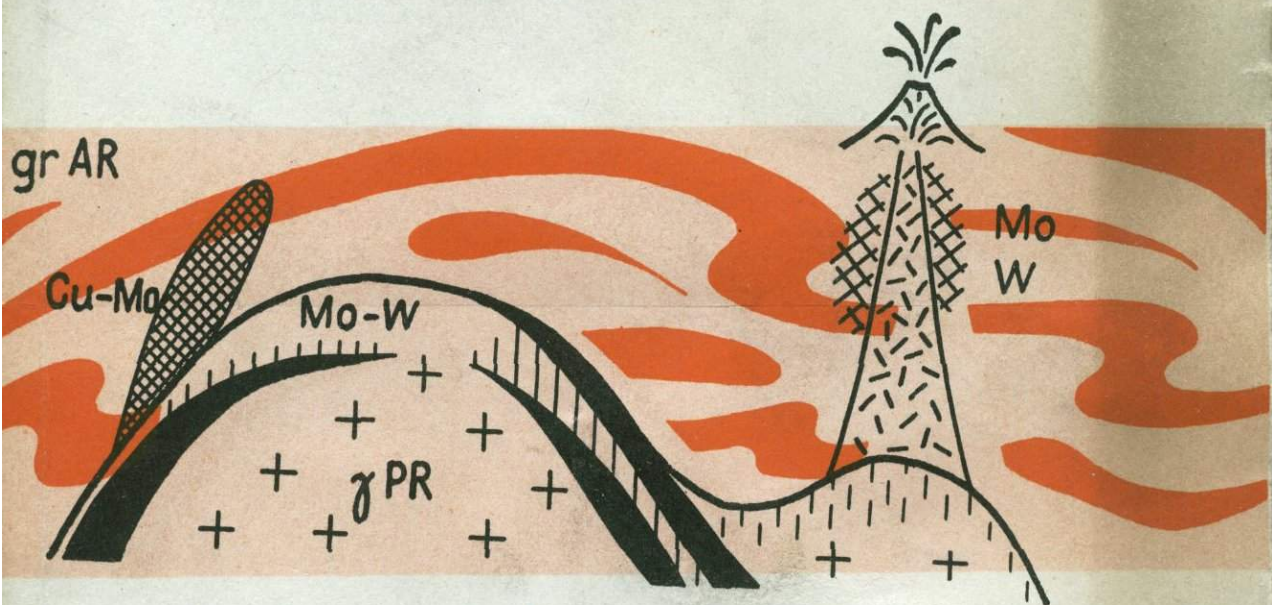


АКАДЕМИЯ НАУК СССР

А. Н. Виноградов,
Г. В. Виноградова

РУДНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ СИСТЕМА ЮОВО АЙВСКОГО ГРАНИТНО-ПОРФИРОВОГО КОМПЛЕКСА



Апатиты, 1987

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Ордена Ленина Кольский филиал им.С.М.Кирова

Геологический институт

А. Н. Виноградов, Г. В. Виноградова

РУДНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ
СИСТЕМА ЮОВОАЙВСКОГО
ГРАНИТНО-ПОРФИРОВОГО
КОМПЛЕКСА

4454

Апатиты

1987



УДК 552.321.1. /322.1:553.462(470.21)

На примере Балтийского щита показано, что редкометалльно-молибденовые месторождения, генетически связанные с интрузиями порфиров, играют существенную роль в металлогеническом потенциале раннего докембрия. Охарактеризовано строение и условия формирования одного из наиболее полно исследованных рудных узлов, представленного молибденоносной интрузивно-гидротермальной системой ювоайвского комплекса, пикмазитовых лейкогранитов, порфиров, грейзенов и кварцевых жил. Показана эволюция геохимической и минеральной специализации интрузивных пород и метасоматитов в ходе полистадийного развития системы. Выявлена аналогия в структуре Ювоайвской рудно-магматической системы и типовых рудных узлов Казахстана и Северной Америки, в которых развиты наиболее крупные штокверковые месторождения молибдена порфировой и грейзеновой формации. Даны практические рекомендации по оптимальному планированию поисковых работ на вольфрам, молибден и редкие металлы в пределах Ювоайвского рудного узла.

Ответственный редактор

доктор геол.-минерал.наук И.Д.Батиева

Рецензенты

доктор геол.-минерал.наук В.С.Попов, канд.геол.-минерал.наук

Е.С.Антонюк

Одной из актуальных задач металлогении докембрия является оценка распространенности, условий формирования и продуктивности рудно-магматических систем гранитоидных формаций зон протоактивизации, в рудном комплексе которых развито жильное и штокверковое молибденовое оруденение в ассоциации с грейзенами, порфиристыми штоками и взрывными брекчиями. Месторождения подобного типа для раннего докембрия в 70-е годы считались нехарактерными. Так, в сводке по грейзеновым месторождениям Д.В.Рундквиста и др. указывалось: "возраст наиболее "древних" процессов грейзенизации - позднепротерозойский (1100-900 млн.лет) ... однако грейзенизация здесь проявляется малоинтенсивно и не приводит к формированию промышленно важных грейзеновых месторождений" /42, с.257/. В другой сводке, посвященной месторождениям медно- и молибден-порфиристой формации /38/, перечень докембрийских проявлений этого типа по состоянию на 1975 г. исчерпывался всего двумя месторождениями в Канаде и КНР. В то же время из фанерозойских штокверковых месторождений молибден-порфиристой формации в капиталистических странах добывалось около 95% молибдена, причем одно лишь месторождение - гигант Клаймекс давало более половины мировой добычи молибдена /25/.

В этих условиях при металлогеническом анализе территорий с целью выявления площадей, перспективных на поиски крупных штокверковых месторождений молибдена, приоритетными считались очаговые ареалы гранодиорит-гранитовой и гранит-алюкситовой формации в пределах зон мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации /25,39/. Вместе с тем акцент на выявлении наиболее ценных в промышленном аспекте "порфиристых месторождений" Балтийского и Канадского щитов в конце 70-х - начале 80-х годов привел к ряду открытий, создавших объективные предпосылки для коренной переоценки металлогенического потенциала раннего докембрия.

На Балтийском щите к группе порфиристых месторождений с надежно установленным раннепротерозойским возрастом в этот период были отнесены вольфрамово-медное месторождение в турмалиновых брекчиях Илеярви, золото-медно-рудная штокверковая минерализация в тоналит-порфирах Копса, Вехка, Виналинева, медно-молибденовая минерализация в Раутио /49,52/, Юрийокское молибденовое месторождение /7/, возможно, к этому же типу следует причислить проявления штокверковой молибденовой минерализации в массиве Тепастон в Северной Финляндии /49/. На Канадском щите в 1978 г. было известно уже четыре рудных узла с порфиристыми месторождениями, два из которых - Макинтайр (8 млн.т руды с 0.7% меди) и Тэтчевен (медь, серебро) находились в промышленной эксплуатации /58/. К 1980 г. здесь было доказано наличие архаических молибденово-медных порфиристых месторождений, при этом суммарные запасы руд в пяти наиболее крупных из них оценивались в 218 млн.т /58/.

Безусловно, по масштабам разведанного оруденения архаические и раннепротерозойские проявления молибден- и медно-порфиристой рудной формации все еще значительно уступают мезокайнозойским гомологам, но нельзя не признать справедливым замечание финских геологов Г.Гаала и М.Исохани /52/, что это отличие может быть обусловлено не столько спецификой докембрия, сколько слабой изученностью нетрадиционного для древних щитов типа оруденения. Показательно в этом отношении, что на территории Фенноскандии только в двух рудных полях порфиристого типа распространение оруденения прослежено до глубины 300-500 м, а остальные поля исследованы в приповерхностном срезе. По опыту же изучения порфиристых месторождений мезокайнозоя хорошо известно: при малых площадях горизонтальных сечений для рудных полей этого типа характерна вертикальная протяженность в 400-600 м и более с ярусным развитием промышленных зон штокверковой минерализации /31,37,51,64/.

Целенаправленному поиску потенциально рудоносных порфиристых интрузий в областях древних кристаллических щитов долгое время препятствовало широко

распространенное убеждение в чрезвычайно глубокой эродированности гранито-гнейсовых областей. Из этого делали заключение о низкой вероятности обнаружения в таких регионах древних малоглубинных интрузивных образований и соответствующих им "порфировых" рудных формаций. Подобная предубежденность пошатнулась с открытием раннепротерозойской субвулканической постройки горы Учабюоайв на Кольском полуострове /40/.

Петрологическое изучение ювооайвского комплекса гранитов, в состав которого входит субвулкан Учабюоайв, в сочетании со сравнительным анализом "молодых гранитов" Финляндии дало основание М.И.Дубровскому /15,16,17/ впервые выделить в докембрии аналоги формации субвулканических гранитов в том же объеме и таксономическом подразделении, которые были предложены в систематике Ю.А.Кузнецова /26/ для фанерозойских магматических комплексов. При последующих работах по формационной типизации гранитоидных комплексов Кольского полуострова было показано, что субвулканические образования являются фаціальными членами интрузивных серий, в которых преобладают мезо- и гипабиссальные плутоны, поэтому в принятой в настоящее время систематике гранитоидных формаций северо-восточной части Балтийского щита /12/ вместо первоначально предлагавшихся формаций "субвулканических" и "гипабиссальных" гранитов /5,6,17/ выделена единая раннепротерозойская формация гранодиоритов-гранитов, названная по преобладающим петрографическим типам пород.

В наиболее полном виде интрузивные комплексы данной формации развиты в пределах Ювооайвско-Урагубской зоны глубинных разломов, при этом в юго-западном очаговом ареале, примыкающем к складчатому поясу свекокарелид, преобладают лейкократовые малоглубинные интрузивные комплексы (ювооайвский, Наттанен и др.), а в северо-восточном ареале преимущественным распространением пользуются мезоабиссальные "меланократовые" комплексы с повышенной ролью субщелочных диоритоидов и граносиенитов (лицко-арагубский комплекс). Эта латеральная зональность вдоль простиранья магмо-контролирующего сквозь-структурного линеамента позволяет проследить эволюцию геохимических особенностей и продуктивности рудогенерирующих систем, формирующихся на различных глубинных уровнях в ассоциации с генетически единым рядом гранитоидных интрузий. Петрологический анализ "низкопродуктивной" мезоабиссальной фации гранодиорит-гранитовой формации выполнен нами ранее на примере лицко-арагубского комплекса /4/. В предлагаемой вниманию читателей новой работе на примере ювооайвского комплекса дается характеристика высокопродуктивной лейкогранитной фации гранодиорит-гранитовой формации. В проведении исследований и подготовке работы к публикации авторам оказали содействие М.И.Дубровский, А.В.Барабанов, предоставившие свои рабочие коллекции и материалы полевых наблюдений, авторы признательны также И.Д.Батиевой, И.В.Белькову, С.М.Бескину, А.В.Волошину, В.Р.Ветрину, В.Н.Ларину, В.С.Попову за ценные советы и конструктивные критические замечания.

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ ЮОВОАЙВСКОГО КОМПЛЕКСА

История исследований комплекса

История изучения юовоайвского комплекса гранитов насчитывает 100 лет: первое указание о наличии микроклиновых гранитов на г.Юовоайв приведено в работе А.Ф.Тигерстедта /63/ в 1884 г. Позднее Я.А.Розберг сопоставил юовоайвские граниты с гранитами Наттанен-тунтури, а завершился начальный этап исследований работами Э.Миккола /55,56/, в которых дано общее петрографическое описание гранитов, обосновано выделение их в группу самых молодых гранитов Лапландии (комплекс наттанен-гранитов) и отмечены кварц-мусковитовые грейзены у восточного края массива.

В 1949 году Ю.К.Гуменным и А.С.Семеряковым выявлена молибденитовая минерализация в кварцевых жилах на горе Учабюайв (месторождение Югас), в связи с чем в 1949-1965 гг. прилегающая территория была опоискована СЗГУ Мингео РСФСР, а на массивах гранитов юовоайвского комплекса сотрудниками Геологического института Кольского филиала АН СССР И.К.Куприяновой, Н.Н.Бузаевым, М.И.Дубровским проведены минералого-геохимические исследования главных типов гранитов и метасоматитов, итоги которых отражены в ряде работ /13,14,16,18,40/ и в наиболее полном виде суммированы М.И.Дубровским /15/. По результатам геологосъемочных работ принята однофазная (без учета дайковой серии) модель Юовоайвского плутона с выделением четырех петрографических типов (мелкозернистых, неравнозернистых, среднезернистых, крупнозернистых) лейкократовых гранитов, установлено, что шток грейзенизированных гранит-порфиров г.Учабюайв расположен над куполообразным вздутием погруженного гребневидного ответвления от главного плутона, намечены главные этапы постмагматических процессов, определен минеральный и химический состав главных разновидностей гранитов и грейзенов, прослежено распределение в них рудных и редких элементов и установлена геохимическая и акцессорно-минеральная специализация комплекса на молибден, олово, тантал, ниобий, отмечено сходство комплекса со связанными с редкометалльными месторождениями гипабиссальными интрузиями Центрального Казахстана, Забайкалья.

Металлогеническая специализация комплекса реализуется в бедное оруденение флюорит-молибденитового минерального типа с комплексным составом руд. По описанию Н.А.Колесовой /32/, типичное проявление - Юрийокское месторождение представлено серией кварцевых жил с гнездово-вкрапленным оруденением, руды содержат молибден, вольфрам, галлий, цирконий, рений, главный рудный минерал - молибденит, попутные - флюорит, пирит, магнетит, шеепит, родохрозит, бисмутит.

Третий этап исследований юовоайвского комплекса (1975-1985 гг.) связан с выявлением факторов, контролирующих рудоносность докембрийских гранитов. В исследованиях принимали участие сотрудники Геологического института Кольского филиала АН СССР А.В.Барабанов, М.И.Дубровский, А.Н.Микляев, К.Г.Юмагулова, С.В.Икорский, Н.А.Елина, О.Г.Леханова. В этот период авторы монографии, используя предложенную в работе /3/ методику картирования массивов редкометалльных гранитов, упорядочили номенклатуру гранитов комплекса, выявили и закартировали фазы дополнительных интрузий, что позволило разработать новую модель многофазной структуры интрузивного комплекса. На ее основе была уточнена характеристика минералого-геохимических особенностей гранитов и метасоматитов, разработана полициклическая схема рудного процес-

са и выполнен термобарогеохимический анализ условий пороодо- и рудообразования. Новые материалы нашли частичное отражение в сводных публикациях по систематике гранитоидных формаций региона /8,12,35/, но в полном виде предлагаются вниманию читателей впервые. Приведенные в работе анализы пород и минералов, выполненные до 1977 г., заимствованы из сводок /9,35/, публикуемые впервые анализы из коллекции авторов представлены серией проб с индексами 2000–2164, ВКЛ, КМУ, ГРМ.

Возраст и положение комплекса в структуре северной части Балтийского щита

Юовоайвский комплекс локализован в пределах Сальнотундро-Колвицкой структурно-формационной зоны Беломорского геоблока. Гранитные интрузии комплекса прорывают мощную (1–3 км) по данным грависейсмического зондирования и расчетам /10/ пластину гранулитов, надвинутую на архейские гранито-гнейсы беломорид (рис.1). Размещены интрузии в месте пересечения северо-

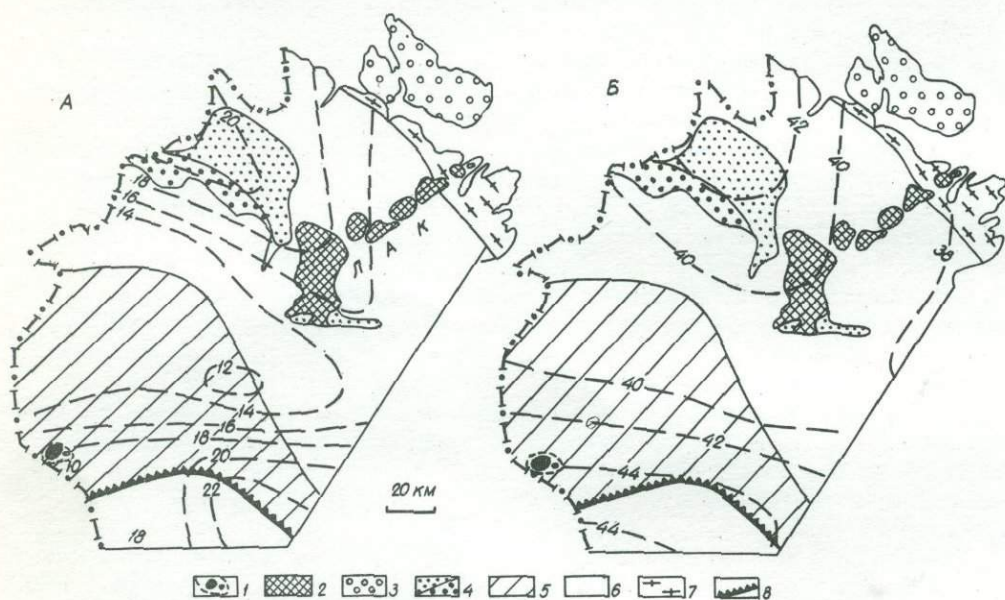


Рис.1. Схема соотношений интрузивных комплексов позднекарельской гранодиорит-гранитовой формации с главными структурно-тектоническими элементами северо-западной части Мурманской области.

1 – интрузивы юовоайвского гранит-лейкогранитного комплекса (Ю) с экзоконтактовым ореолом "биотитовых роговиков", 2 – интрузивы лицко-арагубского комплекса (ЛАК) монцодиоритов-гранодиоритов-субщелочных гранитов, 3 – верхнепротерозойские отложения, 4 – печенгский структурно-формационный комплекс (тонкий крап – рифтогенные осадочно-вулканогенные образования ятулийско-суйсарского уровня, жирный крап – молассоидные образования калевийского уровня), 5 – Лапландский пояс гранулитов повышенного давления – зона свежocarельской переработки архейских образований, 6 – досвежocarельский фундамент (кольский, беломорский, тундровый СФК архея), 7 – раннеархейские тоналито-гнейсы Мурманского блока, 8 – надвиг. Штриховые линии с оцифровкой – изолинии глубин поверхностей К (А) и M_2 (Б) /10/. Тектоническая основа по В.Г.Загородному и А.Т.Радченко /19/, с упрощением и дополнениями авторов.

восточной Юовоайвско-Урагубской зоны глубинных нарушений сдвигового характера с субширотной Нурийокско-Корватундровской зоной разломов, ограничивающих с юга Лапландский блок гранулитов (рис.2). Верхний предел возраста

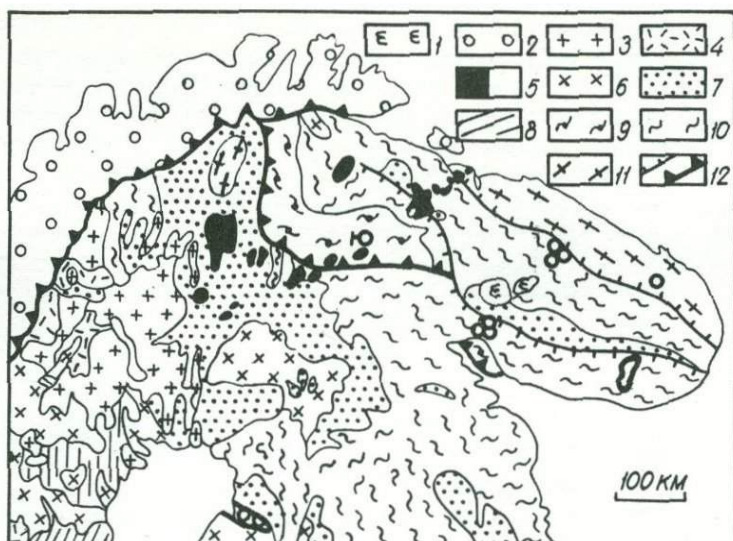


Рис.2. Схема размещения интрузивных комплексов позднекарельских гранодиорит-гранитовой и лейкогранитовой формаций в северной части Балтийского щита. Упрощенная тектоническая основа – по данным /46/ с учетом материалов /19,57,61/.

1 – палеозойские интрузивы нефелиновых сиенитов, 2 – структурно-формационные комплексы верхнепротерозойского платформенного чехла и складчатого пояса календонид Норвегии, 3 – готские гранитоиды (1.2–1.7 млрд.лет), 4 – готские осадочно-вулканогенные комплексы эпиорогенных наложенных впадин, 5 – интрузивы посторогенных гранодиорит-гранитовой (черное) и лейкогранитовой формаций с возрастом 1.75–1.84 млрд.лет, 6 – свекокарельские син- и позднекладчатые гранитоиды с возрастом 1.88–1.95 млрд.лет, 7,8 – метаморфизованные осадочно-вулканогенные комплексы свекокарелид (2.2–1.9 млрд.лет): 7 – субплатформенные и рифтогенные образования карелид, 8 – геосинклинальные образования сфекофеннид, 9 – гранулиты повышенных давлений Лапландско-Кольвицкого пояса, 10 – нерасчлененные СФК досвекокарельского фундамента (древнее 2.4 млрд.лет), 11 – тоналито-гнейсы раннеархейской формации первичнокоровых гранитоидов, 12 – взбросы и надвиги (зубчатые линии).

комплекса определяется временем проявления гранулитового метаморфизма повышенных давлений, поскольку под воздействием интрузий гранулитовые минеральные парагенезисы в экзоконтактах плутонов преобразуются в ассоциации "биотитовых роговиков" – метагранулитов /15/. В Лапландско-Кольвицком поясе по породам в целом рубидий-стронциевым методом возраст гранулитов определяется в 2015 млн.лет /57/, а уран-свинцовым изохронным методом по монацитам и цирконам устанавливаются признаки двухстадийности процесса гранулитового метаморфизма с диапазоном возрастов от 2150 до 1910 млн.лет /48,60/. Судя по этим данным, процесс завершается синхронно с главными фазами деформаций и магматизма в складчатом поясе свекокарелид – 1.9 млрд.лет /61/ и в рифтогенных структурах кольских карелид.

Возраст мусковита из гранитов Ювоайвского массива был определен калий-аргоновым методом в 1720–1760 млн.лет /12/, а для монацита из тех же гранитов по отношению Pb_{207}/Pb_{206} – в 1830 млн.лет. Совместная изохронная диаграмма Аренса-Везерилла по 11 пробам монацитов и цирконов из пород ювоайвского и лицко-арагубского комплексов определяет их возраст в 1840 ± 50 млн.лет.

Одновозрастность, приуроченность к единой тектонической структуре (рис.1), петрохимическая близость и однотипность металлогенической специали-

зации дают основание объединить ювоайвский и лицко-арагубский комплексы в позднекарельскую формацию гранодиорит-гранитов /12,27/. В принятом объеме формация включает интрузивы мезоабиссальной, гипабиссальной и субвулканической фаций глубинности, сложенные гранитоидами трех связанных взаимопереходами геохимических типов: латитового, "стандартного" известково-щелочного и плюмазитового - по систематике Л.В. Таусона /44,45/. В лицко-арагубском, более глубоко эродированном комплексе, преобладают породы латитового и стандартного типов, а в менее глубинном ювоайвском комплексе развит плюмазитовый тип с проявлениями литий-фтористой фации (табл.1). Это отражает, вероятно, вертикальную зональность очагового ареала формации, что необходимо иметь в виду при сравнительном анализе интрузивных комплексов данной формации на сопредельных территориях.

Таблица 1

Геохимические характеристики гранитов интрузивных комплексов формации гранодиорит-гранитов Кольского полуострова и геохимических типов гранитоидов /44,45/

Геохимический тип	Комплекс	Фаза	Na	K	F	$\frac{Ba+Sr}{Li+Rb}$
			мас.%			
Кольский п-ов						
Латитовый	Лицко-арагубский	Г	2.9	3.8	0.08	13
		Д	2.7	4.3	0.09	7
Плюмазитовый редкометалльный	Ювоайвский	Г	2.8	3.9	0.28	1.3
		Д	3.3	4.0	0.27	0.7
		П	3.1	3.7	0.48	0.7

Классификационные эталоны

Гранитоиды латитового ряда	3.4	3.5	0.06	16
Известково-щелочные граниты	2.8	3.3	0.08	5
Плюмазитовые редкометалльные:				
главные фазы лейкогранитов	2.8	3.9	0.23	0.5
литий-фтористая фация	2.9	3.8	0.61	0.04
Щелочные редкометалльные	3.1	3.8	0.09	2.1

ПРИМЕЧАНИЕ. Фазы: Г - главная, Д - дополнительных интрузий лейкогранитов, П - продуктивная (переходная к подтипу литий-фтористых гранитов).

По геохронометрическим данным на территории Финской Лапландии одно-возрастны с ювоайвским комплексом построенные граниты массивов Хета, Наттанен, Вайноспаа, уран-свинцовым изохронным методом по цирконам их возраст определен в 1.80-1.83 млрд.лет /57,60/, рубидий-стронциевая датировка для гранитов Вайноспаа - 1755 млн.лет /57/. Судя по имеющимся в литературе анализам /49,57/, главные интрузивные фазы в массивах постороженных гранитов Финской Лапландии представлены натрий-калиевыми гранитами того же петрохимического типа, что и ювоайвские (табл.2,3). В массиве Тепасто, относимом к комплексу наттанен-гранитов, в 1979 г. выявлено молибденовое оруденение, генетически связанное с дополнительной интрузивной фазой аплитовидных ультракислых гранитов /49/, что указывает не только на петрохимичес-

Таблица 2

Химический состав посторогенных свекокарельских гранитов
Северной Финляндии, мас.%

Окислы	Массив					
	Х	Н	К	ИК	Т	
SiO ₂	72.01	72.82	73.35	73.67	77.59	66.63
TiO ₂	0.33	0.55	0.68	0.16	0.07	0.07
Al ₂ O ₃	14.74	13.66	13.58	13.92	12.92	18.85
Fe ₂ O ₃	0.46	1.30	1.04	0.51	0.55	0.29
FeO	1.29	1.22	0.66	1.00		
MnO	0.02	0.03	0.02	0.04	0.00	0.00
MgO	0.07	0.39	0.43	0.26	0.33	0.22
CaO	1.79	1.10	1.49	1.19	0.48	0.71
Na ₂ O	3.57	3.45	3.78	3.44	4.14	6.78
K ₂ O	4.75	5.00	4.38	5.01	4.20	5.48
H ₂ O ⁺	0.35	0.35	0.22	0.48	Не опр.	Не опр.
H ₂ O ⁻	0.06	0.06	0.09	0.03	"	"
P ₂ O ₅	0.20	0.14	0.03	0.04	0.00	0.00
Сумма	99.64	100.07	99.75	99.77	99.23	99.03

ПРИМЕЧАНИЕ. Главные фазы массивов Хета (Х), Наттанен (Н), Китиля (К) /57/, аплиты и минерализованные граносиениты фазы дополнительных интрузий массива Тепасто (Т) /49/, массив Кинелиярви (ИК) - аналог гранитов Вайноспаа в районе Иннари /57/.

Таблица 3

Химический состав гранитов Юовоайвского массива, мас.%

Компо- ненты	Фаза					
	1	П	Ш	1У	У	У1
SiO ₂	68.37	73.55	71.92	73.72	75.57	75.08
TiO ₂	0.61	0.20	0.32	0.14	0.10	0.12
Al ₂ O ₃	13.23	13.13	13.83	13.94	12.73	12.84
Fe ₂ O ₃	2.74	1.18	1.11	0.45	0.58	0.82
FeO	2.67	0.91	1.12	0.63	0.62	0.50
MnO	0.08	0.03	0.04	0.02	0.02	0.01
MgO	0.93	0.41	0.52	0.26	0.19	0.07
CaO	1.85	1.47	1.14	0.97	0.73	0.58
Na ₂ O	3.27	3.48	3.91	4.16	3.84	4.19
K ₂ O	4.56	5.20	4.68	4.83	4.60	4.78
Li ₂ O	0.021	0.004	0.020	0.004	0.007	0.004
H ₂ O ⁻	0.05	0.06	0.09	0.12	0.05	0.09
H ₂ O ⁺	0.25	0.39	0.45	0.59	0.43	0.47
P ₂ O ₅	0.07	0.12	0.10	0.04	0.07	0.01
F	0.77	0.08	0.28	0.15	0.24	0.27
Cl	0.01	0.006	0.008	0.008	0.009	0.009
Количество анализов	1	4	3	4	4	4

кое сходство, но и на однотипность металлогенической специализации предполагаемых аналогов ювооайвского комплекса в Финляндии.

В восточной и центральной части Кольского полуострова близки по возрасту интрузии с ювооайвским комплексом формации лейкогранитов и аляскитов (стрельнинский, умбареченский и лязозерско-контозерский комплексы). Свинец-свинцовая изохрона по цирконам датирует их в 1840 ± 30 млн.лет, уран-свинцовая - в 1890 ± 90 млн.лет /12/.

Интрузивные комплексы гранодиорит-гранитовой и лейкогранитовой формаций в северной части Балтийского щита образуют четыре поясовые зоны, ориентированные вкрест простирания главных тектонических структур (рис.2). Наиболее отчетливо выражена интрузивная цепочка Ювооайвско-Урагубской зоны и ее юго-западного продолжения в полосе Наттанен-гунтури-Китиля; в ней насчитывается 12 крупных массивов гранодиорит-гранитовой формации с суммарной площадью более 1100 км^2 . Протяженность цепочки около 400 км. В расположенной западнее Иннари-Киркенесской зоне на 300 км протягивается цепь массивов комплексов Хета, Тепасто и Вайноспаа примерно такой же площади. Менее крупные цепочки образуют интрузивы лейкогранитной формации в зонах цагинского и стрельнинско-святоносского разломов.

Все комплексы размещены в пределах архейского кратона - в досвекокарельском фундаменте или же в области перекрытия его ятулийским платформенным чехлом. Юго-западная граница очагового ареала гранодиорит-гранитной формации практически совпадает с восточной границей распространения свекокарельских супракrustальных образований геосинклинального типа.

В поясе рифтогенных структур кольских карелид наиболее крупные интрузивы или их группы размещаются в участках замыкания или резкого сокращения ширины грабен-синклиналей ятулийско-ладожского времени. Такую позицию занимают комплекс Вайноспаа и Большелицевский массив по отношению к Печенгской структуре, а умбареченский и стрельнинский комплекс - по отношению к Имандра-Варзугской.

По предложенной ВСЕГЕИ систематике тектонических структур для целей металлогенического анализа /41/ пояса гранитных интрузий Ювооайвско-Урагубской и Иннари-Киркенесской зон относятся к внеаккумулятивному подтипу зон повторного орогенеза, связанного с орогенными процессами в соседней подвижной области (в рассматриваемом случае - в поясе свекокарелид). Используя мобилистскую концепцию тектоники, можно конкретизировать геодинамическую обстановку формирования комплексов и тип контролирующих их структур (рис.3). Основой для палеогеодинамической реконструкции служит модель строения складчатого пояса свекокарелид, предложенная А.Хитанен /53/, учитывающая классификации структурных элементов земной коры А.А.Ковалева /22/ и новых материалов по формационному анализу нижнепротерозойских образований восточной части щита /19,27 и др./.

В ятулийское время Кольско-Беломорский кратон представлял собой континент с пассивной юго-западной окраиной и рифтовой зоной "Печенга-Имандра-Варзуга-Ветренный пояс" в удаленной от побережья океана стабильной области. В океаническом бассейне в этот период различаются эвгеосинклинальная область со свекофеннско-ботнической островной дугой (центральная часть щита), Центрально-Финляндский микроконтинент (срединный массив) и миогеосинклиналь окраинного моря между континентом и островной дугой (Саво-Ладожская зона, доготские образования зоны Кируна-Шелеффео). Закрытие окраинного моря в калевийско-ладожский период приводит к формированию на краю Кольско-Беломорского континента орогенных зон двух типов. В северной части это ороген столкновений островной дуги с пассивной окраиной, преобразуемой в активную окраину кордильерского типа, в Саво-Ладожской зоне возникает ороген столкновения микроконтинента с пассивной окраиной. Одновременно с этими процессами в тыловой части кратона отмирает рифтовый пояс. Между орогенами окраины континента и рифтовым поясом закладывается система внутриконтинентальных трансформных разломов, которые рассекают кратонизированные блоки литосферы и возбуждают магматическую деятельность в "зонах отраженной активизации".

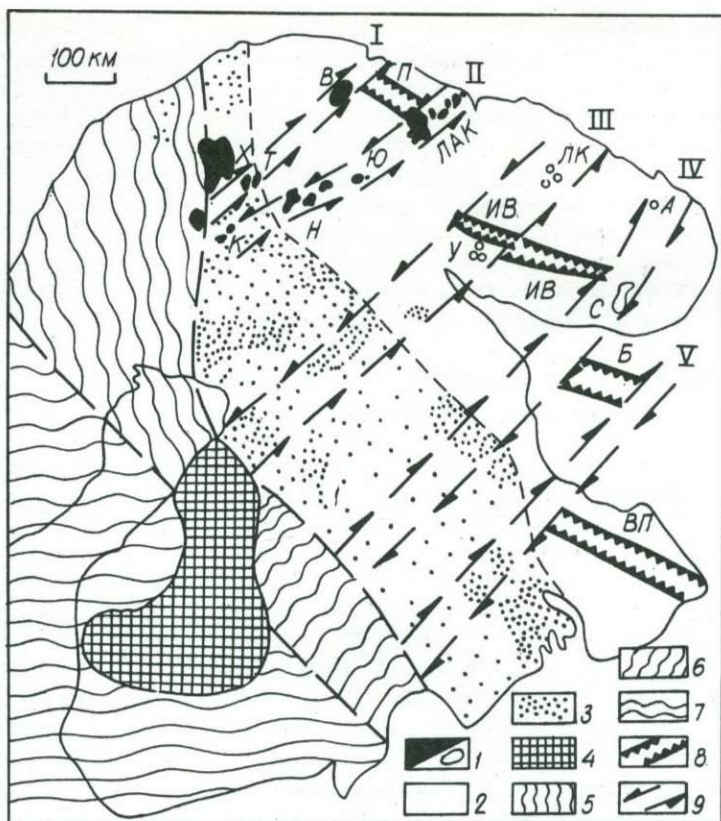


Рис. 3. Реконструкция структурно-геодинамической обстановки в восточной части Балтийского щита в период становления позднекарельских гранодиорит-гранитной и лейкогранитной формации (1.75–1.84 млрд. лет).

1 - интрузивные комплексы гранодиорит-гранитной (черное) и лейкогранитной формации (Ю - ювоайвский, ЛАК - лицко-арагубский, Н - Наттанен, К - кительский, Т - Тепастон, Х - Хета, В - Вайноспаа, ЛК - лязозерско-контозерский, У - умбареченский, А - адийокский, С - стрельнинский), 2 - стабильная область эписуийского кратона (Кольско-Беломорский континент), 3 - пассивная окраина континента, осложненная вулканогенно-осадочными прогибами, 4 - Центральнo-Финляндский срединный массив (микроплита), 5 - ороген кордильерского типа в области столкновения островной дуги с пассивной окраиной континента, 6 - ороген столкновения микроплиты с пассивной окраиной континента (Саво-Ладожская зона "закрытия" мнoгoеосинклинальной области окраинного моря), 7 - зона свекофеннид - ороген островодужного типа, 8 - внутриконтинентальные рифты (П - Печенгский, ИВ - Имандра-Варзугский, Б - Беломорский, ВП - Ветреного пояса), 9 - зоны трансформных разломов (1 - Иннари-Киркенесская, П - Ювоайвско-Урагубская, Ш - Оулу-Контозерская, 1У - Стрельнинско-Святоносская, У - Савонлинна-Выгозерская).

Трансформные разломы на активной окраине кордильерского типа обеспечивают поступление в гранито-гнейсовый слой мантийных подщелочных магм, формирующих монодиорит-граносиенитовые интрузивные серии латитового типа (ранние и заключительные фазы в многофазных плутонах гранодиорит-гранитной формации), которые за счет вовлекаемого в процессы переплавления вещества гранито-гнейсового слоя дополняются комплементарной гранит-лейкогранитной серией. В более пассивной и удаленной от орогенов столкновения восточной части щита зоны трансформных разломов, по-видимому, не вызвали генерацию магматических очагов в мантии и служили проводниками только тепловых пото-

ков повышенной плотности, что привело к образованию в гранито-гнейсовом слое термических аномалий, маркируемых участками развития интрузивов формации лейкогранитов.

