми дайками Салаира, лавами пикритовых порфиров Меймеча-Котуйской провинции.

Петрохимическая обособленность ультрабазитов Ильинь-Тасской системы определяется главным образом повышенными содержаниями типичных "базальтовых" окислов TiO_2 , Al_2O_3 , $FeO_{общ}$, CaO .

Сопоставление химических составов ультраосновных - основных пород Ильинь-Тасской системы с пикрит-габбро-долеритовыми ассоциациями дифференцированных трапхов севера Сибирской платформы выявляет различия по распределению FeO , Fe_2O_3 , TiO_2 , суммы щелочности. Единые направления дифференциации пород пикрит-габбро-долеритовых ассоциаций Сибирской платформы и Ильинь-Тасской системы видны на диаграммах $F-SiO_2$ (см. рис. 35) и $A-F-M$ (рис. 43) только на ультраосновном - основном отрезке состава пород. Внутрикамерная дифференциация базитового расплава в пределах Ильинь-Тасской системы не приводила к образованию пород среднего и кислого состава.

Геохимическую специализацию интрузивных пород Ильинь-Тасской системы определяют более низкие содержания Cr , Co , V , чем в породах пикрит-габбро-долеритовой ассоциации при одинаковом количестве Ni . Состав и содержание РЗЭ в интрузивной ассоциации отличаются повышенными концентрациями легких элементов относительно дифференцированных трапховых интрузий и много меньшей суммой РЗЭ, чем в пикритах и меймечитах Сибирской платформы /1, 15/.

При сравнении с продуктами современного магматизма пикрит-базальтовый комплекс обнаруживает сходство с умеренно-щелочной серией магматитов риф-

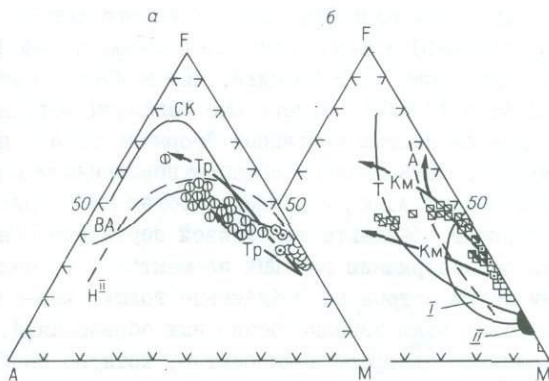


Р и с. 42. Диаграмма петрохимических коэффициентов F-S, A-M, C-S, L-C.

I - кимберлиты и пикриты севера восточной части Сибирской платформы; 2 - пикритовые порфиры Меймеча-Котуйской провинции; 3 - меймечиты Сихотэ-Алиня; 4 - меймечиты (пикриты) Камчатки; 5-8 - пикриты Ильинь-Тасской системы (5), Кольского п-ва (6), щелочно-ультраосновной ассоциации Урала (7), пикрит-диабазовой ассоциации Урала (8); 9 - пикриты (дайки) Салаира; 10 - пикриты (лавы и дайки) Южной Африки /I2/.

Р и с. 43. Диаграмма А-Г-М для интрузивных пород Илинъ-Тасской (а) и Южно-Анхойской (б) систем.

Тренды магматической дифференциации: СК - Скергаардской интрузии; ВА - Восточно-Африканской рифтовой системы; Н - Норильских дифференцированных интрузий; Тр - Троодос, Кипр; Т - Тихого океана; А - Атлантического океана; Км - Камчатский мыс, Камчатка /I2, 52, 85/.



I - основные и ультраосновные кумуляты офиолитов; II - метаморфические перидотиты. Усл. обозн. см. на рис. 32.

товой зоны Восточной Африки как по составу исходных пикрит-базальтов, так и по трендам дифференциации. Отличается выраженной тенденцией накопления железа и отсутствием кислых производных, более низкими концентрациями сидерофильных элементов и легких РЗЭ.

Сопоставление химических составов ультраосновных пород Илинъ-Тасской системы с одноименными или близкими по составу породами других регионов показало, что они не полностью тождественны. Значимые различия устанавливаются по ряду породообразующих окислов с пикритами Камчатки, Сихотэ-Алиня, Урала, Меймеча-Котуйской провинции. По петрохимическим признакам пикриты Илинъ-Тасской системы близки к дифференцированным траповым интрузиям платформ и к пикрит-базальтовым комплексам континентальных рифтовых зон.

Подводные условия излияния базальтов Южно-Анхойской системы, их петрографические особенности, химический состав ограничивают поиск аналогов районами современных океанов и островных дуг.

От базальтов толеитовой серии островных дуг базальты Южно-Анхойской системы отличаются повышенными содержаниями TiO_2 , CaO , Na_2O , Ni , Cr , Ba , Zr , РЗЭ и составом породообразующих минералов. Различие в химизме главных и примесных элементов толеитовых базальтов Южно-Анхойской системы и высокоглиноземистых базальтов и шшонитов островных дуг столь очевидно, что эти породы не нуждаются в сравнении. Также не возникает необходимости сопоставлять составы изучаемых базальтов с высокоглиноземистыми толеитами и плагиотолеитами срединно-океанических хребтов.

