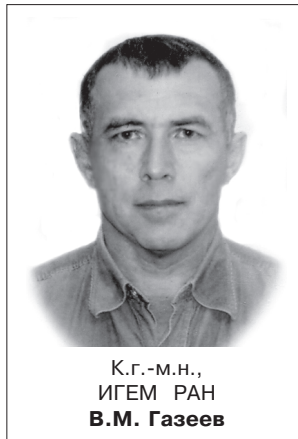


Рудоносные позднепалеозойские граниты зоны Главного хребта (Северный Кавказ, Россия)

В.М. Газеев, А.Г. Гурбанов, А.Б. Лексин



К.г.-м.н.,
ИГЕМ РАН
В.М. Газеев



К.г.-м.н.,
ИГЕМ РАН
А.Г. Гурбанов



Научный сотрудник
ИГЕМ РАН
А.Б. Лексин

Рассмотрено геологическое строение наименее эродированных гранитных массивов и связанных с ними рудно-магматических систем, расположенных в структурно-формационной зоне Главного хребта Большого Кавказа, в верховьях рек Зеленчук, Аксаут и Чегем. Показаны общие черты их геологического строения и установлена связь вольфрамового (шеелитового) оруденения с породами заключительных фаз позднепалеозойской гранодиорит-гранитной формации. Изучены вертикальные геохимические разрезы гранитных массивов, намечены закономерности перераспределения ряда элементов в связи с процессом эманационной дифференциации. Проведена оценка потенциальной рудоносности гранитов и показано, что основной рудогенерирующей фазой является остаточный расплав, участвующий в формировании поздних дифференциатов. Результаты исследований могут быть использованы при оценке позднепалеозойских рудно-магматических систем в структурно-формационной зоне Главного хребта.

Складчатая система Большого Кавказа – асимметричное горное сооружение, подразделяющееся по структурным признакам на ряд поперечных сегментов (северо-западный, центральный, восточный, юго-восточный) и продольных тектонических зон. С севера на юг в альпийской структуре центрального сегмента выделяются следующие продольные тектонические зоны: 1. Северо-Кавказский краевой массив. 2. Складчато-глыбовое поднятие Главного хребта. 3. Складчатая зона южного склона Кавказа. Кристаллические толщи присутствуют лишь в центральном сегменте Большого Кавказа и в поднятии Главного хребта они представлены ниже- и среднепалеозойскими сланцами, гнейсами и мигматитами, прорванными интрузиями позднепалеозойской диорит-гранитной серии. В составе диорит-гранитной серии Главного хребта выделя-

ется несколько самостоятельных магматических комплексов: белореченский (PZ bl), садонский (PZ₃Sd), фаснальский (PZ₃), уллукамский (PZ₃ul). Типичными представителями белореченского комплекса являются порфиробластовые диориты, кварцевые диориты, гранодиориты и крупнозернистые, часто гнейсовидные биотитовые граниты. Фаснальские и садонские граниты, известные на восточном окончании структурно-формационной зоны (СФЗ) Главного хребта, по времени образования соответствуют белореченскому комплексу. Уллукамский комплекс представлен средне- и мелкозернистыми биотитовыми и двуслюдяными гранитами.

В кристаллическом ядре Центрального Кавказа в связи с гранитами известны многочисленные рудно-магматические системы (РМС) преимущественно с шеелитовой минерализацией

(Кти-Тебердинское месторождение, проявления Куспарты, Джорашты, Кукужтол, Мкяра, Субаши, Пхия, Большая и Малая Дукка и др). Ниже приведено краткое геологическое описание трех наименее эродированных РМС – «Кургашинчатской», «Пхиинской», «Джораштинской», с вольфрамовым оруденением, ассоциирующим с гранитами уллукамского комплекса.

Кургашинчатская РМС находится в Карачаево-Черкесской Республике в верховьях р. Аксаут. Она включает Кти-Тебердинское месторождение вольфрама и ряд его рудопроявлений в пределах рудного поля. РМС сформировалась на участке, сложенном кристаллическими сланцами кти-тебердинской, кургашинчатской свит, сланцами, гнейсами и амфиболитами дуппукской свиты, объединяемыми в макерскую серию. Породы дуппукской и кургашинчатской свит слагают крылья субширотной антиклинальной складки, с углами падения до 30°, свод которой промыт V-образной долиной р. Кти-Теберды. Сланцы кти-тебердинской свиты залегают в нижней части разреза и интенсивно дислоцированы. Они прорваны массивом среднезернистых двуслюдяных гранитов, кровля которого полого погружается на юг. В этих гранитах резко увеличено количество акцессорного шеелита. От кровли массива отходит множество грейзенизированных гранитных апофиз и жильных тел мощностью от дециметров до десятков метров, часто с богатой вольфрамовой минерализацией [10]. В районе РМС присутствуют дайки мелкозернистых биотитовых гранит порфиоров, пегматитов и альбит-мусковитовых гранитов. На удалении от рудных объектов известны выходы крупнозернистых биотитовых гранитов. Вольфрамовое оруденение представлено разно ориентированными крутопадающими зонами с сульфидно-шеелит-кварцевыми прожилками и жилами. В амфиболитах, пересекаемых этими зонами, количество прожилков и вкрапленности шеелита резко увеличивается, в связи с чем основные рудные тела представлены метасоматическими залежами (биотититы) пластообразной формы. Изотопно-геохронологические исследования свидетельствуют о тесной временной связи вольфрамоносных метаморфических и гидротермально-метасоматических образований позднепалеозойским гранитоидным магматизмом [2]. В наиболее эродированных участках РМС оруденение представлено разобщенными вольфрамит-шеелит-кварцевыми линзами и гнездами, локализованными как в гранитах уллукамского типа, так и в останцах метаморфической кровли. Отличительной особенностью этих рудопроявлений является постоянное присутствие вольфрамитов и бедность сульфидными.