Геодинамическая обстановка активной окраины континента кордильерского типа, существовавшая в конце свекокарельского тектоно-магматического мегацикла в северной части Балтийского щита, во многом сходна с режимом развития в кайнозой западной окраины Североамериканского континента: в активизированный докембрийский поколь в этот период здесь внедрились многочисленные гипабиссальные и субвулканические интрузии латитовой серии, с которыми связаны крупнейшие проявления молибден-порфировой рудной формации (Клаймекс, Юрэд-Гендерсон, Квеста и др.).

Строение, состав и стадийность формирования плутонов ювоайвского комплекса

В состав комплекса входят два плутона центрального типа: Ювоайвский массив и шток Учабю, а также пояс гранит-порфириновых даек, прослеживающихся к северу и югу от г.Учабюайв на площади 2.5x7 км (рис.4).

Ювоайвский массив

Ювоайвский массив имеет в плане форму овала размером 6x8 км и площадью 42 км² (рис.4,5). Геоморфологическим выражением гранитного плутона является куполообразная гора Ювоайв, возвышающаяся над долиной р.Явр почти на 500 м. М.И.Дубровский /15/ по наблюдениям над пластовой отдельностью в гранитах высказал предположение, что поверхность возвышенности представляет собой на большей части отпрепарированный аликальный свод интрузива.

По гравиметрическим данным гранитный плутон представляет собой купол, боковые поверхности которого круто погружаются под гранулиты. Восточный контакт плутона более пологий, здесь, на глубине 1.5-2 км, от него к северо-востоку (к горе Учабюайв) протягивается гребень шириной до 3 км. На юго-востоке поверхность контакта падает под вмещающие породы под углом 60-80°, граниты в эндоконтактной зоне сильно альбитизированы. На юго-западе, в полосе протяженностью около 1.5 км, контакт плутона с гранулитами представляет собой неширокую (0.1-0.2 км) зону эруптивной брекчии, в которой раздробленные гранулиты в результате интенсивного окварцевания, биотитизации преобразованы в своеобразные контактово-метасоматические породы - "метгранулиты", или метасоматиты, сохраняющие текстуру исходной породы /15/.

В обобщенной схеме формирования плутона выделяются шесть фаз и дайковые серии, представленные как комплементарными каждой фазе аплитами или кварцевыми порфирами, так и постгранитными лампрофирами (рис.6, табл.3,4). Типы и эталоны петрографических разновидностей гранитов при картировании определены на основе физиографической систематики С.М.Бескина /3/. Строение плутона основано на гранитах трех физиографических типов: А, Б и В (рис.7).

Более 60% площади плутона слагают граниты главной (Ш) интрузивной фазы: неравнозернистые (неяснопорфиридные) крупнозернистые и крупно-среднезернистые микроклин-плагиоклазовые биотитовые граниты с массивной текстурой (типы А-1 и А-2), светлой буровато-красной окраски. Среди них как особая фацциальная разновидность выделяются темно-красные мезократовые и меланократовые граниты типа А-4 с повышенным содержанием магнетита, достигающим до 3-4% (табл.4). В физических полях выходы меланократовых магнетит-биотитовых гранитов фиксируются контрастными магнитными аномалиями (в 3-6 раз превышающими фон), совпадающими с положительными гравитационными аномалиями (рис.5). В эндоконтакте плутона в западной его части в гранитах несколько уменьшается зернистость и возрастает содержание калиевого полевого шпата. Особенно характерна эта микроклинизированная разновидность (тип А-3) для апофиз лейкократовых гранитов главной фазы в ранних меланократовых гранитах в районе скважины № 1 (см.ан. 2024/2 в табл.5,6).

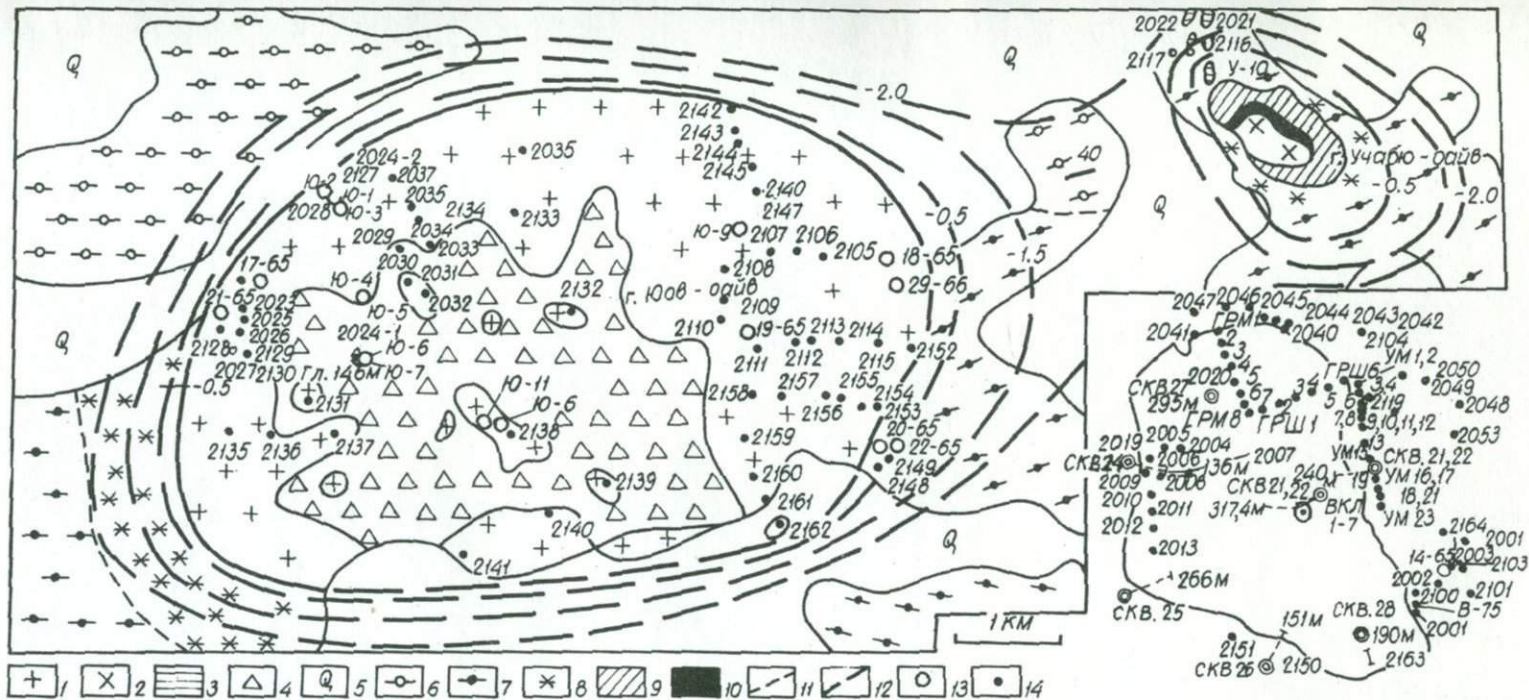


Рис.4. Обзорная схема геологического строения и минералого-геохимического опробования ювовайевского комплекса.

1 - граниты Ювовайевского массива, 2 - кварцевые порфиры и грейзены штока Учабьюайв, 3 - дайки гранит-порфиров межгорья, 4 - глыбовый делювиальный чехол, 5 - четвертичные отложения, 6 - гранулиты, 7 - неравномерно биотитизированные и хлоритизированные метагранулиты, 8 - зоны сплошной биотитизации метагранулитов, 9 - зона эруптивной брекчи, 10 - магнетитовая "зона грейзенов и альбититов", 11 - условная граница зоны сплошной биотитизаций, 12 - предполагаемые положения кровли массива, по гравиметрическим данным (цифры на изобатах - глубина, км), 13 - участки отбора средних проб из коллекций Н.Н.Бузаева, М.И.Дубровского, А.В.Барабанова, 1962-1974 гг., 14 - точки опробования 1977 г. (коллекция Г.В.Виноградовой, А.Н.Виноградова). На врезке-схеме размещения проб на г.Учабьюайв.

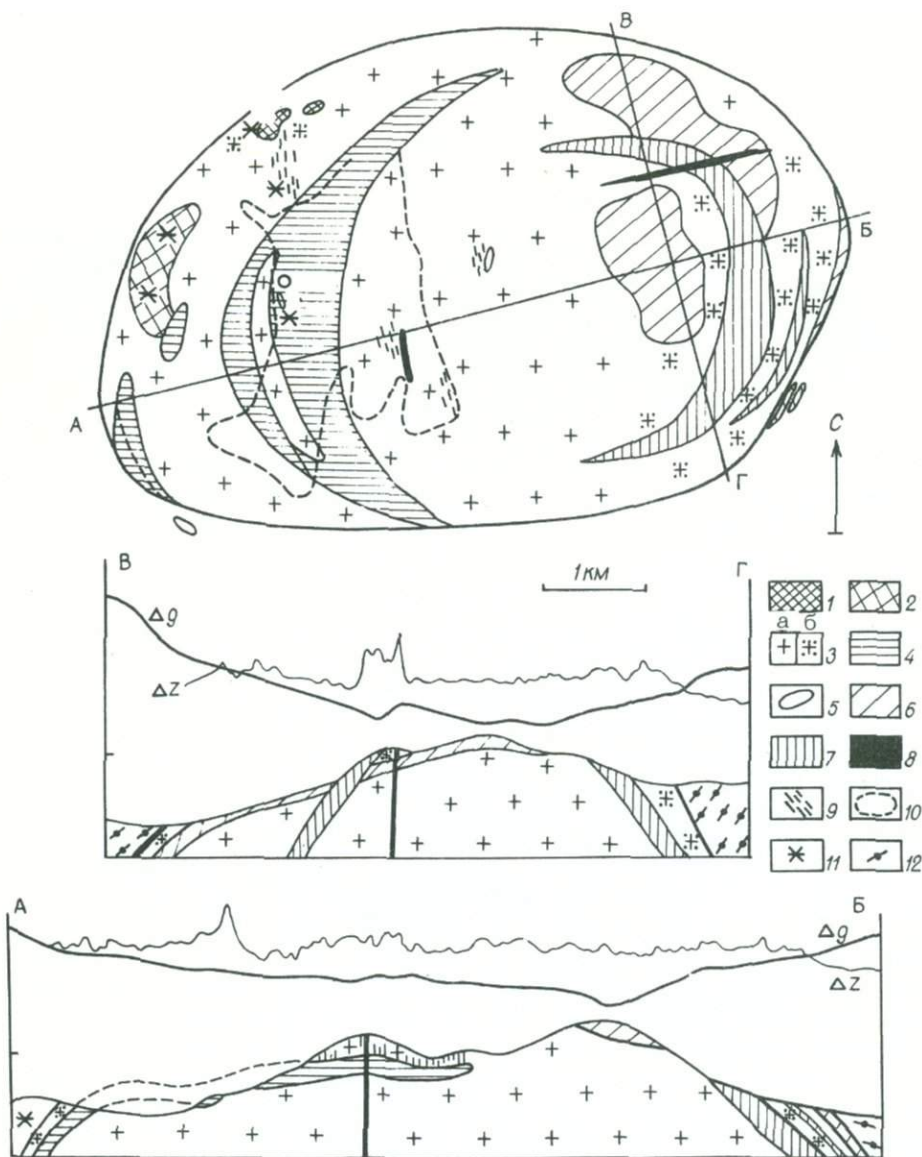


Рис.5. Схема геологического строения Юовоайевского массива.

1 - меланократовые магнетит-биотитовые граниты 1 фазы, 2 - мелко-среднезернистые биотитовые граниты П фазы, 3 - порфировидные граниты Ш (главной) фазы (а - неизмененные, б - с наложенными метасоматическими парагенезисами), 4-7 - комплекс дополнительных интрузий: 4 - среднезернистые биотитовые лейкограниты 1У фазы, 5 - аплиты (дайкивая серия 1У фазы), 6 - крупнозернистые аляскиты У фазы, 7 - крупно- и среднезернистые мусковитовые лейкограниты У1 фазы, 8 - дайки гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров УП фазы, 9 - кварцевые жилы и грейзены, 10 - контур рассеяния грейзенов в деплювиальном чехле, 11 - рудопроявления молибдена, 12 - метагранулиты, Δg - аномальная составляющая гравитационного поля, Δz - вертикальная компонента аномального магнитного поля. Схема составлена А.Н.Виноградовым с использованием материалов /15/.

Таблица 4

Минеральный состав гранитов Юовоайвского массива

Минерал	Фаза					
	1	П	Ш	1У	У	У1
В массовых процентах						
Кварц	31.2	30.5	29.4	30.3	33.4	39.1
Плагиоклаз	40.0	34.3	38.6	42.5	34.9	31.9
Микроклин	21.5	33.3	29.1	25.7	29.5	27.6
Биотит	3.1	0.5	2.2	1.2	0.9	0.2
Мусковит	0.2	0.1	0.02	0.02	0.8	0.4
Хлорит	0.01	0.08	0.02	0.01	0.02	0.01
В граммах на тонну						
Амфибол	40	-	3	30	+	-
Гранат	106	32	23	12	2	2
Эпидот	134	16	57	60	-	-
Ортит	3	22	15	-	-	-
Циркон	288	64	313	55	73	157
Торит	+	7	3	+	91	+
Сфен	-	137	17	-	-	-
Пироклор	75	4	5	2	4	+
Колумбит	-	+	32	4	6	+
Ильменорутил	-	10	6	-	140	-
Рутил	-	4	+	31	48	473
Лейкоксен	-	9	46	+	-	-
Ильменит	1477	1308	1295	258	293	129
Гематит	48	11	94	7	32	-
Гетит	+	18	24	49	6	345
Магнетит	28177	6885	7252	1251	1187	3829
Самородное железо	172	+	-	-	-	329
Пирит	388	6	49	21	2	4
Молибденит	2150	5	8	18	+	-
Флюорит	5611	3801	3769	1014	1802	2959
Апатит	71	68	560	16	15	4
Монацит	473	286	356	55	289	66
Бастнезит	8	+	+	16	+	+
Количество анализов	3	4	4	4	3	1

В восточной эндоконтактной зоне массива, насыщенной инъекциями мусковитовых лейкогранитов У1 фазы, биотитовые граниты повсеместно, но неравномерно окварцованы, мусковитизированы и альбитизированы, наложенные минеральные ассоциации составляют не более 10-15% и породы сохраняют в основном физиографический тип главной разновидности - А-2, становясь при этом более лейкократовыми и светлоокрашенными.

В северо-западной части массива в гранитах главной фазы сохранились крупные останцы пород двух более ранних интрузивных фаз. Первая представлена такситовыми меланократовыми и мезократовыми мелко-среднезернистыми магнетит-биотитовыми гранитами типа А-5 (рис.6, табл.7,8). Самый большой блок площадью около 1000 м² встречен у скв.1 и прослежен по ней до глубины 170 м. По существу он представляет собой участок эруптивной брекчии, в котором мелагранитный субстрат раздроблен и насыщен гнездами и жилами лейкогранитов, кварцевых порфиров и аплитов. Вокруг лейкогранитовых и аплитовых

Таблица 5

Химический состав неяснопорфировидных крупно-среднезернистых гранитов главной (Ш) фазы Ювоайвского массива, мас. %

Компоненты	Неизмененные породы			Магнетитизация	Калишпатизация	Грейзенизация и альбитизация		
	биотитовые микроклин-плагиоклазовые граниты			магнетит-биотитовый гранит	двуслюдяной плагиомикро-клиновый гранит	двуслюдяные микроклин-плагиоклазовые лейкограниты		
	A-1	A-2		A-4	A-3	A-2		
	Ю-8	Ю-5	2147/8	2147/7	2024/2	18-65	29-66	2162/1
SiO ₂	71.57	73.40	70.78	70.04	69.80	74.66	74.86	74.63
TiO ₂	0.21	0.28	0.49	0.65	0.17	0.10	0.01	0.10
Al ₂ O ₃	14.64	13.41	13.44	12.70	15.70	12.26	13.70	12.79
Fe ₂ O ₃	0.84	0.91	1.59	2.96	0.67	0.93	0.53	0.59
FeO	0.80	1.26	1.33	1.95	0.48	0.74	0.71	0.84
MnO	0.03	0.04	0.05	0.06	0.02	0.01	0.02	0.01
MgO	0.35	0.44	0.76	0.60	0.28	0.11	0.16	0.22
CaO	1.28	1.21	0.94	1.03	1.22	1.23	0.81	0.70
Na ₂ O	4.57	3.15	4.00	3.62	4.57	4.13	4.42	3.92
K ₂ O	4.30	5.09	4.65	4.64	6.45	4.12	4.53	4.99
H ₂ O ⁻	0.08	0.17	0.12	0.12	0.16	0.18	0.04	0.10
H ₂ O ⁺	0.43	0.32	0.63	0.44	0.51	0.55	0.11	1.29
P ₂ O ₅	0.07	0.10	0.12	0.14	0.02	0.24	0.02	0.02
F	0.35	0.20	0.29	0.36	0.12	0.35		0.20
Cl	0.009	0.006	0.008	0.010				

ПРИМЕЧАНИЕ. Здесь и в табл. 6, 7, 8, 9 типы гранитов (A-1, A-2, A-3, A-4) даны по физиографической систематике С. М. Бескина /3/.

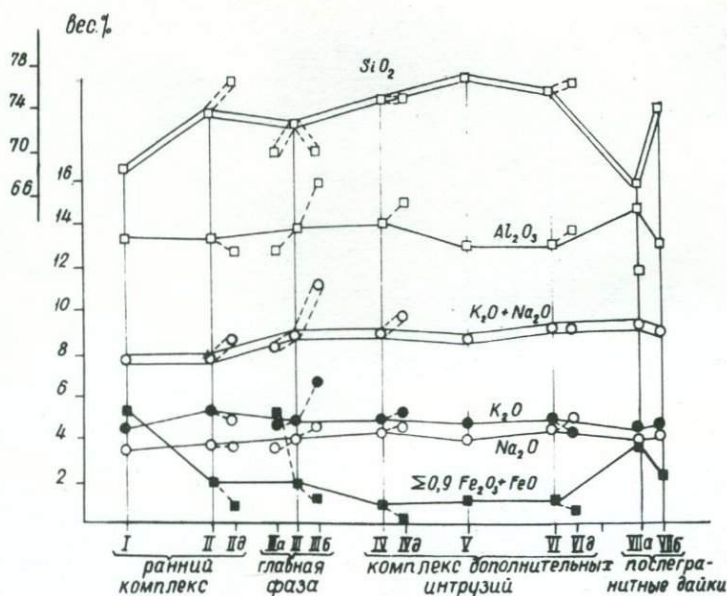


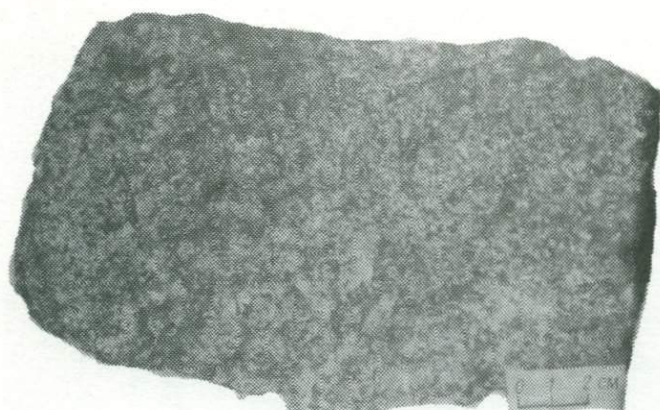
Рис.6. Диаграмма эволюции химического состава интрузивных фаз Юово-айвского массива. Номера фаз те же, что на рис.5. Индекс "д" - дайковые серии, индексы "а" и "б" - фациальные разновидности.

инъекций в меланократовых и мезократовых гранитах развивается гнездово-вкрапленная молибденитовая минерализация. О первичном, не искаженном последующими процессами составе мелагранитов можно составить лишь приближенное представление, поскольку в такситовых блоках не встречены участки без более поздних прожилков и гнезд. Для определения химического состава гранитов первой фазы из этой брекчии был выбран штупф весом менее 1 кг, не содержащий видимых лейкогранитных прожилков (см.ан. Ю-1 в табл.7). Минеральный состав определялся по валовым пробам весом 10-50 кг, отобранным с площади 10-20 м², поэтому приведенные в табл.8 содержания минералов характеризуют состав брекчиевого блока в целом.

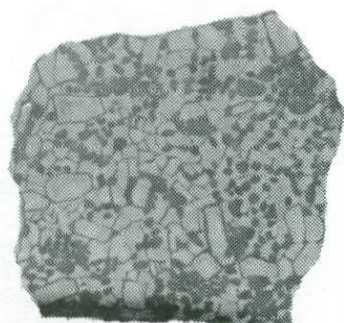
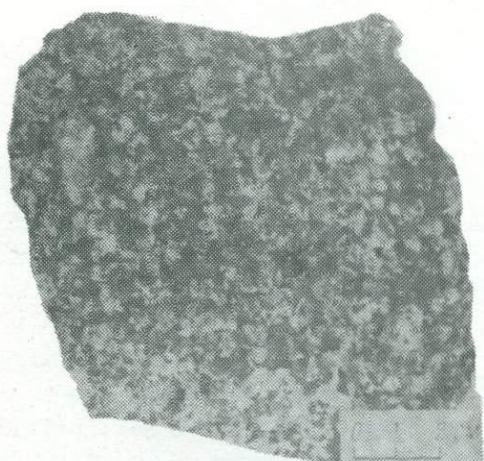
Вторая фаза представлена темно-красными мелкозернистыми магнетит-биотитовыми лейкократовыми гранитами с такситовой текстурой, обусловленной наличием многочисленных "теневых", сильно переработанных ксенолитов меланократовых гранитов первой фазы. На участках, свободных от ксенолитов, лейкограниты второй фазы равнозернистые (тип А-5), а в блоках брекчированных мелагранитов лейкограниты приобретают резкопорфировидную структуру и переходят в гранит-порфиры (тип А-4). Мелкозернистые магнетит-биотитовые лейкограниты второй фазы прорываются неяснопорфировидными гранитами главной фазы и рассекаются многочисленными дайками светло-красных кварцевых порфиров и гранит-порфиров с тонкозернистой основной массой и вкрапленниками кварца и плагиоклаза размером до 5-7 мм. В других участках массива подобные породы встречаются редко. Возможно, кварцевые порфиры представляют собственную дайковую серию гранитов второй интрузивной фазы.

В комплекс дополнительных интрузий выделяются ультракислые лейкограниты типа А-5, аляскиты типа Б-1, Б-2 и мусковитовые граниты типа В-1 (табл.8,9,10, рис.6).

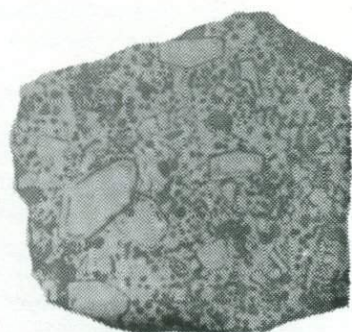
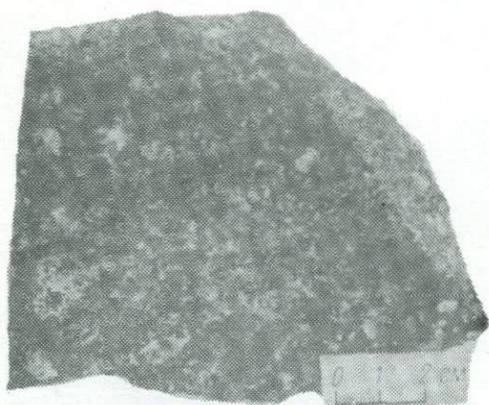
Среднезернистые и мелко-среднезернистые неравномернозернистые порфировидные биотитовые лейкограниты А-5 светло-красной или пятнистой бело-красной окраски в западной части массива слагают пологопадающую (10-15°) в западном направлении интрузивную залежь мощностью около 100 м. Верхние и средние горизонты этой залежи вскрыты на дневной поверхности в почти не-



I фаза, тип А-5



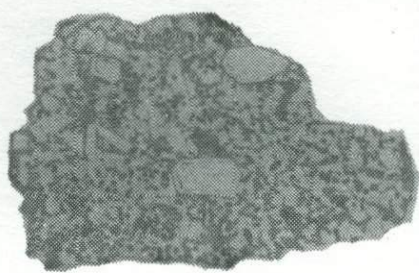
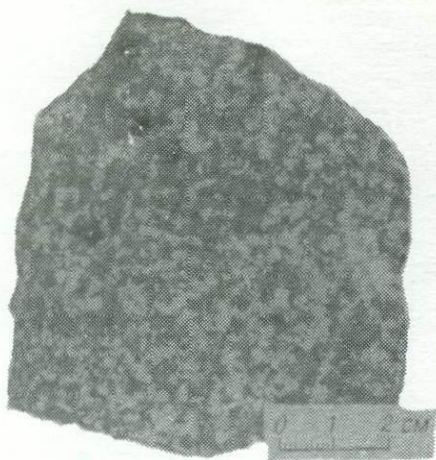
III фаза, тип А-1



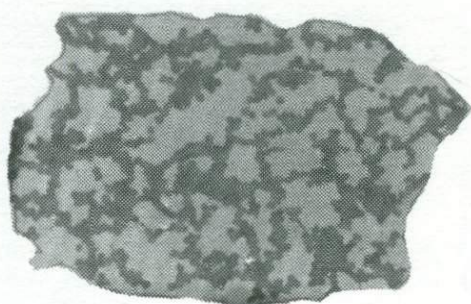
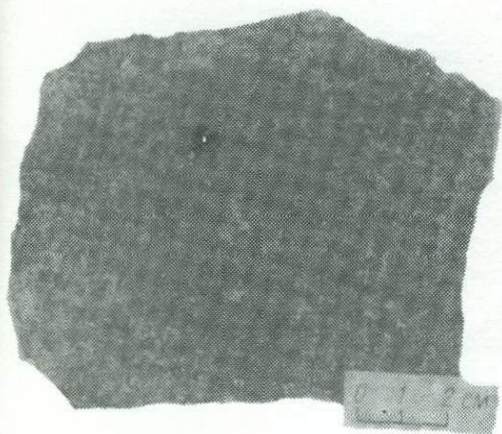
III фаза, тип А-4

Рис. 7. Физиографические типы гранитов Ювоайвского массива. Справа — рисунки структуры эталонных типов гранитов /3/.

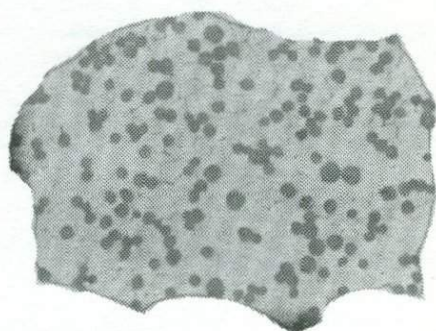
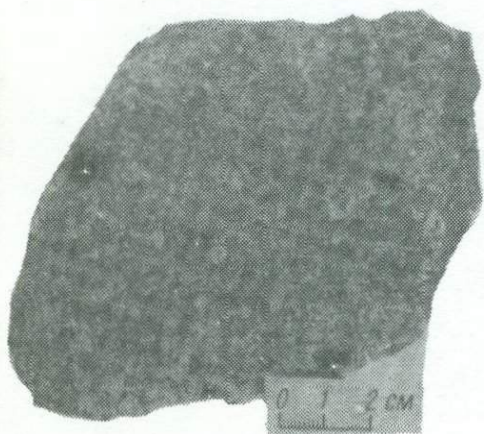
1 фаза — меланократовый магнетит-биотитовый гранит с прожилками лейкогранита и вкрапленностью молибденита; III (главная) фаза: тип А-1 — ведущая разновидность, тип А-4 — меланократовая магнетит-биотитовая разновидность; IУ фаза — биотитовый среднезернистый гранит; У фаза — крупнозернистый аляскит; У1 фаза — средне-крупнозернистый мусковитовый лейкогранит. На всех фотографиях и рисунках кварц — черный или темно-серый, полевые шпаты — светло-серые и белые.



IV φάση, τύπ Α-3



V φάση, τύπ Β-1



VI φάση, τύπ Β-1

Минеральный состав неяснопорфировидных крупно-среднезернистых гранитов главной (Ш) фазы Ювоайвского массива

Минерал	Неизмененные породы			Магнетитизация	Калишпатазация	Грейзенизация и альбитизация	
	биотитовые микроклиноплагиоклазовые граниты			магнетитовый гранит	двуслюдяной плагиоклиновыи гранит	двуслюдяные микроклиноплагиоклазовые лейкограниты	
	A-1	A-2		A-4	A-3	A-2	
	Ю-8	Ю-5	2147/8	2147/7	2024/2	18-65	2162/1

В массовых процентах

Кварц	24.3	34.6	24.0	28.2	39.7	37.0	37.0
Плагиоклаз	49.1	28.1	41.6	34.8	17.4	33.5	41.5
Микроклин	23.7	34.5	26.6	25.8	39.9	26.3	19.7
Бiotит	1.7	1.5	6.4	6.4	1.1	0.9	0.6
Мусковит	0.03	+	0.02	0.04	0.3	1.0	0.04
Хлорит	0.04	0.04	+	+	0.02	+	+

В граммах на тонну

Амфибол	-	-	3	9	91	-	56
Гранат	17	+	56	20	31	4	10
Эпидот	159	68	-	-	-	4	-
Циркон	143	548	241	847	356	56	306
Ортит	-	3	47	378	-	15	-
Торит	+	+	6	54	+	2	-
Сфен	-	69	-	-	-	6	-
Пироклор	+	+	8	1672	16	22	80
Колумбит	110	20	+	+	+	-	-
Ильменорутил	23	+	-	-	+	900	-
Рутил	2	-	-	-	-	-	61
Лейкоксен	184	+	+	+	+	-	63
Ильменит	207	1235	2875	3208	3128	1160	4
Гематит	321	57	-	-	375	-	-
Гетит	-	94	-	-	-	54	11
Магнетит	4141	8248	8402	37583	6134	9860	6215
Пирит	93	68	31	73	319	4	1
Молибденит	+	30	-	2	6	2	1
Флюорит	5285	1621	1414	1823	3040	300	3611
Апатит	-	796	799	2811	94	4	+
Монацит	325	77	855	321	14	430	207
Бастнезит	+	+	+	+	-	+	+

ПРИМЕЧАНИЕ. В пр. 2024/2 445 г/т самородного железа, в пр. 2162/1 2 г/т турмалина.

Таблица 7

Химический состав пород ранних интрузивных фаз Юовоайвского массива, мас.%

Компоненты	Фаза I	Фаза II			
	мелкозернистый магнетит-биотитовый гранит	мелкозернистые магнетит-биотитовые лейкограниты		биотитовые кварцевые порфиры	
		А-5		А-4	
	Ю-1	Ю-3	17-65	Ю-2	21-65
SiO ₂	68.37	72.97	74.13	75.61	75.55
TiO ₂	0.61	0.17	0.24	0.08	0.12
Al ₂ O ₃	13.23	12.97	13.30	13.08	13.05
Fe ₂ O ₃	2.74	1.41	0.96	0.32	0.64
FeO	2.67	0.97	0.85	0.68	0.22
MnO	0.08	0.03	0.03	0.01	0.00
MgO	0.93	0.18	0.62	0.10	0.45
CaO	1.85	1.71	1.23	1.21	0.90
Na ₂ O	3.71	3.23	3.73	3.78	3.80
K ₂ O	4.61	5.65	4.76	4.77	5.13
H ₂ O ⁻	0.05	0.00	0.13	0.01	0.10
H ₂ O ⁺	0.25	0.29	0.50	0.37	0.34
P ₂ O ₅	0.07	0.01	0.24	0.002	0.03
F	0.77	0.18	0.06	-	0.00
Cl	0.01	0.006	0.007	-	-

прерывной цепи выходов в районе, примыкающем к скв.2. В разрезе скважины подошва интрузива подсечена на глубине около 60 м. Внутри залежи лейкогранитов сохраняются маломощные пологие пластины-перемычки порфировидных гранитов. Среднезернистые лейкограниты пересекаются мелкозернистыми, равнозернистыми альбитизированными аплитами с гнездами флюорита и кварцевыми жилами с грейзеновыми оторочками. В центре массива в надинтрузивной зоне над нескрытым выступом этой интрузии, отчетливо фиксируемым по отрицательной гравитационной аномалии, в гранитах главной фазы развита система сближенных кварц-мусковитовых и флюорит-мусковитовых жильных грейзенов или кварцевых жил с грейзеновыми оторочками. В западной части массива над зоной погружения интрузии лейкогранитов под участок брекчированных останцов ранних фаз в порфировидном граните также развиты кусты жильных грейзенов и кварцевых жил с бедной неравномерной вкрапленностью монацита, магнетита и молибденита и гнездами с лимонит-гетитовыми охрами.

Крупнозернистые и средне-крупнозернистые темно-красные мусковит-биотитовые аляскиты с черным кварцем слагают пологую интрузивную залежь, "бронирующую" северный склон и перекрывающую порфировидные граниты на главной вершине г.Юовоайв. Узкие полосы аляскитов отмечены также у восточного края массива и на южном склоне главной вершины. Судя по конфигурации выходов, на поверхности представлены придонные части залежи. Кровля ее достоверно не установлена, поэтому вертикальная мощность оценивается приближенно в несколько десятков метров. Возрастные соотношения аляскитов со среднезернистыми гранитами прямыми наблюдениями не установлены. Условно, исходя из общих закономерностей смены во времени гранитов типа А гранитами

Минеральный состав пород ранних интрузивных фаз Ювоайвского массива

Минерал	Фаза I			Фаза II			
	мелкозернистые магнетит-биотитовые граниты			мелкозернистые магнетит-биотитовые лейкограниты		биотитовые кварцевые порфиры	
	А-5			А-5		А-4	
	Ю-1	2027/1	2127	Ю-3	17-65	Ю-2	21-65

В массовых процентах

Кварц	31.6	29.0	33.0	30.0	30.8	30.1	31.2
Плагиоклаз	36.1	45.1	38.8	35.1	32.6	39.7	29.7
Микроклин	22.3	20.7	21.5	32.2	33.3	29.2	38.5
Биотит	4.7	2.0	2.5	0.3	1.1	0.4	0.2
Мусковит	+	0.03	0.6	+	0.3	-	0.1
Хлорит	+	0.03	+	0.02	0.3	+	0.02

В граммах на тонну

Эпидот	-	402	-	-	53	-	-
Гранат	213	16	86	45	-	83	1
Циркон	525	177	163	76	90	69	19
Ортит	9	-	-	7	100	8	1
Торит	+	-	-	+	+	-	-
Сфен	-	4	-	33	510	-	4
Пироклор	-	333	-	13	-	-	-
Колумбит	-	-	-	+	-	+	+
Ильменорутил	-	-	-	18	-	21	-
Рутил	-	-	-	5	-	12	-
Лейкоксен	-	-	+	18	-	18	-
Ильменит	2444	103	1885	741	3070	186	1236
Гематит	+	-	123	15	3	23	3
Гетит	-	-	-	32	+	40	-
Магнетит	38655	19533	26343	13014	11520	1637	1370
Железо самородное	-	-	515	+	-	10	-
Пирит	364	601	20	15	6	-	3
Халькопирит	-	+	+	+	-	-	-
Молибденит	1979	3149	1322	3	-	17	-
Флюорит	7403	5596	3983	9145	350	4225	485
Апатит	-	163	-	-	255	-	19
Монацит	699	183	536	263	780	71	32
Бастнезит	+	+	17	+	+	-	-

ПРИМЕЧАНИЕ. В пр. 2127 турмалин 26, амфибол 58 г/т, в пр. 2027/1 карбонат 2 г/т, гиперстен 2 г/т.