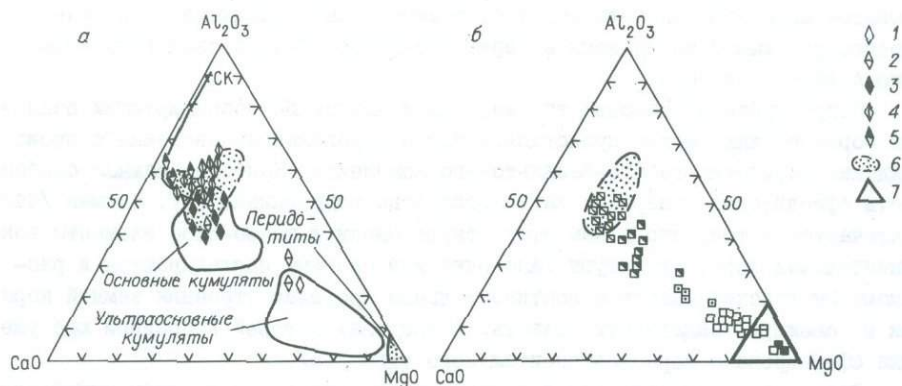
Судя по петролого-геохимическим характеристикам, толеитовые базальты Южно-Анхойской системы можно отождествлять с толеитами срединно-океанических хребтов или базальтами океанических островов. В сравниваемых группах пород уровни средних содержаний главных элементов изменяются в близких пределах, но поведение элементов группы железа и РЗЭ различно (см. табл. 25). Особенно эти различия наглядны по распределению Ni , Co , Ba , Sr и легких РЗЭ, между толеитами Южно-Анхойской системы и толеитовыми базальтами срединно-океанических хребтов. Толеиты Южно-Анхойской системы

богаче, чем базальты MORB, K (соответственно 0,01–0,68 и 0,1–0,3 % K_2O), Ba (160–310 и 5–50 г/т), Sr (60–300 и 7–200 г/т) и PЗЭ цериевой группы. Концентрация Ni и Co ниже, чем в MORB (соответственно 45–98 и 135 г/т, 20–30 и 47 г/т). Толеитовые базальты островов, которые обычно связываются с деятельностью мантийных "горячих точек" или "мантийных струй", отличаются от MORB главным образом повышенными содержаниями TiO_2 , $FeO_{общ}$ и K_2O , пониженным Al_2O_3 и обогащенностью PЗЭ цериевой группы, Ba, Sr, Zr /103,67/. Очевидно, базальты толеитовой серии Южно-Ангийской системы наиболее близки по содержанию главных элементов и элементов-примесей с толеитами океанических островов. Эффузивные толщи Южно-Ангийской системы залегают среди морских вулканогенно-осадочных образований, и поэтому сравнивать их с траппами платформ некорректно, хотя по содержанию главных элементов толеиты Южно-Ангийской системы близки к траппам толеитовой серии.

На вариационных диаграммах F-SiO₂ составы толеитов всегда ложатся в эмпирические поля средних составов платформенных толеитов, что отражает близкую степень их дифференцированности базальтов, определяемую близкими физико-химическими условиями эволюции магматических расплавов и континентальным геодинамическим режимом образования. Таким образом, толеитовые базальты Южно-Ангийской системы по содержанию главных элементов и элементов-примесей отождествлять с толеитами срединно-океанических хребтов и островных дуг нельзя. По химическому составу они занимают промежуточное положение между базальтами океанических островов и траппами. Интрузивные породы перидотит-габбрового состава на территории Южно-Ангийской системы рядом авторов /66, 79/ относятся к формации альпинотипных гипербазитов или офиолитам основания островных дуг, однако сопоставление геологической позиции и вещественных характеристик магматитов Южно-Ангийской системы с офиолитовыми ассоциациями фундамента островных дуг неправомерно.

Значительные по мощности аллохтонные слоистые комплексы основания островных дуг сопряженно сложены туфокремнистыми образованиями, слабо дифференцированными габброидами, толеитовыми базальтами океанического и островодунного типов. Линзовидные тела гипербазитов представлены значительно деплетированными по составу дунитами и гарцбургитами. Все эти породы в основании островных дуг разновременны /49, 85, 99/. В разновозрастных составляющих основания офиолитового разреза островных дуг не устанавливается комплементарной химической взаимосвязи в гипербазит-габбро-базальтовой серии пород. В Южно-Ангийской же системе все породы химически взаимосвязаны и на вариационных диаграммах базальты попадают на вариационные линии элементов перидотит-габбровых пород.

Точки состава пород перидотит-габбро-базальтового комплекса на диаграммах CaO-Al₂O₃-MgO, A-F-M образуют единый тренд с перекрытием составов габброидов и базальтов в едином поле. Перидотитовая составляющая комплекса смещена в поле высоких содержаний CaO, Al₂O₃, FeO_{общ} по сравнению с аналогичными породами офиолитовых ассоциаций (см. рис. 43; рис. 44). На генетическую связь интрузивных пород указывает приуроченность габброидов и перидотитов к крупным слабо дифференцированным массивам, наличие в перидотитах плагиоклазовых разновидностей, переходных по составу к габброидам, близость составов оливинов и пироксенов в ультрабазитах и габбро,



Р и с. 44. Диаграммы Ca- Al_2O_3 -MgO/44/ для магматических пород Южно-Анхойской системы (а - габбро-норитовая и б - лерцолитовая ассоциации).