Пхиинская РМС находится в Карачаево-Черкесской республике в истоках рек Зеленчук, Боль-

шая Лаба. В геологическом строении РМС участвуют породы дуппукской и кургашинчатской свит. Дуппукская свита представлена кристаллическими сланцами, гнейсами, амфиболитами, кварцитами и редкими линзами мраморов. Кургашинчатская свита сложена преимущественно двуслюдяными сланцами и редкими горизонтами лейкократовых и амфиболовых гнейсов. В верховьях рек Пхия, Малая и Большая Дукка метаморфические толщи смяты в пологую брахиантиклинальную складку [11] северо-западного простирания и прорваны массивом среднезернистых двуслюдяных гранитов уллукамского типа, кровля которых прослеживается на несколько километров вдоль ядерной части складки. От кровли в кристаллические сланцы отходит множество апофиз, сложенных грейзенизированными гранитами, мощностью от дециметров до десятков метров. Здесь же присутствуют жилы пегматитов и альбит-мусковитовых гранитов. Вольфрамовое оруденение развито в амфиболитах и в грейзенизированных гранитах и представлено прожилками и вкрапленностью шеелита. В районе РМС известны рудопроявления бериллия и тантало-ниобатов, приуроченные к апикальным выступам и дайкам грейзенизированных гранитов.

Джораштинская РМС находится в высокогорной части Кабардино-Балкарской Республики, в верховьях р. Чегем, Гараузу-су. В строении РМС участвуют образования кти-тебердинской и дуппукской свит. Кти-тебердинская свита – это однообразные, двуслюдяные и андалузит-биотит-мусковитовые сланцы. В разрезе дуппукской свиты присутствуют амфиболиты, сланцы и гнейсы. Кристаллическая толща прорвана массивом мелкозернистых двуслюдяных гранитов, кровля которого полого погружается в юго-восточном направлении. От основного массива в вышележащие кристаллические сланцы отходят многочисленные апофизы, сложенные мусковитовыми и двуслюдяными гранитами, с которыми ассоциируют жилы пегматитов и альбит-мусковитовых гранитов. На удалении от рудопроявлений обнажены крупнозернистые двуслюдяные граниты, прорываемые дайками мелкозернистых гранитов. Вольфрамовое оруденение представлено прожилками и вкрапленностью шеелита в ассоциации с арсенопиритом, магнетитом, пиритом и галенитом, встречается преимущественно в амфиболитах и секущих их кварц-полевошпатовых жилах, поэтому основные рудные тела – это метасоматические залежи пластообразной формы.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В процессе маршрутных исследований РМС уточнялся структурный и литологический контроль оруденения. Составлялись вертикальные геохимические разрезы гранитных массивов,

вдоль которых проводилось опробование фазовых и фацальных разновидностей гранитов и метасоматически измененных вмещающих пород. Лабораторные исследования включали: 1) микроскопическое изучение шлифов, 2) определение содержаний петрогенных элементов классическим химическим и рентгенофлуоресцентным методами на спектрометре СРМ-25 (в ИГЕМ РАН), сокращенный полуколичественный спектральный анализ методом просыпки на 15 элементов и испарения на 9 элементов (в химической лаборатории ПГО «Севкавгеология»), 3) определение содержания H_2O в расплавных включениях породообразующего кварца (в Бурятском филиале РАН). Измерения составных частей расплавных включений (РВ) проводились на универсальном столике Федорова при помощи барабанного окуляр-микрометра МОВ-1-15. Термометрические исследования (РВ) осуществлялись по общепринятой методике с использованием термокамеры с силитовым нагревателем в комплекте с термопарой типа ТХА и милливольтметром М-254, класс точности 0,5. Оценка потенциальной рудоносности гранитов проводилась по методикам, предложенным В.Д. Козловым (1981), В.В. Ляховичем (1983, 1989) и Ф. Г. Рейфом (1990).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