Таблица 9

Химический состав пород дополнительных интрузий Юовойвского массива, мас.%

Компоненты	Фаза 1У				Фаза У				Фаза У1		
	среднезернистые биотитовые лейкограниты				средне-крупнозернистые аляскиты				крупно-среднезернистые мусковитовые граниты		
	А-5				Б-1	Б-2	Б-2	Б-1	В-1		
	Ю-6	2131	2130	2024/1	2142	Ю-9	19-65	2145	2147/2	2162/1	2155
SiO ₂	73.68	73.88	74.95	72.36	75.02	75.18	75.89	76.17	74.36	75.32	75.54
TiO ₂	0.10	0.24	0.06	0.15	0.12	0.13	0.01	0.12	0.12	0.14	0.09
Al ₂ O ₃	14.03	13.66	13.41	14.67	12.33	13.35	12.60	12.63	13.35	12.41	12.75
Fe ₂ O ₃	0.33	0.69	0.24	0.53	0.57	0.19	0.54	1.01	0.87	0.78	0.80
FeO	0.42	1.14	0.34	0.60	0.66	1.19	0.35	0.28	0.28	0.89	0.33
MnO	0.02	0.02	0.008	0.02	0.02	0.02	0.00	0.01	0.09	0.01	0.01
MgO	0.24	0.30	He обн.	0.23	0.16	0.35	0.15	0.10	0.05	0.05	0.12
CaO	1.07	0.89	0.66	1.26	0.70	0.78	0.87	0.56	0.77	0.38	0.60
Na ₂ O	3.82	3.98	4.32	4.52	4.12	3.55	3.70	3.97	4.49	3.90	4.17
K ₂ O	5.00	4.36	4.87	5.08	4.60	4.40	4.90	4.48	4.60	5.08	4.65
H ₂ O ⁻	0.11	0.12	0.12	0.00	0.04	0.04	0.10	0.02	0.16	0.06	0.04
H ₂ O ⁺	0.48	0.39	1.12	0.35	0.46	0.39	0.33	0.53	0.55	0.44	0.42
P ₂ O ₅	0.05	0.05	0.02	0.05	0.01	0.04	0.24	0.005	0.01	He опр.	0.01
F	0.15	0.10	0.04	0.31	0.40	0.072	He опр.	He опр.	0.32	0.18	0.17
Cl	0.011	0.006	0.005	0.012	0.012	0.007	He опр.	He опр.	He опр.	0.009	0.008

Минеральный состав пород дополнительных интрузий Ювоайвского массива

Минерал	Фаза 1У				Фаза У			Фаза У1
	среднезернистые биотитовые лейкограниты				средне-крупнозернистые аляскиты			крупно-среднезернистый мусковитовый лейкогранит
	Ю-6	2131	2130	2024/1	2142	Ю-9	19-65	2161/1

В массовых процентах

Кварц	27.1	23.2	32.0	37.1	29.0	34.2	36.9	39.1
Плагиоклаз	36.6	49.3	43.6	38.1	41.9	32.6	30.1	31.9
Микроклин	35.6	24.7	23.0	22.3	26.8	31.7	30.1	27.6
Биотит	0.5	1.9	0.9	1.6	1.1	1.1	0.46	0.2
Мусковит	+	0.02	0.01	0.03	0.7	0.04	1.63	0.4
Хлорит	+	+	+	+	+	+	0.05	+

В граммах на тонну

Амфибол	-	28	70	24	1	-	-	-
Гранат	18	-	18	13	5	-	2	2
Эпидот	-	22	219	-	-	-	-	-
Циркон	98	77	22	29	143	68	9	157
Торит	+	+	+	+	272	+	+	+
Пирохлор	-	+	4	5	+	+	11	+
Колумбит	15	+	+	+	+	14	5	+
Ильменорутил	-	-	-	-	-	19	400	-
Рутил	6	-	120	-	-	+	143	473
Ильменит	114	564	41	312	937	529	350	129
Гематит	20	7	-	-	70	-	25	-
Гётит	196	-	-	-	-	17	-	345
Магнетит	119	3735	179	971	759	2125	688	3829
Пирит	10	+	16	59	3	2	-	4
Молибденит	28	+	-	44	1	-	-	-
Флюорит	1593	549	68	1847	3534	261	1610	2959
Апатит	-	30	3	32	-	38	6	4
Монацит	10	185	3	26	278	154	435	66

ПРИМЕЧАНИЕ. В пр. Ю-6 - единичные знаки лейкоксена, в пр. 2131 - 52 г/т бастнезита, в пр. 2161/1 - 329 г/т самородного железа.

типа Б в типовых плутонах редкометалльных гранитов /3/, аляскиты отнесены к пятой фазе.

Крупнозернистые и средне-крупнозернистые равномернозернистые светло-красные мусковитовые лейкократовые граниты с бесцветным или светло-серым кварцем (тип В-1) слагают полукольцевую, в плане пологопадающую пластообразную залежь в восточной части массива. Непосредственных контактов мусковитовых гранитов с аляскитами не наблюдалось, но секущее положение полосы выходов мусковитовых лейкогранитов относительно широкого поля аляскитов на северном отроге главной вершины Юовоайва позволяет считать интрузию мусковитовых лейкогранитов более молодой (У1 фазой). Мощность главного тела 100-150 м, в кровле интрузии у юго-восточного края массива отмечен ряд более мелких (10-20 м) залежей. Вмещающие граниты главной фазы на этом участке повсеместно подвергаются слабой грейзенизации и альбитизации. Здесь же в экзоконтакте на расстоянии 50 м от массива среди метагранулитов встречены две параллельные дайки мощностью 14-18 и 5 м мелко-среднезернистых топаз-мусковитовых гранитов типа В-3 (ан. 22-65, 28-65 в табл.11,12), в значительной степени альбитизированных ("топазовые апограниты" по /12/). Возможно, эти породы представляют собой дайковую серию У1 интрузивной фазы.

Корреляция пород дайковой серии с главными фазами недостаточно ясна. Дайки кварцевых порфиров преимущественно развиты среди гранитов второй фазы, но встречаются и в главном плутоне. Белые флюоритовые аплиты встречены только в лейкогранитах 1У фазы, тогда как для главной фазы характерны лиловато-розовые тонкозернистые мусковитизированные аплиты. Наиболее поздняя генерация даек в массиве, прорывающая мусковитовые лейкограниты У1 фазы и содержащая ксенолиты розовых аплитов, представлена дифференцированными телами гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров. Мощность даек достигает 40-50 м, протяженность 0.2-1.5 км.

Наиболее полная картина дифференциации отмечена в 40-метровой дайке на северном отроге г.Юовоайв (см. ан. 2147 и 2147/1 в табл.11,12). Осевая зона мощностью 20-30 м сложена серым мелкопорфировидным магнетит-биотитовым гранодиорит-порфиром с мелкозернистой основной массой и вкрапленниками калишпата, плагиоклаза, биотита размером 5-7 мм, краевые зоны дайки сложены светло-красным мелкозернистым резкопорфировидным лейкократовым мусковит-биотитовым гранит-порфиром с вкрапленниками молочно-белого кварца (до 20% объема) и более редкими вкрапленниками красного калишпата с тонкой белой каймой плагиоклаза. Контрастность состава пород в этой дайке особенно резко проявляется при сопоставлении содержаний аксессуарных минералов (табл.12). Обращает на себя внимание повышенное содержание пиррохлора в гранодиорит-порфире и его полное отсутствие в гранит-порфире. По общему составу гранодиорит-порфиры сходны с магнетит-биотитовыми гранитами первой фазы, а гранит-порфиры - с породами дайкового пояса межгорья Учабюайв-Юовоайв. Эта особенность может свидетельствовать, с одной стороны, об определенной пульсационно-ритмичной эволюции магматического очага, а с другой стороны, бесспорно указывает, что к конечным фазам становление Юовоайвского массива ареал магматической активности не сужался до контуров массива, а напротив, расширялся и смешался в восточном направлении.

Ритмичный, или мультиплетный, характер эволюции последовательного ряда интрузивных фаз в массиве хорошо виден на рисунке 6. Важной особенностью эволюционного ряда является рост общей щелочности при относительно постоянном содержании фтора на уровне, соответствующем главным фазам интрузий редкометалльных плюмазитовых гранитов.

В западной части массива гранитный плутон главной фазы пересекается зоной кварцевых жил с грейзеновыми оторочками. Зона имеет простирание СЗ 345°, ширина ее до 1.5 км. Жилы в пределах этой зоны распределены неравномерно, образуя кулисообразную систему кустов, в которых число сближенных жил изменяется от 2 до 23 /14,15/. Длина жил от 5 до 400 м, мощность от 3 до 1.2 м. В кварцевых осях жил встречаются гнезда флюорита, гетитовых охр, пачки мусковита. Среднезернистые грейзены из оторочек жил имеют невы-

Химический состав пород дайковых серий Юовоайвского массива, мас.%

Компо- ненты	Фаза Шд	Фаза 1Уд	Фаза У1д		Фаза УП		
	аплиты		топаз-мусковитовые лейкограниты		гранодиорит- порфиры		гранит- пор- фир
	Ю-4	Ю-7	22-65	28-65	Ю-11	2147	2147/1
SiO ₂	72.48	73.92	75.12	76.16	67.59	66.08	73.38
TiO ₂	0.07	0.06	He обн.	0.01	0.62	0.83	0.26
Al ₂ O ₃	15.03	14.99	14.12	12.99	14.57	14.35	12.68
Fe ₂ O ₃	0.00	0.18	0.35	0.44	1.67	2.51	0.75
FeO	0.32	0.25	0.41	0.28	1.92	2.16	1.66
MnO	0.018	0.01	0.02	0.00	0.049	0.07	0.02
MgO	0.14	0.15	0.12	0.08	1.04	1.34	0.26
CaO	1.99	0.71	0.44	0.28	1.99	1.76	0.85
Na ₂ O	4.30	4.39	5.07	4.56	3.91	3.96	4.09
K ₂ O	5.10	4.97	4.38	4.17	4.44	4.28	4.61
H ₂ O ⁻	0.04	0.08	0.008	0.10	0.02	0.14	0.15
H ₂ O ⁺	0.12	0.46	0.19	0.36	2.21	1.00	0.63
P ₂ O ₅	0.015	0.008	0.00	0.14	0.18	0.26	0.06
F	1.04	0.070	He опр.	0.25	He опр.	0.35	0.34
Cl	<0.005	0.011	"	0.017	"	0.015	0.009

держанный состав (кварц 10-90%, мусковит 10-90%, флюорит 2-5%), по преобладающим минералам среди них выделяются четыре разновидности: мусковит-кварцевые, кварц-мусковитовые, мусковитовые и флюорит-мусковит-кварцевые. Кварцево-грейзеновый пояс расположен над нескрытой частью пластообразной интрузивной залежи среднезернистых биотитовых лейкогранитов 1У фазы. Судя по разрезу скв.2, грейзены выклиниваются в верхней части этой залежи. Верхний возрастной предел кварцево-грейзеновой жильной свиты определяется пересечением ее дайкой гранодиорит-порфиров УП фазы.

П л у т о н У ч а б ю

Плутон представляет собой субвулканическую постройку в виде центрального штока, окруженного поясом эруптивных брекчий и концентрической системой кварцевых жил. На современном эрозионном срезе центральный шток обнажен в привершинной части горы Учабюайв на площади около 0.5 км². В плане форма тела близка к овалу с осями 0.5x0.8 км (рис.8). На большей части обнаженной поверхности шток сложен флюорит-мусковит-кварцевыми среднезернистыми массивными грейзенами, прослеженными бурением на глубину до 300 м. Среди грейзенов сохраняются блоки и участки относительно слабо переработанных двуслояных и мусковитовых кварцевых порфиров (табл.13,14), представляющих собой светлоокрашенные белые и розовато-серые массивные неравнозернистые породы с вкрапленниками кварца размером 1-3 мм (до 20% объема породы) и единичными вкрапленниками олигоклаза № 17-23, основная масса тонкозернистая, с такситовой текстурой, обусловленной чередованием участков с микрогранитной и пластинчатозернистой структурой, характерной для наложенной метасоматической минеральной ассоциации (ее доля составляет не менее 20% объема породы).

Таблица 12

Минеральный состав пород дайковых серий Юовоайвского массива

Минералы	Фаза Шд	Фаза 1Уд	Фаза У1д		Фаза УП	
	аплит		топаз-мусковитовые лейкограниты		гранодиорит-порфиры	гранит-порфир
	Ю-4	Ю-7	22-65	28-65	2147	2147/1
Кварц	25.0	24.4	31.10	37.30	28.9	27.7
Плагиоклаз	41.8	46.3	41.40	36.80	46.3	42.0
Микроклин	31.9	29.2	23.25	21.90	13.9	24.3
Бiotит	0.05	+	-	0.09	7.1	5.2
Мусковит	+	+	3.2	3.6	0.1	0.3
Хлорит	+	+	-	-	0.01	+
Амфибол	-	-	-	-	7	11
Гранат	37	-	2	2	123	1
Топаз	-	-	9600	2500	-	-
Циркон	34	9	6	6	408	23
Ортит	-	1	-	-	+	13
Торит	+	4	+	+	+	2
Пироклор	8	4	+	4	2308	-
Колумбит	+	9	51	38	-	-
Ильменорутил	-	113	43	124	-	-
Рутил	-	1	12	-	1	47
Лейкоксен	2	149	+	+	+	+
Ильменит	294	3	-	23	2304	54
Гематит	4	10	-	48	358	46
Гетит	57	39	7	131	-	-
Магнетит	6	27	12	13	29778	1351
Пирит	47	4	-	-	732	-
Молибденит	83	-	-	-	+	8
Флюорит	12282	544	622	142	198	2542
Апатит	+	+	+	+	542	+
Монацит	6	+	19	12	68	111
Бастнезит	-	-	-	-	1070	9

ПРИМЕЧАНИЕ. Породообразующие минералы даны в мас.%, аксессуарные в г/т. В пробе Ю-7 13 г/т эпидота, в пр. 2147 125 г/т самородного железа.

По геофизическим данным /15,40/, вертикальная протяженность штока не менее 600-700 м, а непосредственно под его корневую часть прослеживается скрытый гранитный гребень, идущий от восточного края Юовоайвского массива. Кровля штока в привершинной части г.Учабюайв относительно полого погружается под гранулиты, а затем переходит в крутые боковые стенки. Площадь пологого участка кровли в 4-5 раз превышает площадь обнаженной части штока. В надинтрузивной зоне кислые гранулиты лапландского метаморфического комплекса интенсивно биотитизированы и серицитизированы, типоморфный для них гранат сохранился лишь в редких реликтах среди гнезд новообразованного биотита. Эти своеобразные метасоматиты по гранулитам, сохранившим текстурные особенности исходного субстрата, названы "метагранулитами". По геологическому положению и генезису метагранулитовая "шапка" над кварц-порфировым штоком Учабю соответствует обширным полям биотитовых метасоматитов, сопровождающих фанерозойские гипабиссальные интрузивы гранитоидов латитового ряда, внедряющиеся в флишеидные песчано-сланцевые толщи /35/.



Рис.8. Схема строения плутона Учабу /15/, с изменениями и дополнениями авторов.

1 - биотитизированные гранулиты, 2 - зона эруптивной брекчий с фельзит-порфировым и микрогранитным цементом, 3 - условные внешние границы зоны брекчий (длинные штрихи) и "магнетитовой" зоны с широким развитием альбититов по магматическому цементу брекчий, 4 - двуслюдяные кварцевые порфиры центрального штока, 5 - полевошпат-кварцевые жилы I генерации, 6 - флюорит-мусковит-кварцевые жилы II генерации, 7 - флюорит-кварцевые жилы III генерации, 8 - пирит-(гетит)-кварцевые жилы IV генерации, 9 - пирит-флюорит-мусковитовые грейзены-I по кварцевым порфирам, 10 - магнетит-флюорит-мусковитовые грейзены-II по магматитам и альбититам цемента брекчий, П - топаз-мусковитовые грейзены-III, 12 - условные границы между участками слабо измененных гранит-порфиров и грейзенами-I (короткий штрих), внешние контуры зон наложения грейзенов-III на грейзены-I. Машности жил преувеличены, мелкие жилы на разрезах даны без типизации.

Центральный шток окружен поясом брекчий с магматическим цементом. По отношению к штоку пояс асимметричен: в северном и восточном секторах экзоконтакта ширина его достигает 0.5 км, в южном 0.1–0.2 км, в западном не превышает нескольких метров. В прилегающей к штоку полосе в северном и восточном секторах магматический цемент составляет до 30% объема брекчий, с удалением от штока общее количество инъекций и мощность прожилков быстро уменьшается, и на расстоянии 150–200 м эруптивная брекчия постепенно переходит в "сухую" брекчию, в которой остроугольные глыбы метагранулитов размером от 0.1–0.2 до 0.7–1.5 м, с резко различной ориентировкой полосчатости, плотно "упакованы" без магматического заполнения стыков.

Цементом эруптивных брекчий служат продукты быстрой раскristаллизации ультракислых расплавов пониженной щелочности, из которых образовалась связанная взаимопереходами серия пород от афанитовых голубовато-серых фельзит-порфиров до белых тонкозернистых микрогранит-порфиров и светло-красных мелкозернистых гранитов (табл.15,16). Характерной особенностью серии является широкий диапазон вариации калиевого содержания пород при явно выраженной тенденции к увеличению отношения K/Na с ростом степени раскristаллизованности — от 0.04–0.3 ат.ед. в фельзит-порфирах до 0.75 ат.ед. в мелкозернистом биотитовом граните в центре наиболее мощной дайки (рис.9, пр.В-75 в табл.15). По всей вероятности, именно этот "законсервированный" внутри крупного тела тип гранитов наиболее близко соответствует по химическому составу исходному расплаву, инъецировавшему взрывную брекчию, тогда как высоконатровые фельзит-порфиры и микрограниты образовались в результате выноса калия из расплава во вмещающие породы, преобразуемые при этом в биотитовые "метагранулиты". Следует подчеркнуть, что наиболее калиевые граниты Учабу (типа В-75) по петрографическим особенностям близки к ультракислым лейкогранит-порфирам типа А-5 ранней интрузивной серии Юовоайвского массива.

Эффект выноса калия в цементе брекчий вследствие дегазации расплавов в постмагматическую стадию усиливается неравномерно проявленной альбитизацией, которая приводит в пределе к возникновению метасоматических бескварцевых альбититов. От магматических высоконатровых фельзит-порфиров и микрогранитов альбититы отличаются более крупной зернистостью, в минерализованных разновидностях — темно-красным цветом, наличием порфиробласт магнетита, повышенным (до 9–10%) суммарным содержанием щелочей (рис.9,10).

Формирование пород инъекционной серии цемента брекчий и альбититов предшествовало внедрению центрального штока кварцевых порфиров: интрузивный контакт штока с альбитизированными микрогранит-порфирами хорошо обнажен в северной части штока (обн.2040, рис.11). Вместе с тем остается нерешенным вопрос об относительном возрасте даек гранит-порфиров, встречающихся в обрамлении плутона Учабу за пределами пояса взрывных брекчий, а также в межгорье Учабуоайв-Юовоайв. Мощность даек колеблется от 1 до 4 м, прослеженная протяженность достигает 100 м. По структуре и составу породы даек сходны с кварцевыми порфирами центрального штока, отличаясь лишь более низкой щелочностью и окисленностью, что можно увязать с более интенсивным взаимодействием дайковых инъекций с боковыми породами. Характерной особенностью приконтактных зон даек является развитие микробрекчий с ультрамилонитовым цементом, замещенным мелкочешуйчатым агрегатом биотита с гнездами флюорита (рис.12). Эти породы, полностью утратившие структурно-текстурные черты исходного субстрата, названы нами "биотитовыми роговиками" (табл.17). Мощность зон брекчирования и биотитизации не превышает 1–2 м, они как бы повторяют в миниатюре пояс взрывных брекчий и биотитизированных метагранулитов вокруг центрального штока.

Пневмолито-гидротермальные образования плутона Учабу представлены четырьмя типами кварцевых жил и грейзенов. Распространение первой генерации полевошпат-кварцевых жил ограничено "магнетитовой" зоной пояса эруптивных брекчий. Жилы мощностью 1–15 м и протяженностью до 200 м контролируются системой дугообразных трещин скалывания, падающих под углом

Химический состав кварцевых порфиров центрального штока плутона
Учаю /15,40/, мас.%

Компо- ненты	30-66	16-65	с28-40	с28-23п	ИК	Среднее
SiO ₂	73.76	74.00	73.50	71.00	73.33	73.12
TiO ₂	0.01	0.05	Следы	0.06	0.05	0.03
Al ₂ O ₃	15.14	14.20	14.43	13.74	14.47	14.40
Fe ₂ O ₃	0.65	0.75	-	0.64	1.45	0.70
FeO	0.77	0.43	0.86	1.00	0.45	0.70
MnO	0.03	0.02	0.02	0.03	0.04	0.03
MgO	0.10	0.20	0.08	0.96	0.04	0.28
CaO	0.43	0.53	0.93	1.63	0.40	0.78
Na ₂ O	5.18	4.67	4.17	4.32	4.13	4.49
K ₂ O	3.45	4.18	4.39	4.62	5.09	4.35
H ₂ O ⁻	0.00	0.13			0.31	0.15
H ₂ O ⁺	0.40	0.69	0.69	0.63	0.38	0.49
P ₂ O ₅	0.03	0.02	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0.03
F ⁻	0.15	0.20	0.49	0.47	0.27	0.32

ПРИМЕЧАНИЕ. По четырем анализам с применением ионселективных электродов (аналитик О.Г.Леханова) среднее содержание Cl 0.006%. Пробы с индексом ИК здесь и в табл.17,24 - из коллекции И.К.Куприяновой.

50-60° в сторону от центра плутона. Полевошпат-кварцевые жилы пересекают тела сложной морфологии, сложенные фельзит-порфирами, отчетливо срезают крупное дайкообразное тело микрогранитов и мелкозернистых гранит-порфиров (рис.13). В западной части жильного пояса полевошпат-кварцевые жилы брекчированы и прорваны центральным штоком кварцевых порфиров (разрез ЕЖ на рис.8).

Полевошпат-кварцевые жилы имеют зональное строение. Осевая часть жилы (до 90% объема) сложена мономинеральным кварцем, а в зальбандах мощностью от 10-20 см до 2-3 м развита крупнокристаллическая микроклин-альбитовая оторочка с сетчатыми выделениями крупнопластинчатого биотита. На выклинивании жил полевошпатовые оторочки сливаются, образуя незональные кварц-биотит-полевошпатовые жилы ("хвосты" и "гребни" зональных жил). В некоторых случаях на контакте полевошпатовой зоны с метагранулитами развиваются почти мономинеральные зоны слюдитов с пачками биотита размером до 5x20 см. В полевошпатовых оторочках повышено содержание магнетита и редкоземельных минералов, изредка встречаются гнезда крупных (до 12 см по длинной оси) кристаллов ортита. По структуре минеральных агрегатов и ассоциации главных минералов полевошпатовые оторочки жил имеют определенное сходство с биотит-полевошпатовыми "штокшайдерами" эндоконтактных зон малоглубинных редкометалльных гранитов. При дальнейшем описании жил этот термин используется для обозначения минерализованных биотит-полевошпатовых оторочек жил первой генерации, поскольку он не имеет фиксированной генетической нагрузки.

Вторая генерация флюорит-мусковит-кварцевых жил развита в основном во внешней зоне взрывных брекчий, но отдельные маломощные жилы встречаются и в магнетитовой зоне. Жилы контролируются более крутой, чем у жил 1 генерации, системой дугообразных трещин скальвания (60-75°), так же падающих в сторону от центрального штока. Жилы незональные, сложены на 80-90% кварцем, в котором незакономерно распределены гнезда светло-зеленого флюорита, пачки мусковита, редкие пластинчатые выделения биотита и таблитчатого альбита, розетковидные и мелкошустчатые скопления молибденита. Степень минера-

Минеральный состав интрузивных пород плутона Учабю

Минерал	Периферическая зона даек	"Магнетитовая" зона эруптивных брекчий		Центральный шток
	гранит-порфир	фельзит-порфир	микрогранит	кварцевый порфир *
	У-10	2101/4	2001	16-65

В массовых процентах

Кварц	31.4	35.2	32.1	31.8
Плагиоклаз	42.6	60.1	50.2	37.3
Микроклин	25.7	0.5	16.8	22.3
Биотит	0.02	3.3	0.6	+
Мусковит	+	+	0.04	8.5
Амфибол	-	+	+	-

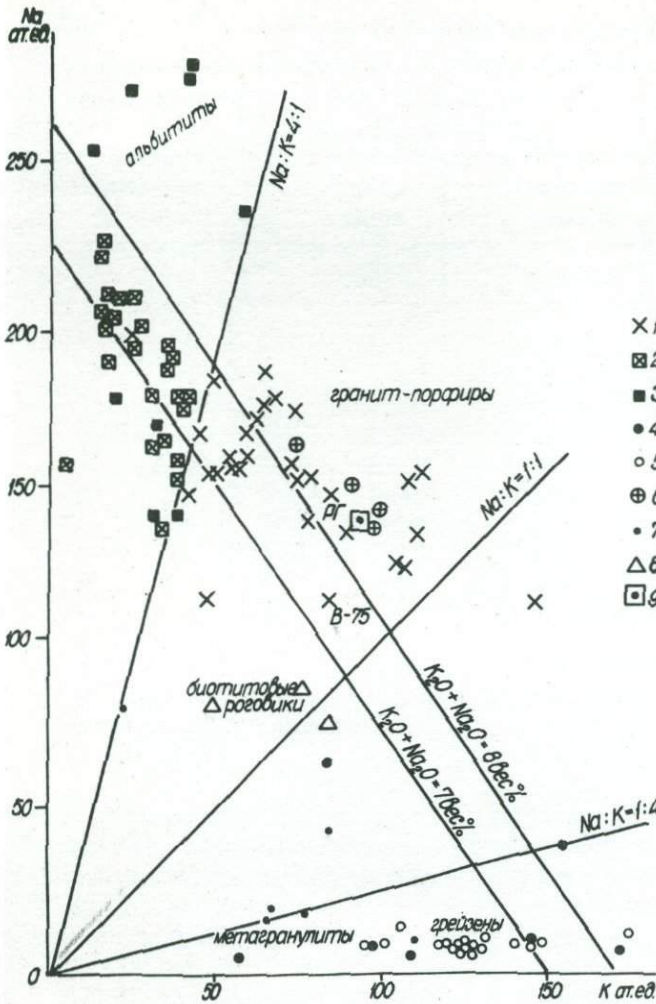
В граммах на тонну

Гранат	27	+	2	-
Циркон	2	3	3	-
Торит	-	15	-	-
Колумбит	-	+	-	64
Ильменит	123	26	19	-
Гематит	2301	232	-	-
Гетит			-	-
Магнетит	15	-	16	-
Железо самородное	366	326	1	-
Пирит	21	38	75	2
Пирротин	-	347	-	-
Молибденит	-	9	56	-
Флюорит	19	79	48	80
Монацит	-	21	63	20

* Порода грейзенизирована и альбитизирована. Знак + для породообразующих - менее 0.01%, для аксессуарных - менее 1 г/т. В пробе У-10 апатит - 19, сфен - 4, рутил - 1 г/т, ортит - ед.знаки, в пр.16-65 топаз 0.07%, в пробе 2101/4 - ед.знаки галенита, сфалерита, вюститита, 368 г/т марказита.

лизации жил уменьшается к периферии пояса, так что продуктивными в отношении промышленного молибденитового оруденения являются только жилы внутренней дуги, примыкающей к контуру магнетитовой зоны. Крутопадающие флюорит-мусковит-кварцевые жилы пересекают брекчированные полевошпат-кварцевые жилы-1 и грейзенизированные альбититы по фельзит-порфирам. Отмечены случаи брекчирования жил II генерации с цементацией обломков мелкозернистыми светло-розовыми мусковитовыми аплитами. Соотношение жил-II с кварцевыми порфирами и грейзенами-1 неясно, среди грейзенов встречаются секущие их крутопадающие флюорит-мусковит-кварцевые жилы, но они не содержат типоморфного для жил-II молибденита и могут быть по этому критерию сопоставлены с жилами III генерации.

Рис. 9. Соотношение калия и натрия в породах плутона Учабю.



1 - неизменные фельзит-порфиры и микрограниты, 2 - натровые разновидности фельзит-порфиров, 3 - альбититы, 4 - грейзены-П, 5 - грейзены-1, 6 - кварцевые порфиры, 7 - метагранулиты, 8 - флюорит-биотитовые роговики, 9 - средний состав редкометалльных гранитов щелочного ряда (РГ) и плюмацитовых редкометалльных гранитов (ПРГ) /44/.

Третья генерация представлена крутопадающими жилами и "столбами" флюорит-кварцевого состава, локализованными почти исключительно в пределах центрального штока и лишь изредка выходящими в пределы магнетитовой зоны брекчий (рис.14). Жилы содержат до 25% флюорита в виде крупнокристаллических и гнездовых

выделений (рис.15), в подчиненном количестве встречается мусковит. В отличие от жил II генерации жилы-III практически не содержат молибдена, но в отдельных зонах существенно обогащены монацитом. Характерной чертой флюорит-кварцевых жил III генерации является развитие вокруг них оторочек магнетитсодержащих топаз-мусковитовых грейзенов с ритмично-полосчатой и кокардовой текстурой (рис.16). Наиболее крупным телом III генерации является флюорит-кварцевый "столб" диаметром около 30 м в центральной части кварц-порфирового штока. Бурением он прослежен на глубину более 200 м, а не выходящая на эрозионный срез, субпараллельная столбу свита кварцевых жил прослежена до 300 м. Ширина топаз-мусковитовой грейзеновой оторочки, накладывающейся на ранние флюорит-мусковитовые грейзены, вокруг "столба" достигает 10-15 м.

К IY генерации с большой долей условности отнесены все пологозалегающие (углы падения 0-20°) кварцевые жилы. Наиболее крупные из них среди грейзенизированных кварцевых порфиров центрального штока достигают мощности 1 м при протяженности до 150 м (петлеобразное тело в юго-восточной части штока), большая часть жил имеет линзовидную форму с длиной 1-5 м при мощности в раздувах 0.2-0.5 м. В пологих жилах встречаются гнезда крупнокристаллического пирита, на глубоких горизонтах отмечены сидерит и вольфрамит. На поверхности рудные минералы полностью окислены и жилы содержат характерные пустоты, заполненные гетитовыми охрами со шлако-

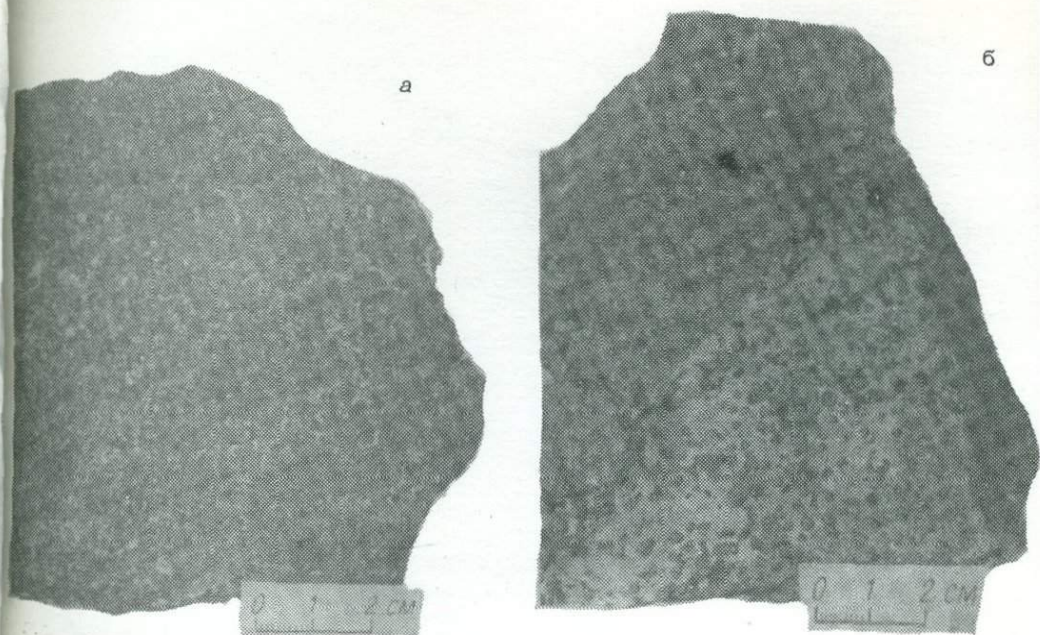


Рис.10. Апогранитные метасоматиты из брекчиевой зоны плутона Учабю.

а - магнетитовый альбитит (черное - порфиробласты магнетита), б - реликт магнетитового альбитита (светлая порода) в рудном грейзене (см. пробы 2119/1А и 2119/1 соответственно).



Рис.11. Интрузивный контакт кварцевых порфиров центрального штока с eruptивной брекчией экзоконтактной зоны.

видной или "ящичной" текстурой. К этой же генерации причислены разнообразные мелкие (1-2 см) прожилки мусковит-пирит-кварцевого, топаз-кварцевого, флюорит-топаз-мусковитового состава, встречающиеся среди грейзенов и в мусковит-кварцевых жилах-П.

Все интрузивные породы, и в меньшей степени гранулиты и кварцевые жилы, подвергаются грейзенизации, в проявлении которой можно выделить не менее двух стадий. С первой стадией связана объемная грейзенизация кварцевых порфиров центрального штока и цемента eruptивной брекчии. Минеральные типы грейзенов внутри штока и в брекчиевой зоне различны, соответственно этому в описании первые выделены в группу грейзенов-1, а вторые - в группу грейзенов-П, однако надежных геологических данных, свидетельствующих бы об их разновозрастности, нет, поэтому в эволюционной схеме развития комплекса оба типа отнесены к одному этапу.



Рис.12. Биотитовый роговик (темно-серая порода) по микробрекчии кислых гранулитов (пятнистая порода) в эндоконтакте гранит-порфировой дайки (белая порода).

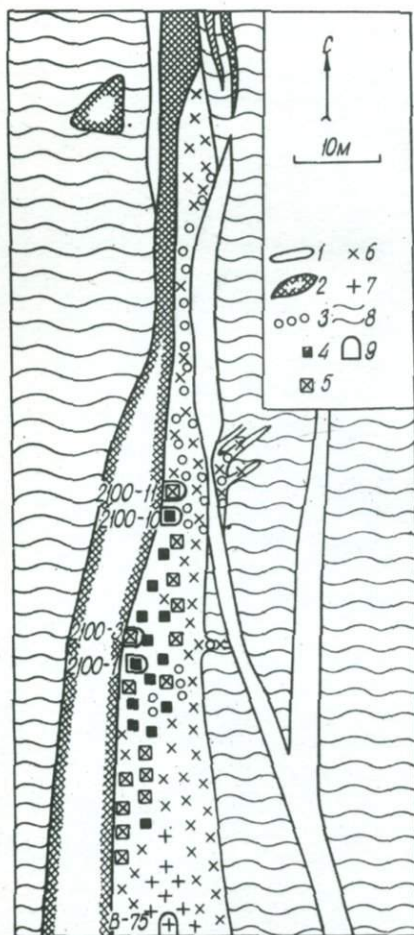


Рис.13. Взаимодействие альбитов и грейзенов с кварцевыми жилами и гранит-микрогранитной дайкой первого этапа.

1 - мусковит-кварцевые жилы-П, 2 - мусковит-кварцевые жилы-1 с полевошпат-биотитовым "штокшайдером", 3 - грейзены-П, 4 - магнетитовые альбититы, 5 - альбититы без магнетита, 6 - микрогранит, 7 - мелкозернистый гранит-порфир, 8 - биотитизированные гранулиты, 9 - участки отбора проб.

Грейзены-1 по кварцевым порфирам центрального штока представляют собой мелко-среднезернистую массивную светло-серую породу с порфиролепидо-грано-бластовой структурой. Состав пород, особенно соотношение калия и натрия, а также полевых шпатов и мусковита, варьирует в широких пределах, поскольку существует непрерывная гамма переходов от грейзенизированных порфиров до кварц-сланцевых грейзенов (табл.18, 19, рис.9). Типоморфными второстепенными минералами грейзенов-1 являются флюорит и пирит. Мелкая вкрапленность этих минералов встречается в грейзенах постоянно, образуя местами небольшие сгущения с содержанием флюорита до

Рис.14. Взаимодействие кварцевых жил 1 и III генерации с грейзенами (план обнажения 2119).