1 - троктолиты; 2 - пироксениты; 3 - нориты; 4 - габбро-нориты; 5 - анортозиты; 6,7 - поля составов толеитовых базальтов (6) и лерцолитов офиолитовых комплексов (7) /85/. Ост. усл. обозн. см. на рис. 32.

более железистый состав темноцветных минералов по сравнению с перидотитами и габбро "альпинотипных" массивов. Своеобразие рассматриваемых ассоциаций магматитов от офиолитовых комплексов проявляется в составе породообразующих минералов и в химизме пород.

Очевидно, что первичные минералы лерцолитовой и габбро-норитовой ассоциаций Южно-Анхойской системы обогащены "базальтоидными" компонентами. Наблюдаются относительно низкие содержания хрома в пироксенах и шпинелидах. Обратная зависимость распределения хрома в пироксенах и шпинелидах установлена в перидотитах офиолитовых комплексов /85/.

Различия составов породообразующих минералов в магматитах Южно-Анхойской системы от офиолитов петрохимически выражены в повышенных содержаниях в породах Al_2O_3 , CaO, $FeO_{общ}$, легких РЗЭ и более низких концентрациях тугоплавких элементов группы железа (Ni, Co, Cr).

Наблюдаемая конвергентность ряда петрохимических характеристик в магматитах Южно-Анхойской системы с пиллоу-лавами и перидотитами офиолитовых комплексов не подтверждается на уровне составов породообразующих минералов и распределения элементов-примесей. Устанавливается близость их по составу породообразующих минералов с мафитами расслоенных интрузий перидотит-габбро-норитовой формации юга Сибирской платформы, Восточной Тувы (массив Брунган), Северной Карелии (массив Кивакка). Породы из расслоенных массивов перидотит-габбро-норитовой формации отличаются от "гипербазитов чистой линии" значительно большим диапазоном изменчивости составов, более высокой железистостью, глиноземистостью, кальциевостью и меньшей магнезиальностью /7, 47/. Кардинальные различия намечаются в составах породообразующих минералов, представленных хризолитом, плагиоклазом An_{50-95} , бронзитом, диопсидом, субкальциевым авгитом, низкоглино-

земистой шпинелью, магнетитом, т.е. с минералами, сходными по составу с породообразующими минералами в перидотит-габбро-базальтовом комплексе Южно-Ангийской системы.

Структурная обстановка так же, как и данные об ассоциирующих осадочных образованиях, может представить более определенные сведения о происхождении перидотит-габбро-базальтового комплекса. Наиболее важная особенность офиолитового разреза, как многократно подчеркивал Р.Г. Колман /44/, заключается в том, что в нем отсутствуют блоки и какие-либо элементы континентальной коры. Структуры Южно-Ангийской системы накладываются и пересекают Омолонский массив с континентальным профилем строения земной коры, как и смежную складчатую область, в пределах которой к поздней кре уже была сформирована кора континентального типа /95/.

Среди вулканических полей присутствуют ксеноблоки и глыбы визейских известняков, отторгнутых от уступов фундамента в период активной вулканической деятельности. Вулканическая деятельность не сопровождалась формированием площадных туфокремнистых отложений, красноцветные гялоклас-тические образования возникали за счет разрушения вулканического стекла — продукта быстрой кристаллизации базальтовой магмы в водной среде.

Пиллоу-лавы переслаиваются и по латерали замещаются типичными континентальными отложениями. Осадочные породы состоят из кварца и полевого шпата (50-55 %), пироксена (1-5 %), обломков глинистых сланцев, алевролитов, песчаников, редко эффузивов, ультрабазитов, габбро. Количество "офиолитового" материала в них крайне незначительно, и поэтому их не следует рассматривать в группе офиолито-класитовых олистостром, как это делает Б.А. Натальин, так как офиолито-класитовые олистостромы отвечают этапу интенсивного разрушения офиолитов, нередко уже превращенных в тектонический меланж, и рассматриваются в качестве комплексов-показателей шарьирования /87/.

Массивы габброидов, дайковые тела, лавы и осадочные породы деформированы и слабо метаморфизованы в зонах пологих надвигов вдоль юго-восточной границы Южно-Ангийской системы. Вдоль этой границы Омолонский кристаллический массив пододвинут под позднеюрские комплексы в результате позднемелового горизонтального тектонического перемещения массива в северо-северо-восточном направлении. Перемещение по зонам надвигов не привело к разобщению на отдельные пластины и блоки позднеюрских ассоциаций пород. Они сохраняют автохтонное положение. Внутреннее строение позднеюрских толщ, массивов ультрабазитов не характеризуется широким развитием зон брекчирования, меланжа и перекристаллизации.