На основании изучения взаимоотношений последовательных интрузивных фаз гранитов в структурно-формационной зоне Главного хребта сделан вывод о том, что выделение комплексов (белореченского, фаснальского, садонского и уллукамского) в составе диорит-гранитной серии СФЗ Главного хребта правомерно. Но с геохимической точки зрения, по нашему мнению, следует говорить о растянутом во времени процессе внедрения последовательных фаз диорит-гранитной серии. Первая фаза – это крупнозернистые, биотит-амфиболовые или биотитовые диориты, гранодиориты и такситовые граниты, в которых часто встречаются участки с реликтами теневых структур. Вторая фаза – крупнозернистые, хорошо гомогенизированные биотитовые и двуслюдяные граниты. Третья фаза – средне- и мелкозернистые биотитовые и двуслюдяные граниты. Жильные производные распространены преимущественно в верхних частях массивов. В ранних фазах они представлены аплитами и биотитсодержащими пегматитами, а в поздних – альбит-мусковитовыми гранитами и пегматитами. Отметим, что с вольфрамовыми (шеелитовыми) рудопоявлениями пространственно ассоциируют граниты второй и третьей фазы диорит-гранитной серии, которые в дальнейшем и рассматриваются. Это типичные субсольвусные граниты, для которых свойственны: 1) незначительная пересыщенность глиноземом; 2) присут-

ствии плагиоклаза и калиевого полевого шпата в виде самостоятельных зерен. Взаимоотношения полевых шпатов в исследованных гранитах являются реакционными, обычно более ранний плагиоклаз замещается микроклином, а более поздний кислый плагиоклаз, в свою очередь, кородирует микроклин. На диаграммах Whate A.J., Charpele V.M. фигуративные точки их составов группируются вдоль тренда гранитов S-типа. Нормативные составы гранитов на диаграмме фазового состояния, в координатах «кварц-альбит-ортоклаз-вода» занимают положение, близкое к области тройного температурного минимума, т.е. граниты имеют анхизевтектический состав. Взаимоотношения биотитовых и двуслюдяных гранитов, как правило, фацальные, количество мусковита постепенно возрастает в верхних частях крупных гранитных тел.

Крупнозернистые биотитовые и двуслюдяные граниты изучались в верховьях рек Аксаут, Герхожан, Чегем, Туяла, Черек Балкарский и Безенгийский. Внешне это порфирированные породы серого или розоватого цвета, массивные и иногда гнейсоватые. Микроструктура их изменяется от гранитовидной, без четкого идиоморфизма минералов, до гипидиоморфнозернистой. Гнейсоватость пород подчеркивается линейной ориентировкой биотита, занимающего мезостатические пространства среди кварца и полевых шпатов. Геохимический состав гранитов приведен в таблице 1. Они характеризуются умеренными концентрациями по отношению к кларкам: Sn 2,9–4,0; W 1,3–3,0; Be 1,3–2,3; Pb 1,3–2,1; Mo 1,2–1,9; B 1,5–2,0 при пониженных концентрациях F 0,6–0,8. Индекс концентрации (ИНК) неизмененных разновидностей варьирует в пределах от + 5,7 до + 8,3, (среднее по 63 анализам + 6,9). ИНК рассчитывается на основе элементарной формулы, характеризующей степень аномальности гранофильных элементов, выраженной в долях Кларков, и может принимать как положительные, так и отрицательные значения. В числителе формулы записываются накапливающиеся, а в знаменателе – рассеивающиеся элементы с концентрациями ниже кларкового уровня. Элементы с концентрациями, близкими к кларковому уровню 0,8–1,2, из формулы исключаются. Граниты с положительными значениями ИНК 4–6 считаются ограниченно рудоносными, а со значениями 8–12 и выше – рудоносными [4]. Пегматиты, развитые в этих массивах, имеют пониженные по сравнению с гранитами значения ИНК от 4,4 до 5,7, что, по нашему мнению, свидетельствует о кристаллохимическом рассеивании рудных компонентов при кристаллизации гранитного расплава [5]. В ассоциации с двуслюдяными разновидностями крупнозернистых гранитов известны небольшие проявления шеелитовой ми-

нерализации «Мкяра», «Кукужтол» и др. Нами были изучена апикальная часть массива и апофизы гранитов на рудопроявлении «Кукужтол» в верховьях р. Гержохан (правый приток р. Баксан). В верхней части массива, в пределах узкой приконтактной зоны, мощностью первые десятки метров, отмечено уменьшение размерности слагающих гранитов минералов, увеличение содержания мусковита и появление граната. В этой зоне установлено резкое повышение концентраций Sn до 19,7–21,6 и Be до 2,7–13,3 кларк. Концентрация остальных элементов остается без изменений. ИНК за счет Sn и Be возрастает до +39,9 в апикальной части массива и затем снижается до +23,7 в гранитных апофизах.