1 - фельзит-порфиры, 2 - магнетитизированные альбититы, 3 - грейзены-III, 4 - магнетитизированные (рудные) грейзены-III (см.рис.10б), 5 - грейзены-I, 6 - кварцевые жилы-III, 7 - кварцевые жилы-I с полевошпатовидной оторочкой, 8 - метагранулиты.

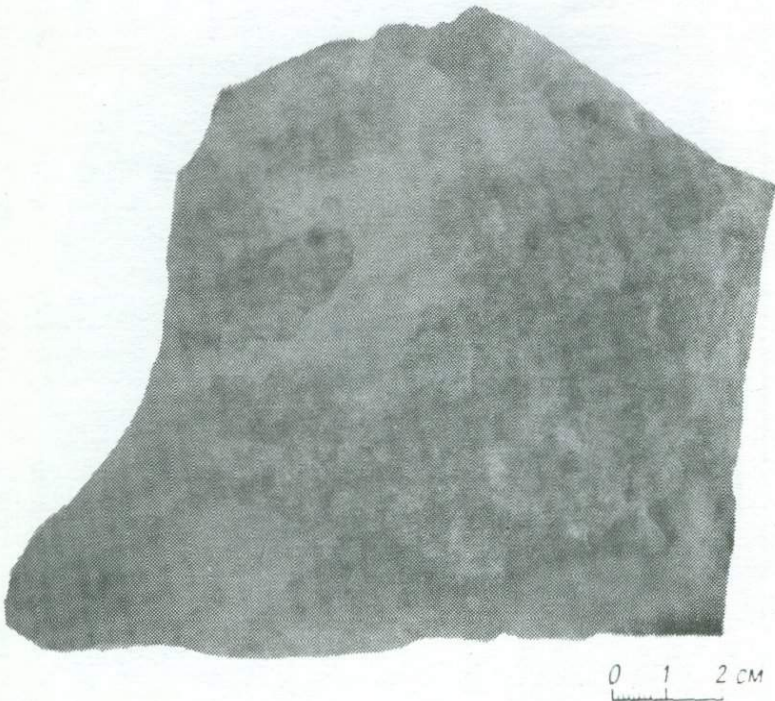
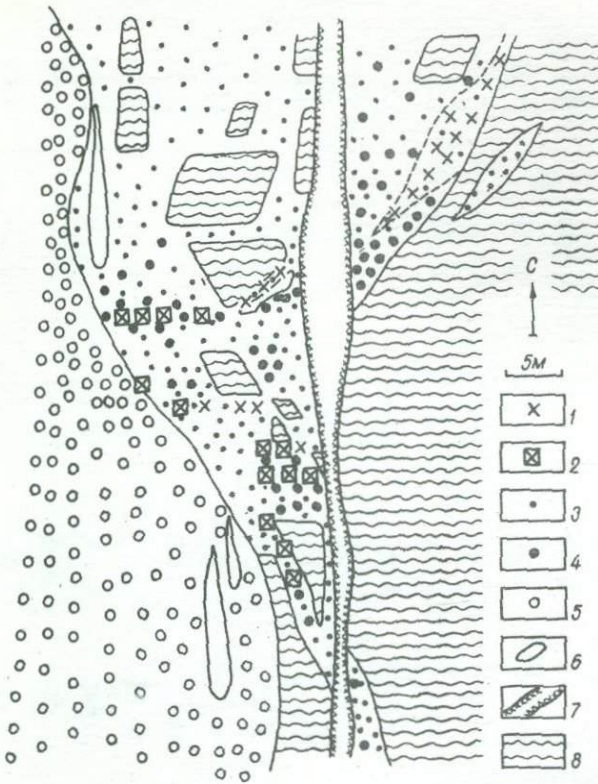


Рис.15. Гнездовые выделения светло-зеленого флюорита в кварцевой жиле III генерации (обр. ГИМ 1997 из эталонной коллекции минералогического музея Геологического института Кольского филиала АН СССР).

Химический состав микрогранит-порфиров и фельзит-порфиров ранней интрузивной серии плутона Учабю
(цемент эруптивных брекчий экзоконтактной зоны), мас.%

Компо- ненты	Мелко- зернистый гранит- порфир	Тонкозернистые микрогранит-порфиры белые и светло-красные				Афанитовые фельзит-порфиры голубовато-серые				Средний состав ранней интрузив- ной серии
	В-75	2100/14	2104	2050	2046	В-82	2101/4	Ю-12	2049	
SiO ₂	75.47	76.79	76.18	74.82	74.30	76.33	75.30	74.58	74.49	75.34
TiO ₂	0.32	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.06	0.02	0.02	0.03
Al ₂ O ₃	12.63	12.95	13.26	13.48	13.63	14.00	13.70	14.00	14.14	13.64
Fe ₂ O ₃	0.55	0.59	0.32	0.23	0.14	0.03	0.37	1.05	0.29	0.37
FeO	1.48	0.51	1.14	1.48	1.45	1.03	1.97	0.48	1.38	1.18
MnO	0.08	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01	0.02	0.01	0.03	0.02
MgO	0.42	0.10	0.27	0.08	0.10	0.26	0.17	0.10	0.08	0.14
CaO	0.78	0.50	0.77	0.66	0.45	2.63	0.25	0.60	0.38	0.78
Na ₂ O	3.46	4.97	4.55	5.58	5.48	4.97	5.63	5.85	5.30	5.29
K ₂ O	3.95	2.49	1.83	3.00	3.49	0.30	1.85	1.70	2.74	2.17
H ₂ O ⁻	0.58	0.48	1.10	0.51	0.46	0.40	0.57	1.41	0.58	0.09
H ₂ O ⁺	0.04	0.06	0.12	0.06	0.08	0.08	0.04	0.14	0.16	0.36
P ₂ O ₅	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.002	0.00	0.02	0.02	0.01
F	0.	0.06	0.06	0.05	0.03	He опр.	0.22	He опр.	0.39	0.12

Таблица 16

Химический состав гранит-порфиров дайкового комплекса
межгорья Учбюоайв - Юэвоайв, мас.%

Компоненты	2022/2	У-10	23-66	2121
SiO ₂	74.21	73.74	74.41	73.39
TiO ₂	0.12	0.08	0.00	0.05
Al ₂ O ₃	13.42	13.64	14.95	13.76
Fe ₂ O ₃	0.99	0.67	1.30	1.81
FeO	1.74	2.05	0.63	2.17
MnO	0.02	0.09	0.03	0.10
MgO	0.07	0.16	0.13	0.13
CaO	0.48	0.99	0.65	0.31
Na ₂ O	4.00	4.57	3.94	0.33
K ₂ O	3.06	3.29	2.64	4.50
H ₂ O ⁻	0.04	0.06	0.00	0.24
H ₂ O ⁺	1.55	0.69	0.95	2.16
P ₂ O ₅	0.01	0.02	0.00	0.00
F	0.23	Не опр.	Не опр.	0.51

ПРИМЕЧАНИЕ. В пр.2121 представлена интенсивно грейзенизированная разновидность пород.



Рис.16. Флюорит-топаз-мусковитовый грейзен-Ш из оторочки вокруг флюорит-кварцевого столба. Топаз образует светло-серые радиально-лучистые агрегаты (обр. ГИМ 1989 из эталонной коллекции минералогического музея Геологического института Кольского филиала АН СССР).

Таблица 17

Химический состав биотитовых "роговиков" и неизмененных гранулитов, мас.%

Компо- ненты	Биотитовые "роговики"			"Метагранулит" *		Гранулиты				
	2118	2022	УМ-15	ИК-145	ИК-4-5	34	707	4000а	4006	4040
SiO ₂	61.76	64.78	69.70	55.98	67.24	72.70	60.30	61.04	50.18	64.12
TiO ₂	0.76	0.74	0.51	0.63	0.69	0.26	0.75	0.92	0.95	0.74
Al ₂ O ₃	13.16	12.71	13.71	16.66	14.20	14.10	18.06	18.23	22.85	16.22
Fe ₂ O ₃	1.04	1.13	0.50	1.96	2.19	1.27	1.47	1.42	1.72	0.99
FeO	6.60	6.16	4.85	4.91	4.09	3.14	8.39	9.55	13.81	8.24
MnO	0.21	0.16	0.05	0.17	0.11	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
MgO	3.37	2.75	2.13	3.57	2.14	1.44	3.03	2.61	4.10	2.95
CaO	2.33	2.10	1.17	1.36	1.74	2.81	1.88	0.54	1.54	0.98
Na ₂ O	2.32	2.69	2.50	2.60	2.00	2.44	1.34	0.56	0.50	0.62
K ₂ O	4.00	3.54	2.33	8.66	3.39	1.01	4.00	3.66	3.08	3.15
H ₂ O ⁻	0.14	0.10	0.14	0.82	0.41	0.22	0.38	0.69	0.56	0.42
H ₂ O ⁺	1.47	1.39	1.02	2.06	1.76	0.16	1.00	1.33	1.01	1.23
P ₂ O ₅	0.14	0.10	0.09	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
F	0.62	0.80	0.55	0.67	0.46	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.

* Анализы гранулитов из коллекции М.И.Дубровского. В пробе 2022 С1 - 0.06%.

Таблица 18

Химический состав метасоматитов плутона Учабю, мас.%

Компо- ненты	Флюорит-мусковитовые грейзены-1 по кварцевым порфирам						Грейзены-П по микрогра- нитам		Альбитит по микро- граниту	Кварце- вый альби- тит по фельзит- порфиру	Альбитизиро- ванные микро- граниты с магнетитом	Альбитит маг- нетитовый (по микро- граниту)		Грейзе- ны-П по магнети- товому альбити- ту	
	15-65	31-66	36-66	38-66	3-3-1	средний состав	0-142	5/4	2100/3	14-65	2100/11	2044	2100/1	2100/10	2119/1
SiO ₂	72.47	72.14	68.29	69.24	71.40	70.71	75.06	72.25	64.28	77.02	75.88	73.56	56.28	56.65	42.33
TiO ₂	0.04	сл.	0.01	0.08	0.04	0.04	0.04	0.06	0.03	0.00	0.25	0.09	0.24	0.20	0.47
Al ₂ O ₃	13.88	16.20	16.41	17.28	14.38	15.63	12.54	13.49	20.15	13.65	10.74	12.95	16.77	18.16	14.04
Fe ₂ O ₃	1.73	1.88	1.75	2.01	3.90	2.25	0.96	2.97	0.67	0.32	1.44	2.21	10.48	8.57	21.44
FeO	1.42	1.73	2.56	2.34	1.36	1.88	0.43	1.45	0.63	0.35	2.51	1.35	4.7	3.95	9.84
MnO	0.07	0.06	0.07	0.01	0.08	0.06	0.03	0.04	0.03	0.02	0.05	0.14	0.09	0.04	0.10
MgO	0.25	0.16	0.34	0.04	0.07	0.17	0.09	0.21	0.15	0.21	0.29	0.10	0.15	0.15	0.22
CaO	1.17	1.03	1.08	1.49	1.64	1.28	1.00	1.76	1.82	0.68	0.76	0.69	1.43	0.96	1.71
Na ₂ O	1.46	1.53	0.27	0.21	0.15	0.72	1.94	0.21	8.62	7.03	4.20	5.38	7.44	7.93	0.30
K ₂ O	4.96	4.39	5.64	4.94	4.86	4.96	6.98	4.67	2.04	0.75	1.79	1.54	1.12	1.92	5.20
H ₂ O ⁻	0.37	0.07	0.08	0.12	0.31	0.19	0.30	0.31	0.16	0.16	0.12	0.12	0.08	0.16	0.22
H ₂ O ⁺	2.36	0.58	2.45	1.67	1.98	1.81	0.28	1.86	0.80	0.42	0.90	0.64	0.56	0.75	1.81
P ₂ O ₅	0.00	0.01	0.05	0.02	не опр.	0.02	не опр.	не опр.	0.08	0.00	0.02	0.005	0.04	0.12	0.02
F ²	0.58	0.48	0.91	1.55	1.20	0.98	0.49	1.46	0.14	0.05	0.31	0.43	0.07	0.05	1.80
Cl	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	0.005	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	0.012	0.008	не опр.	не опр.	0.006

Минеральный состав метасоматитов плутона Учабю

Минерал	Центральный шток	Периферическая зона брекчий		"Магнетитовая" зона эруптивных брекчий					
	грейзен-1	"биотитовый роговик"	кварцевый альбитит (апофельзит)	альбитизированный гранит-порфир	альбитит (по гранит-порфиру)	магнетит-флюоритовые грейзены-П			"шток-шайдер"
						2100/11	2100/10	2104/9	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10

В массовых процентах

Кварц	48.4	29.6	37.2	43.8	2.0	13.5	25.6	23.0	8.2
Плагиоклаз	10.9	34.3	59.5	49.2	79.5	0.2	+	0.4	61.1
Микроклин	0.2	5.5	2.5	1.2	7.0	0.06	+	0.1	1.0
Биотит	+	28.3	0.02	4.1	2.7	-	11.4	-	14.9
Мусковит	43.3	1.4	0.8	0.1	0.08	25.7	45.2	42.8	5.9
Хлорит	+	+	-	0.3	-	-	+	-	+

В граммах на тонну

Гранат	-	18	4	-	9	+	3	146	9
Циркон	-	204	2	45	3160	391	98	217	984
Ортит	-	-	2	+	-	-	-	-	-
Торит	-	-	+	+	560	+	+	+	1236
Пироклор	-	-	2	+	101	+	+	14	171
Колумбит	124	-	+	-	+	-	1	5	+
Ильменорутил	-	-	23	-	+	-	36	+	-

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Рутил	-	246	-	-	-	-	-	-	1124
Ильменит	-	2146	-	515	2134	4045	2000	2635	224
Гематит+ тегит	-	-	-	-	103	26	2224	297	231
Магнетит	-	70	-	5754	75469	581284	128740	290746	79543
Железо самородное	-	1226	-	197	17	21	-	20	29
Пирит	4082	297	3	3640	916	1584	994	162	1572
Молибденит	4	29	2	224	262	737	32	23	305
Флюорит	1404	3801	+	2641	216	14803	41525	37317	409
Монацит	37	268	69	498	1762	2150	998	2578	3367
Бастнезит	+	+	+	+	+	+	+	+	279
Тухолит	-	-	-	-	+	-	+	+	3

ПРИМЕЧАНИЕ. В пробе 15-65 галенит - 50, халькопирит - 26, сидерит - 392 г/т, ед.зн. сфалерита, вольфрамит, самородного висмута, толаза, в пр.2119/1 - ед.зн. фергусонита, вольфрампирохлора, вольфрамит, в пр.2022 марказит - 123, эпидот - 361 г/т, в пр.2104/14 самирезит - 187 г/т, ед.зн. торжаниита, в пр.2100/10 самирезит - 9 г/т, ед.зн. галуазита /22/.

3%, а пирита до 10-20%. В качестве аксессуарной составляющей в грейзенах присутствуют молибденит, халькопирит, галенит, сфалерит, что в целом определяет халькофильную специализацию грейзенов-1.

Грейзены-П, напротив, характеризуются преобладанием окисной минерализации над сульфидной. Замещающие фельзит-порфиры грейзены-П имеют обычно тонкозернистое массивное, реже тонкополосчатое сложение, зеленовато-серую до черной окраску. Специфической разновидностью грейзенов-П являются рудные грейзены - неравномерно-зернистые мелко-среднезернистые кварц-мусковит-магнетитовые породы, замещающие магнетитовые альбититы (рис.96). Идиоморфные октаэдрические кристаллы магнетита имеют более крупные размеры, чем зерна кварца и чешуи мусковита, содержание магнетита колеблется от первых процентов до 90%. Резко изменчиво в грейзенах-П также содержание флюорита и пирита (1-2, до 10-15%), редкоземельных минералов. В крупных телах микрогранит-порфиров грейзены-П развиваются локально, в виде нечетко ограниченных участков и гнезд до 1-3 м в поперечнике. Маломощные жилы фельзитов в пределах магнетитовой зоны замещаются грейзенами-П на 80-90%, в то же время в окружающих метагранулитах сохраняются полевые шпаты и биотиты, лишь в значительной степени затронутые серицитизацией.

Вторая стадия грейзенизации также представлена двумя минеральными типами грейзенов, разобщенность которых в пространстве не позволяет надежно определить их возрастные соотношения. К типу грейзенов-III отнесены толаз-мусковитовые ритмично-слоистые

грейзены, развивающиеся по массивным грейzenам-1 в оторочках около флюорит-кварцевых жил III генерации. В качестве типоморфных второстепенных минералов в грейzenах-III постоянно присутствуют магнетит и монацит.

Наиболее поздние проявления грейzenов, объединенные в группу грейzenов-1У, представлены маломощными оторочками мелкозернистых флюорит-мусковит-кварцевых грейzenов в мусковит-кварцевых жилах II генерации, тонкими мусковит и топаз-кварцевыми просечками в жилах I и II генерации, в грейzenах первого и второго типа. Отличительной особенностью грейzenов-1У является ассоциация монацита с сульфидами, при этом в зоне брекчий среди сульфидов ведущую роль играет молибденит, а в поздних прожилках среди грейzenов-1 преобладает пирит.

С учетом геологических взаимоотношений породных групп и особенностей их минерализации обобщенная схема последовательности формирования магмато-генно-метасоматического комплекса плутона Учабу может быть представлена следующим образом;

1-й этап: образование взрывных брекчий, внедрение кислых расплавов пониженной щелочности (ранняя серия фельзит-порфиров-микрогранитов), образование апофельзитовых альбититов и кварцевых жил-1 с биотит-полевошпатовыми оторочками с редкометалльно-редкоземельной и магнетитовой минерализацией;

2-й этап: внедрение центрального штрка субщелочных кварцевых порфиров и даек гранит-порфиров, первая стадия "объемной" грейzenизации (грейzenы-1 и грейzenы-II), образование молибденоносных флюорит-мусковитовых кварцевых жил II генерации;

3-й этап: брекчирование жил I и II генерации с инъецированием брекчий аплитами, образование флюорит-кварцевых жил и топаз-мусковитовых грейzenов-III с магнетит-монацитовой минерализацией;

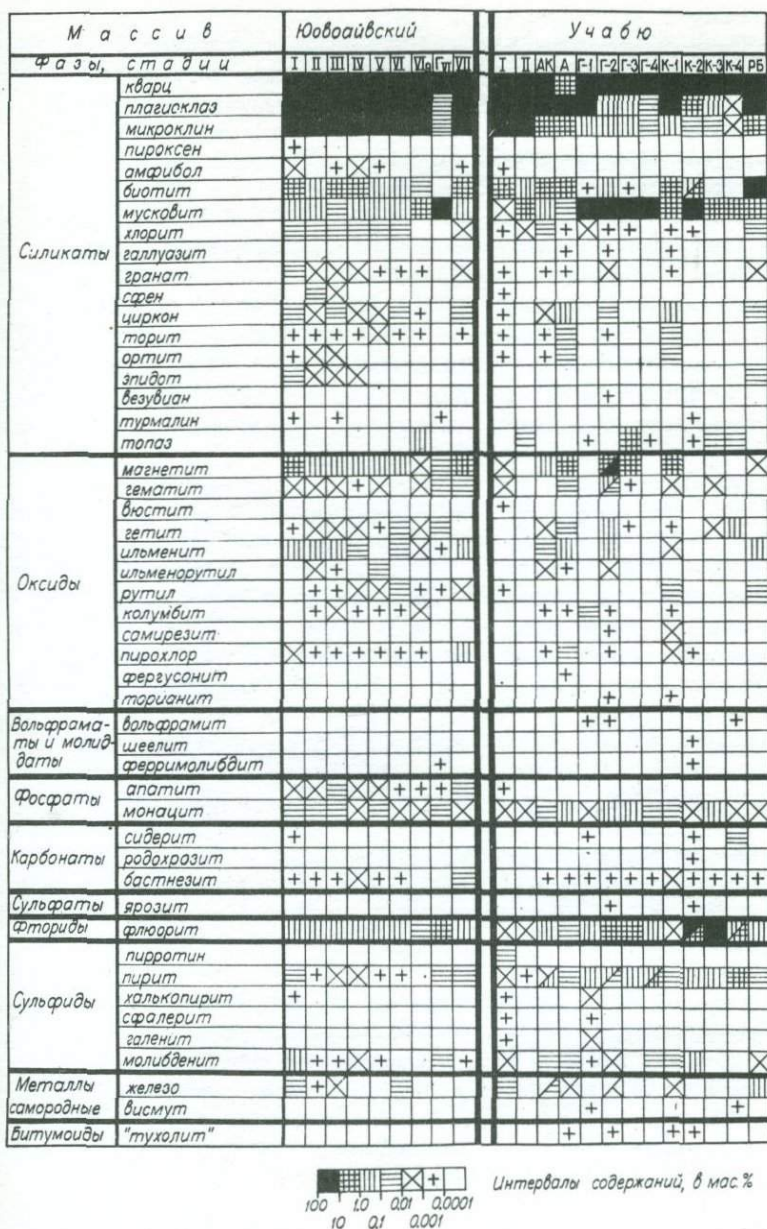
4-й этап: образование пологопадающих кварцевых жил с гнездами пирита (гетита), и поздних грейzenов-1У с редкоземельно-сульфидной минерализацией.

МИНЕРАЛЫ И МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ

ЮОВОАЙВСКОГО КОМПЛЕКСА

В гранитах и метасоматитах юовоайвского комплекса обнаружено около 50 минеральных видов и разновидностей. Их распределение по главным типам пород показано на рисунке 17, количественные минералогические анализы отдельных проб приведены ранее в таблицах 4,6,8,10,12,14,19.

По видовому набору и количественному содержанию аксессуарных минералов граниты юовоайвского комплекса занимают промежуточное положение между типовыми ассоциациями аксессуариев гранитовой формации и альбитит-грейzenового подтипа аляскитовой формации в систематике Ю.Б.Марина /29/. Специфической особенностью комплекса являются значительно повышенные по отношению к типовым минеральным кларкам содержания флюорита и торита, а также сквозное развитие в породах всех интрузивных фаз и постмагматических образованиях пирохлора, который обычно рассматривается как собственно типоморфный аксессуарный минерал щелочногранитового формационного типа /1, 29/. Можно предположить, что указанные особенности отражают генетическую связь юовоайвской гранит-лейкогранитной (аляскитовой) серии с субщелочным магматизмом латитового ряда. Если это предположение верно, то аномальное вхождение пирохлора в типоморфную "аляскитовую" ассоциацию аксессуарных минералов может приобрести диагностическое значение для дополнительного



Интервалы содержаний, в мас. %
 100 10 1.0 0.1 0.01 0.001

Рис.17. Распределение минералов по главным типам пород ювоайвского комплекса.

Ювоайвский массив: 1 - мелкозернистые магнетит-биотитовые граниты (минерализованные) 1 фазы, II - мелкозернистые лейкократовые магнетит-биотитовые гранит-порфиры и кварцевые порфиры II фазы, III - средне-крупнозернистые и порфировидные биотитовые граниты главной (III) фазы, 1У - среднезернистые биотитовые лейкограниты 1У фазы, У - средне-крупнозернистые аляскисты У фазы, У1 - средне-крупнозернистые двуслюдяные и мусковитовые лейкограниты, У1д - мелкозернистые топаз-мусковитовые грейзеновые оторочки дайковой серии У1 фазы, Гу1 - флюорит-мусковитовые грейзеновые оторочки постгранитных кварцевых жил, УП - мелкозернистые магнетит-биотитовые гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры постгранитной дайковой серии ("лампрофиры"). Плутон Учабю: 1 - биотитовые микрограниты, гранит-порфиры и фельзит-порфиры цемента эруптивной брекчии (первая интрузивная серия), II -

двуслюдяные и мусковитовые кварцевые порфиры центрального штока (П фаза), АК - кварцевые альбититы по фельзит-порфирам и микрогранитам, А - биотит-магнетитовые альбититы по микрогранитам, Г-1 - флюорит-мусковитовые грейзены по кварцевым порфирам центрального штока, Г-2 - флюорит-мусковитовые грейзены по магнетитовым альбититам, фельзит-порфирам и микрогранитам, Г-3 - флюорит-топаз-мусковитовые грейзены, Г-4 - поздние топаз-мусковитовые и пирит-кварц-мусковитовые прожилки (грейзены-1У), К-1 - первая генерация кварцевых жил с биотит-полевошпатовыми оторочками, К-2 - флюорит-мусковит-кварцевые жилы второй генерации, К-3 - флюорит-кварцевые жилы третьей генерации ("столб" и крутопадающие жилы с оторочками топаз-мусковитовых грейзенов в пределах центрального штока), К-4 - пологопадающие пирит (гетит)-флюорит-кварцевые жилы четвертой генерации, РБ - флюорит-биотитовые метасоматиты ("роговики") по ультрамилонитовому цементу брекчированных гранулитов у контактов даек гранит-порфиров.

подразделения геохимического типа плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов на подтипы ("стандартный", "латитовый").

Степень изученности состава и свойств минералов резко различна. Для большинства из них информация ограничивается констатацией справочных диагностических признаков. Более полно изучены полевые шпаты и слюды как главные источники информации о условиях становления комплекса, а также часть редкоземельных минералов. В этой главе, кроме авторских материалов, использованы полученные в 1958-1965 гг. аналитические данные по коллекциям сотрудников Геологического института Кольского филиала АН СССР И.К.Куприяновой, Н.Н.Бузаева, М.И.Дубровского, а также опубликованные данные /9,13,18,35/.

С а м о р о д н ы е э л е м е н т ы установлены только в плутоне Учабю и представлены железом и висмутом.

В и с м у т обнаружен в усредненных протолочных пробах из керна буровых скважин 22, 27 и 28, пройденных в грейзенах по кварцевым порфирам центрального штока Учабю /18/.

Ж е л е з о с а м о р о д н о е характерно для даек гранит-порфиров в экзоконтактной зоне плутона Учабю и ассоциированных с ними высокотемпературных метасоматитах-альбититах и "биотитовых роговиках". Выделения железа имеют вид шариков или микроовoidов, заключенных в оболочку из вюститита и магнетита, в роговиках к ним добавляются внешняя зона марказита. Размер шариков от 0.01 до 0.2 мм. Содержание примесей кобальта, никеля, хрома и марганца в железе ниже чувствительности микросондового анализа (≥ 10 г/т). При развитии грейзенов-П железо полностью замещается магнетитом.

О к с и д ы - наиболее широко представленная группа аксессуарных рудных минералов, включающая как гипогенные, так и гипергенные образования типа простых и сложных оксидов и гидрооксидов.

В о л ь ф р а м и т встречен в кварцевых жилах третьего-четвертого этапа в плутоне Учабю. В поздних жилах, секущих грейзены-1 в центральном штоке, пластинчатые выделения вольфрамита размером до 1 см в ассоциации с карбонатом отмечены на глубоких горизонтах, вскрытых скв.22 и 28 /15,18/. Состав вольфрамита в этой ассоциации не изучен. В реликтах альбититов среди магнетитовых грейзенов-П установлено присутствие субмикроскопических выделений ксеноморфных зерен вольфрамита в более крупных кристаллах пироклора. Микросондовый анализ показал, что состав выделений соответствует фербериту с 11% марганцевого минала ($W - 60.47, Fe - 14.78, Mn - 1.65, Ca - 0.07, Y - 0.52, Yb - 0.12, Ce - 0.09, Ta - 0.14, Nb, T, U, Pb, Er, Dy - 0.00$ мас.%). По содержанию РЗЭ и Та ферберит Учабю сходен с вольфрамитами ранних генераций из месторождений, связанных с танталоносными гранитами литий-фтористого типа /21/.

Минералы группы пироклора являются типоморфными сквозными аксессуарами. Максимальные концентрации отмечены в меланократовых гранитах первой фазы и гранодиорит-порфирах Юовоайвского массива, а также в магнетитовых грейзенах-П, альбититах и штокшайдерах плутона Учаю. Состав минералов в интрузивных породах метасоматитов существенно различен (табл.20,21). Для гранитов Юовоайвского массива характерны низкотанталистые железистые итробетафиты с повышенным содержанием урана и тория (в старой номенклатуре - серия эльсвортита-менделеевита). В меланократовых гранитах 1 фазы отмечено двукратное возрастание уран-ториевого и ниобий-танталового отношений и обогащение минерала иттрием и иттриевыми РЗЭ в образцах, отобранных с глубины 140-150 м (пр.2024/8-13 в табл.20).

В метасоматитах и кварцевых жилах плутона Учаю развита серия собственно пироклоров с более высоким содержанием тантала, чем в гранитах. Преобладающей разновидностью в метасоматитах являются ураново-железистые иттропироклоры (обручевиты), где доля урана в группе А составляет 14-38%.

В отличие от гранитов, уран-ториевое отношение во всех типах пироклоров из метасоматитов и жил выше двух, при этом максимальным обогащением ураном характеризуются пироклоры из грейзенов-П ($U/Th \approx 4$). Необычный состав пироклоров выявлен в реликтах магнетитизированных альбититов среди грейзенов-П. Пироклор имеет самое низкое содержание урана и тория в изученной коллекции, но в нем отмечены максимальные концентрации свинца, вольфрама и железа (см. ан.2119/1А в табл.20). Эту редкую разновидность, следуя классификации /54/, можно отнести к итрово-железистым вольфрам-пироклорам.

Полные химические анализы иттропироклоров из кварцевых жил-1,П выявили низкое содержание щелочей и значительную гидратированность пироклоров, особенно в мусковит-кварцевых жилах П генерации (до 1.37 форм.ед. H_2O). Расшифровка состава РЗЭ в иттропироклорах показала, что он соответствует диспрозиевому эквиваленту по систематике Д.А.Минеева (рис.18). Ха-

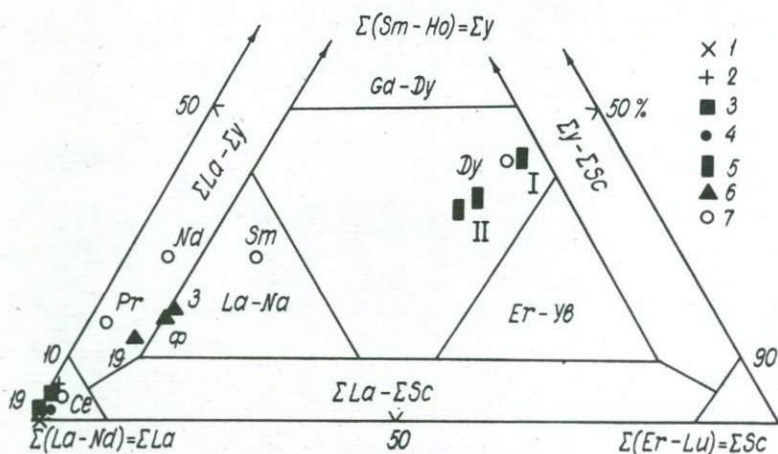


Рис.18. Состав лантаноидов в породах и минералах юовоайвского комплекса.

1 - граниты П фазы, 2 - аляскиты У фазы, 3 - монациты из аляскитов (19) и мусковит-кварцевых жил, 4 - ортит из полевошпат-кварцевой жилы-1, 5 - пироклоры из альбит-кварцевых (1) и мусковит-кварцевых жил (П), 6 - флюорит из аляскитов (19) и флюорит-кварцевых жил (ф - фиолетовый, з - зеленый), 7 - типовые эквивалентные составы /34/.

Химический состав минералов группы пироклора в ювоайвском комплексе

Компоненты	Ювоайвский массив		Массив Учабю				
	мелкозернистый мелагранит 1 фазы		магнетито- вый альбитит	грейзен-П	"штокшайдер"	альбит- кварцевая жила-1	мусковит- кварцевая жила-П
	2127	2024/8-13	2119/1А	2104/10	2104/14	200/11175	201/10940
TiO ₂	26.99	22.32	2.07	0.72	10.78	3.29	3.63
Nb ₂ O ₅	13.05	20.96	31.75	44.96	44.38	45.28	45.21
Ta ₂ O ₅	1.30	1.28	3.36	4.99	3.63	2.07	2.19
CaO	4.67	3.84	7.02	0.59	4.02	4.92	5.06
PbO	0.92	1.82	4.24	-	0.40	0.00	0.05
UO ₂	4.75	5.40	1.16	9.68	4.50	5.14	4.86
UO ₃	5.03	5.60	1.23	10.20	4.80	4.83	5.15
ThO ₂	11.24	5.58	0.00	5.39	2.59	4.69	4.12
TR ₂ O ₃	10.05	13.38	10.57	3.30	7.47	15.39	10.18
Fe ₂ O	3.88	3.56	6.49	1.82	1.98	6.31	3.52
MnO	-	-	0.30	-	-	0.21	0.36
SiO ₂	2.73	1.52	-	-	0.00	1.99	2.51

ПРИМЕЧАНИЕ. Пробы 200/11175 и 201/10940 проанализированы З.И.Горошенко методами "мокрой химии" /9/, остальные анализы выполнены Я.А.Пахомовским на микрозонде MS-46, при этом все железо пересчитано на Fe₂O₃, а уран на UO₂+UO₃, в соотношении 1:1 по аналогии с химическими анализами. Кроме перечисленных в таблице элементов, в пробе 2119/1А содержится 12.28% WO₃, в пробах 200/11175 и 201/10940 определены также F - 0.42 и 0.60, H₂O⁺ - 3.29 и 7.00, H₂O⁻ - 0.53 и 4.99, K₂O - 0.02 и 0, Na₂O - 0.18 и 0, MgO - 0.14 и 0.17, BaO - 0.55 и 0.23, SnO - 0.75 и 0.40, ZrO₂ - 0.13 и 0.10, Al₂O₃ - 0.47 и 0.10. Состав P39 см. в табл.21.
Прочерк - нет данных. Пр. 2127 - современный эрозивный след. 2024/8-13 - пробы 1-13.

Таблица 21

Формульные количества типохимических элементов в минералах группы пирохлора и их типизация /54/

Проба	Вид	Разновидность	Группа В			Группа А						
			Nb	Ta	Ti	Ca	Ce	Y	U	Th	Pb	Fe
2127 2024/8-13	Иттро- бетафит	Ураново- железистый	0.44	0.03	1.53	0.38	0.10	0.24	0.18	0.10	0.04	0.24
			0.71	0.03	1.26	0.30	0.01	0.44	0.18	0.10	0.04	0.22
2119/1A	Вольфрам- пирохлор *	Иттрово- железистый	1.43	0.10	0.15	0.73	0.01	0.42	0.05	0.00	0.11	0.52
2104/14	Пирохлор	Урановый	1.37	0.08	0.55	0.29	0.07	0.10	0.14	0.04	0.01	0.08
200/11175	Иттро- пирохлор	Ураново- железистый	1.74	0.05	0.21	0.45	0.02	0.45	0.18	0.09	0.00	0.5
2104/10	Уран- пирохлор	Железистый	1.82	0.12	0.06	0.05	0.01	0.10	0.38	0.11	-	0.14
201/10940	Иттро- пирохлор	Ураново- железистый	1.72	0.05	0.23	0.47	0.03	0.26	0.19	0.08	0.00	0.2

ПРИМЕЧАНИЕ. В пробе 2119/1A в группе В доля $W = 0.32$, при расчете формульных количеств принято $B = 2.00$,
 $\Sigma Ce = Ce + La + Pr + Nd$, $\Sigma Y = Y + Dy + Er + Yb$.

рактрно, что пироклор в ассоциации с ортитом в полевошпат-кварцевых жилах 1 генерации вдвое беднее цериевыми РЗЭ по сравнению с пироклором из монацитсодержащей ассоциации мусковит-кварцевых жил-П ($\Sigma Ce / \Sigma (Y_1 + Y_2)$ 0.14 и 0.33 соответственно).

Физические свойства и состав минералов группы пироклора в гранитах и метасоматитах различны. Бетафиты из гранитов имеют в центре зерен медово-желтую окраску, переходящую к краям в темно-бурую с красноватым оттенком. В метасоматитах и кварцевых жилах пироклоры имеют зеленовато-коричневую окраску, варьирующую от светло-коричневой до почти черной. Снаружи большинство зерен окружено "рубашкой" кремневого или светло-желтого цвета с темными вкраплениями (колумбит и недиагностированные ближе водосодержащие соединения ниобия и тантала).