Геологическая позиция и химические особенности, минеральный состав магматитов Южно-Ангийской и Ильинь-Тасской систем не позволяют рассматривать пикрит-базальтовый и перидотит-габбро-базальтовый комплексы в объеме природных офиолитов, а характеризовать их как континентальные автохтонные образования, становление которых в позднеюрское время контролировалось ограниченными в пространстве и времени структурообразующими процессами раздвигового типа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Позднекрские магматические комплексы Илинъ-Тасской и Южно-Анхойской систем сформировались на гетерогенном основании, особенности строения и состав которого позволяют сопоставить его с континентальным слоем земной коры.

В позднекрское время в окраинных зонах Колымского массива происходила интенсивная вулканическая деятельность, сопровождающаяся накоплением грубообломочных слабосортированных терригенных отложений, размещение которых на площади Илинъ-Тасской и Южно-Анхойской систем контролируется структурами типа грабен и впадин. Вулканизм существенным образом отличается в двух сопредельных зонах.

На основе изучения вещественного состава продуктов позднекрского вулканизма установлено, что во всех вулканических районах Илинъ-Тасской системы базальтовые породы принадлежат субщелочной серии, а Южно-Анхойской — толеитовой серии натрового типа.

Для них характерна низкая дисперсия содержания петрогенных окислов и слабая дифференцированность в ряду толеитового и субщелочного базальта. Близость составов породообразующих минералов, линейное распределение петрогенных окислов, однотипная геохимическая специализация в каждом серийном типе базальтов свидетельствуют о том, что в формировании вулканических пород основную роль играли процессы глубинной дифференциации. В отличие от натровых серий срединно-океанических хребтов они более калиевые и не достигают уровня калиевых серий океанических островов. По общей глиноземистости, кальциевости и поведению второстепенных элементов они не сопоставимы с базитовыми ассоциациями островных дуг. Наблюдаемые вариации химизма пород Илинъ-Тасской и Южно-Анхойской систем позволяют сопоставлять их с континентальными умеренно-щелочными и толеитовыми базитами магматических серий зон растяжения. Направление дифференциации в них ближе отвечает гавайскому, но не достигает полярности с возникновением средних и кислых производных. Наряду с вулканическими образованиями большие площади занимают дайки, силлы, штоки, лополиты основных и ультраосновных пород.

В отдельных вулканических полях на долю интрузивных образований приходится до 60 % всего объема пород. Широкое развитие продольных трещинных интрузий в грабенах и впадинах, приуроченность грабен и впадин к системе крупных разломов наряду с другими структурными признаками сви-

детельствуют о том, что внедрение верхнеюрских магматических тел происходило в условиях горизонтального тектонического растяжения.

Пикриты и габбро интрузивной ассоциации Ильинь-Тасской системы принадлежат субщелочной серии калинатрового типа, а перидотит-габбро-норитовые ассоциации Южно-Анхойской системы — к толеитовой серии натрового типа. От пикритов к габбро-пегматитам, от дерзолитов к пироксеновым габбро и от троктолитов к габбро постепенно изменяется содержание петрогенных окислов, рассеянных и редкоземельных элементов. Отсутствие кислых и средних по составу типов пород в интрузивных ассоциациях свидетельствует о слабой дифференцированности первичных магм в близповерхностных условиях. Слабая дифференциация пород в интрузивных ассоциациях пикрит-базальтового и перидотит-габбро-базальтового комплексов является основной причиной близости эволюции треков пород эффузивной и интрузивной фаций.

Эти особенности определяют место интрузивных пород Ильинь-Тасской и Южно-Анхойской систем в широко известных пикрит-базальтовых и перидотит-габбро-базальтовых формационных типах стабилизированных областей земной коры. От офиолитовых перидотитов и габбро они отличаются не только геологическим положением, но и минералого-петрографическими и химическими особенностями.

По ряду внешних признаков базальтов, поведению некогерентных элементов (TiO_2 , K_2O , P_2O_5) в перидотитах и габбро Южно-Анхойской системы эти породы имеют сходство с аналогичными океанических областей. Петрологические исследования приводят к заключению о том, что толеитовый магматизм тесно не связан с типом земной коры и, следовательно, эволюция толеитового расплава не зависит от геодинамической обстановки [18, 57, 67]. Это означает, что главным фактором процесса являются физико-химические условия эволюции расплава. Имеющиеся различия (или сходство) характеризуют лишь масштабы этого явления. Ультрасосновой магматизм связан с базальтоидным.

Полученные автором материалы позволили провести лишь общие сопоставления петрографических особенностей, минерального состава и химизма позднеюрских магматитов по отдельным вулканическим полям Ильинь-Тасской и Южно-Анхойской систем. Увеличение площадей исследования, количества анализируемых разрезов и массивов в значительной степени расширяет наши представления об условиях вулканизма, магматических процессах и закономерностях изменения магматитов в пространстве и времени. Убедительные результаты могут быть достигнуты только коллективными усилиями многих исследователей.

1. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. - М.: Наука, 1976.- 265 с.
2. Баранова З.Е. Верхнеюрские отложения Момо-Зырянской впадины (Северо-Восток СССР) // Сов. геология.- 1980.- № 6.- С. 70-78.
3. Баранова З.Е., Зинченко Б.Н. Новые данные по стратиграфии верхнеюрских и нижнемеловых отложений Момо-Зырянской впадины // Мезозой Северо-Востока СССР.- Магадан, 1975.- С.85-87.
4. Башарин А.К., Гусев Г.С., Третьяков Ф.Ф. Байкальский тектонический комплекс на территории Якутской АССР // Геология и геофизика.- 1982.- № 4.- С.19-24.
5. Белый В.Ф. Главные типы вулканических поясов в областях мезозойского тектогенеза // Мезозойский тектогенез.- Магадан: Магадан. кн. изд-во, 1971.- С.168-177.
6. Богданов Н.А. Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и Восточной Арктики.- М.: Наука, 1963.- 178 с.
7. Богнибов В.И., Поляков Г.В. и др. Особенности состава минералов и происхождение ультраосновных и основных пород в перидотит-пироксенит-габбро-норитовом массиве Брунган (Восточная Тува) // Петрология и рудоносность магматических формаций Сибири.- Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1983.- С.93-126.
8. Бородин Л.С. О трендах концентрации циркония и титана в дифференцированных базальтовых сериях // Геохимия.- 1981.- № 8.- С.1156-1165.
9. Бородин Л.С., Воронов В.С. Главные петрохимические параметры и тренды дифференциации базальтовых серий // Изв. АН СССР. Сер. геол.- 1986.- № 10.- С.40-55.
10. Бородин Л.С., Попов В.С., Гладких В.С. и др. Геохимия континентального вулканизма.- М.: Наука, 1987.- 237 с.
11. Ваганов В.И., Кузнецов И.Е. Определение температур кристаллизации оливина ультраосновных и основных пород // Современные методы петрологических исследований.- М.: Наука, 1976.- С.142-156.
12. Васильев Ю.Р. Специфика вещественного состава и петрогенезис ультраосновных пород севера Сибирской платформы // Геология и геофизика.- 1975.- № 11.- С.42-50.

13. Васильев Ю.Р. Оливин ультраосновных пород севера Сибирской платформы // Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.— С.101—119.
14. Васильев Ю.Р. Некоторые особенности петрохимии ультраосновных пород Сибирской платформы // Минералогия и петрохимия интрузивных комплексов Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982.— С.56—73.
15. Васильев Ю.Р. Ультраосновной магматизм Сибирской платформы: Автореф. ... докт. геол.-мин. наук.— Новосибирск, 1983.— 32 с.
16. Велинский В.В. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан — континент.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— 264 с.
17. Велинский В.В., Банников О.Л. Оливины альпинотипных гипербазитов.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986.— 98 с.
18. Виценский А.М. Некоторые особенности магматизма рифтовых зон земли // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— С.196—205.
19. Вулканические пояса Востока Азии.— М.: Наука, 1984.— 386 с.
20. Герасимовский В.И., Балашов Ю.А., Карпушина В.А. Геохимия редкоземельных элементов в эффузивных породах рифтовых зон Восточной Африки // Геохимия.— 1972.— № 5.— С.515—531.
21. Герасимовский В.И., Лактионов В.В., Коваленко В.Г. Ванадий, хром, никель и медь в эффузивных породах Исландии // Геохимия.— 1975.— № 8.— С.1177—1190.
22. Городинский М.Е., Довгаль Ю.М., Стерлигова В.Е. Четвертичный вулканизм бассейна р. Бол. Ануй // Магматизм Северо-Востока Азии.— Магадан: Магадан. кн. изд-во, 1975.— Т. 2.— С.297—304.
23. Грачев А.Ф. Момский материковый рифт // Геофизические методы разведки в Арктике.— 1973.— Вып. 8.— С.56—75.
24. Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли.— Ленинград: Недра, 1977.— С.149—161.
25. Грин Д.Х. Состав базальтовых магм как критерий условий их возникновения при океаническом вулканизме // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океанов.— М.: Мир, 1973.— С.242—257.
26. Грин Д.Х., Рингвуд А.С. Происхождение базальтовых магм // Земная кора и верхняя мантия.— М.: Мир, 1972.— С.427—434.
27. Гринберг Г.А., Бахарев А.Г., Недосекин Ю.Д., Сурнин А.А. Вулканические комплексы центральной части Уяндино-Ясачинского пояса // Новые данные о магматизме Якутской АССР.— Якутск, 1974.— С.50—107.
28. Гринберг Г.А., Гусев Г.С., Бахарев А.Г. и др. Тектоника, магматические и метаморфические комплексы Колымо-Омолонского массива.— М.: Наука, 1984.— 347 с.
29. Гулевич В.В. Позднеюрский вулканизм верховьев Большого Анюя // Магматизм Северо-Востока Азии.— Магадан: Магадан. кн. изд-во, 1975.— Ч. 2.— С.81—89.
30. Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозой.— М.: Наука, 1979.— 208 с.
31. Гусев Г.С., Гринберг Г.А., Ковальский В.В. и др. Тектоника и этапы становления земной коры территории Якутии // Тектоника Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— Т. 2.— С.112—116.