Средне- и мелкозернистые двуслюдяные граниты слагают небольшие по площади массивы, штоки и дайкообразные тела, которые по распространенности значительно уступают гранитоидам более ранних фаз. Эти граниты изучены в пределах Кургашинчатской, Пхиинской и Джораштинской РМС, в долинах рек Чегем, Гара-Аузусу, Кти-Теберда, Малая и Большая Дукка и Дучинка. Внешне это равномернозернистые массивные породы светло-серого цвета со значительными вариациями содержания биотита и мусковита. Микроструктура пород преимущественно гипидиоморфнозернистая, местами пойкилитовая и симплектитовая. По петрографическим и минералогическим характеристикам эти граниты сходны с более крупнозернистыми двуслюдяными гранитами второй фазы. Небольшие отличия выражаются в следующем: 1) более четкое зональное строение раннего плагиоклаза; 2) наличие нескольких генераций кварца. Кварц первой генерации выполняет промежутки между полевыми шпатами и кородирует плагиоклаз. Кварц второй генерации ассоциирует с мусковитом и альбитом, кородирует микроклин. Обычно он образует симплектитовые агрегаты с мусковитом, реже изометричные, зональные кристаллы размером до 2,0x2,0 мм, с микролитами рутила, силлиманита и альбита. В кварце изучены расплавные включения (РВ). В них определено содержание воды, характеризующее C_{H_2O} гранитного расплава на стадии захвата РВ (табл. 2). По данным Ф.Г. Рейфа (1990), ординарные и рудоносные граниты заметно различаются по исходной величине C_{H_2O} . В первых из них эта величина не превышает 3,0 вес %, в то время как во вторых, сопровождающихся оруденением, практически не опускается ниже 4,0 %. В исследованных гранитах, в кварце первой генерации C_{H_2O} изменяется от 2,3 до 3,1 вес %, в то время как в позднем кварце C_{H_2O} возрастает до 4,4–6,8 вес %. Геохимический состав гранитов (табл. 1) характеризуется умеренными концентрациями: Sn 2,4–5,1; W 1,4–2,1; Be 1,3–2,2; Pb 1,6–1,7; Mo 1,4–1,9; B 1,7–2,3 и низ-

ким F 0,4–0,6. ИНК неизменных разновидностей гранитов варьирует от +6,1 до +7,1. Графики распределения элементов в вертикальном разрезе массивов, сложенных среднезернистыми двуслюдяными гранитами, приведены на рис. 1. В апикальной части массивов заметно возрастает концентрация Sn 6,0–6,5; W 2,2–2,5; B 1,9–2,5 и иногда Be 2,0–7,5. ИНК повышается практически в два раза до +10,5; +14,2. Еще значительнее повышение концентраций этих элементов в апофизах, с которыми ассоциируют пегматиты и альбит-мусковитовые граниты.

Пегматиты. Шлировидные обособления и жильные тела пегматоидного сложения отмечаются в апикальных частях гранитных массивов и над их кровлей на удалении до первых сотен метров. Преобладают гигантозернистые, редко с внешней аплитовидной, промежуточной гигантозернистой и центральной кварцевой зоной. Они состоят из плагиоклаза, кварца, микроклина, мусковита и редко граната и турмалина. Геохимический состав пегматитов (табл. 1) характеризуется повышенным содержанием: Sn 4,6–8,6, W 2,2–3,4; умеренными концентрациями Be 1,7–2,7; Pb 1,5–2,1; Mo 2,0–2,3; B 1,9–2,0 и пониженным F 0,3–0,6. ИНК варьирует от +9,1 до +9,8. C_{H_2O} в кварце пегматитов составляет на ранней стадии $6,8 \pm 1,5\%$ и на заключительной стадии $9,5 \pm 2,1\%$ (табл. 2). В кварце постоянно отмечаются сопутствующие расплавному первичные газово-жидкие включения, что также является показателем высокой водонасыщенности остаточного гранитного расплава.

Альбит-мусковитовыми гранитами образованы маломощные дайки и жилы, встречающиеся на удалении первых сотен метров от кровли гранитного массива. Они ассоциируют с пегматитовыми и кварц-турмалиновыми жилами, в которые иногда переходят по простиранию. Внешне это тонкозернистая, серебристо-белая порода массивного сложения с гранитовидной или порфиroidно-призматической структурой, образованной субизомеричными выделениями кварца в массе призматического или лейстовидного плагиоклаза. Состоит она из альбита, кварца мусковита и редко микроклина и турмалина. Альбит-мусковитовые граниты (табл. 1) имеют высокие содержания Sn 28,0–180,0, Be 20,0–25,0 и повышенные содержания W 2,1–6,3, Pb 1,3–6,8; Mo 1,8–3,2; B 1,7–3,1 при менее кларковых содержаниях F 0,3–0,6. ИНК варьирует от +53 до +215. C_{H_2O} ранней стадии, по РВ из кварца альбит мусковитовых гранитов составляет $7,3 \pm 2,2\%$ (табл. 2).