Во всех породах пироклоры рентгеноаморфны. После прокаливании при температуре 600° для пироклоров и 900° для бетафитов структура восстанавливается, порошкограммы имеют аналогичные главные отражения с закономерным смещением углов отражения и величины a_0 элементарной ячейки (табл.22).

Таблица 22

Рентгенометрические характеристики бетафита и пироклора

hKl	Аляскит Ю-У		Альбит-кварцевая жила К-1		Мусковит-кварцевая жила К-П	
	итробетафит *		итропироклор			
	$a_0 = 10.277\text{\AA}$		$a_0 = 10.36\text{\AA}$		$a_0 = 10.31\text{\AA}$	
	d	J	d	J	d	J
222	2.990	10ш**	3.02	10ш	2.92	10
440	1.817	10	1.836	4	1.819	10
622	1.550	10	1.560	2	1.551	10
662	1.179	9р**	1.185	1	1.181	5
840	1.148	9р	-	-	1.153	6
844	1.048	10р	-	-	1.055	5
1022	0.9896	8р	-	-	0.9936	4

* "эльсвортит" из пр.19/65 /18/.

** ш - широкая линия, р - размытая линия, прочерк - нет данных.

В реликтах магнетитовых альбититов среди грейзенов-П в вольфрампиноклоре встречены микровключения минеральной фазы, по составу близкой к фергусониту: Nb - 28.13, Ta - 1.08, Ti - 0.17, Fe - 3.08, Mn - 0.07, Ca - 0.79, Pb - 1.49, U - 0.15, W - 1.27, Y - 14.13, Yb - 2.42; окислов - 76.53 мас.% (микросондовые определения Я.А.Пахомовского).

Ильменорутил встречается в большинстве типов гранитов, максимальное развитие его характерно для слабо грейзенизированных и альбитизированных разновидностей до 900 г/т, в грейзенах ильменорутил исчезает. Форма выделения во всех ассоциациях сходна - коротко-столбчатые и призматические кристаллы черного цвета. Состав ильменорутила в процессе становления Ювоайвского массива почти не меняется, лишь в дайках топаз-мусковитовых лейкогранитов У1 фазы происходит почти двукратное обогащение ильменорутилом Ta и Nb, при этом танталистость их достигает максимума (табл.23). В метасоматитах плутона Учабу уровень концентрации ниобия выше,

Таблица 23

Химический состав ильменорутитов, мас.%

Компоненты	Юовоайвский массив			Массив Учабю	
	мела-гранит-1	аляскит-У	лейко-гранит	магнетитовый альбитит	"шток-шайдер"
	2127	19/65 *	20/65 *	211 9/1А	2104/14
Ta ₂ O ₅	1.00	0.90	2.40	0.08	0.80
Nb ₂ O ₅	11.53	14.30	23.30	16.92	19.06
TiO ₂	79.90	-	-	75.30	74.76
Fe ₂ O ₃	6.46	-	-	7.52	5.38
Ta/Nb	0.102	0.074	0.120	0.006	0.049

* Химические анализы Т.М.Иваненко /18/, остальные - микрозондовые анализы Я.А.Пахомовского.

чем в лейкогранитах, но танталистость минерала резко падает. Удельный вес танталистого ильменорутита из лейкогранитов 4.55 г/см³, параметры элементарной ячейки $a_0 = 4.611 \pm 0.001$, $c_0 = 2.175 \pm 0.005$ /18/.

Магнетит в повышенном количестве содержится в гранитах ранних интрузивных фаз Юовоайвского массива и в альбититах и грейзенах-П "магнетитовой зоны" плутона Учабю. В последнем типе пород на отдельных участках образуются массивные неравномернозернистые магнетитовые руды, содержащие до 90% магнетита. Независимо от количества магнетита в породе преобладающей формой его выделения служат идиоморфные октаэдрические кристаллы со ступенчатыми гранями. В гранитах размер кристаллов не превышает 0.5 мм, в рудах доходит до 1 см. Магнетиты всех пород характеризуются низким содержанием примесей титана (0.04-0.06%) и марганца (до 0.035%).

Гематит входит в состав вторичных корок на магнетите и пирите, подчиненное значение имеют самостоятельные выделения в виде плохо ограниченных таблитчатых кристаллов размером 0.1-0.5 мм. Состав не изучен.

Гетит и гидрогетит во всех породах присутствует в виде корок на сульфидах и магнетите. Особый тип гетитовых образований представляют охристые, натечные и шлаковидные выделения, заполняющие пустоты в пологопадающих кварцевых жилах У генерации плутона Учабю и в окопильных грейзенах Юовоайвского массива. Размеры выделений гетита колеблются от сантиметров до нескольких дециметров. Структура агрегатов скрытокристаллическая, цвет в натечных корках красновато-черный, в охристых участках буровато-черный, черта красновато-бурая. Спектральным анализом в составе гетитовых охр из кварцевых жил-1У Учабю установлена примесь меди до 1.4 и никеля 0.0076, хрома 0.0023, олова 0.0034, свинца 0.0008 мас.%. В гетитовых (лимонитовых) охрах из грейзенов Юовоайвского массива содержание минералов колеблется: молибдена от 0.1 до 1%, титана от 0.01 до 0.1%, Be, Zr, Pb, Ga от 1 до 10 г/т /14/. Реликты первичных минералов, замещенных гетитом, в охрах не обнаружены.

Ильменит является сквозным аксессуарным минералом интрузивных фаз комплекса, в метасоматитах встречается спорадически. В гранитах выделяется в виде мелких (0.05-0.5 мм) таблитчатых кристаллов с хорошо развитыми гранями (0001) и (1011). Состав ильменита не изучен. Измерения удельного веса микропикнометрическим методом дают широкий диапазон

значений — от 4.19 до 4.46 г/см³ /18/, что может указывать на повышенную примесь в "тяжелых" ильменитах тантала и ниобия.

Р у т и л характерен для аляскитовых и лейкократовых гранитов комплекса дополнительных интрузий Юовоайвского массива. В аляскитах он представлен темноокрашенной разновидностью — нигрином, образующим короткостолбчатые кристаллы с пирамидальными головками, со штриховкой на гранях призматической зоны, размер кристаллов 0.1–0.3 мм, многочисленны коленчатые двойники. В топаз–мусковитовых лейкогранитах развит другой морфологический тип рутила — длиннопризматические кристаллы (коэффициент удлинения 6–10) с неравномерной окраской: от желто-бурой до темно-бурой, коленчатые двойники редки, уд.в. 4.24 г/см³.

К о л у м б и т является типомофным аксессуарным минералом аляскитовых и лейкогранитов комплекса дополнительных интрузий Юовоайвского массива и метасоматитов. Максимальные содержания его — 124 г/т — отмечены в грейзенах центрального штока Учабю. Выделения колумбита в гранитах представлены двумя морфологическими типами: пластинчатым и коротко-призматическим /18/. В первом типе хорошо развиты грани только (010), во втором равное развитие имеют грани (010), (100) и (110), соответственно кристаллы имеют в первом случае клиновидный габитус, а во втором — столбчатый. Средняя длина кристаллов пластинчатого типа 0.03–0.08 мм, они часто образуют двойники сростания, удельный вес 5.9 г/см³. Призматические кристаллы более крупные — 0.1–0.3 мм. Оба морфологических типа встречаются во всех породах, но в аляскитах явно преобладает короткопризматический тип, а в топаз–мусковитовых лейкогранитах — пластинчатый. Состав колумбита не изучен.

Т о р и а н и т отмечен в единичных знаках в протолочках из магнетизированных грейзенов-П и альбит–биотитовых "штокшайдеров" в ранней генерации кварцевых жил плутона Учабю. Минерал рентгеноаморфен, после прокалывания дает отчетливую рентгенограмму, сходную с эталонной по ATSM. Микронзондовым анализом в торрианите из штокшайдера (проба 2104/14) определено содержание Th — 60.10, U — 1.83, Pb — 3.12, Si — 0.06, TR, Ti, Nb, Ta, Fe — 0.000 мас.%.
Ф т о р и д ы представлены в породах комплекса только флюоритом.

Он присутствует во всех типах пород в аксессуарных количествах, а в биотитовых роговиках, грейзенах-П и кварцевых жилах IY генерации играет роль второстепенного породообразующего минерала (содержание от 1 до 10–15%). В гранитах ксеноморфные выделения флюорита приурочены к скоплениям биотита. В центре зерна флюорита бесцветны, по краям в контакте с монацитом или пироксеном окрашиваются в густой фиолетовый цвет. В грейзенах преобладает светло-фиолетовая окраска равномерно рассеянных мелких зерен флюорита (0.1–0.5 мм). В кварцевых жилах IY генерации имеются две морфологические разновидности: светло-зеленые идиоморфные кристаллы кубооктаэдрического габитуса и ксеноморфные зональноокрашенные полихроичные (бесцветные, зеленые и фиолетовые зоны) гнездовые выделения размером от первых сантиметров до 10–20 см.

Первый тип характерен для молибденоносных мусковит–кварцевых жил II генерации, а также для внутренней зоны флюорит–кварцевого столба в центральном штоке Учабю, второй тип отмечен только во внешней зоне этого столба. Для брекчированных биотитовых роговиков характерно мелкогнездовое распределение ксеноморфных поликристаллических агрегатов бесцветного флюорита.

Методом бумажной хроматографии в флюоритах из аляскитовых U фазы Юовоайвского массива и кварцевых жил III генерации плутона Учабю определено содержание P3Э (аналитики Н.А.Елина, Л.В.Мальшева). Фиолетовые флюориты значительно обогащены иттрием по сравнению с зеленой разновидностью: в флюорите из аляскитов 0.090%, в фиолетовом флюорите из жил-III — 0.242%, а в зеленом флюорите только 0.047%. Содержание лантаноидов в зеленом флюорите из кварцевых жил-III соизмеримо с фиолетовым флюоритом аляскитов (0.237 и 0.264% соответственно), а в фиолетовом флюорите кон-

центрация лантаноидов в 4 раза выше - 0.968%. Состав РЗЭ во всех флюоритах близок, но флюориты кварцевых жил заметно обогащены иттриевыми РЗЭ. По систематике Д.А.Минеева /34/ состав РЗЭ в флюоритах из аляскистов относится к комплексному гадолиниев-цериевому типу, а флюориты из кварцевых жил имеют основной неодим-цериевый состав РЗЭ (рис.18).

Фосфаты представлены монацитом и апатитом. Первый из них можно отнести к числу сквозных типоморфных для комплекса аксессуарных минералов, а второй развит в подчиненном количестве преимущественно в неизмененных гранитах.

Монацит в гранитах выделяется в виде мелких (0.01-0.5 мм) идиоморфных таблитчатых кристаллов, включенных в биотит или мусковит, либо приуроченных к микрогнездовым скоплениям магнетита и флюорита. Максимальное развитие монацит получает в грейзенах-1У и флюорит-кварцевых жилах 1У генерации в плутоне Учабу. В грейзенах-1У кристаллы монацита имеют таблитчатый и длиннопризматический габитус и достигают размеров 3.5 см. В флюорит-кварцевых жилах мелкие (0.01-2 мм) плохо ограненные кристаллы короткопризматического габитуса образуют поликристаллические скопления неправильной формы по зонам трещиноватости или же рассеянную тонкую вкрапленность в сливном кварце, приобретающем при этом сургучно-красную окраску. Цвет неизмененного монацита в гранитах светло-желтый, в грейзенах и жилах - от светло-оранжевого до красновато-коричневого, поверхность зерен обычно покрыта бурыми охристыми корочками и желтоватыми примазками бастнезита.

Химический и микрозондовый анализ монацитов из аляскистов, грейзенов-П и флюорит-кварцевых жил-Ш (табл.24) показывает, что они почти не содержат примесей породообразующих элементов и относительно слабо гидратированы. Постоянно присутствует примесь тория, максимальная в грейзенах-П и уменьшающаяся в более поздних флюорит-кварцевых жилах. По соотношению урана и тория монацит принадлежит к группе селективноториевых минералов, в которых отношение Th/U выше 50. Состав РЗЭ в монацитах селективный цериевый (рис.18). Несмотря на высокую селективность в отношении РЗЭ, монацит служит также минералом-концентратором иттрия. В аляскистах концентрация иттрия в монаците достигает 6500 г/т, что в 7 раз выше, чем в сосуществующем флюорите.

Химический состав монацитов, мас.%

Таблица 24

Компо- ненты	Ювовайвский массив			Массив Учабу		
	граниты Ш фа- зы Ю-Ш		аляскит Ю-У	магнети- товый грейзен Г-II	мусковит- кварцевая жила К-II	флюорит- кварцевая жила К-III
	Ю-8	18-65	19-65	2104/10	226/10977	ИК-18

P ₂ O ₅	-	-	-	28.23	28.94	-
TR ₂ O ₃	-	-	59.01	64.67	67.19	64.56
CaO	-	-	-	0.88	0.20	-
PbO	0.51	0.50	-	-	0.14	-
ThO ₂	6.83	6.26	2.92	5.00	1.68	2.08
U	0.18	0.03	-	0.00	0.03	-

ПРИМЕЧАНИЕ. Состав РЗЭ см. в табл.30, 2104/10 - микрозондовый анализ, остальные - хим. анализы, в обр. 226/10977 определены также SiO₂ - 0.38, TiO₂ - 0.08, Al₂O₃ - 0.25, Fe₂O₃ - 0.29, MgO - 0.12, H₂O⁻ - 0.33, H₂O⁺ - 0.38, сумма 100.1% (аналитик М.И.Волкова), уд.вес обр. ИК-18 - 5.142 г/см³.
Прочерк - нет данных.

Апатит образует мелкие (0,05–0,3 мм) идиоморфные короткопризматические кристаллы бесцветной или молочно-белой окраски. Судя по показателям преломления ($n_o = 1,641$, $n_e = 1,638$), соответствует фтор-апатиту. Мелкие кристаллы включены в биотит, более крупные приурочены к микрогнездам аксессуарных минералов, ассоциируя с магнетитом, цирконом и флюоритом.

Сульфиды в переменном количестве содержатся практически во всех типах пород, не обнаружены они лишь в топаз-мусковитовых дайковых лейкогранитах. Состав и свойства сульфидов не изучены. В распределении сульфидов по породам имеются определенные закономерности.

Пирит является сквозным аксессуарным минералом гранитов, а в грейзенах-1, П и в поздних кварцевых жилах он играет роль второстепенного породообразующего минерала. В гранитах мелкие выделения пирита большей частью ксеноморфны, единичные кристаллы имеют кубическую форму. В кварцевых жилах-1У встречаются гнезда крупнозернистого пирита, но минеральные индивиды его огранки не имеют.

Пирротин встречен только в афанитовых голубовато-серых фельзит-порфирах ранней интрузивной серии Учабю. Ксеноморфные выделения пирротина имеют вид пойкилокристаллов, заполненных включениями кварца и альбита. В краевых частях зерен пирротина отмечаются вроски до 5 микрон сфалерита, пирита. Характерно, что в обогащенных пирротинном участках цемента эруптивной брекчии содержания марказита и самородного железа для фельзит-порфиров максимальны.

Халькопирит в виде эмульсионной вкрапленности присутствует в пирите из минерализованных магнетит-биотитовых мелагранитов 1 фазы Юовоайвского массива и в фельзит-порфирах ранней серии Учабю. В виде самостоятельных зерен халькопирит отмечен в тяжелой немагнитной фракции искусственного шлиха из грейзенов-1 Учабю /18/.

Сфалерит в виде обломков кристаллов черно-бурого цвета встречен в протолочках грейзенов-1 Учабю /18/, фельзит-порфиры имеют микро-включения сфалерита в пирротине.

Галенит установлен в протолочках из грейзенов-1 Учабю /18/, отмечены также микровключения галенита в пиррохлоре из полевошпат-кварцевых жил-1.

Молибденит развит в породах комплекса резко неравномерно: в минерализованных блоках мелагранитов 1 фазы Юовоайвского массива и в мусковит-кварцевых жилах П генерации содержание молибденита достигает уровня промышленно значимых руд, в лейкогранитах 1У фазы, в магматическом цементе эруптивных брекчий г.Учабю и в альбититах и грейзенах по нему рассеянная вкрапленность молибденита на 1–2 порядка превышает минеральный кларк для гранитов, обогащены молибденитом также поздние грейзеновые оторочки около мусковит-кварцевых жил и в Юовоайвском массиве, и в плутоне Учабю, в гранитах главной фазы и в аляскитах У фазы содержание молибденита находится на уровне минерального кларка, а в большинстве образований поздних стадий становления (мусковитовые лейкограниты У1 фазы, грейзены-Ш и кварцевые жилы Ш и 1У генераций) молибденит отсутствует. Таким образом, очевидна тенденция к пульсационному проявлению молибденитовой минерализации с максимумом на ранних стадиях формирования комплекса. Характерна смена во времени генетического типа повышенных концентраций молибденита. В минерализованных мелагранитах 1 фазы розетки молибденита размером до 1 см приурочены к "сухим" трещинам, к мелким шпировидным обособлениям и прожилкам лейкогранитов или микроклинитов. Для альбититов по фельзит-порфирам Учабю также характерна микрогнездовая вкрапленность в полевошпатовой массе вне связи с кварцевыми или кварц-мусковитовыми прожилками. Очевидно, что эта генерация молибденита связана с процессами средне- и высокотемпературного щелочного метасоматоза. Вторая рудопродуктивная генерация молибденита проявлена в виде гнездовых крупнокристаллических выделений в мусковит-кварцевых жилах П генерации, т.е. связана со среднетемпературными гидро-

термалитами. С пневматолиито-гидротермальным процессом кислотного выщелачивания связана и третья рудопродуктивная генерация молибденита в поздних грейзенах.

Силикаты. К в а р ц — главный породообразующий минерал, содержание которого только в альбититах снижается до 1-10%, а в остальных типах пород превышает 30%. В гранитах всегда фиксируется две генерации кварца: преобладающая ортомагматическая высокотемпературная и резко подчиненная постмагматическая, связанная с процессами грейзенизации и кислотного выщелачивания. Для дайковых пород ранней интрузивной серии Юовоайвского массива и для П фазы плутона Учабю характерны кварцевые порфиры, в которых субидiomорфные вкрапленники размером до 5 мм в поперечнике слагают 5-15%. На природу вкрапленников существует две точки зрения: раннемагматические фенокристы /40/ и порфиробласты в алогранитах /15/.

Новые данные по анализу температурных рядов включений, изложенные более подробно в следующей главе, подтвердили правильность первой трактовки. Изучение распределения элементов-примесей в мономинеральных фракциях кварца, получаемых путем разделения протолок пород в бромформе, выявило некоторые специфические черты минеральных индивидов в различных типах пород. Примеси в кварце бериллия (1-2 г/т), титана (10-30 г/т), свинца (3-20 г/т), цинка (10 г/т) находятся на одном уровне во всем ряду пород. Кварц из мелагранитов 1 фазы Юовоайвского массива и из кварцевых порфиров Учабю аномально заражен фтором (0.12-0.27%), что обусловлено тонкодисперсными вростками флюорита. В то же время в флюорит-кварцевых жилах Учабю кварц практически свободен от примеси фтора (0.001-0.002%) и заметно обогащен хлором по сравнению с магматогенными кварцами (0.021 и 0.006-0.014%). В качестве типохимической особенности кварцев может быть отмечено также различное валовое содержание в них CO_2 ; в ранней интрузивной серии в гранитах Ш-У1 фаз оно находится на уровне (0.001-0.004 мл/г), в субвулканических образованиях поднимается до 0.005-0.05 мл/г, а в гидротермалитах достигает 0.1-0.3 мл/г.

Плагиоклазы в гранитах по систематике А.С.Марфунина /30/ представлены высокоупорядоченным структурным типом. Характеристика оптических свойств плагиоклазов дана ранее в работах /13,15/. Первичномагматические генерации минеральных индивидов, количественно преобладающие в неизмененных гранитах, образуют непрерывно сериальные ряды субидiomорфных мелкотаблитчатых кристаллов со слабо выраженной зональностью. Диапазон вариаций составов в мелагранитах ранней фазы и в "стандартных" гранитах главной фазы максимален: № 32-5, в лейкогранитах колебание составов уже: № 5-25. В минеральных индивидах изменчивость состава менее контрастная и обычно различие между ядром и периферией не превышает 5% Аб. Статистический анализ сериальных рядов, который выполнен путем измерения в иммерсионных жидкостях составов представительных выборок зерен, отквартованных от средних проб гранитов, выявил одномодальное распределение составов в первичномагматической генерации плагиоклазов (рис.19).

При наложении на граниты процессов высокотемпературной альбитизации, обычно предшествующей окварцеванию и грейзенизации, в породах появляется вторая генерация плагиоклазов, представленная альбитом № 1-4. Преобладающей формой его выделения служат микропластинчатые и лейстовидные агрегаты, замещающие более крупные зерна раннего плагиоклаза и калишпата, возможно, к этой же генерации следует относить узкие каемки водяно-прозрачного альбита вокруг зерен олигоклаза в слабоизмененных гранитах. Количество метасоматического альбита определяется степенью замещения — в альбитах она достигает 100%, в реликтовых блоках кварцевых порфиров среди грейзенов центрального штока Учабю — до 30%, а в гранитах Юовоайвского массива не превышает 10% (рис.18).

Следует особо подчеркнуть, что в работах 60-х годов роль метасоматической генерации альбита в кварцевых порфирах, и особенно в топаз-мусковитовых гранитах У1 фазы, была сильно преувеличена, эти типы пород относились

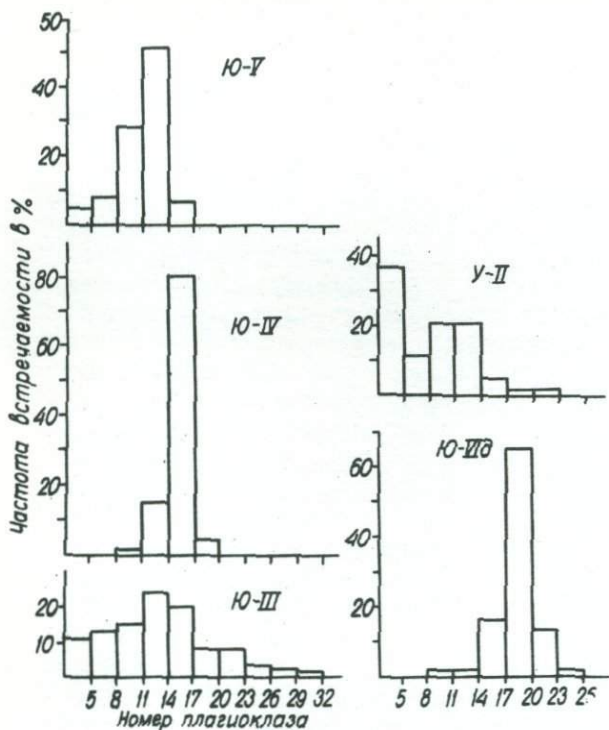


Рис.19. Распределение составов плагио-
клаза в породах юовоайвского комплекса.

Юовоайвский массив: Ю-III - трахитоидный порфиroidный плагиомикроклиновый биотитовый гранит главной фазы, Ю-1У - среднезернистый биотитовый лейкогранит 1У фазы (по скв.2), Ю-У - крупнозернистый аляскит У фазы, Ю-У1д - топаз-мусковитовый мелко-среднезернистый гранит из дайки в метагранулитах у юго-восточного контакта массива; pluton Учабю: У-П - кварцевые порфиры центрального штока (скв.27, глубина 110 м). В каждой пробе определен состав 200 зерен.

айвских гранитах, до 50 г/т в цементе брекчий Учабю). В грейзенах Учабю в плагиоклазе отмечена примесь олова до 3 г/т.

Калиевые полевые шпаты по данным М.И.Дубровского /13,15/ представлены тремя структурно-оптическими группами: промежуточные микроклины и ортоклазы с $-2V = 77-80^\circ$ и углом угасания $Ng \angle \perp (010) 11-16^\circ$, низкие триклинные ортоклазы с $-2V = 80-83^\circ$ и $Ng \angle \perp (010) = 10-12^\circ$, решетчатые и крипорешетчатые максимальные микроклины с $-2V 84-86^\circ$ и $Ng \angle \perp (010) = 18-20^\circ /30/$. Рентгеновская триклинность в проанализированных (валовых) пробах калишпатов равна 1.0 /13/. Преобладающим типом калишпата во всех породах является решетчатый микроклин с незначительным (5-10%) количеством пертитовых выделений альбита (микрпертиты распада, реже - сегрегационные и жилковидные пертиты замещения).

В мелкозернистых мелагранитах первой фазы до 10% калишпатов составляют несдвойникованные промежуточные ортоклазы и микроклины. В неясно-порфиroidных гранитах главной фазы и лейкогранитах 1У фазы до 50% кали-

к "апогранитам", содержащим лишь реликты плагиоклаза № 10 /13,15/. Специальные статистические измерения составов плагиоклазов в топаз-мусковитовом мелкозернистом лейкограните дайковой серии У1 фазы Юовоайвского массива (группа У-II, соответствует пробе 22 в работах /13, 15/) выявили одномодальное распределение составов, типичное для первичномагматической генерации плагиоклазов (рис.18). Химический состав плагиоклазов исследован М.И.Дубровским /13/. Показано, что в плагиоклазах Юовоайвского массива содержание ортоклазового минала в среднем вдвое выше, чем в породах плутона Учабю (1.9-3.6 и 1.5-1.7 мол.%), что хорошо объясняется падением растворимости ортоклаза в плагиоклазе при снижении давления. Из числа элементов-примесей в плагиоклазах постоянно присутствует бериллий (3-10 г/т в породах Учабю, 8-18 г/т в Юовоайвском массиве с максимумом в аляскитах У фазы), стронций и цериевые РЗЭ ($n \times 10^{-2}\%$), свинец и цирконий (10-30 г/т). Типохимической особенностью пород ранней интрузивной серии (группы Ю-1, Ю-П, У-1) является присутствие в плагиоклазах Мо (1 г/т в юово-

шпатов присутствуют в виде таблитчатых выделений, размер которых в 2-3 раза превышает размеры зерен в основной массе. Выделения обычно сдвойничены по карлсбадскому закону, отмечены также бавенские сростки /13/, что свидетельствует о кристаллизации этой крупнокристаллической генерации кристаллов калишпата на магматической стадии. В крупнозернистых аляскитах имеется непрерывная серия зерен различного размера с преобладанием относительно крупных и наименее идиоморфных выделений, содержащих многочисленные включения плагиоклаза. Эти включения иногда рассматриваются как достаточный признак метасоматической природы крупных выделений микроклина и отнесения их к типу порфиробластов /13/, однако подобные соотношения между сосуществующими мега- и мезокристаллами могут возникать и на стадии магматической кристаллизации, как это было показано на примере наиболее распространенного в гранодиорит-гранитовой формации Кольского полуострова типа пород - крупнопорфиroidных гранитов лицко-арагубского комплекса /4,5/. С учетом этих материалов и приведенных выше данных по характеру распределения плагиоклазов и флюидных включений в кварце, основная масса крупных выделений калишпата в ювоайвских гранитах относится нами к типу ортомагматических вкрапленников.

По данным пламеннофотометрического анализа монофракций калишпатов, выделенных из протолокчек типовых разновидностей пород путем разделения их в бромформе, состав минерала во всех породах близок в $A_{68}O_{91}P_{93}$, и лишь в обескаленных разновидностях фельзит-порфиоров в цементе брекчий Учабю отмечаются составы, соответствующие анортоклазу $A_{635}O_{65}$ /13/. Содержание рубидия минимально в калишпатах из гранитов П фазы Ювоайвского массива и фельзит-порфиоров Учабю (0.064 и 0.0538% соответственно), в гранитах главной фазы (Ю-Ш) и аляскитах (Ю-У) оно возрастает до 0.1%, а в мусковитовых лейкогранитах (Ю-У1) и кварцевых порфирах Учабю достигает 0.13% (не исключено, что прирост рубидия связан в этих породах с более интенсивным развитием мусковитизации зерен калишпата). Примесь Ве в калишпате возрастает от 2 г/т в кварцевых порфирах Учабю и в гранитах П фазы до 8 г/т в поздних топаз-мусковитовых лейкогранитах (Ю-У1), установлена также примесь Ва 300-1000, P3Э ~ 100, Ti - 10, Pb - 30-100, Ga - 3-10 г/т, в калишпатах главной фазы отмечен Mo - до 3 г/т /13/.

Г и п е р с т е н в единичных обломках шестоватых кристаллов светло-бурого цвета встречен в протолокчке из минерализованного мелагранита у западного фланга Ювоайвского массива (диагностика рентгенометрическая).

А м ф и б о л присутствует в электромагнитных фракциях протолокчных проб в виде обломков и неограниченных удлинённых зерен темной синевато-зеленой окраски, характерной для гастингситов. Максимальное содержание - до 91 г/т - отмечено в микроклинизированных разновидностях порфиroidных гранитов главной фазы и в минерализованных мелагранитах 1 фазы.

Б и о т и т - главный темноцветный минерал ювоайвских гранитов. Его содержание в магматических породах колеблется от 0.02 до 7%, в биотитовых роговиках по милонитизированным гранулитам достигает 28%, в полевошпатовых оторочках кварцевых жил 1 генерации составляет в среднем 15%. Состав биотита в главных типах гранитов Ювоайвского массива, судя по устойчивости оптических свойств, слабо изменяется в ходе эволюции интрузивной серии: $Nm = 1.651$, $2V = 10-12^\circ$ ($f = 56\%$) во П фазе, соответственно 1.653 и 15° (57%) в Ш фазе, 1.654 и 15° (58%) в У фазе.

Химические анализы биотитов из мелагранитов 1 фазы и лейкогранитов 1У фазы (табл.25) подтвердили результаты оптических исследований. Проанализированные биотиты принадлежат к флогопит-аннитовой серии и по соотношению важнейших параметров состава (железистость, отношение Si/Al , содержание Al^{VI}) сходны с биотитами из гранитов главной фазы лицко-арагубского комплекса /4/. Некоторое различие в окисленности и гидратированности биотитов в сопоставляемых двух анализах связано, по-видимому, с большей степенью гипергенного изменения следов в пробе Ю-6.

Химический состав биотитов

Компо- ненты	Юовоайвский массив		Массив Учабю, жилы 1 генерации		
	мелагранит 1 фазы	лейкогранит 1У фазы	"шток- шайдер"	альбит- кварцевая жила	кварцевая ось
	Ю-1	Ю-6	2100/22	735/11179*	2104/18**
SiO ₂	38.01	37.15	35.84	38.51	37.97
TiO ₂	2.21	2.29	2.06	2.49	1.41
Al ₂ O ₃	15.22	15.61	14.18	14.70	16.17
Fe ₂ O ₃	4.45	8.81	4.02	0.50	2.37
FeO	15.59	11.75	23.56	14.76	21.59
MnO	0.48	0.23	0.62	0.35	1.06
MgO	10.29	10.31	5.90	14.76	5.32
CaO	0.21	0.23	0.14	0.28	0.12
Na ₂ O	0.15	0.10	0.16	0.78	0.39
K ₂ O	9.16	7.63	8.96	9.75	9.09
H ₂ O ⁻	0.00	0.42	0.00	0.00	0.03
H ₂ O ⁺	2.31	4.24	2.70	0.87	1.71
Li ₂ O	0.33	0.02	0.12	-	0.33
Rb ₂ O	-	-	0.19	-	0.33
F ⁺	-	-	2.56	3.59	3.29
Cl	-	-	0.13	-	0.06
Сумма	100.03	99.43	99.99	99.94	100.27
$f = \frac{\Sigma Fe \cdot 100}{\Sigma Fe + Mg - Al \cdot 100}$	51.8	52	71.9	36.7	70.7
$\frac{Al + \Sigma Fe + Mg + Si}{20.4}$	20.4	21.0	19.8	19.2	22.6

* Глубина 110.6 м /9/. Прочерк - нет данных.

** Поздний крупнолистовый биотит из поперечных трещин.

В отличие от биотитов из гранитов, слюды из гидротермальных жил и метасоматитов плутона Учабю имеют резко изменчивый состав. В биотитовых роговиках и метагранулитах развиты низкожелезистые биотиты ($N_g = 1.620-1.624$, $N_p = 1.576-1.578$). Ранние выделения крупнолистового (с площадью пластин до $0.02-0.05 \text{ м}^2$) биотита в полевошпатовых оторочках кварцевых жил 1 генерации и самая поздняя генерация слюд в поперечных трещинах, пересекающих кварцевые оси жил, имеют одинаково высокую железистость 71-72% (табл.25). Эволюция состава слюд во времени выражается в отчетливом снижении их титанистости, значительном увеличении доли алюминия в октаэдри-

ческой координации, росте содержаний марганца и фтора. Еще более значительны изменения состава слюд в вертикальном сечении жил. Слюда с глубины 110 метров имеет железистость только 37% и более высокие молярные доли натрия и фтора по сравнению со слюдами, отобранными из поверхностных выходов.

На диаграмме (рис.20), отражающей связи состава биотитов с условиями их формирования /20/, хорошо видно, что ранние слюды из разных уровней глубинности относятся к одной фации щелочности, а их неравномерная железистость может быть связана с наличием крутого термического градиента. В изоглубинных слюдах вариации глиноземистости и железистости указывают на рост щелочности при снижении температуры к конечным стадиям кристаллизации.

В мономинеральных концентратах биотита спектральным анализом выявлен широкий набор элементов-примесей, г/т: литий до 1550, рубидий до 1700, бериллий 1-10, PЗЭ 100-300, цинк 30-300, медь 10-30, свинец 30-100, олово 3, ниобий 3-60, ванадий 30-100, цирконий 100-1000, никель 1-30, кобальт 1-80, скандий 10-30, иттрий 10-60, стронций 100-300, барий 30-300, молибден 1-2. В Ювоайвском массиве отмечена тенденция к увеличению концентрации Be в слюдах от 1 к У фазе. Содержание олова в биотитах значительно ниже, чем в слюдах оловоносных гранитов. По общим особенностям состава биотиты ювоайвских гранитов соответствуют биотитам из гранитов, развитых в полях молибдено-вольфрамовых месторождений (рис.19).

Мусковит - типоморфный минерал грейзенов и молибденоносных кварцевых жил II генерации, а также лейкогранитов типа В, преобладающих среди пород У1 фазы Ювоайвского массива. В остальных породных группах мусковит присутствует в переменном количестве как постмагматический минерал, замещающий первичный биотит и в меньшей мере - полевые шпаты. Судя по результатам изучения оптических свойств светлых слюд магматических пород ювоайвского комплекса /15/, в них преобладает богатый железом мусковит со слабо выраженной зеленоватой окраской, $N_g = 1.606-1.614$, $N_m = 1.603-1.610$, $-2V = 37-38^\circ$ для гранитов Ювоайвского массива и $N_g = 1.594-1.602$, $-2V = 41-45^\circ$ для магматитов Учабю. В слабо грейзенизированных и альбитизированных разновидностях гранитов главной фазы отмечены бедные железом желтоватые мусковиты с $N_g = 1.594$, $N_m = 1.590$, $-2V = 42^\circ$ в сочетании с серовато-бурыми фенгитами ($N_g = 1.606$, $-2V = 34^\circ$). Доля фенгита среди светлых слюд возрастает в мусковитовых лейкогранитах У1 фазы до 15-20 отн.%, окраска его в этой породной группе дымчато-серая, $N_g = 1.600-1.612$, $-2V = 31-36^\circ$. Для валовой смеси мусковита и фенгита из лейкогранитов У1 фазы установлены максимальные для светлых слюд ювоайвского комплекса примеси бериллия (22-45 г/т) и лития (780 г/т) при низком уровне содержания других редких элементов (Sn 3-10, $Pb \sim 30$, Ga 10-30, $Nb \sim 60$, $V \sim 10$, Cu 10-30, PЗЭ, $Sc \sim 60$ г/т) /15/.