32. Данилов В.Г., Ставский А.П. Стратиграфия и литология Уяндино-Ясачнинского вулканического пояса // Бюл. МОИП.- 1984.- Т. 59, вып. I.- С.44-56.
33. Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутюлин В.А. Породообразующие пироксены.- М.: Наука, 1971.- 453 с.
34. Добрецов Н.Л., Молдавандцев Ю.Е., Казак А.П. и др. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западных Саян).- Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.- 209 с.
35. Дмитриев Л.В., Шараськин А.Я. Петрография и петрохимия коренных пород Аравийского-Индийского хребта // Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана.- М.: Наука, 1972.- Т. 2.- С.156-182.
36. Дмитриев Л.В., Шараськин А.Я., Харин Г.С., Куренцова М.А. Петрографическая характеристика коренных пород рифтовых зон Срединно-Атлантического хребта // Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана.- М.: Наука, 1974.- Т.3.- С.85-III.
37. Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э. и др. Орогенный магматизм офиолитовых поясов.- Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.- 206 с.
38. Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм.- М.: Мир, 1975.- С.19.
39. Золотухин В.В., Виленский А.М., Васильев Ю.Р. и др. Магнезиальные базиты запада Сибирской платформы и вопросы никеленосности.- Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.- 204 с.
40. Кебезинская В.В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения.- М.: Наука, 1979.- С.79-91.
41. Киселев А.И., Медведева М.Е., Головкин Г.А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования.- Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.- С.145-147.
42. Классификация и номенклатура магматических горных пород.- М.: Недра, 1981.- 160 с.
43. Когарко Л.Н. Отношение Ni /Co - индикатор мантийного происхождения магм // Геохимия.- 1973.- № 10.- С.1441-1445.
44. Колман Р.Г. Офиолиты.- М.: Мир, 1979.- 236 с.
45. Косыко М.К., Губанов И.В., Гроздилов А.Л. Геологическое строение и история развития Догдинского прогиба // Новые данные по металлогении и геологическому строению Яно-Колымского междуречья.- Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1972.- С.28-36.
46. Красный Л.Г. Тектоника Илин-Тасской зоны // Тектоника востока Советской Азии.- Владивосток, 1976.- С.96-132.
47. Лавров М.М. Гипербазиты и расслоенные перидотит-габбро-норитовые интрузии докембрия Северной Карелии.- Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1979.- 129 с.
48. Ломизе М.Г. Тектонические обстановки геосинклинали вулканизма.- М.: Наука, 1983.- С.109-122.
49. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма.- М.: Недра, 1980.- С.234.
50. Lynchagin P.P. Генезис эффузивов кедонской серии Омолонского массива // Сов. геология.- 1974.- № 6.- С.75-87.

51. Лычагин П.П. Алучинский массив и проблема офиолитовых ультрабазитов и габброидов в мезозоидах Северо-Востока СССР // Тихоокеан. геология.- 1985.- № 5.- С.33-41.
52. Магматические горные породы.- М.: Наука, 1983.- Т.1.- 359 с.
53. Малахов И.А. Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов.- М.: Наука, 1983.- 207 с.
54. Мальков В.И. Строение и развитие Лыглыхтахского позднегеосинклинального прогиба // Мезозойский тектогенез.- Магадан, 1969.- С.74.
55. Мальков Б.И., Гарань В.И., Полеванов В.П., Прусс Ю.В. Геология и металлогения юго-восточной части Уяндино-Ясачнинского вулканогенного пояса // Вулканогенное оруденение на Дальнем Востоке.- Владивосток, 1980.- С.37-48.
56. Маракушев А.А., Феногенов А.Н., Емельяненко П.Ф., Ракчеев А.Д. Петрохимическая систематика и номенклатура интрузивных пород, их количественный и минеральный состав // Бюл. МОИП. Отд. геол.- 1979.- Т.54, вып. 1.- С.96-109.
57. Маракушев А.А. Некоторые вопросы петрогенезиса в свете теории флюидно-магматического взаимодействия // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии.- Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.- С.65-84.
58. Марковский Б.А., Ротман В.К. Геохимия пород ультраосновной вулканической провинции Камчатки // Сов. геология.- 1975.- № 1.- С.70-72.
59. Марковский Б.А., Ротман В.К. Геология и петрология ультраосновного вулканизма.- Л.: Недра, 1981.- 245 с.
60. Матвеевко В.Т. Очерки металлогении Северо-Востока СССР // Труды ВНИИ-Г.- Магадан, 1960.- С.46.
61. Мерзляков В.М. Стратиграфия и тектоника Омудевского поднятия (Северо-Восток СССР).- М.: Наука, 1971.- С. 151.
62. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов.- М.: Недра, 1976.- 276 с.
63. Михайлов Н.П., Шарков Б.В. Петрология и металлогения расслоенных интрузий основных и ультраосновных пород // Петрология и металлогения базитов.- М.: Наука, 1973.- С.53-59.
64. Мокшанцев К.Б., Горнштейн Д.К., Гусев Г.С. и др. Тектоническое строение Якутской АССР.- М.: Наука, 1964.- С.292.
65. Наймарк А.А. Момская рифтовая область // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек.- М.: Изд-во МГУ, 1980.- С.3-51.
66. Натальин Б.А. Раннемезозойские эвгеосинклинальные системы северной части тихоокеанского обрамления.- М.: Наука, 1984.- 134 с.
67. Нестеренко Г.В. Сходство континентального и океанического толеитового вулканизма // Океанический магматизм. Эволюция, геологическая корреляция.- М.: Наука, 1986.- С.87-94.
68. Никольский Н.С. Термодинамика минеральных равновесий базитов.- М.: Наука, 1978.- 170 с.
69. Орогенный магматизм офиолитовых поясов (на примере Восточного Казахстана).- Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.- 196 с.
70. Павленко А.С., Филиппов Л.В., Перфильев А.С. Магматизм в развитии рифтов // Проблемы рифтогенеза: Материалы к симпозиуму по рифтовым зонам Земли. Иркутск.- М.: Наука, 1975.- С.25-26.