На диаграмме потенциальной рудоносности гранитов (рис. 2) фигуративные точки неизменных крупнозернистых и среднезернистых двуслюдяных гранитов группируются в поле нерудонос-

Таблица 1

Результаты геохимического изучения гранитов и критерии их потенциальной рудоносности.

| Порода (кол., проб) | Редкометалльный индекс $F \frac{(Li+Rb)n^4}{(Sr+Ba)}$ | Редкометалльная формула (по В.Д.Козлову 1981) | Инк |
|---|---|---|-------|
| крупнозернистый биотитовые граниты, р Туяла (20) | 186 | $Sn \ 2.9; Be \ 2.3; P \ b \ 2.1; Mo \ 1.9; B \ 1.5; W \ 1.3$ $Sr \ 0.3; Ba \ 0.7; F \ 0.6$ | +6.9 |
| пегматиты в крупнозернистых гранитах, р. Туяла (18) | 29 | $Sn \ 2.1; Pb \ 2.1; B \ 1.7; Mo \ 1.6; W \ 1.3 \ Be \ 1.3$ $F \ 0.2; Sr \ 0.3; Ba \ 0.4; Rb \ 0.4$ | +4.4 |
| крупнозернистый биотитовые граниты, р. Аксаут (23) | 50 | $Sn \ 3.5; W \ 3.0; B \ 2.0; Mo \ 1.9; Be \ 1.3; Pb \ 1.3$ $Rb \ 0.3; F \ 0.6; Ba \ 0.7$ | +5.7 |
| пегматиты в крупнозернистых гранитах, р. Аксаут (22) | 17 | $Sn \ 3.8; B \ 2.9; Be \ 2.1; Sr \ 2.0; Pb \ 1.7; Mo \ 1.9; W \ 1.5$ $Rb \ 0.2; F \ 0.4; Ba \ 0.5;$ | +5.7 |
| крупнозернистые двуслюдяные граниты р.Чегем. (20) | 248 | $Sn \ 4.0; W \ 2.5; Pb \ 2.1; Be \ 1.3; Li \ 1.4; B \ 1.4$ $Sr \ 0.5; Ba \ 0.6$ | +8.3 |
| крупнозернистые двуслюдяные граниты, апикальная часть массива. Проявление $CaWO_4$ "Кукужтол (24) | 803 | $Sn \ 21.6; Be \ 13.3; Rb \ 2.8; B \ 2.7; Li \ 2.6; W \ 2.2; Mo \ 1.9$ $Sr \ 0.3; Ba \ 0.4; F \ 0.7$ | +39.9 |
| крупнозернистые двуслюдяные гранитов, апофизы. Проявлении $CaWO_4$ "Кукужтол (12) | 595 | $Sn \ 19.7; Be \ 2.7; Li \ 2.6; Pb \ 2.0; B \ 2.0; W \ 1.7; Mo \ 1.5$ $Sr \ 0.3; Ba \ 0.4; F \ 0.7$ | +23.7 |
| Кургашинчатская рудномагматическая система | | | |
| среднезернистые двуслюдяные граниты, р. Кти-Теберда (10) | 111 | $Sn \ 5.1; W \ 2.1; Mo \ 1.8; B \ 1.7; Pb \ 1.7; Be \ 1.3$ $F \ 0.5; Ba \ 0.6; Sr \ 0.6$ | +7.1 |
| среднезернистые двуслюдяные граниты, апикальная часть р. Кти-Теберда, (16) | 152 | $Be \ 7.5; Sn \ 6.0; B \ 2.5; W \ 2.2; Pb \ 1.6$ $Sr \ 0.3; F \ 0.4; Ba \ 0.4$ | +14.2 |
| пегматиты в среднезернистых двуслюдяных гранитах (20) | 180 | $Sn \ 4.6; W \ 3.4; Mo \ 2.3; Pb \ 2.1; B \ 2.0; Be \ 1.7; Rb \ 1.5$ $S \ 0.3; F \ 0.4; Ba \ 0.6$ | +9.8 |
| альбит мусковитовые граниты (11) | 913 | $Sn \ 28; Be \ 20; Rb \ 3.9; Mo \ 3.2; B \ 2.9; W \ 2.1; Pb \ 1.7$ $Ba \ 0.5; F \ 0.6; Li \ 0.6; Sr \ 0.3$ | +53 |
| Пхиинская рудномагматическая система | | | |
| среднезернистые двуслюдяные граниты разрез по скале Горячева (нижняя часть) (20). | 87 | $Sn \ 4.3; Be \ 2.2; W \ 2.1; B \ 1.9; Pb \ 1.6; Mo \ 1.4$ $Sr \ 0.3; F \ 0.4; Rb \ 0.6; Li \ 0.6; Ba \ 0.6$ | +6.1 |
| разрез по скале Горячева, апикальная часть (10) | 79 | $Sn \ 6.5; W \ 2.7; Mo \ 2.5; Be \ 2.0; Pb \ 2.0; B \ 1.9$ $Sr \ 0.3; F \ 0.4; Rb \ 0.6; Li \ 0.6; Ba \ 0.6$ | +10.5 |
| разрез по скале Горячева, апофизы (10) | 179 | $Sn \ 11.6; B \ 3.3; W \ 2.9; Mo \ 2.7; Pb \ 2.70; Be \ 2.3$ $Sr \ 0.1; F \ 0.4; Ba \ 0.4$ | +18.6 |
| пегматиты в среднезернистых двуслюдяных гранитах (19) | 95 | $Sn \ 8.6; Be \ 2.7; W \ 2.2; Pb \ 2.1; Mo \ 2.0; B \ 1.9$ $F \ 0.3; Sr \ 0.3; Ba \ 0.4$ | +9.8 |
| альбит мусковитовые граниты (20) | 292 | $Sn \ 64.8; Be \ 20.2; B \ 3.1; Mo \ 2.6; W \ 2.6; Pb \ 1.3$ $Ba \ 0.5; F \ 0.6; Li \ 0.6; Sr \ 0.3$ | +88 |
| Джораштинская рудномагматическая система | | | |
| среднезернистые двуслюдяные граниты (19) | 115 | $Sn \ 2.4; B \ 2.3; Mo \ 1.9; Be \ 1.9; Pb \ 1.6; W \ 1.4$ $Ba \ 0.5; F \ 0.6; Rb \ 0.7$ | +7.6 |
| пегматиты в среднезернистых двуслюдяных гранитах (12) | 217 | $Sn \ 5.5; W \ 2.7; Mo \ 2.1; B \ 2.0; Be \ 2.0; Pb \ 1.5$ $Sr \ 0.3; Ba \ 0.4; F \ 0.6$ | +9.1 |
| альбит мусковитовые граниты (11) | 195 | $Sn \ 180 \ Be \ 25; Pb \ 6.8; W \ 6.3 \ Mo \ 1.8; B \ 1.7$ $Sr \ 0.3; F \ 0.5; Ba \ 0.6$ | +215 |