Мусковиты из грейзенов и кварцевых жил плутона Учабю исследованы более полно. По оптическим свойствам они сходны со светлыми слюдами магматитов. В грейзенах-1 слюды с ясно выраженной зеленой окраской имеют $N_g = 1.608-1.610$, $-2V = 37-41^\circ$ в центральных зонах пластинок, по краям которых развивается узкая кайма бледно-зеленого, бедного железом мусковита с $N_g = 1.594$; $-2V = 37^\circ$. Для грейзенов-П по фельзит-порфирам характерен бесцветный фенгит-мусковит с $N_g = 1.597$, $-2V = 37-39^\circ$. Светло-зеленые фенгит-мусковиты из топазовых грейзенов-Ш имеют $N_g = 1.610$, $-2V = 38-39^\circ$. В кварцевых жилах ясно выражена тенденция к снижению показателей преломления светлых слюд от 1 генерации ($N_g = 1.608$) к П ($N_g = 1.603$) и У генерациям ($N_g = 1.599$) при сохранении величины $-2V = 36-38^\circ$. По химическому составу (табл.26) мусковиты Учабю относятся к типу безлитиевых фенгит-мусковитов /23/: молярная доля железа в октаэдрической группе составляет 0.20-0.22, соотношение Si/Al^{IV} больше 3. Содержание лития в мусковитах на порядок ниже, чем в биотитах. Характерно понижение молярной доли фтора в группе (O, OH, F) в мусковитах из грейзенов и кварцевых жил II генерации по сравнению с биотитами из полевошпат-кварцевых

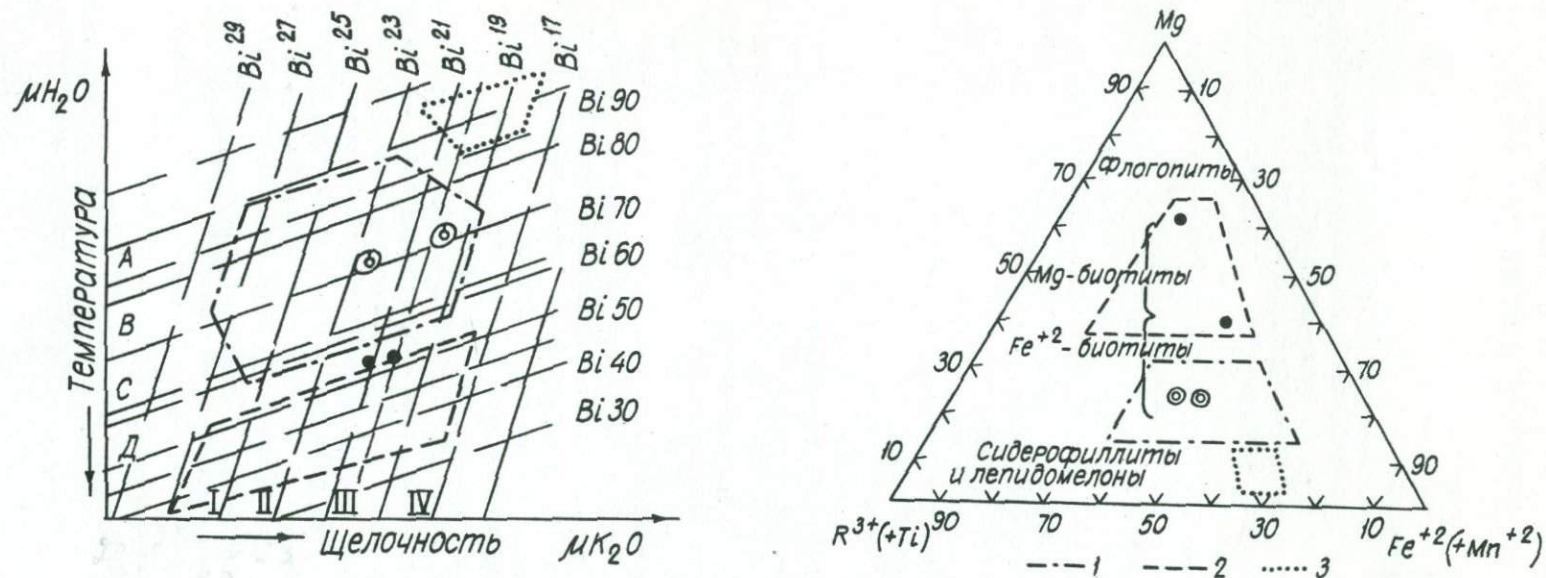


Рис.20. Соотношение составов биотитов из гранитов Юовоайвского массива (залитые кружки) и кварцевых жил плутона Учабю (незалитые кружки) с составами биотитов из рудоносных гранитов /20/.

Слева - вариации железистости (Bi_{50}) и глиноземистости (Bi^{25}), справа - соотношения катионов четверной координации, контуры полей для слюд из различных формаций месторождений (1 - оловянно-вольфрамовой, 2 - молибден-вольфрамовой, 3 - полиметаллической).

Химический состав мусковитов из грейзенов и кварцевых жил
г. Учабюайв

Компоненты	Грейзен-1	Грейзен-П	Грейзен-III	Кварцевые жилы II генерации
	15-65	2119/1	6-77	К-П
SiO ₂	46.34	47.20	47.56	46.34
TiO ₂	0.04	0.09	0.05	0.00
Al ₂ O ₃	29.90	28.53	29.71	27.87
Fe ₂ O ₃	4.19	4.74	4.71	4.58
FeO	3.17	3.16	3.65	3.73
MnO	0.12	0.13	0.22	0.18
MgO	0.10	0.34	0.14	1.14
CaO	0.17	0.32	0.00	0.21
Na ₂ O	0.37	0.37	0.45	0.36
K ₂ O	9.36	10.12	8.89	10.29
H ₂ O ⁻	0.00	0.02	0.25	0.00
H ₂ O ⁺	4.62	4.04	3.14	3.96
Li ₂ O	0.03	0.07	0.07	0.13
Rb ₂ O	0.18	0.20	0.17	0.23
F ⁺	0.58	1.42	2.15	1.74
Сумма	98.95	100.75	100.27	100.03

ПРИМЕЧАНИЕ. В пр.15-65 0.03% S.

жил I генерации: в биотитах соотношение F/(ОН) близко к единице, а в мусковитах опускается до 0.2-0.3, что, очевидно, свидетельствует о скачкообразном падении активности лития и фтора в минералообразующих флюидах после завершения первого этапа становления интрузивно-гидротермальной системы плутона Учабю. В то же время в возрастном ряду "грейзен-1 - грейзен-III" активность фтора (и соответственно фтористость слюд) вновь возрастает, не достигая, однако, уровня первого этапа. Спектральный анализ мусковитов из грейзенов-1 и кварцевых жил II генерации показал сходство их по содержанию примесей рудных элементов, г/т: Sn 60-95, Sc - 150, Nb ~ 50, Ga ~ 500, Zn 10-100, Zr, Cu - 30.4, Y, Pb - 10, Be - 5, Mo - 1. В мусковите из грейзенов-III содержание Sn снижается до 8 г/т.

Х л о р и т - развивается по биотиту (в ассоциации с мусковитом, магнетитом, флюоритом) при аутометасоматическом изменении гранитов, состав и свойства хлоритов не изучены.

Г а л л у а з и т - в виде сфероидальных стяжений буроватой или белой окраски встречен в легкой фракции протолочек из альбититов и грейзенов по ним в зоне взрывных брекчий плутона Учабю. Диагностика минерала подтверждена рентгенометрически. Содержание галлуазита в породах 10-30 г/т.

Г р а н а т присутствует как сквозной акцессорный минерал во всех разновидностях гранитов, отмечается спорадически в гидротермалитах и грейзе-

нах. В гранитах описаны две разновидности граната /18/: светло-красный альмандин ($N = 1.778$, уд.вес $4.00-4.11$ г/см³, $a_0 = 11.488-11.502$) и темный вишнево-красный альмандин-спессартин со значительной внутрифазовой неоднородностью ($N = 1.785$, уд.вес 4.13 г/см³, $a_0 = 11.525-11.562$). Обе разновидности граната могут присутствовать в породе в примерно равных количествах в форме плохо ограненных кристаллов ромбододекаэдрического габитуса размером $0.1-0.5$ мм.

С ф е н отмечен лишь в гранитах П и Ш фаз, максимальное содержание (до 510 г/т) характерно для мелкозернистых магнетит-биотитовых лейкогранитов типа А-5. Выделения сфена размером $0.04-0.1$ мм имеют уплощенную форму с неполно развитыми гранями (Ш) и (100), часты пойкилокристаллы с включениями магнетита, окраска сфена светло-бурая до красновато-коричневой. Состав минерала не изучен.

Ц и р к о н присутствует во всех типах гранитов, в альбититах и полевошпат-кварцевых жилах, при грейзенизации содержание его уменьшается, вплоть до полного исчезновения, не обнаружен циркон и в мусковит-кварцевых и флюорит-кварцевых жилах. Совместно встречаются две морфологические разновидности циркона: прозрачные идиоморфные кристаллы гиацинтового типа светло-коричневой, светло-розовой окраски с коэффициентом удлинения $2-3$, непрозрачные, матовые, с охристой поверхностью, бурые, красновато-бурые, реже молочно-белые кристаллы с округленными гранями дипирамиды, изометричные (коэффициент удлинения ~ 1). В неизмененных гранитах преобладает первый тип, в альбититах и "штокшайдерах" - второй. Встречаются зональные кристаллы с прозрачным ядром и изотропизированной малаконовой рубашкой.

Т о р и т встречается в количествах меньше 1 г/т, во всех интрузивных породах Юовоайвского массива и в магматическом цементе эруптивных брекчий Учабю. Аномальные концентрации его, на $2-3$ порядка превышающие минеральные кларки и фоновые значения для комплекса в целом, характерны для аляскитов У фазы Юовоайвского массива, альбититов и "штокшайдеров" в жилах 1 генерации плутона Учабю. В гидротермалитах и метасоматитах более поздних этапов торит не обнаружен (за исключением реликтов в грейзенах-П по альбититам). Торит выделяется в виде субидiomорфных короткопризматических кристаллов темного красновато-коричневого цвета, обычно полностью заключенных в "рубашку" метамиктного охристого желтовато-бурого или красно-бурого гидроторита с примесью гидроокислов железа. Микросондовый анализ торитов из мелагранитов 1 фазы Юовоайвского массива показал, что они содержат повышенную примесь железа, кальция и цериевых РЗЭ при относительно пониженной против типовой формулы доле тория (табл.27). Дефицит суммы окислов около 25% может быть связан как с сильной гидратированностью минерала, так и с недоопределением фосфора. По-видимому, зерна торита представляют собой субмикроскопические сростки собственно торита и силикофосфата тория и редких земель - чералита, к которому особенно близок анализ образца 2127. Рентгенометрия однотипных по внешним признакам выделений "торита" из мелагранитов подтвердила, что в части из них преобладающей фазой является чералит. Единичные зерна чералита отмечены также в тяжелой фракции протолочной пробы гранодиорит-порфиров.

В отличие от магматических пород альбититы и развивающиеся по ним грейзены-П в плутоне Учабю содержат чистый торит, полностью лишенный примеси РЗЭ, Fe и Ga (табл.27). Содержание Ti, Nb, Ta, Y во всех торитах ниже чувствительности микросондового анализа ($0.00n\%$).

О р т и т встречается как аксессуарный минерал только в породах ранних интрузивных фаз (1-Ш), а максимум в его развитии приходится на альбититы и полевошпат-кварцевые жилы 1 генерации плутона Учабю. В гранитах ортит образует мелкие ксеноморфные выделения в сростках с магнетитом, сфеном и биотитом, большая часть зерен метамиктна, в некоторых сохраняются в ядре зоны с ненарушенной структурой. Крупные гнездовидные выделения ортита встречаются в биотит-полевошпатовых оторочках кварцевых жил 1 генерации. В радиально ориентированных сростках клиновидные кристаллы ортита

Результаты неполного микрозондового анализа торитов и чералита (№ 2127) из мелагранитов и грейзенов-П, мас.%

Элементы	Мелаграниты 1 фазы		Грейзен-П
	2127	2024/8-13	2100/10
Th	50.53	43.91	59.95
U	0.00	1.01	0.00
Ce	3.54	0.46	0.00
Ca	5.21	1.19	0.00
Fe	1.07	0.53	0.00
Pb	1.17	0.75	0.27
Si	2.84	9.28	4.73
Сумма	77.66	74.66	78.61

достигают размеров 1-2х5-12 см. Цвет ортита черный, в тонких сколах буровато-зеленый, черта светло-зеленая. Блеск смоляной до стеклянного. Минерал метамиктен, изотропизирован, $N = 1.693$, излом неровный, полураковистый, уд.в. — 3.43 г/см³, рентгеноаморфен, при прокаливании на воздухе при 850-900° структура полностью не восстанавливается, минерал становится непрозрачным и приобретает бурю окраску, на рентгенограммах фиксируются единичные отражения характерных линий ортита и уранинита. Химический анализ ортита из жил /9/ выявил его значительную гидратированность: SiO₂ - 30.16, TiO₂ - 0.33, Al₂O₃ - 13.66, Fe₂O₃ - 4.02, FeO - 11.97, MnO - 1.44, MgO - 0.33, CaO - 8.65, ThO₂ - 1.32, Ce₂O₃ - 12.62, $\Sigma \text{Ln}_2\text{O}_3$ - 9.68, $\Sigma (\text{Ln}_2\text{O}_3 + \text{Y}_2\text{O}_3)$ - 1.32, Na₂O - 0.11, K₂O - 0.04, H₂O⁻ - 0.16, H₂O⁺ - 3.96, F - 0.84 мас.%. При вторичном изменении ортита на поверхности его выделений образуется охристая рубашка красновато-бурого цвета, состоящая из тонкодисперсной смеси бастнезита и гетита.

Э п и д о т отмечается в аксессуарных количествах в гранитах 1-1У фаз Ювоайвского массива. Имеются две генерации эпидота. Большая часть представлена зеленым пистацитом, образующим внешние каймы вокруг зерен ортита. В мелагранитах по плагиоклазам развивается тонкая сыпь вторичного бесцветного и бледно-зеленого клиноцоизита ($N_{g^*} = 1.710$, $N_{p^*} = 1.700$).

Т о п а з появляется как второстепенный породообразующий минерал в гранит-порфирах дайковой фазы У1 фазы Ювоайвского массива и в кварцевых порфирах центрального штока Учабу, однако наибольшего развития топазовая минерализация получает на заключительных стадиях формирования грейзеново-жильного комплекса плутона Учабу, когда образуются топаз-мусковитовые грейзены-Ш и поздние топазово-кварцевые прожилки. В гранитах выделения топаза имеют вид корродированных таблиц размером 0.1-0.3 мм с включениями кварца и альбита. В грейзенах-Ш молочно-белые шестоватые кристаллы топаза длиной 1-3 см слагают пояса с радиально-лучистой текстурой (рис.16). В кварцевых жилах-1У топаз образует мелкозернистые поликристаллические агрегаты неориентированного роста. Оптические свойства топаза в гранитах и метасоматитах различны: для топаза из гранит-порфиров У1 фазы $N_g = 1.622$, $N_m = 1.614$, $N_p = 1.612$, $2V = 67^\circ / 15^\circ$, в грейзенах-Ш и кварцевых жилах Учабу $N_g = 1.626-1.628$, $N_m = 1.619-1.622$, $N_p = 1.614-1.616$, $2V = 58-60^\circ$. Судя по оптическим свойствам, во всех генерациях фтор преобладает над гидроксильной группой. Спектральным анализом в топазах из мусковитовых лейкогранитов и гранит-порфиров выявлены примеси Be 12-70, Su до 300, Ge - 30, Zr - 300, V 30-100 г/т /15/.

Т у р м а л и н представлен единичными мелкими зернами черного шерла протолочных проб гранитов I и III фазы, а также редкими игольчатыми вростками в мусковите из мусковит-кварцевых жил и околожилных грейзенов.

Б и т у м о и д ы образуют специфическую минерализацию в альбититах и грейзенах по ним, в штокшайдерах и кварцевых жилах плутона Учабю. Содержание битумоидов не превышает $n \cdot 10^{-4}\%$. Выделяются они в виде округлых почковидных микрозернистых агрегатов с трещиноватыми поверхностями, включенных в кварц, флюорит, мусковит. Внутри почек иногда отмечаются вростки молибденита, гидратированного ферриторита. Размер выделений битумоидов колеблется от 0.1 до 3 мм. Окраска черная, блеск матовый, в свежем изломе жирный. Агрегаты зерен хрупкие. Объемный вес 1.8 г/см^3 . Состав битумоидов изучен слабо. В исследованном И.К.Куприяновой образце общая потеря массы при прокаливании составила 73% (H_2O^+ - 4.39, H_2O^- - 12.24%). В золе содержание ($\text{ThO}_2 + \text{Ln}_2\text{O}_3$) - 3.7%, CaO - 19.9, Fe_2O_3 - 23.6%. С определенной долей условности битумоиды отнесены к группе тухолита.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РУДНЫХ И РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГРАНИТАХ И МЕТАСОМАТИТАХ ЮОВОАЙВСКОГО КОМПЛЕКСА

Для геохимических особенностей пород выполнены анализы представительных проб типичных разновидностей гранитов, кварцевых порфиров и замещающих их грейзенов и альбититов. Среднеарифметические оценки содержаний рудных и редких элементов приведены в таблицах 28, 29, а их соотношения с кларками для кислых пород и поведение в ходе эволюции рудномагматической системы показано на рисунках 21, 22.

Для интрузивной серии Юовоайвского массива характерна сквозная геохимическая специализация на уран и торий, коэффициент накопления которых колеблется от 8-10 в ранних фазах массива до 2-3 в главной и дополнительных фазах. Соотношение урана и тория в процессе магматической дифференциации устойчиво сохраняется на уровне 1:4-1:5. Особенностью ранних фаз является аномально высокое и резко неравномерное содержание молибдена (K_H - 10-500), присущее как меланократовым гранитам I фазы, так и лейкократовым гранитам и дайковым породам II фазы. В мелагранитах повышена также концентрация циркония (K_H - 2-6) и цериевых редких земель, отмечаются локальные концентрации меди до 0.1%. Содержание вольфрама в ранней интрузивной серии нарастает от первой к второй фазе и в 1.5-2 раза превышает средние содержания в неизмененных гранитах последующих фаз.

Магматическая дифференциация, обеспечивающая изменения состава от стандартных гранитов главной фазы до мусковитовых лейкогранитов дополнительных интрузий, не приводит к сколько-нибудь существенному накоплению рудных элементов к концу эволюционного процесса, лишь в самых поздних дайках топаз-мусковитовых лейкогранитов и зональных телах гранодиорит-гранит-порфиров отмечается 2-3-кратное накопление лития, рубидия, бериллия. Меланократовые дайки гранодиорит-порфиров, завершающие магматический процесс в Юовоайвском массиве, обогащены в 2-3 раза, по сравнению с главной фазой, барием, стронцием, медью, никелем, хромом, ванадием, причем концентрация их выше, чем в близких по общей основности мелагранитах ранней фазы.

Среднее содержание редких и рудных элементов в интрузивных породах Юовоайвского массива, г/т

Элементы	Фазы							
	1	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
	магнетит-биотитовые мелаграниты	магнетит-биотитовые лейкограниты и кварцевые порфиры	биотитовые граниты	биотитовые лейкограниты	аляскииты	мусковитовые лейкограниты	топаз-мусковитовые лейкограниты	гранодиорит и гранит-порфиры
Li	99	19	74	26	33	19	150	93
Rb	256	260	277	283	302	297	440	366
Cs	1	1	1	1	1	1	1	1
Be	5	6	6	4	4	4	13	3
Sr	200	120	160	110	90	100	10	310
Ba	170	115	370	175	200	100	80	650
Sc	5	2	7	2	2	6	2	2
Zr	760	370	370	110	100	120	90	150
Nb	20	10	55	20	10	80	60	30
Sn	8	3	5	7	Н	5	3	3
Mo	120	400	5	2	2	3	1	1
W	1.9	2.5	1.1	1.3	1.0	1.0	1.4	1.0
Pb	50	60	60	10	30	40	60	30
Zn	20	10	10	10	10	10	10	10
Cu	35	12	10	35	10	20	10	50
Ni	25	6	10	4	20	10	5	50
V	82	25	20	12	8	9	3	100
Cr	20	10	20	10	10	20	20	55
U	-	-	9	12	8	15	8	8
Th	-	-	34	53	47	57	35	38
Количество проб *	18-6-18	5-9-15	14-16-14	6-8-6	6-5-6	11-12-11	31-29-31	2-1-2

* Здесь и далее в таблицах ряд цифр указывает количество проб, использованное при расчете среднеарифметической оценки по группе: полук количественных эмиссионных спектральных анализов и пламенно-фотометрических определений щелочей, определений вольфрама методом количественного спектрального анализа, определений урана и тория рентгенолюминесцентным методом.

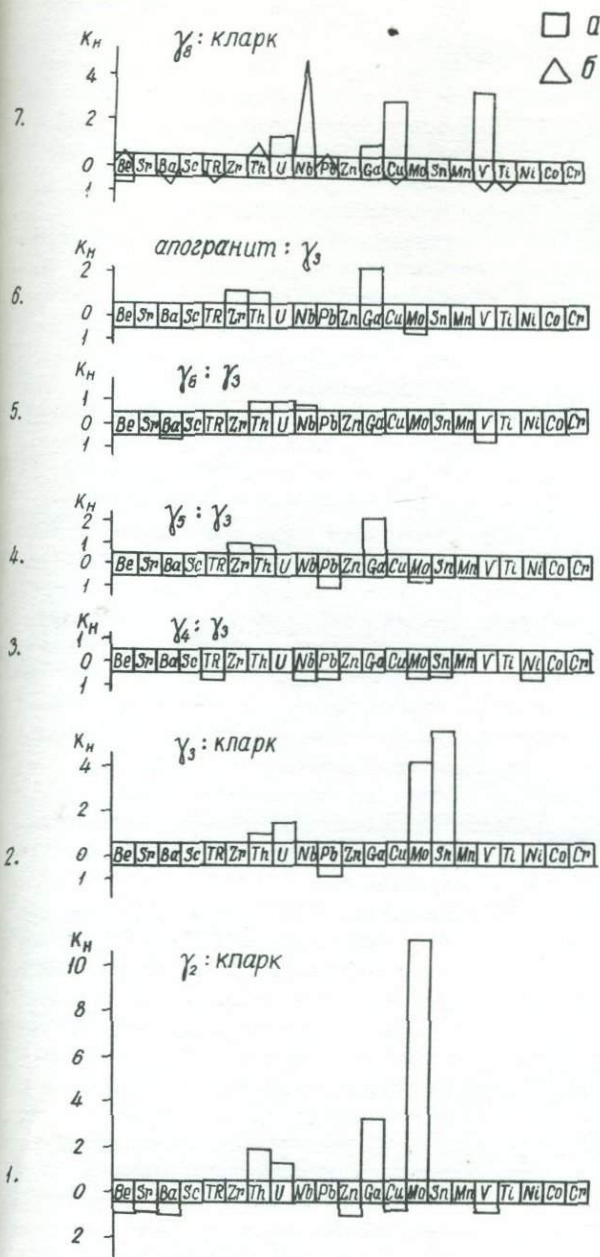
Среднее содержание редких и рудных элементов в породах
плутона Учабу, г/т

Эле- мен- ты	Перифе- ричес- кая зо- на даек	Перифе- рическая зона эруптив- ных брекчий	"Магнетитовая" зона эруптивных брекчий			Центральный шток	
	гранит- порфиры	фельзит- порфиры и микро- гранит- порфиры	альбититы (по фельзит- порфирам)	магнетит-флюорито- вые грейзены-П		кварце- вые порфиры	грейзе- ны-1
				по фель- зит-пор- фирам	по маг- нетитовым альбититам		
	группа						
У-1д	У-1	А,АК	Г-2	Г-2р	У-П	Г-1	
Li	18	21	19	33	102	44	113
Rb	206	204	144	375	632	550	905
Cs	1	1	1	1	3	2	1
Be	2	4	4	8	4	2	3
Sr	100	170	110	100	600	100	100
Ba	250	200	170	110	80	60	60
Sc	10	5	6	5	13	5	32
Zr	90	150	200	110	330	70	40
Nb	25	75	75	85	75	80	85
Sn	11	27	6	30	22	48	49
Mo	2	60	37	24	10	10	20
W	2.4	2.1	2.7	10.0	9.0	3.7	4.7
Pb	10	11	14	12	19	15	8
Zn	5	10	56	5	160	5	5
Cu	57	350	170	60	200	10	300
Ni	19	34	30	12	90	10	10
V	7	10	26	25	100	10	10
Cr	77	32	25	10	80	10	10
U	2.3	8.8	10		9.8	11.1	3.8
Th	17	21	62		4.7	17	23
Коли- чест- во проб	4-3-7	37-31-20	41-30-46	8-7-19	15-13-11	31-26-26	29-1-2

Специфично распределение редких щелочей в ряду магматических пород.

Концентрация рубидия монотонно нарастает от первой фазы к финальным дайкам, а содержание цезия во всем ряду остается предельно низким. Породы первой и третьей (главной) фазы обогащены литием, а в следующих за ними фазах лейкократовых гранитов содержание лития ниже кварцевого. Максимальное накопление лития характерно для поздних даек топаз-мусковитовых пейкогранитов и гранит-порфиров, приближающихся по составу к типичным литий-фтористым редкометалльным гранитам.

При автотетасоматических процессах грейзенизации и альбитизации гранитов Ювоайвского массива выносятся молибден и олово, которые переотлагаются



в линейные зоны грейзенов с кварцевыми жилами-осями (их детальное описание дано М.И.Дубровским /14/). Среднее содержание олова и молибдена в грейзенах в 10 раз выше, чем в гранитах (76 г/т, при вариациях 39-200 г/т для олова, 20 г/т, с колебаниями 2-200 г/т для молибдена). Еще резче выражено накопление в грейзенах вольфрама - до 34 г/т против 1-3 г/т в исходных породах.

Неизмененные породы ранней интрузивной серии г.Учабу обладают отчетливо выраженной геохимической специализацией на молибден, медь, олово, галлий, редкие земли, уран, ниобий, а содержание редких щелочей, ванадия, цинка, бериллия, стронция и бария в них ниже кларка. В этом отношении интрузивная серия Учабу сходна с лейкогранитами и кварцевыми порфирами II фазы Ювовайевского массива и резко отличается от поздних гранит-порфиров с их рубидий-литиевой безмолибденовой специализацией. Следует отметить, что первичная геохимическая специализация кварцевых порфиров центрального штока Учабу существенно искажена повсеместно проявленными процессами грейзенизации и альбитизации.

Основные тенденции в перераспределении рудных и редких элементов в постмагматических процессах выявляются при сопоставлении составов альбититов и магнетит-флюоритовых грейзенов-II с неизменными фельзит-порфирами. Типохимические элементы первичной специализации: молибден, медь, олово, уран - остаются инертными даже при глубокой метасо-

Рис.21. Коэффициенты накопления рудных и редких элементов в породах Ювовайевского массива по отношению к кларку для кислых пород (1,2,7а) или к среднему содержанию в гранитах главной фазы (3-6). □ а - среднее значение K_N в типовой разновидности породы по отношению к кларку, Δ б - K_N в гранит-порфирах осевой зоны по отношению к гранодиорит-порфирам краевых зон дифференцированных даек.

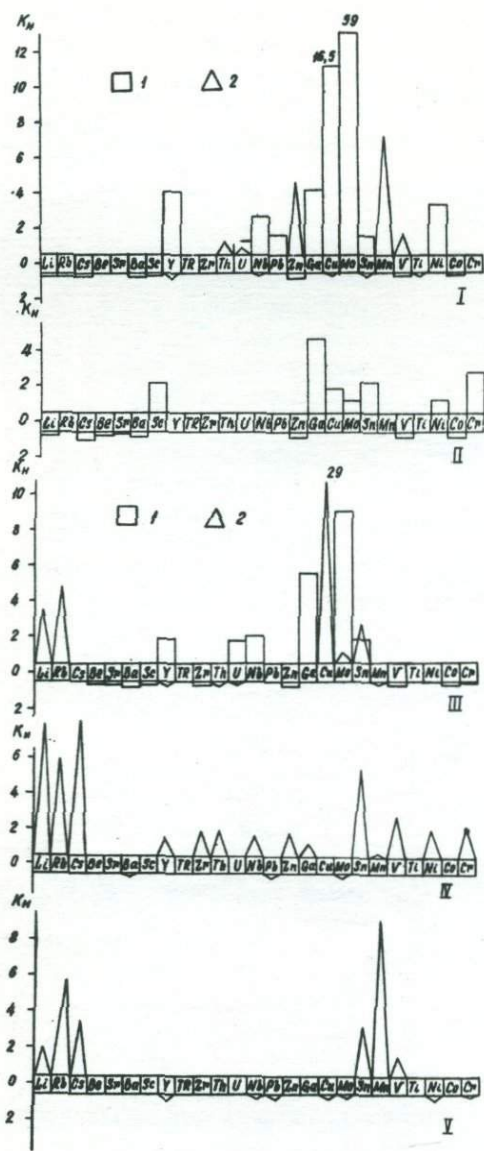


Рис.22. Коэффициенты накопления рудных и редких элементов в породах плутона Учабю.

1 - в фельзит-порфирах и микрогранитах группы У-1 по отношению к кларку (1) и в альбититах по отношению к неизменным породам цемента брекчий (2); П - в дайках периферической зоны (У-1д) по отношению к кларку; Ш - в кварцевых порфирах центрального штока (У-П) по отношению к кларку (1) и в грейзенах-1 по отношению к кварцевым порфирам У-П (2); 1У - в грейзенах-П по отношению к неизменным породам группы У-1; У - то же для "рудной" разновидности апоальбититовых грейзенов-П.

матической переработке интрузивных пород. Процессы раннего щелочного метасоматоза, приводящие к развитию по фельзит-порфирам магнетитовых альбититов, вызывают вынос из зоны замещения рубидия и олова и обогащение этих зон ураном, торием, цирконием, ванадием, цинком. Последующее кислотное выщелачивание при грейзенизации обеспечивает восполнение до прежнего уровня олова и значительное (3-4-кратное) возрастание содержаний лития, рубидия, цезия, скандия, вольфрама, цинка, ванадия.

Сопоставление кварцевых порфиров и развитых по ним грейзенов центрального штока Учабю с одноименными породами из периферической зоны эруптивных брекчий выявляет заметное различие как в фоновых концентрациях элементов, так и в их перераспределении в ходе грейзенизации. Кварцевые порфиры штока, по сравнению с магматическим цементом брекчий, обогащены редкими щелочами, оловом, вольфрамом, ураном и обеднены молибденом, медью, никелем, хромом, барием, стронцием. При замещении кварцевых порфиров грейзенами-1 в два-три раза и более возрастает концентрация лития, рубидия, скандия, молибдена, меди, остается практически неизменным содержание олова, вольфрама, стронция, бария, бериллия, втрое снижается содержание урана (торий-урановое отношение при этом возрастает от 1.5 до 6).

Характерной особенностью фельзит-порфиров из магматического цемента зоны брекчий является резко неравномерное распределение в них меди, связанной с локальными скоплениями тонкодисперсной сульфидной вкрапленности. В отдельных участках, измеряемых первыми метрами, содержание меди достигает 0.11-0.27%.

Сотрудниками Геологического института Кольского филиала АН СССР Б.В.Гавриленко и Н.Г.Ивановой спектрохимическим методом определено содержание золота в четырех пробах натровых фельзит-

порфи́ров с сульфидной вкрапленностью. В двух пробах оно оказалось ниже кларка (2-4 мг/т), в двух других - существенно выше (16-53 мг/т). В бедных пробах отношение Au/Cu очень низкое - около $1 \cdot 10^{-6}$, а в аномальных пробах оно возрастает до $5 \cdot 10^{-3}$. При замещении фельзит-порфи́ров магнетитовыми грейзенами концентрация золота сохраняется на уровне исходных пород (3-15 мг/т), а отношение Au/Cu колеблется в пределах $(1-11) \cdot 10^{-5}$.

Приведенные характеристики распределения рудных элементов по главным типам интрузивных пород и метасоматитов ювоайвского комплекса могут быть дополнены данными М.И.Дубровского /15/ и авторов монографии о поминеральных балансах элементов. Установлено, что концентраторами и носителями лития во всех породах служат слюды (биотит и мусковит). Бериллий рассеян обычно в плагиоклазах (до 67 отн.%), слюдах, кварце (до 30 отн.%), и только в топаз-мусковитовых лейкогранитах породообразующие минералы содержат не более 1/3 находящегося в породе бериллия, однако собственные минералы-концентраторы его не обнаружены. Ниобий в незначительной мере рассеивается в силикатной матрице (10-15 отн.%), основная масса его сконцентрирована в пироклоре и ильменорутиле, а в обогащенных титаном разновидностях пород ($Ti:Nb \geq 17$) существенную роль в балансе ниобия играет ильменит. Олово в гранитах рассеяно в полевых шпатах и кварце, в грейзенах до 90% олова сосредоточено в мусковите, собственных минералов олова не выявлено. Основная масса молибдена сконцентрирована в молибдените. Для редких земель главными минералами-концентраторами являются монацит, пироклор, ортит и флюорит (табл.30, рис.18). В неизмененных гранитах и грейзенах основная масса редких земель сосредоточена в монаците, а в альбититах он служит главным носителем цериевых земель, тогда как иттриевая подгруппа лантаноидов сосредоточена в пироклоре; в полевошпат-кварцевых жилах К-1 эта картина местами усложняется вхождением значительной доли цериевых лантаноидов в ортит, наконец, в кварц-флюоритовых жилах К-3 редкие земли распределены в основном между монацитом и флюоритом.

Процессы магматической дифференциации и постмагматического изменения пород ювоайвского комплекса, которые наблюдались на уровне среза рассматриваемой рудно-магматической системы, не привели к формированию промышленно значимых концентраций рудных элементов. Требуемая степень концентрации достигнута только в пневматолито-гидротермальных образованиях - кварцевых жилах. Наиболее полно масштабы рудоотложения изучены во второй генерации кварцевых жил плутона Учабю, с которой связано гнездово-вкрапленное молибденитовое оруденение забалансового месторождения Югас /36/.

Количественные параметры вольфрамовой минерализации остаются неопределенными. Во вскрытых эрозией и подвергшихся химическому выветриванию кварцевых жилах вольфрамовые минералы практически не встречаются, однако при бурении в пределах центрального штока Учабю в жилах 1У генерации, секущих грейзены-1, отмечены участки, обогащенные вольфрамитом. Судя по материалам М.И.Дубровского /15/, в скважине № 28 в интервале глубин 100-200 м концентрация вольфрама в жилах соответствует требованиям промышленности к бедным рудам (рис.23). Это обстоятельство дает основания ожидать наличия жильного или штокверкового вольфрамитового оруденения на неисследованных пока глубоких горизонтах плутона.