71. Паракецов Н.В. Северо-Восточное Приколымье в раннемеловую эпоху // Материалы по геологии полезных ископаемых Северо-Востока СССР.— Магадан: Магадан. кн. изд-во, 1966.— Вып. 18.— С.67-80.
72. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.— 171 с.
73. Перчук Л.Л. Равновесие породообразующих минералов.— М.: Наука, 1970.— С.163.
74. Перчук Л.Л. Усовершенствование двупироксенового геотермометра для глубинных перидотитов // Докл. АН СССР.— 1977а.— Т. 233, № 3.— С.456-459.
75. Перчук Л.Л. Пироксеновый барометр и "пироксеновые геотермы" // Докл. АН СССР.— 1977б.— Т. 233, № 6.— С.1196-1199.
76. Перчук Л.Л., Аранович Л.А., Косякова Н.А. Термодинамические модели зарождения и эволюция базальтовых магм // Вестн. МГУ. Сер. геол.— 1982.— № 4.— С.3-26.
77. Перчук Л.Л., Ваганов В.И. Природа кимберлитов Якутии // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.— С.27-48.
78. Пушаровский Ю.М. Приверхоанский краевой прогиб и мезозойды Северо-Востока Азии.— М.: Изд-во АН СССР, 1960.— 236 с.
79. Радзивиц Д.Я., Радзивиц В.Я. Позднеюрские магматические образования Южно-Ануйского прогиба // Магматизм Северо-Востока Азии.— Магадан: Магадан. кн. изд-во, 1975.— Ч.2.— С.71-81.
80. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли.— М.: Недра, 1981.— 583 с.
81. Рудич К.Н. Позднечетвертичный вулкан Балаган-Тас (Северо-Восток Азии)// Современный вулканизм Северо-Восточной Азии.— М.: Наука, 1964.— С.3-48.
82. Рукович В.Н., Соловьев В.И., Шкодзинский В.С. Редкоземельные элементы в магматических породах Алазейского поднятия и природа их распределения // Проблемы магматизма Восточной Якутии.— Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1986.— С.113-130.
83. Рябов В.В., Золотухин В.В. Минералы дифференцированных трапш.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— 387 с.
84. Рябов В.В. О некоторых особенностях поведения хрома и титана в магматических клинопироксенах различных формаций // Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.— С.119-133.
85. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре.— М.: Наука, 1987.— 245 с.
86. Соболев В.С. Введение в минералогии силикатов.— Львов, 1949.— 331 с.
87. Соколов С.Д. Офиолитовые и офиолитокластовые олистостромы складчатых областей // Геотектоника.— 1979.— № 3.— С.76-89.
88. Соловьев В.И. Меловой вулканизм Северо-Востока СССР.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986.— 251 с.
89. Структура и эволюция земной коры Якутии.— М.: Наука, 1985.— 235 с.