Примечание. Содержания элементов в формуле и приведены в кларковых долях.

Таблица 2

Результаты инструментального изучения расплавных включений в кварце гранитов

| Участок | Комплекс, фаза. | Содержание H ₂ O в вес% | | Генерация кварца |
|----------------------------|--|------------------------------------|----------|------------------|
| | | Исходное | Конечное | |
| Месторождение Кти-теберда* | гранит мелкозернистый биотитовый * (дайки) | 2.3±0.7 | >3.4 | – |
| | гранит среднезернистый двуслюдяной* (массив) | 2.4±0.7 | 5.7±0.8 | – |
| | гранит –мусковитовый* (апикальный выступ) | 2.9±0.9 | 6.0±1.8 | – |
| | Пегматит мусковитовый* | 6.8±1.5 | 9.5±2.1 | – |
| | гранит мусковит* альбитовый | 7.3±2.2 | н.у | – |
| Джораштинская РМС | гранит крупнозернистый двуслюдяной (массив) | 2.7±0.6 | н.у | ранний |
| | Гранит среднезернистый двуслюдяной | 4.4±1.0 | 6.8±1.1 | поздний |

Примечание: Границы доверительного интервала Sn₂о указаны для 5% уровня значимости. * - по материалам Ф.Г.Рейфа