Чтобы завершить краткий анализ геохимических особенностей пород ювоайвского комплекса, обратим внимание на те из них, которые дают информацию о динамике развития рудномагматической системы. Многоэтапность ее эволюции очевидна, однако корреляция процессов, особенно в пространственно разобнесенных частях системы, далеко не однозначна и поэтому вопрос о источниках рудного вещества и флюидов, вызвавших переработку пород в рудном поле плутона Учабю, имеет альтернативные решения. В ранних моделях системы /15,40/ предполагалось, что процессы метасоматоза и рудоотложения в плутоне Учабю связаны с одним источником флюидов, которым служила крупная интрузия гранитов главной фазы Ювоайвского массива. Предложенная в настоящей

Содержание и состав редких земель в породах и минералах ювоайвского комплекса

Минерал	Биотитовые аляскиты лейкограниты		Монациты		Флюориты			Ортит	Пирохлор		
	группа										
	Ю-П	Ю-У	Ю-У	К-2	Ю-У	К-3-ф	К-3-з	К-1	К-1	К-2А	К-2Б

В массовых процентах

Y	0.0007	0.0005	0.65	Не опр.	0.09	0.24	0.047	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Σ Ln	0.0327	0.0062	47.99	56.19	0.26	0.97	0.24	19.70	13.35	8.77	"

В процентных долях PЗЭ от Σ Ln

La	35.6	35.3	24.6	28.4	10.8	12.3	11.2				1.8
Ce	42.3	33.6	53.9	45.1	38.7	37.4	37.2	94.2	12.5	24.7	6.2
Pr	4.9	6.4	5.5	5.0	5.3	4.3	4.3				3.5
Nd	13.5	18.3	13.2	16.8	24.2	18.4	17.5				10.0
Sm	1.3	2.9	1.7	2.7	4.3	5.7	5.8				9.0
Eu+Gd	0.9	3.0	0.9	1.2	5.3	6.3	6.1				11.2
Tb	0.1	0.5	0.1	0.0n	0.8	0.5	0.8				2.3
Dy	0.6	0.0n	0.1	0.8	1.4	4.8	6.1				16.0
Ho	0.0n	0.0n	0.0n	0.0n	0.8	0.4	0.5	5.8	87.5	75.3	3.5
Er	0.2	0.0n	0.0n	0.0n	2.5	3.0	4.0				14.0
Tm	0.0n	0.0n	0.0n	0.0n	0.8	0.8	0.5				2.6
Yb	0.4	0.0n	0.0n	0.0n	3.7	5.6	5.4				17.0
Lu	0.0n	0.0n	0.0n	0.0n	1.4	0.5	0.6				2.8
Σ Ce/ Σ Y	27.6	14.6	34.8	20.3	3.8	2.5	2.4	16.3	0.14	0.33	0.27

ПРИМЕЧАНИЕ. По материалам М.И.Дубровского, И.К.Куприяновой, Е.И.Семенова; флюориты с индексом "ф" - фиолетовой окраски, "з" - зеленой.

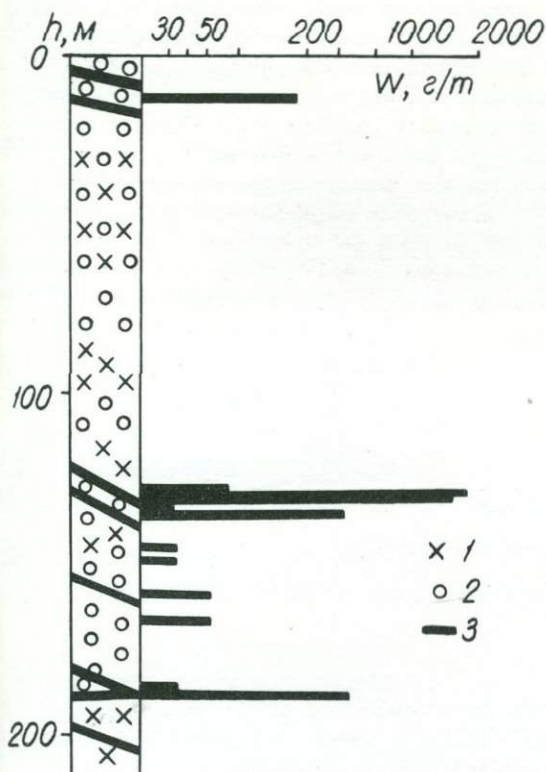


Рис.23. Распределение вольфрама в флюорит-мусковитовых грейзенах (2) по гранит-порфирам центрального штока Учабю (1) в зоне насыщения пологопадающими кварцевыми жилами 1У генерации (3); разрез по скв.28, содержания вольфрама определены количественным спектральным анализом по секционным пробам в интервале 2 м.

работе схема строения рудно-магматической системы основана на корреляции штока Учабю с ранней интрузивной серией Ювовайвского массива и на представлении о последовательной подаче в зону рудоотложения флюидов из четырех более поздних интрузий стандартных и лейкократовых литий-фтористых гранитов.

В пользу второй модели, помимо охарактеризованных выше различий в геохимической специализации метасоматитов и кварцевых жил разных генераций, свидетельствует сложная картина распределения лития и рубидия в главных породных группах плутона Учабю (рис.24). Метасоматитам ранних стадий: альбититам и грейzenам-1 - присуща отчетливая корреляционная связь между литием и рубидием, при этом усредненные вариационные линии субпараллельны литиевой оси, что свидетельствует о более интенсивном привносе лития в породы на этой стадии по отношению к рубидию. Количественной мерой различия темпов привноса двух элементов может служить коэффициент градиентности вида $K_r = \frac{Rb_{max} - Rb_{min}}{Li_{max} - Li_{min}}$. В альбититах он равен 0, в грейзенах-1 близок 3. В более

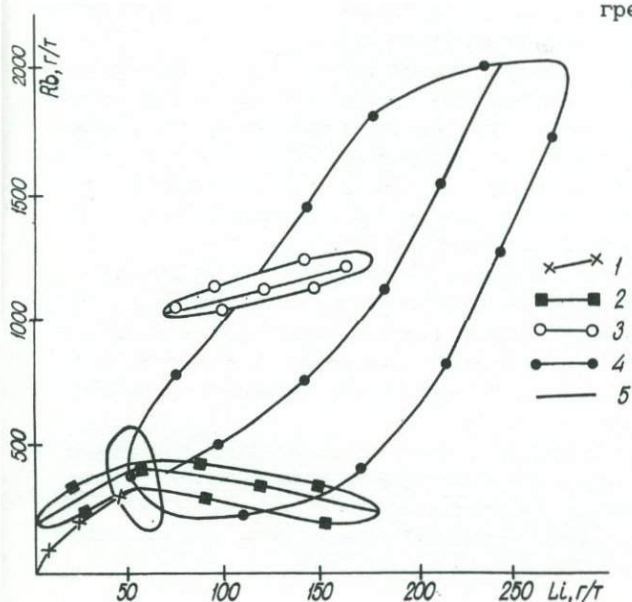


Рис.24. Соотношение лития и рубидия в породах плутона Учабю.

1 - кварцевые порфиры центрального штока, 2 - фельзит-порфиры, микрограниты и альбититы по ним из цемента эруптивной брекчии, 3 - грейзены-1 по кварцевым порфирам центрального штока, 4 - грейзены-II по цементу эруптивной брекчии, 5 - "биотитовые роговики" по гранулитам.

поздних метасоматитах – грейзенах-П, замещающих альбититы, корреляционные связи лития и рубидия менее отчетливые, а темп накопления рубидия существенно превышает темп привноса лития ($K_r = 8$).

Сопоставив эту особенность со скачкообразным изменением соотношения рубидия и лития от 3–5 до 9–15 при переходе от главной фазы Юовоайвского массива к дополнительным интрузиям 1У–У1 фаз, мы получаем косвенное подтверждение правомерной связи первой мощной флюидной волны, поступившей в субвулканическую постройку Учабу, с дегазацией подрезающего ее на глубине 1–2 км крупного плутона главной интрузивной фазы Юовоайвской рудно-магматической системы. Дальнейшее поступление порций флюидов с рубидиевой и редкометалльной специализацией связывается при этом со становлением малых тел лейкогранитно-аляскитовой серии.

ЭВОЛЮЦИЯ ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА В ИНТРУЗИВНО-ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЕ ЮОВОАЙВСКОГО КОМПЛЕКСА

В магматических породах юовоайвского комплекса встречены раскристаллизованные включения и четыре типа флюидных включений: существенно-газовые (Г), газо-водные (ГВ), водных растворов (В) и углекисло-водные (УВ) /36/. В грейзенах и кварцевых жилах в повышенном количестве содержатся те же четыре типа флюидных включений, образующих различно построенные нисходящие ряды (табл.31, рис.25). Температуру гомогенизации расплавных включений определить не удалось, так как при нагревании выше 550° они интенсивно растрескиваются. Температуры гомогенизации флюидных включений приведены в таблице 31.

Сопоставление систем флюидных включений в кварцах из пород юовоайвского комплекса определило особенности флюидного режима их формирования: в неизмененных постмагматическими процессами гранитах Юовоайвского массива присутствует только одна высокотемпературная группа включений, что свидетельствует о практически полном выносе флюидных компонентов из остывающего интрузива уже в начале пневматолитовой стадии;

в интрузивных породах плутона Учабу, кроме первичной пневматолитовой группы, фиксируется только по одной вторичной группе включений, соответствующих высоко- и среднетемпературным интервалам гидротермальной стадии, которые можно коррелировать с развитием альбититов ($250-300^\circ$) и грейзенов ($220-240^\circ$). Это указывает на то, что при формировании жильных серий гидротермалитов флюидные потоки были локализованы в трещинных полостях, а объемная диффузия существенной роли не играла;

кварцевые жилы разных генераций имеют различные ряды включений с последовательно снижающимся от 500 до 420° верхним пределом $T_{\text{ГОМ}}$, индикаторная для грейзенов второго этапа группа среднетемпературных включений ($220-240^\circ$) фиксируется только в кварцевых жилах первой генерации, что подтверждает правомерность предложенной нами схемы возрастных соотношений гидротермалитов плутона Учабу;

низкотемпературные гидротермальные изменения ($140-160^\circ$) проявляются во всех генерациях жил и в грейзенах-1, отражая, вероятно, поступление в них по подновляющимся трещинным проводникам порций растворов, за счет которых формируются жилы выполнения четвертой генерации и околожильные грейзены-1У.

Температуры и типы гомогенизации флюидных включений в минералах из гранитов и гидротермалитов ювоайвского комплекса

Группа	Порода	Минерал	Количество замеров	$T_{\text{гом}}, ^\circ\text{C}$	Тип гомогенизации	Тип включений
Ю-3	Порфиroidные граниты	Кварц	28	490-480	Г	Г; ПВ
У-1	Фельзит-порфиры и микрограниты	Кварц	19	490-470	Г	Г, ПВ
			30	300-250	Ж	В
У-2	Кварцевые порфиры	Кварц	10	480-490	Г	Г, ПВ
			22	240-220	Ж	В, УВ
Г-1	Грейзены-1 (апопорфиroidные)	Кварц	12	440-420	Г	ПВ, Г
			24	250-230	Ж	В
			19	150-140	Ж	В, УВ
К-1	Биотит-полевошпат-кварцевые жилы I генерации	Кварц	10	500-400	Г	ПВ, Г
			14	300-310	Ж	В, УВ
			15	260-220	Ж	В
			20	160-140	Ж	В
К-2	Мусковит-флюорит-кварцевые жилы II генерации	Кварц	8	450-400	Г	ПВ, Г
			16	300-280	Г	В, УВ
			12	300-280	Ж	В, УВ
			24	160-140	Ж	В
К-3	Флюорит-кварцевые жилы III генерации	Кварц	12	420-400	Г	ПВ, Г
			8	320-310	Ж	В
			18	280-270	Г	ПВ, В
			21	280-270	Ж	В, УВ
			24	160-130	Ж	В
		Флюорит	19	380	Г	ПВ
			20	340-320	Ж	В
			14	280-270	Г	В, ПВ
			23	220-200	Ж	В
			16	140-120	Ж	В
Топаз	12	460-400	Г	Г, ПВ		
	24	240-230	Ж	В		

ПРИМЕЧАНИЕ. Ю-3 - главная (III) фаза Ювоайвского массива, остальные группы - плутон Учабу. Типы гомогенизации: Г - газ, Ж - жидкость. Типы включений: Г - газовые, ПВ - газо-водные, В - водных растворов, УВ - углекисло-водные (по классификации Н.П.Ермакова).

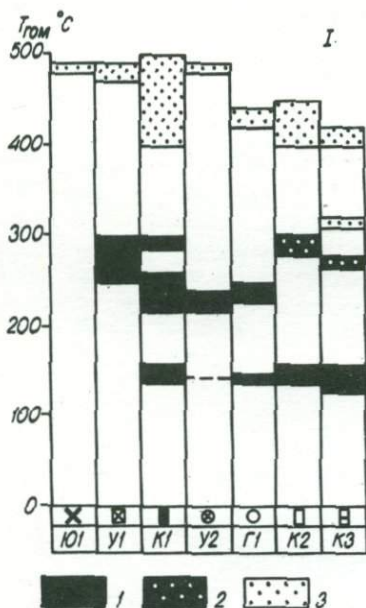


Рис. 25. Температурные ряды флюидных включений из пород ювоайевского комплекса.

1 - гомогенизация в жидкость, 2 - кипение, 3 - гомогенизация в газ. Индексы породных групп те же, что в табл. 30.

В частности, предполагая, что флюорит-кварцевые жилы III генерации в плутоне Учабю сопряжены с лейкогранитами U1 фазы ювоайевского комплекса, палеоградиент для этой пары мы оцениваем примерно в $18-20^{\circ}$ на 100 м.

Одним из главных параметров для оценки флюидного режима является общая газонасыщенность кварца, определяемая как суммарный объем заключенной в нем воды и газов. Кварцы из пород ювоайевского комплекса и его гидротермальных производных характеризуются очень высокими значениями общей газонасыщенности (табл. 32, рис. 26), при этом уровень ее во всех элементах магматогенно-гидротермальной системы почти постоянен. Резкое снижение общей газонасыщенности отмечается в кварцах из гранитов III и частично U1 фаз Ювоайевского массива, что свидетельствует, вероятно, о их дегазации. Из сопоставления данных по содержанию в газовой фазе включений CO_2 и по вариации соотношения CO_2/CH_4 в гранитах ювоайевского комплекса отчетливо намечается тенденция к увеличению окисленности флюида от гипабиссальной фации к субвулканической с максимальным накоплением CO_2 в малоглубинных гидротермалитах.

По соотношению главных компонентов остаточные флюиды из гранитов главной фазы Ювоайевского массива относятся к типу слабоконцентрированных водных растворов. В лейкогранитах дополнительных интрузий 1У-U1 фаз концентрации солей резко возрастают и флюид приближается к типу рассола-расплава. Отмечается обратная корреляция между общей газонасыщенностью (сум-

Температура раскристаллизации силикатного расплава в биотитовых гранитах ювоайевского расплава оценивается в $720-750^{\circ}$, а в гранит-порфирах г.Учабю - около 690° /15/. Более низкие температуры консолидации (до 600°) имели, вероятно, мусковитовые граниты U1 фазы. Принимая эти значения за верхний предел температурного интервала пневматолитовой стадии, а максимальные значения температуры гомогенизации за минимальную температуру минералообразующего флюида, можно примерно оценить палеотемпературные градиенты для принятой геологической модели интрузивно-гидротермальной системы. Максимальный вертикальный диапазон перемещения флюида от гранитного гребня до наблюдаемого на эрозионном срезе горизонта грейзеново-жильного комплекса Учабю составляет около 1 км. Флюиды, производившие грейзенизацию кварцевых порфиров штока Учабю, на этом отрезке пути остывали от 720 до 440° , т.е. градиент температуры мог достигать 26° на 100 м. Эта оценка близка к типовым градиентам в аналогичных рудогенерирующих системах редкометалльных гранитов Казахстана: $22-26^{\circ}$ /33,44/.

Прогрев пород в кровле гранитного интрузива, особенно интенсивный в участках "объемной" грейзенизации, и снижение температуры ортомагматической стадии при переходе от биотитовых гранитов к поздним мусковитовым и топаз-мусковитовым лейкогранитам должны были привести к снижению температурного градиента в системе "интрузив - сопряженная с ним жильная свита гидротермалитов".

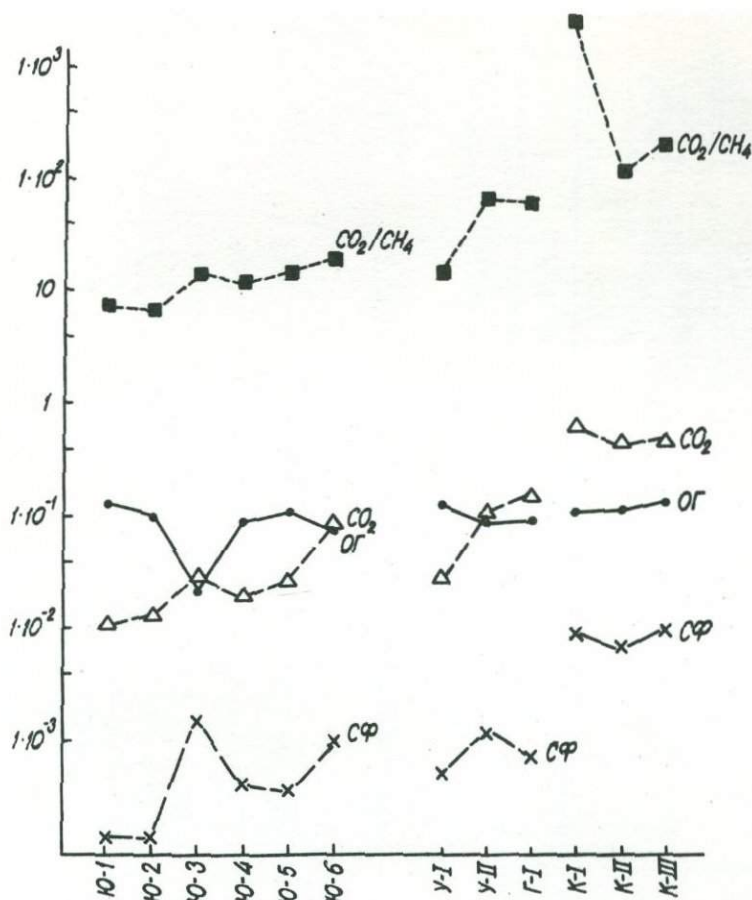


Рис.26. Изменение общей газонасыщенности (ОГ), степени окисленности (CO_2/CH_4) минералообразующих флюидов и растворов и концентраций углекислоты в процессе эволюции магматогенно-гидротермальной системы ювоайвского комплекса.

Плутон Учабу: 1-6 - интрузивные фазы Ювоайвского массива, У-1 - фельзит-порфиры 1 фазы, У-П - кварцевые порфиры, Г-1 - грейзены-1, К-1 - кварцевые жилы-1 с полевошпат-биотитовыми оторочками, К-П - мусковит-кварцевые жилы-П, К-Ш - флюорит-кварцевые жилы-Ш.

ма воды и газов) и степенью флюидности включений (отношение суммы газов к сумме воды и газов) (рис.27, табл.33), что можно рассматривать как свидетельство активизации дистилляции интрузии при повышении роли CO_2 во флюиде. В таком случае интрузивные фазы Ювоайвского массива по степени относительной дегазации можно расположить в такой ряд: Ю-3 > Ю-6 > Ю-4 > Ю-5. Полагая, что составы остаточных флюидов, законсервированных в кварце гранитов, коррелируют с составом флюидов, отделившихся от интрузии при раскристаллизации магмы, мы получаем возможность оценить специализацию и потенциальную продуктивность гидротермальных производных отдельных фаз. В этом аспекте наиболее информативным критерием является соотношение анионов в составе жидкой фазы включений (табл.34, рис.28).

Остаточные растворы в кварцах из гранитов главной фазы относятся к щелочному хлоридно-фторидному типу, а в остальных интрузивных фазах - к щелочному селективно-хлоридному типу. Как показано Ю.П.Трошиным /47/ на примере рудных районов Забайкалья, первый тип флюидов характерен для оловяно-вольфрамоносных гранитов, а второй - для молибденоносных.

Основные параметры газового состава флюидных включений в кварцах из пород юовоайвского комплекса

Массив	Фаза (стадия)	Порода	Группа	Количество анализов	Общая газонасыщенность (ОГ), мл/г	H ₂ O			CO ₂		УВ		Степень флюидности (СФ)
						мл/г	мл/г	моль/кг H ₂ O	мл/г	моль/кг H ₂ O	мл/г	моль/кг H ₂ O	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12		
Юовоайвский	1	Магнетит-биотитовые меланократовые граниты	Ю-1	2	1.62	1.62	0.0038	0.13	4.2·10 ⁻⁵	0.002	0.002		
	П	Магнетит-биотитовые лейкограниты мелко-среднезернистые	Ю-2	2	1.06	1.06	0.0023	0.18	2.6·10 ⁻⁵	0.001	0.002		
	Ш	Биотитовые граниты порфиroidные крупнозернистые	Ю-3	2	0.51	0.50	0.0116	0.70	5.0·10 ⁻⁵	0.002	0.023		
	1У	Биотитовые лейкограниты среднезернистые	Ю-4	2	0.91	0.90	0.0058	0.29	3.7·10 ⁻⁵	0.002	0.006		
	У	Аляскиты крупнозернистые	Ю-5	2	1.25	1.24	0.0076	0.43	3.8·10 ⁻⁵	0.002	0.006		
	У1	Мусковитовые лейкограниты крупно- и среднезернистые	Ю-6	3	0.88	0.87	0.0120	1.13	3.9·10 ⁻⁵	0.003	0.014		

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Учабю	1	Фельзит-порфиры и микрограниты	У-1	3	1.50	1.49	0.0110	0.53	$4.1 \cdot 10^{-5}$	0.001	0.007
	П	Кварцевые порфиры	У-2	3	1.29	1.24	0.0470	1.66	$5.8 \cdot 10^{-5}$	0.002	0.037
	(1)	Бiotит-полевошпат- кварцевые жилы 1 генерации	К-1	1	1.43	1.24	0.1900	7.95	$1.3 \cdot 10^{-4}$	0.005	0.143
	(2)	Пирит-флюорит- мусковитовые грейзены	Г-1	11	1.30	1.28	0.0220	2.10	$2.8 \cdot 10^{-5}$	0.001	0.017
		Магнетит-флюорит- мусковитовые грейзены	Г-2	2	1.15	1.12	0.3500	2.26	$6.2 \cdot 10^{-5}$	0.003	0.313
		Рудные грейзены (магнетита 20%)	Г-2м	2	0.52	0.50	0.2200	2.96	$2.8 \cdot 10^{-4}$	0.022	0.306
		Мусковит-флюорит- кварцевые жилы-П	К-2	2	1.50	1.36	0.1300	6.26	$9.0 \cdot 10^{-4}$	0.050	0.088
	(3)	Флюорит-кварцевые жилы-Ш	К-3	6	1.80	1.65	0.1800	6.66	$5.1 \cdot 10^{-4}$	0.014	0.099

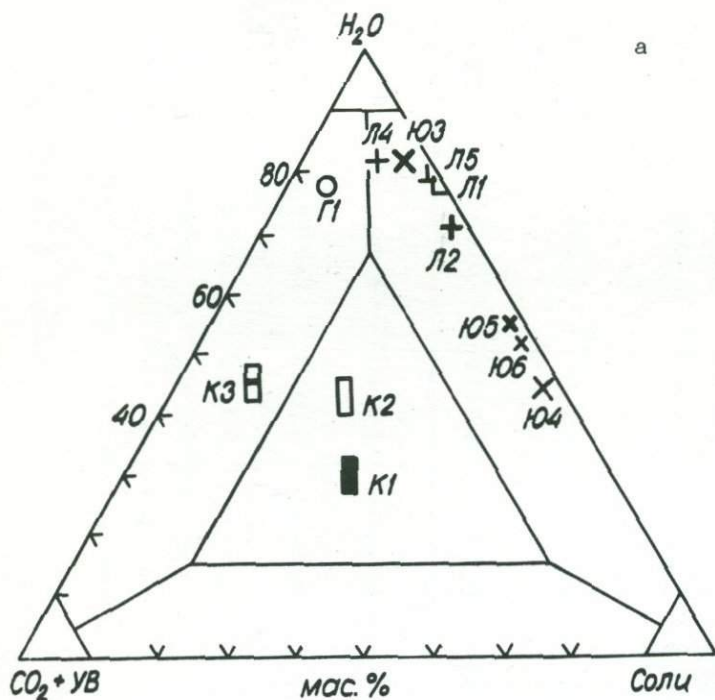


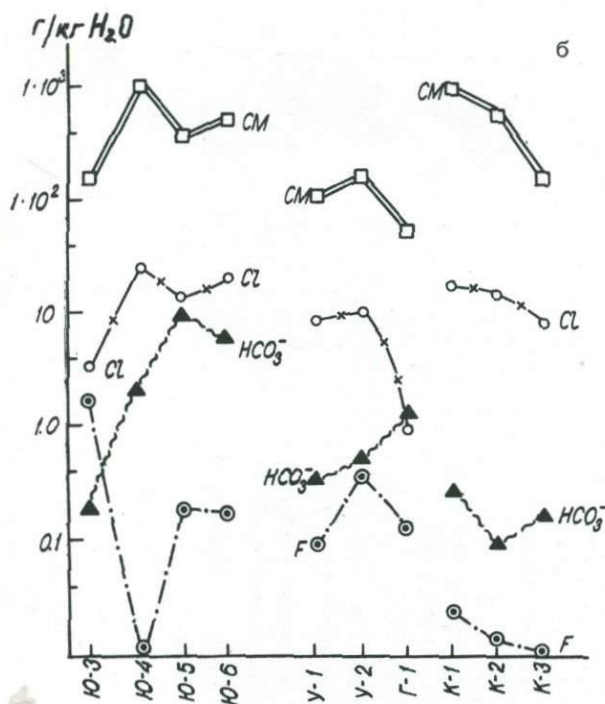
Рис.27. Изменение основных параметров (а) и главных флюидных компонентов минералообразующих флюидов и растворов (б) в процессе эволюции магматогенно-гидротермальной системы ювоайвского комплекса.

СМ - степень минерализации, остальные обозначения те же, что на рис.26.

Специфический для ювоайвского комплекса состав флюидов отмечается в объемных грейзенах-1 в центральном штоке Учабу: в них

резко повышена мольная доля гидрокарбонат-иона, а соотношение фтора и хлора имеет промежуточное значение между рассмотренными выше типами магматических флюидов. Близкий состав флюидов имеют рудные кварцы из месторождений золота и полиметаллов /47/.

В свете этих данных на основе принятой геологической модели можно рассмотреть вероятное распределение рудных элементов в вертикальном разрезе рудогенерирующей системы Учабу на втором этапе ее развития, соответствующем времени образования сопряженной пары "интрузия гранитов 1У фазы - объемные грейзены-1". Отделяющийся от интрузии обогащенный фтором высокотемпературный флюид мог выносить воль-



фрам и олово в виде комплексных соединений типа WOF_4 , растворимость которых резко падает при снижении температуры и давления.

В условиях крутого термоградиента быстрое охлаждение флюидов приводит к сбросу вольфрама и олова на нижних горизонтах гидротермальной системы. Одновременно возрастает углекислотность растворов и снижается их щелочность,

Таблица 33

Состав остаточных минералообразующих флюидов и растворов в кварцах из пород ювоайвского комплекса, мас.%

Группа	H ₂ O	CO ₂	F ⁻	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	K ⁺	Na ⁺	Ca ⁺	Mg ⁺	Степень минерализации, г/кг H ₂ O	pH	$X_K = \frac{K}{K+Na}$ ат.
Ю-3	80.8	3.1	2.7	4.8	0.3	1.9	4.3	1.6	0.5	202	11.2	0.20
Ю-4	44.8	0.1	0.1	46.7	3.8	0.5	2.3	1.6	0.04	1163	11.5	0.12
Ю-5	55.5	0.3	0.3	23.9	12.7	1.2	28	3.3	0.06	590	11.8	0.18
Ю-6	51.6	0.4	0.3	35.3	7.5	1.0	1.9	1.9	0.05	793	11.1	0.24
У-1	78.1	9.6	0.09	7.8	0.6	0.7	2.6	0.45	0.05	144	10.0	0.11
У-2	62.9	15.4	0.6	11.5	0.8	1.0	2.6	0.5	0.2	292	9.8	0.26
К-1	30.2	36.9	0.04	26.4	0.5	1.2	4.2	0.5	0.02	1059	6.0	0.14
Г-1	79.5	15.0	0.2	1.4	2.2	0.3	1.3	0.1	0.00	69	9.0	0.22
К-2	41.9	30.8	0.02	22.9	0.1	0.7	3.0	0.5	0.02	657	6.3	0.11
К-3	46.9	41.9	0.004	8.6	0.3	0.3	1.7	0.3	0.03	238	6.3	0.06

ПРИМЕЧАНИЕ. Характеристика породных групп дана в табл.2.

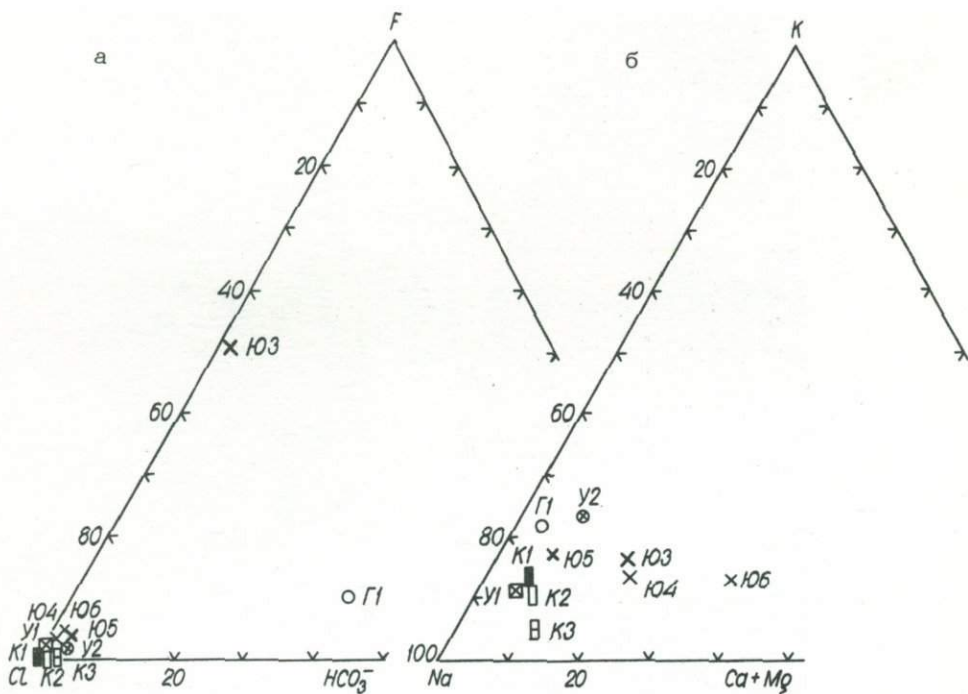


Рис.28. Соотношения F, Cl, HCO_3^- (а) и Na+K, (Ca+Mg) (б) минералообразующих флюидов и растворов магматогенно-гидротермальной системы ювоайвского комплекса. Обозначения те же, что на рис.26.

что благоприятствует переносу золота и полиметаллов. Минералого-геохимические исследования показали, что на современном эрозионном срезе концентрация золота в грейзенах близка к кларковой для гранитов, но наличие акцессорной вольфрамит-галенит-сфалеритовой минерализации подтверждает правомерность предположительной рудной специализации флюида. В связи с этим можно ожидать, что на средних горизонтах грейзенового тела возрастет концентрация золота, а на более глубоких горизонтах появится касситеритовая и вольфрамитовая минерализация. Этот вывод полностью согласуется с эмпирически установленной положительной корреляцией между содержанием олова в мусковитах и глубиной опробования /40/.

Судя по низкой степени минерализации флюидов в гранитах Ш фазы и грейзенах-1 (табл.33), концентрированные формы рудотложения в рассмотренной системе маловероятны; следует ожидать рассеянный вкрапленно-штокверковый тип минерализации.

В эволюционном ряду кварцевых жил плутона Учабу закономерно изменяется характер минерализации от редкометалльно-редкоземельной с низким содержанием флюорита и молибденита в группе К-1 к молибденит-флюоритовой (К-2) и редкоземельно-флюоритовой без молибденита в группе К-3. Различия в составе флюидных включений в кварцах из названных групп невелики в части соотношений между главными компонентами флюида (рис.27) и отчетливо различаются только по двум параметрам: последовательно снижается степень минерализации (сумма солей) за счет уменьшения концентрации хлора и калиевоности растворов (табл.33).

Опираясь на экспериментальные данные по распределению молибдена между флюидом и расплавом /28,43,55/, можно предполагать, что в связи с низким общим содержанием хлора в флюиде и преобладанием натрия над хлором, молибден во флюиде главной фазы Ювоайвского массива переносится в основном молибдатами щелочных металлов.

Таблица 34

Основные параметры состава жидкой фазы включений в кварцах из пород ювоайвского комплекса (по результатам анализа водных вытяжек)

Группа	F ⁻	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	K ⁺	Na ⁺	Ca ⁺	Mg ⁺	Степень минерализации, г/кг H ₂ O	pH	X _k = $\frac{K}{K+Na}$ ат.
	моль/кг H ₂ O									
Ю-3	1.8	1.7	0.06	0.6	2.4	0.5	0.2	202	11.2	0.20
Ю-4	0.08	29.7	0.1	0.3	2.3	0.9	0.04	1163	11.5	0.12
Ю-5	0.5	12.1	0.3	0.5	2.3	1.5	0.04	590	11.8	0.18
Ю-6	0.3	19.3	0.15	0.5	1.6	0.9	0.04	793	11.1	0.24
У-1	0.05	2.6	0.02	0.2	1.6	0.1	0.02	144	10.0	0.11
У-2	0.1	4.2	0.2	0.8	2.3	0.2	0.09	292	9.8	0.26
К-1	0.06	24.3	0.03	1.0	6.0	0.4	0.03	1059	6.0	0.14
Г-1	0.1	0.5	0.4	0.2	0.7	0.03	0.00	69	9.0	0.22
К-2	0.02	15.5	0.04	0.4	3.3	0.3	0.02	657	6.3	0.11
К-3	0.03	5.2	0.06	0.1	1.6	0.2	0.02	238	6.3	0.06

ПРИМЕЧАНИЕ. Характеристика породных групп дана в табл.31.

Соответственно зонами рудоотложения могли служить участки высокотемпературного щелочного метасоматоза (зона фельдшпатизации, биотитизации). Возможно, молибденитовая минерализация в переработанных останках мелагранитов первой фазы, насыщенных штокверковой сетью лейкократовых прожилков с вкрапленностью молибденита, связана именно с такой формой мобилизации молибдена из гранитов главной фазы.

В отличие от главной фазы дополнительные интрузии лейкогранитов генерировали потоки щелочных хлоридных рассолов с высокой степенью минерализации. Вследствие высокой концентрации во флюиде хлора, нескомпенсированного щелочами, преобладающей формой переноса молибдена должны были служить оксихлориды типа $\text{Mo}(\text{OH})\text{Cl}$ /28,50/. Коэффициент распределения молибдена между хлоридным раствором и гранитным расплавом при 1.5 кбар и 750° близок к 12 /43/. Используя этот коэффициент в сочетании с геохимическими данными о фоновых содержаниях молибдена в лейкогранитах Ювоайвского массива $(2-3) \cdot 10^{-4}\%$, можно дать ориентировочную оценку концентрации молибдена во флюиде, отделяющемся от интрузии 1У-У1 фазы $(2-4) \cdot 10^{-3}\%$. Эта величина на порядок выше определенной Х.Барнсом /2/ минимальной продуктивной концентрации рудных элементов в гидротермальных растворах, что подтверждает высокую вероятность проявления оруденения в гидротермалитах, сопряженных с интрузиями 1У-У1 фазы.

Анализ состава флюидных включений в кварце из молибденоносных жил в плутоне Учубо дает возможность определить характер эволюции рудоносных флюидов при перемещении от интрузии в зону рудоотложения. В соответствии с геологической моделью наиболее вероятной сопряженной парой для жил этой группы являются интрузии лейкогранитов 1У фазы. При сохранении селективно-хлоридного типа растворов флюидные включения в рудном кварце жил имеют значительно более низкую величину рН, чем растворы в гранитах: 6.3 и 11.5 соответственно. В отработанном растворе из жил степень минерализации вдвое ниже, чем в гранитах. Эти две особенности бросаются в глаза при сопоставлении данных по составу водных вытяжек (табл.34), однако при расчете первоначального состава флюида, формировавшего кварцевые жилы, необходимо учесть выделившийся из него породообразующий флюорит, присутствующий во всех типах пород в твердой фазе.

Следовательно, остаточные флюиды, равновесие с расплавом можно считать насыщенными фтором. Низкие концентрации фтора во флюиде ювоайвских гранитов подтверждают концепцию Л.Н.Когарко /24/ о низкой летучести фтора и активном связывании его в силикатном расплаве. Из рисунка 29 видно, что коэффициент распределения фтора между флюидом и расплавом близок к единице, и только в сильно дегазированных гранитах главной фазы поднимался до 5.