90. Сурмилова Е.П., Потапова М.Н. Стратиграфия и условия образования нижне-среднедевонских отложений обрамления Момской впадины // Геология и геофизика.- 1978.- № II.- С.57-67.
91. Сурнин А.А. Среднепалеозойский магматизм Омулевского поднятия // Магматические комплексы Северо-Востока СССР.- Якутск, 1980.- С.62-90.
92. Сурнин А.А. Вулканические комплексы рифтовых систем юго-западного обрамления Колымо-Омолонского массива // Современные тектонические концепции и региональная тектоника Востока СССР: Тез. докл.- Якутск, 1980.- С.108-110.
93. Сурнин А.А., Гусев Г.С. Ультраосновные - основные магматические комплексы Илинъ-Тасской рифтовой системы // Ультраосновные магмы и их металлогения: Тез. докл.- Владивосток, 1983.- С.38-39.
94. Сиркин П.П. Нягвенский комплекс Приколымья - аналог трапшовой формации Сибирской платформы // Магматизм Северо-Востока Азии.- Магадан: Магадан. кн. изд., 1975.- Т.2.- С.35-42.
95. Тектоника Якутии / Мокшанцев К.Б., Горнштейн Д.К., Гусев Г.С. и др.- Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.- 200 с.
96. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана.- М.: Наука, 1980.- С.97-99.
97. Фремд Г.М. Орогенный вулканизм Южно-Джунгарского и Восточно-Сихотэ-Алинского поясов.- Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1972.- С.443-454.
98. Хаин В.Е. Региональная геотектоника.- М.: Недра, 1979.- С.149-185.
99. Хотин М.Ю. Эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского мса.- М.: Наука, 1976.- 170 с.
100. Хэтч Ф., Уэллс А., Уэллс М. Петрология магматических пород.- М.: Мир, 1975.- 397 с.
101. Устиев Е.К. Анхойский вулкан.- М.: Госгеолтехиздат, 1961.- 119 с.
102. Чехов А.Д. Тектоника Иньяли-Дебинского синклинория // Складчатые системы Дальнего Востока.- Владивосток, 1975.- С.3-65.
103. Шарков Е.В., Цветков А.А. Магматические серии и геодинамический режим океанов и континентов // Океанический магматизм.- М.: Наука, 1986.- С.6-25.
104. Щеглов А.Д. Металлогения срединных массивов.- Л.: Недра, 1971.- С.110-112.
105. Якушев И.Р. Стратиграфия верхнеюрских отложений бассейна р. Зырянки // Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР.- Магадан, 1959.- С.293-299.
106. Boyd F.R. A pyroxene geotherm // Geochim. et Cosmochim. Acta. - 1973.- Vol. 37. - P. 2533-2546.
107. Chayes F. Alkaline and subalkaline basalte // Amer. J. Sci. - 1966. - Vol. 264. - P. 128-145.
108. Irvine T.N., Baragar W.R.A. Aquide to the Chemical classification of the common volcanic rocks // Canad. J. Earth. Sci. - 1971. - Vol. 8, N 5. - P. 523-546.
109. La Maitre R.W. Chemical variation within and between volcanic rocks series - a statistical aproach // J. Petrol. - 1968. - Vol. 9. - P. 220-252.

- II0. Middlemost E.A.K. The basalt clan. // Earth Sci. Rev. - 1975. - Vol. 11, N 4. - P. 337-364.
- III. Mercier J.C.C. Single-pyroxene thermobarometry // Tectonophysics. - 1980. - Vol. 70, N 112. - P. 1-37.
- II2. Mysen B.O., Boettcher A.L. Melting of a hydrous mantle // J. Petrol. - 1975. - Vol. 16, pt. I. - P. 520-548.
- II3. Poldervaard A. Aspect of basalt petrology // J. Geol. Sec. India. - 1962. - N 3. - P. 14.
- II4. Erey F.A. Rare earth abundances in a high temperature peridotite intrusion // Geochim. et Cosmochim. Acta. - 1969. - N 33. - P. 1429-1447.
- II5. Tillig H.J., Gottfried D., Rowe I.I. Gold abundance in igneous rocks. Bearing on gold mineralisation // Econ. Geol. - 1973. - N 2. - P. 150-176.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|---|-----|
| Введение | 3 |
| Общие черты строения районов развития позднеюрского магматизма | 7 |
| Геолого-петрографическая характеристика позднеюрских магматических комплексов | 17 |
| Состав главных породообразующих минералов в эффузивных и интрузивных породах | 60 |
| Химические особенности магматических пород | 97 |
| Сравнительная характеристика позднеюрских магматических пород Илинью-Тасской и Южно-Анжуйской систем с магматитами из структур с различным геодинамическим режимом развития | 139 |
| Закключение | 151 |
| Список литературы | 153 |

Научное издание

Сурнин Алексей Антонович

ПОЗДНЕЮРСКИЕ УЛЬТРАОСНОВНЫЕ
И ОСНОВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ КОЛЫМСКОГО МАССИВА

Редактор издательства Л.М. А к е н т ь е в а. Художественный редактор М.Ф. Г л а з ы р и н а. Художник Л.Л. М о р д о х о в и ч. Технический редактор Н.М. О с т р о у м о в а. Корректоры Г.Д. С м о л я к, Л.Л. М и х а й л о в а.

ИБ № 34541

Сдано в набор 04.II.89. Подписано к печати 24.I2.89. МН-01706.
Формат 70x100 1/16. Бумага офсетная. Офсетная печать.
Усл. печ. л. 13. Усл. кр.-отт. 13,3. Уч.-изд. л. 12,4.
Тираж 600 экз. Заказ № 910. Цена 2 р. 50 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука", Сибирское отделение. 630099 Новосибирск, ул. Советская, 18.

4-я типография издательства "Наука". 630077 Новосибирск, ул. Станиславского, 25.

5203

2 р. 50 к.

ВНИМАНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ!

В Сибирском отделении
издательства "Наука"
готовится к выпуску книга:

Якшин М.С. Водорослевая микробиота
нижнего рифея Анабарского поднятия
(котуйканская свита). - 5 л.

В монографии рассматриваются водорос-
ли из кремней строматолитовых биогер-
мов котуйканской свиты нижнего рифея
западного склона Анабарского массива.
Это одна из наиболее представительных
докембрийских микробиот, известных в
настоящее время. Дается описание 27 ро-
дов (из них 11 новых) и 50 видов (26 но-
вых). Уделяется внимание вопросам при-
роды и систематики водорослей.

Для геологов-стратиграфов
и палеонтологов.



«НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