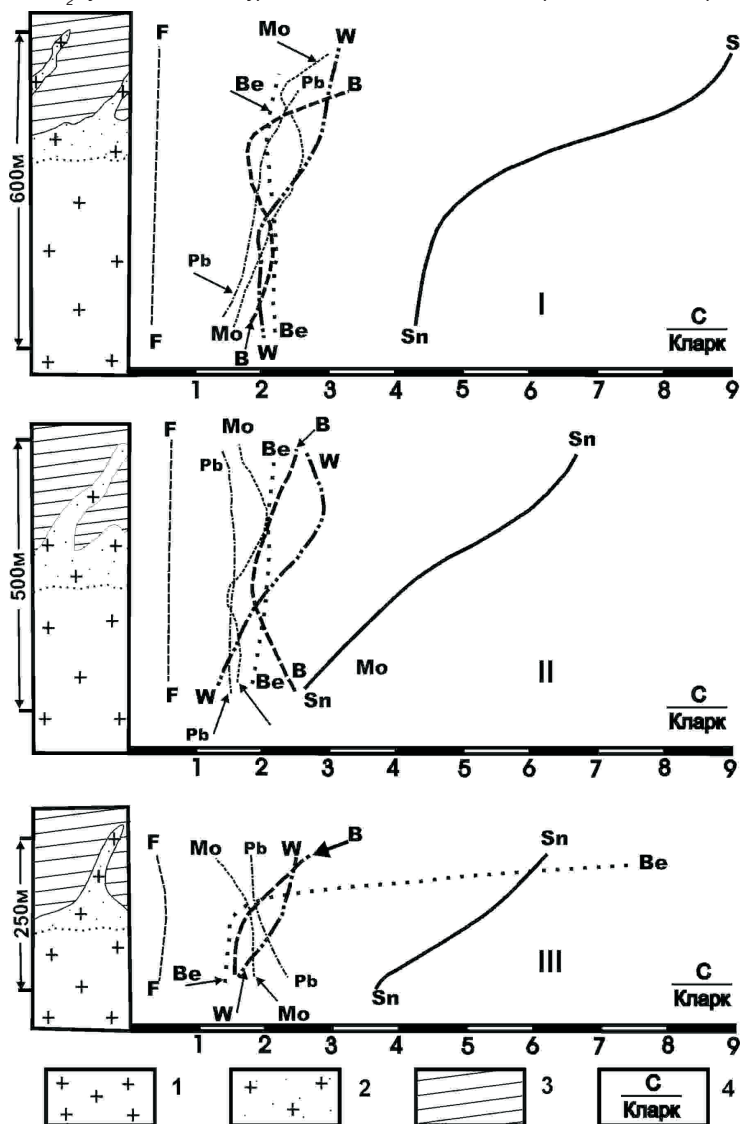
ных гранитов. Апикальные выступы и апофизы этих гранитов, обогащенных мусковитом и поздним кварцем, и пегматиты попадают как в поля безрудных, так и ограниченно рудоносных и рудоносных гранитов, а альбит-мусковитовые граниты преимущественно располагаются в полях рудоносных и ограниченно рудоносных гранитов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенные нами исследования, охватившие с востока на запад практически всю зону Главного хребта Центрального Кавказа, не выявили существенных различий в содержании гранофильных элементов в гранитах разных позднепалеозойских магматичес-

Рис. 1. Графики распределения элементов в вертикальном разрезе массивов среднезернистых двуслюдяных гранитов уллукамского типа

Условные обозначения: I – Пхиинская РМС (скала Горячева), II – Джораштинская РМС (правобережье р. Гара-Аузу-су), III – Кургажинчатская РМС (левый борт р. Кти-Теберда); 1, 2 граниты: 1 – двуслюдяные граниты уллукамского типа. 2 – двуслюдяные граниты с повышенным количеством мусковита, и мусковитовые граниты. 3 – кристаллические сланцы макерской серии в кровле гранитных тел. 4 – среднее содержание элементов (С), выраженное в кларковых долях.



ких комплексов (белореченского, уллукамского), отличающихся в основном по структурным критериям. В то же время изучение вертикальных разрезов гранитных массивов (рис. 1) показало значительное перераспределение в этом направлении ряда элементов, таких как Sn, Be, W, В. Подобные изменения содержаний гранофильных элементов считаются [6] признаком эманационной дифференциации, т.е. переноса рудных и редких элементов в виде простых или комплексных соединений с летучими компонентами магмы.

Полученные результаты хорошо согласуются с теоретическими представлениями Дж. Кеннеди (1962), который, исходя из экспериментальных данных, проанализировал распределение воды в вертикальной колонне расплава протяженностью в несколько миль (Kennedy G.C et al 1962). При этом рассмотрены вероятные условия, когда магма достаточно длительное время находится в земной коре, что соответствует нашему случаю, и в ней достигается диффузионное равновесие, при котором в различных точках батолита или штока парциальное давление воды будет практически одинаковым, т.е. ее свободная энергия везде будет иметь одно и то же максимальное значение. Это не значит, что содержание воды в разных частях гранитного тела будет одинаковым. Чтобы сохранить равное парциальное давление, ее содержание должно быть различным. Оно будет определяться разностью температур и разными величинами внешнего давления. Увеличение литостатического давления с глубиной приводит к повышению парциального давления (хотя и не вполне пропорционально). И тем самым приводит к ее перемещению вверх. Рост температур даст тот же результат. Таким образом, в более холодных частях магматического очага и в его частях, находящихся под меньшим литостатическим давлением (например, в куполах и апофизах) содержание H_2O будет более высоким. При этом общие колебания содержания воды в расплаве в зависимости от температуры количественно невелики, большее

значение имеет давление [7]. Увеличение содержания воды вызывает как понижение температуры плавления магмы, так и более длительное ее остывание у контактов, где накапливаются водные флюиды, обогащая магму застывающих массивов [13; 8].