В флюидах из кварцев флюорит-кварцевых жил концентрации фтора оказываются на порядок ниже, чем в магматическом флюиде. Традиционно объясняется это тем, что кварц консервирует уже отработанный флюид, полностью сбросивший флюоритовую компоненту. С подобной трактовкой плохо уязвляется полигенеративность включений и то, что значительная их доля захвачена до начала выделения флюорита. По-видимому, следует искать иное объяснение низкой фторидности флюидов в рудных кварцах. Возможно, альтернативной причиной могло бы быть разделение маловодного флюида на два несмешивающихся солевых расплава: силикатно-хлоридный и карбонатно-фторидный с очень низкой летучестью. Вязкие гелеподобные солевые флюиды способны мигрировать только по системе макрополостей, что предопределило преимущественно жильный, а не объемно-штокверковый тип минерализации. Расслоением флюида хорошо объясняется гнездовой характер выделений флюорита. Вместе с тем низкая концентрация фтора в сосуществующем хлоридном расплаве, из которого кристаллизуется основная масса жильного кварца, предопределяет и ничтожно малое содержание фтора в захватываемых порциях минералообразующей среды.

В отличие от фтора хлор не накапливается в расплаве и твердых фазах гранитов. Экспериментально определенные коэффициенты распределения хлора между флюидом и расплавом гранита при умеренных давлениях колеблются в пределах 30-44 /28/. В ювоайвском комплексе соотношение содержаний

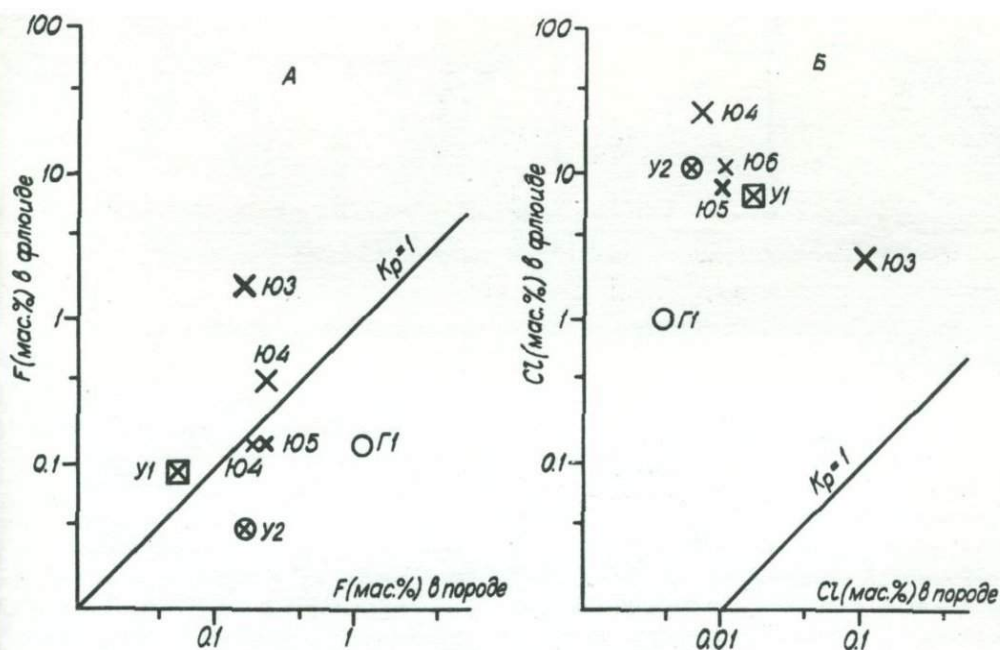


Рис.29. Соотношение содержаний фтора и хлора в породах и флюидных включениях в кварцах. Индексы породных групп те же, что в табл.30.

хлора во флюиде и породе в целом колеблется от 50:1 до 400:1 (рис.29), что хорошо согласуется с представлением о высокой летучести хлора на высокотемпературных стадиях становления гранитных интрузивов.

ЮОВОАЙВСКАЯ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ СИСТЕМА -
 РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ АНАЛОГ НАИБОЛЕЕ
 ПРОДУКТИВНЫХ РУДНЫХ УЗЛОВ МОЛИБДЕН-ПОРФИРОВОЙ И
 ГРЕЙЗЕНОВОЙ ВОЛЬФРАМ-МОЛИБДЕНОВОЙ ФОРМАЦИИ

Приведенные в предыдущих разделах материалы по геологии, составу и условиям формирования юовоайвского гранитно-порфирового комплекса отчетливо демонстрируют его сходство с интрузивными комплексами латитового ряда, появляющимися в подвижных областях фанерозоя на этапах их орогенного или активизационного развития и продуцирующими наиболее крупные промышленные месторождения молибден-порфировой рудной формации. Уточнение структуры Юовоайвской рудно-магматической системы и доказательство наличия в ее составе относительно редкого, а в докембрии вообще не отмечавшегося ранее варианта рудных узлов типа "интрузивный гранитный купол-надынтрузивный шток кварцевых порфиров" /4/, позволяет повысить надежность прогнозирования скрытого вольфрам-молибденового оруденения в Юовоайвском узле и обосновать перспективность поисков богатых руд на глубинах до 1 км.

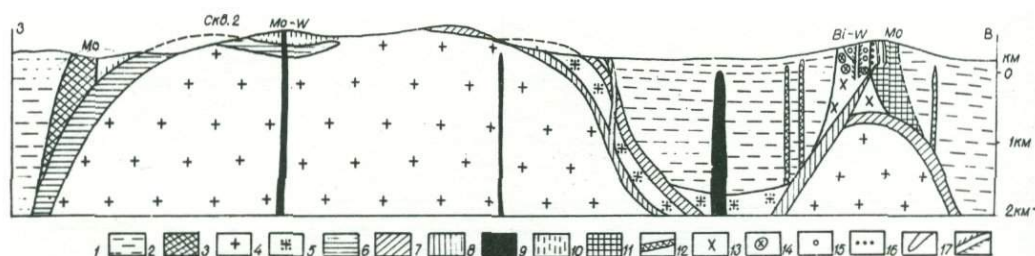


Рис.30. Модель глубинного строения ювовайевского комплекса (субширотный разрез).

1 - метагранулиты; 2-9 - Ювовайевский массив: 2 - ранние биотитовые граниты с молибденовой специализацией, 3 - порфиридные биотитовые граниты главной фазы, 4 - альбитизированные и грейзенизированные граниты главной фазы, 5 - биотитовые лейкограниты, 6 - аляскиты, 7 - мусковитовые лейкограниты с редкометалльной специализацией, 8 - дифференцированные дайки гранодиорит- и гранит-порфиров, 9 - жильные грейзены с молибден-вольфрамовой специализацией; 10-17 - плутон Учабю: 10 - зона эруптивной брекчии с фельзит-порфировым цементом, 11 - дайки гранит-порфиров, 12 - кварцевые порфиры центрального штока, 13 - альбитизированные и грейзенизированные кварцевые порфиры ("топазовые апограниты"), 14 - грейзены-1 флюорит-мусковитовые (безрудные), 15 - "магнетитовая" зона альбититов и грейзенов-II с редкометалльной специализацией, 16 - кварцевые жилы с молибденитовым оруденением, 17 - флюорит-кварцевые жилы с топаз-мусковитовыми грейзенами-III редкометалльной специализации. Вертикальный и горизонтальный масштаб одинаковы.

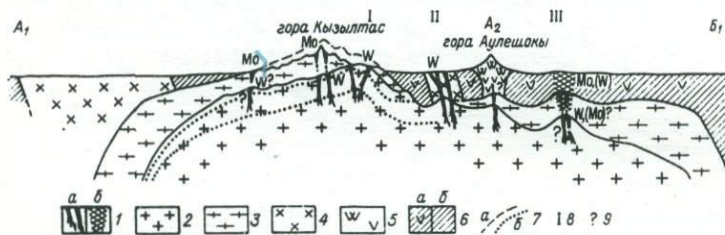


Рис.31. Модель глубинного строения Акчатауского рудного узла /3/, вертикальный масштаб превышает горизонтальный в 1.5-2 раза.

1,2 - акчатауский комплекс: рудоносные кварцевые жилы, жильные грейзены (а) и штокверки (б) - 1, аляскиты (2); 3 - калдырминский комплекс: порфиридные лейкократовые биотитовые граниты; 4 - топарский комплекс: гранодиориты и адамеллиты; 5 - субвулканы и жертвовые фации, верхние горизонты которых - вторичные кварциты; 6 - песчаники и вулканы (а) и песчано-сланцевые породы (б); 7 - предполагаемый уровень эродированной опикали биотитовых гранитов (а) и элементы расслоенности аляскитов (б); 8 - Центральный (I), Капитальный (II), Аксайский (III) участки; 9 - возможное скрытое оруденение.

В качестве ближайших аналогов Ювовайевского рудного узла рассматриваются Акчатауский рудный узел (Казахстан) и рудное поле Юрэд-Гендерсон (Колорадо, США). Геологические модели их строения в соответствии с литературой /3,4,7,11,64/ показаны на рис.30-32.

Опираясь на данные по закономерностям локализации молибден-вольфрамового оруденения и типах частных рудогенерирующих систем в Акчатауской

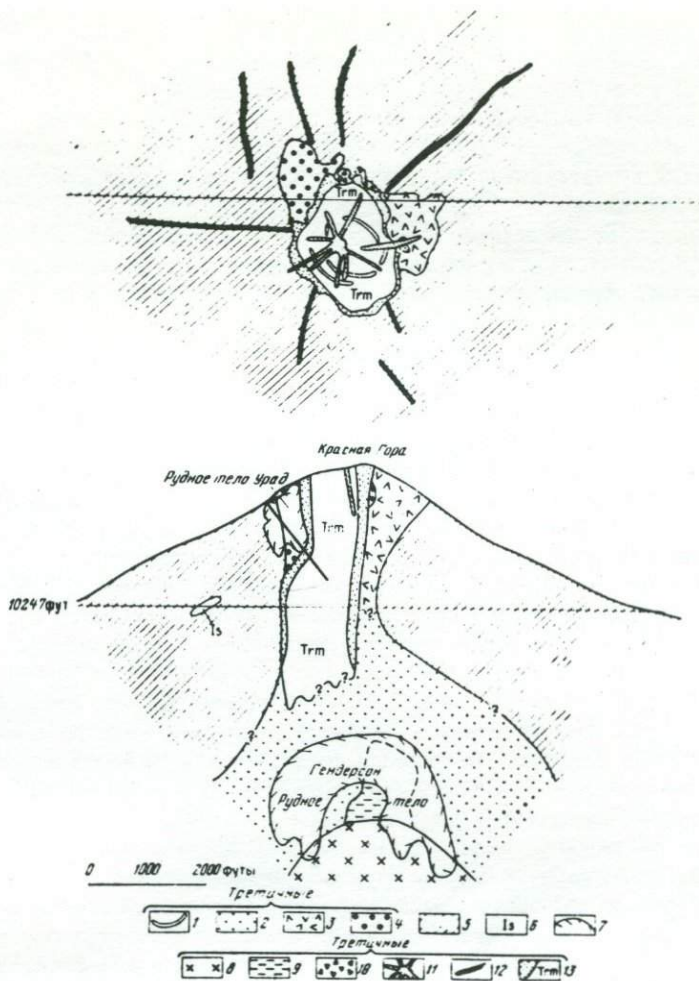


Рис.32. Схема строения рудного поля молибденовых месторождений Юрэд и Гендерсон /11/.

1 - риолитовые порфиры, 2 - порфиры Юрэд, 3 - порфиры восточного склона, 4 - вольфрамовый порфировый комплекс, 5 - докембрийские граниты, 6 - ксенолиты докембрийских метаморфических пород, 7 - рудные тела, 8 - порфиroidные граниты, 9 - аллит-порфиры, 10 - интрузивная брекчия, 11 - "промежуточная" брекчия, 12 - поздние порфиры, 13 - порфиры Красной горы.

РМС /3/, можно по аналогии высказать следующие предположения относительно распределения молибденовой и вольфрамовой минерализации в пределах главного плутона ювоайвского комплекса. Наблюдаемые на современном эрозионном срезе в западной части массива кусты жильных грейзенов с бедной молибденитовой минерализацией и слабо выраженной геохимической специализацией на вольфрам связаны с процессами дегазации пологой интрузивной залежи лейкогранитов 1У фазы (первой дополнительной интрузии). По геохимической ситуации и типу рудогенной системы этот участок подобен Центральному участку Акчатау, и здесь можно ожидать усиления рудной минерализации с повышением роли вольфрама в корневой части крутопадающей линейной зоны жильных грейзенов на входе их в кровлю "материнской" лейкогранитной залежи (на глубине 200-300 м от поверхности). Участок № 1 у западного края Ювоайв-

ского массива, где прожилково-вкрапленная медно-молибденовая минерализация приурочена к ксенолитным блокам мелагранитов 1 фазы, можно сопоставить с Капитальным участком Акчатау, в котором оруденение по проницаемой зоне в крутопадающем интрузиве гранодиоритов уходит далеко вверх от рудопродуцирующей интрузии лейкогранитов. Здесь также следует ожидать проявления максимальной интенсивности штокверкового молибденового оруденения в зоне пересечения тела мелагранитов "ныряющей" под него интрузивной залежью лейкогранитов 1У фазы.

Положение штока кварцевых порфиров Учабю над погруженным плечом Юовоайского массива аналогично положению субвулканических построек на Аксайском участке Акчатауского узла. Еще большее сходство в структуре между субвулканическими постройками Учабю и Юрэд-Гендерсон. Последняя представляет собой небольшой по площади (0,7х0,3 км) шток кварцевых порфиров олигоценового возраста (комплекс Род-Маунтин), прорывающий докембрийские гранитоиды и метаморфические породы. На современной эрозионной поверхности со штоком пространственно ассоциировано рудное тело Юрэд со штокверковым молибденитовым оруденением, которое контролируется коническим разрывным нарушением, рассекающим зону брекчий. Размеры рудного тела 150х360х285 м, бортовое содержание Мо 0,12%. На глубине 1350 м шток кварцевых порфиров прорывается плутоном лейкогранитов Гендерсон, в кровле которого по кварцевым порфирам развиваются топаз-мусковитовые грейзены с прожилково-вкрапленным молибденитовым оруденением (с примесью гюбнерита, сфалерита, гематита, пирита, уранинита). Чашеподобное рудное тело Гендерсон, как бы накрывающее гранитный купол, имеет размер 0,1-0,2х0,7х0,9 км, среднее содержание Мо в руде 0,24%, запасы руд более 275 млн.т /64/. Между рудными телами Юрэд и Гендерсон расположена семисотметровая зона "пустых" кварцевых порфиров, в различной степени метасоматически измененных. В истории формирования рудно-магматической системы Юрэд-Гендерсон выделяется до 15 этапов и стадий.

В отличие от типовых рудно-магматических систем молибден-порфировой формации в плутоне Учабю поля околорудных метасоматитов представлены не низкотемпературными аргиллизированными, серицитизированными и пропилитизированными породами, а грейзенами, альбититами и "биотитовыми роговиками", что, по мнению ряда специалистов, служит препятствием для сопоставления рудного поля Учабю с типичными штокверковыми месторождениями молибден-порфировой формации. Следует, однако, учитывать, что для этой группы рудных полей характерна вертикальная зональность метасоматитов от аргиллизитов и зон каолинизации на приповерхностном уровне до грейзенов и биотитовых ореолов на глубоких горизонтах многоярусных рудных полей /25/. С этих позиций уровень вертикального среза рудно-магматической системы Учабю может быть сопоставлен с уровнем нижних "слепых" молибденовых штокверков типа Гендерсон и Квеста-П в эталонных молибден-порфиновых рудных узлах США. Подчеркнем вместе с тем, что противопоставление порфировой и грейзеновой групп месторождений в принципе неправомерно, поскольку в ряде провинций (северо-восток СССР, Малый Хинган) грейзенизация является типичным околорудным процессом в близповерхностных штоках гранит-порфиров и кварцевых порфиров, формировавшихся на глубинах 300-400 м от поверхности /42/.

С учетом отмеченных вариаций в характере околорудных метасоматитов в рудных полях, связанных с порфиловыми интрузиями, авторы при сравнении рудно-магматической системы Учабю с фанерозойскими аналогами определяющее значение придавали общему сходству геологических условий формирования и структуры рудного поля. По этим параметрам раннепротерозойская субвулканическая постройка Учабю имеет несомненное сходство с гранитно-порфировым комплексом рудного узла Юрэд-Гендерсон. В ней также многократно, пульсационно проявились процессы тектонической, интрузивной и флюидно-гидротермальной активности, обеспечившие мобилизацию и концентрированное перестроение молибдена, вольфрама, меди с образованием в верхнем этаже субвулкана в зоне эруптивных брекчий кварцево-жильного молибденитового месторождения Югас /36/.

Проводя аналогию между рудными телами Юрэд и Югас и учитывая соотношение запасов руд на верхнем и нижнем этажах эталонного рудного поля Юрэд-Гендерсон (1:23), можно прогнозировать наличие более богатой, чем у поверхности, штокверковой рудной зоны на границе штока Учабю и подрезающего его гранитного гребня на глубине 600-700 м. Обобщенная схема вертикальной зональности грейзеновых месторождений в центральных штоках /3/ ниже вскрытого эрозией уровня флюорит-мусковитовых грейзенов и кварцевых жил с молибденитом в штоке Учабю предполагает наличие зоны с кварцево-жильным висмутово-вольфрамовым оруденением типа Байназара (признаки ее установлены в скв.28), а еще ниже - зоны микроклинизации со штокверковым молибденитовым оруденением.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования ювоайвского гранитно-порфирового комплекса позволили разработать новую геолого-петрологическую модель соответствующей ему рудно-магматической системы и конкретизировать положение комплекса в эволюции раннепротерозойских магматических и рудоконцентрирующих процессов в северной части Балтийского щита. Показано, что размещение интрузивных комплексов гранодиорит-гранитной формации, к которой принадлежит и ювоайвский комплекс, контролируется внутриконтинентальными трансформными разломами, возникающими на завершающем этапе свекокарельского тектогенеза в стадию преобразования пассивной окраины Кольско-Беломорского континента в активную окраину кордильерского типа. Подъем по глубинным разломам подкорковых латитовых магм и возбуждение в коре вторичных палингено-анатектонических очагов определяет сложный характер магматизма в зонах активизации и специфический геохимический профиль рудогенерирующих систем, возникающих в верхних горизонтах коры. Наиболее продуктивными являются интрузивно-флюидные системы лейкогранитных интрузий, представляющие собой конечные продукты дифференциации внутрикоровых гранодиорит-гранитных очагов, частично обогащенные компонентами латитовых магм за счет сквозь-магматических флюидных потоков.

В Ювоайвской рудно-магматической системе представлены рудоносные интрузивы двух фаций глубинности: гипабиссальный гранит-лейкогранитный плутон и субвулканическая постройка с кваршпорфировым штоком и эруптивными брекчиями с фельзит-порфировым цементом. Формирование субвулкана предшествовало внедрению главного гранитного плутона и дополнительных интрузий лейкогранитов, с процессами дегазации которых связано интенсивное метасоматическое преобразование интрузивов ранней порфировой серии и концентрированное переотложение рудных компонентов в штокверковых зонах и кварцевых жилах. Порфировая серия и синхронная с ней ранняя интрузивная серия меланократовых гранитов обладают геохимической специализацией на медь и молибден, а завершающие развитие рудно-магматической системы лейкограниты и гранодиорит-порфиры имеют редкометалльно-редкоземельную специализацию. Взаимоположение зон разгрузки флюидопотоков, исходящих из гипабиссальных гранитных интрузивов, в субвулканической постройке усложнило структуру рудного поля плутона Учабу и привело к комплексному составу оруденения. По ведущему компоненту рудный комплекс может быть отнесен к жильно-штокверковому типу молибден-порфировой формации с признаками перехода к грейзеновой вольфрам-молибденовой формации в сочетании со специфическим редкоземельно-флюоритовым кварцевожильным комплексом. В гипабиссальном гранитном плутоне интенсивность рудоконцентрирующих процессов ниже, чем в субвулканической фации.

Рудный комплекс плутона представлен штокверковым типом молибденитовой минерализации в блоках переработанных мелагранитов ранней интрузивной серии, а также слабоминерализованными кварцевожильными и грейзеновыми полями с вольфрам-молибденовой специализацией в кровле пластинообразных тел дополнительных интрузий лейкогранитов.

Охарактеризованы минеральные ассоциации пород главных фаз и стадий развития интрузивно-флюидной системы. Показано, что минеральные парагенезисы материнских гранитов занимают промежуточное положение между типовыми ассоциациями гранитовой и аляскитовой формации в систематике /29/. Отличительной минералогической особенностью ювоайвских гранитов, отражающих их генетическую связь с латитовыми магматическими сериями, служит

сквозное развитие во всех интрузивных и метасоматических породах пироклора, а также повышенное по отношению к минеральному кларку содержание торита и флюорита.

Определены основные параметры флюидного режима Юовоайвской рудно-магматической системы. Установлено, что она принадлежит к системам экстравертного типа /7/, для которых характерна интенсивная дистилляция материнских гранитных интрузий и активный вынос из них рудных компонентов в экзо-контактный ореол. Ведущую роль в транспорте рудного вещества играли углекисло-водные флюиды с возрастающей к конечным стадиям процесса степенью минерализации. Высокотемпературные флюиды, обусловившие дорудную метасоматическую переработку пород в рудном поле, имели щелочной хлоридно-фторидный или селективно-хлоридный состав, при рудоотложении в кварцевых жилах ведущее значение принадлежало силикатно-хлоридным и карбонатно-фторидным маловодным расплавам-растворам.

По отношению площади очагового ареала к площади рудных полей и аномальных геохимических полей концентрации коэффициент продуктивности РМС оценивается в 1-3% /7/, что соизмеримо с аналогичными оценками для типовых рудных узлов с промышленным оруденением.

Сопоставление Юовоайвской РМС с наиболее продуктивными системами молибден-порфировой формации имеет принципиальное значение для дальнейшого совершенствования методологии прогнозной оценки высокометаморфизованных областей докембрия. В недавнем прошлом гранулитовые блоки, подобные Лапландскому, вмещающему юовоайвский комплекс, рассматривались как глубоко эродированные участки, в которых не могли сохраниться древние малоглубинные рудно-магматические системы. Этот традиционный подход сдерживал возможность проследить оруденение на глубину и обусловил слабую изученность объемной структуры докембрийских рудных полей, что в свою очередь препятствовало установлению связей между оруденением и гранитными интрузиями.

Предпринятая нами попытка реконструкции палеогеодинамической обстановки формирования рудоносных гранодиорит-гранитных интрузивных комплексов в северной части Балтийского щита показывает принципиальную возможность выявления и картографического отображения существовавших в раннем докембрии тектонических провинций кордильерского типа и сквозьеструктурных линейментов типа внутриконтинентальных трансформных разломов. Постановка этих вопросов позволяет привлечь внимание к проблемам анализа тектонических режимов гранитообразования в раннем докембрии, а начавшаяся в последние годы детализация геодинамических условий становления докембрийских гранитных интрузий существенно расширит возможности для металлогенического прогнозирования на щитах тех типов оруденения, которые в настоящее время считаются преимущественно связанными с молодыми гранитами.

Оценивая перспективу рудного потенциала юовоайвского гранитно-порфиروهого комплекса, следует подчеркнуть, что в пределах его очагового ареала установлены практически все важнейшие признаки прогнозирования штокверковых месторождений молибдена, которые рекомендованы в изданных головными институтами Министерства геологии СССР методических пособиях последних лет /25,39/ в качестве основных критериев. Применение аналогичных критериев позволило канадским геологам за 10 лет открыть в Британской Колумбии целый ряд крупных месторождений /39/. Авторы убеждены, что целенаправленный поиск на новой методической основе с использованием предложенных в данной работе геолого-петрологических моделей может привести к аналогичным открытиям слепого оруденения в Юовоайвском рудном узле.

1. АПЕЛЬЦИН Ф.Р., ТОСКУБАЕВА Г.П. Минералого-геохимические отличия гранитоидов в полях вольфрамового оруденения различных формационных типов. - В кн.: Геохимические основы поисков и прогнозирования рудных месторождений, Новосибирск, Наука, 1978, с.18-26.
2. БАРНС Х.Л. Растворимость рудных минералов. - В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений, изд. 2-е, М., Мир, 1982, с.328-368.
3. БЕСКИН С.М., ЛАРИН В.Н., МАРИН Ю.Б. Редкометалльные гранитовые формации. Л., Недра, 1979, 280 с.
4. ВЕТРИН В.Р., ВИНОГРАДОВ А.Н., ВИНОГРАДОВА Г.В. Петрология и фашиально-формационный анализ личко-арагубского диорит-гранитного комплекса. - В кн.: Интрузивные чарнокиты и порфиroidные граниты Кольского полуострова, Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1975, с.149-316.
5. ВИНОГРАДОВ А.Н. Порфиroidные граниты северо-западной части Кольского полуострова. - В кн.: Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова, Л., Наука, 1968, с.179-227.
6. ВИНОГРАДОВ А.Н. Формация гипабиссальных субплатформенных гранитов Кольского полуострова. - В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита, Л., Наука, 1971, с.117-120.
7. ВИНОГРАДОВ А.Н. Рудогенерирующие системы докембрийских гранитоидных формаций Балтийского щита. - В кн.: Закономерности концентраций рудных элементов в гранитоидных формациях Карело-Кольского региона, Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1984, с.3-18.
8. ВИНОГРАДОВ А.Н., ВИНОГРАДОВА Г.В. Геолого-петрологическая модель Ювоайвской рудно-магматической системы - раннепротерозойского аналога рудных узлов молибден-порфиroidной формации. - В кн.: Тез. докл. Всесоюз. совещ. "Генетические модели эндогенных рудных формаций", Новосибирск, изд. СО АН СССР, 1985, с.156-157.
9. ВОЛКОВА М.И., ПОМЕРАНЦЕВА Н.Г. Химические анализы минералов Кольского полуострова, Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1970, 508 с.
10. ГЛАЗНЕВ В.Н., ПАВЛОВСКИЙ В.И., РАЕВСКИЙ А.Б. Плотностная модель земной коры северо-восточной части Балтийского щита. - В кн.: Геологическое истолкование потенциальных полей, Киев, Наукова думка, 1983, с.67-75.
11. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. Под ред. М.А.Фаворской и И.Н.Томсона. М., Наука, 1974, 192 с.
12. Гранитоидные формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Под ред. И.В.Белькова, Л., Наука, 1978, 264 с.
13. ДУБРОВСКИЙ М.И. Полевые шпаты гранитов горы Ювоайв. - В кн.: Материалы по минералогии Кольского п-ова, Л., Наука, 1965, вып.4, с.96-108.

14. ДУБРОВСКИЙ М.И. Жильные грейзены и кварцевые жилы с грейзеновыми оторочками горы Юовоайв. - В кн.: Материалы по минералогии Кольского п-ова, Л., Наука, 1965, вып.4, с.81-95.
15. ДУБРОВСКИЙ М.И. Петрографические и минералого-геохимические особенности юовоайвского гранитоидного комплекса. - В кн.: Материалы по минералогии Кольского п-ова, Л., Наука, 1969, вып.7, с.26-81.
16. ДУБРОВСКИЙ М.И. Субвулканические граниты докембрия. - В кн.: Региональное петрографическое совещание по магматизму Балтийского щита (тез.докл.), Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1968, с.107-110.
17. ДУБРОВСКИЙ М.И. Субвулканические граниты докембрия. - В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита, Л., Наука, 1971, с.104-108.
18. ДУБРОВСКИЙ М.И. Акцессорные минералы пород юовоайвского гранитоидного комплекса. - В кн.: Материалы по минералогии Кольского п-ова, Л., Наука, 1968, вып.6, с.111-122.
19. ЗАГОРОДНЫЙ В.Г., РАДЧЕНКО А.Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова. Л., Наука, 1983, 96 с.
20. ИВАНОВ В.С. О влиянии температуры и химической активности калия на состав биотитов в гранитоидах. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1970, № 7, с.20-31.
21. ИВАНОВА Г.Ф. Минералого-геохимические индикаторы типов вольфрамитовых месторождений. - В кн.: Геохимические основы поисков и прогнозирование рудных месторождений, Новосибирск, Наука, 1978, с.53-60.
22. КОВАЛЕВ А.А. Мобилизм и поисковые геологические критерии. М., Недра, 1978, 287 с.
23. КОВАЛЕНКО В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск, Наука, 1977, 206 с.
24. КОГАРКО Л.Н., КРИГМАН Л.Д. Фтор в силикатных расплавах и магмах. М., Наука, 1981, 126 с.
25. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Под ред. Д.В.Рундквиста. Л., Недра, 1978, 607 с.
26. КУЗНЕЦОВ Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., Недра, 1964, 387 с.
27. Магматические формации докембрия сев.-вост. части Балтийского щита. Л., Наука, 1985, 276 с.
28. МАЛИНИН С.Д., ХИТАРОВ Н.И. Рудные и петрогенные элементы в системе магматический расплав-флюид. - Геохимия, 1984, № 2, с.183-196.
29. МАРИН Ю.Б. Гранитоидные формации малых и умеренных глубин. Л., изд. ЛГУ, 1976, 144 с.
30. МАРФУНИН А.С. Полевые шпаты (фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение). Тр. ИГЕМ, вып.78, М., 1962, 275 с.

31. Медно-молибденовая рудная формация (на примере Сибири и сопредельных территорий). - Тр. ИГиГ, вып.19, под. ред. акад. В.А.Кузнецова, 1977, 422 с.
32. Металлогения восточной части Балтийского щита. Под ред. А.В.Сидоренко и Т.В.Билибиной. Л., Недра, 1980, 247 с.
33. Металлогенические провинции и пояса Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1983, 240 с.
34. МИНЕЕВ Д.А. Лантаноиды в минералах. М., Недра, 1969, 184 с.
35. Минеральный и химический состав гранитоидов Кольского полуострова. Под ред. А.П.Белопищевского. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1978, 120 с.
36. Минеральные месторождения Кольского полуострова. Под ред. Г.И. Горбунова. Л., Наука, 1981, 272 с.
37. Основы научного прогноза медно-молибденовых месторождений в зонах субвулканических порфировых интрузивов. М., Изд-во СЭВ, 1971, 204 с.
38. ПОПОВ В.С. Геология и генезис медно- и молибден-порфировых месторождений. М., Наука, 1977, 203 с.
39. Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. Под ред. В.Т.Покалова. М., Недра, 1984, 437 с.
40. РОМАНОВ В.Е. О грейзенах в районе Юовоайвского гранитного массива. - В кн.: Материалы по минералогии Кольского п-ова, Л., Наука, 1967, вып.5, с.145-157.
41. Рудоносность и геологические формации структур земной коры. Л., Недра, 1981, 423 с.
42. РУНДКВИСТ Д.В., ДЕНИСЕНКО В.К., ПАВЛОВА И.Т. Грейзеновые месторождения (онтогенез и филогенез). М., Недра, 1971, 328 с.
43. РЯБЧИКОВ И.Д., РЕХАРСКИЙ В.И., КУДРИН А.В. Мобилизация молибдена магматическими флюидами в ходе кристаллизации гранитных расплавов. - Геохимия, 1981, № 8, с.1243.
44. ТАУСОН Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М., Наука, 1977, 280 с.
45. ТАУСОН Л.В. Магматизм и рудообразование. М., Наука, 1979, 36 с.
46. Тектоническая карта Европы и смежных областей. 1975 (1:10000000). М., изд. ГУГК, 1979, 1 л.
47. ТРОШИН Ю.П. Геохимия летучих компонентов в магматических породах и рудах Восточного Забайкалья. Новосибирск, Наука, 1978, 173 с.
48. ТУГАРИНОВ А.И., БИБИНОВА Е.В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М., Наука, 1980, 131 с.
49. ХААПЛА И. Металлогения докембрийских гранитоидов Финляндии. - В кн.: Металлогения докембрийских гранитоидов, М., Наука, 1983, с.25-71.

50. ХИТАРОВ Л.И., АРУТЮНЯН Л.А., МАЛИНИН С.Д. О возможности миграции молибдена в паровой фазе молибдатных растворов при повышенных температурах. - *Геохимия*, 1967, № 2, с.155-160.

51. CLARC K.F. Stockwerk Molybdenum Deposits in the Western Cordillera of North America. - *Econ. Geol.*, 1972, v.67, N 6, p.731-758.

52. GAAL G., ISOHANNI M. Characteristic of igneous intrusions and various wall rocks in some Precambrian porphyry copper-molybdenum deposits in Pohjanmaa, Finland. - *Econ. Geol.*, 1979, v.74, p.1198-1210.

53. HIETANEN A. Generation of potassium-poor magmas in the Northern Sierra Nevada and the Svekofennian of Finland. - *J. Res. US Geol. Surv.*, 1975, v.3, N 6, p.631-645.

54. HOGARTH D.D. Classification and nomenclature of pyrochlore group. - *Am. Min.*, 1977, v.62, N 5,6, p.403-410.

55. MIKKOLA E. Über den Nattanengranit im Finnischen Laplande. - *Fennia*, v.50, N 12, 1928, S.1-22.

56. MIKKOLA E. Suomen geologinen Yleiskartta: Lehdet B7-C7-D7 Muonio-Sodankylä-Tuutsajoki, Helsinki, 1941, 286 p.

57. MERILÄINEN K. The granulite complex and adjacent rocks in Lapland, northern Finland. - *Geol. Surv. Finl., Bull.* 281, 1976, 129 p.

58. AYRES L.D., ČERNÝ P. Metallogeny of granitoid rocks in the Canadian shield. - *Canadian Mineralogist*, 1982, v.20, p.439-536.

59. Molybdenum in Canada. - *Geol. Surv. of Can., Econ. Geol. Report*, 33, 1982, 208 p.

60. PATCHETT P.J., KOUVO O., HEDGE C.E., TATSUMOTO M. Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: evidence from Hf isotopes. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1981, v.78, p.279-297.

61. SIMONEN A. The Precambrian of Finland. - *Geol. Surv. Finl., Bull.* 304, 1980, 58 p.

62. SCHMIDT R.G. The potential for porphyry copper-molybdenum deposits in the eastern United States. - *Geol. Surv. Prof. Paper*, 907-E, 1978, 31 p.

63. TIGERSTEDT A.F. Beskrifning af de geologiska formationerua i sydöstra delen af Enare och nordöstra delen af Sodankylä socknar. Tjänstförrättande Bergintendentens underdaniya berättelseför ar 1882, 1884.

64. WALLACE S.R., MACKENSI W.B., BLAIR R.G., MUNCASTER N.K. Geology of the Urad and Henderson Molibdenite Deposits, Clear Creen County, Colorado, with a Section on a Comparison of These Deposits with Those at Climax, Colorado. - *Econ. Geol.*, 1978, v.73, p.325-368.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

	Стр.
ВВЕДЕНИЕ	3
ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ ЮОВОАЙВСКОГО КОМПЛЕКСА.....	5
История исследований комплекса	5
Возраст и положение комплекса в структуре северной части Балтийского щита	6
Строение, состав и стадийность формирования плутонов юовоайвского комплекса	12
МИНЕРАЛЫ И МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИИ ЮОВОАЙВСКОГО КОМПЛЕКСА	42
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РУДНЫХ И РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГРАНИ- ТАХ И МЕТАСОМАТИТАХ ЮОВОАЙВСКОГО КОМПЛЕКСА	62
ЭВОЛЮЦИЯ ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА В ИНТРУЗИВНО-ГИДРОТЕР- МАЛЬНОЙ СИСТЕМЕ ЮОВОАЙВСКОГО КОМПЛЕКСА	70
ЮОВОАЙВСКАЯ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ СИСТЕМА - РАННЕ- ПРОТЕРОЗОЙСКИЙ АНАЛОГ НАИБОЛЕЕ ПРОДУКТИВНЫХ РУДНЫХ УЗЛОВ МОЛИБДЕН-ПОРФИРОВОЙ И ГРЕЙЗЕНОВОЙ ВОЛЬФРАМ- МОЛИБДЕНОВОЙ ФОРМАЦИИ	81
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	86
ЛИТЕРАТУРА	88

90 коп.

4754