Большая часть пегматитов, альбит-мусковитовых гранитов, а также апикальные выступы и апофизы, обогащенные поздним кварцем и мусковитом, характеризуются повышенными значениями C_{H_2O} , установленными в расплавах включениях, и повышенными величинами индекса концентрации ИНК. По этим показателям они относятся к рудоносным гранитам, и, как правило, с ними ассоциирует шеелитовая минерализация. Все это свидетельствует о том, что остаточный расплав, связанный с массивами преимущественно среднезернистых двуслюдяных гранитов, являлся рудоносным и генерировал рудоносные флюиды. В этом плане интересны данные, полученные Ф. Г. Рейфом [9], который определил, что

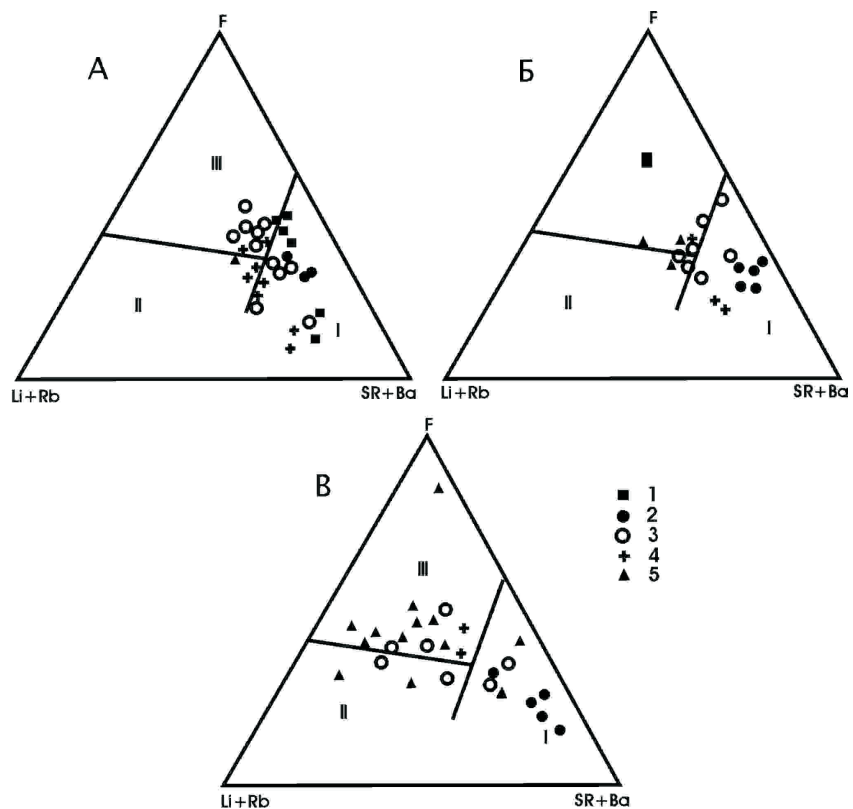


Рис. 2. Диаграмма рудоносности гранитоидов (по В.Д. Козлову, 1981)

Условные обозначения: I – безрудные; II – ограниченно рудоносные; III – рудоносные граниты. РМС: А–Джораштинская. Б–Пхинская. В–Кургашинчатская. (1, 2, 3, 4, 5) граниты: (1, 2) – массивы: 1 – крупнозернистые биотитовые и двуслюдяные; 2 – среднезернистые двуслюдяные. 3 – апофизы и дайки среднезернистых двуслюдяных и мусковитовых гранитов. 4, 5 – шлировые обособления и жильные тела: 4 – пегматиты; 5 – альбит-мусковитовые граниты.

в шеелитах из рудных тел, альбит-мусковитовых гранитах и пегматитах Кти-Тебердинского месторождения законсервированные растворы, в первичных газовой-жидких включениях имеют идентичный состав. Не менее интересны данные, полученные А.Г. Гурбановым и И. Арцем [1]

Работа выполнена при финансовой поддержке Гранта Президента РФ «Научные школы» НШ-450.2008.5 («Генетическая петрология: главнейшие петрогенетические провинции и их минералогия»); Гранта РФФИ № 07-05-00485-а.

(1996) о геохимической идентичности по содержанию Be Mn Pb Bi Mo Cu Ti La Yc величинам стронциевых отношений аксессуарных шеелитов из двуслюдяных гранитов и пегматитов и шеелитов из рудных тел Кти-Тебердинского месторождения и ряда рудопроявлений.

Литература

- 1. Гурбанов А.Г., Арц. И.** Критерии вольфрамоносности гранитов позднепалеозойской диорит-гранитной формации. Северный Кавказ // Петрология, 1996, том 4. С. 386–406.
- 2. Гурбанов А.Г., Рехарский В.И., Андрианов В.И., Николаев И.Л., Подлесский К.В., Чернышев И.В., Иваненко В.В., Карпенко М.И.** О временной связи вольфрамового оруденения с гранитами позднепалеозойской диорит - гранитной формации (Северный Кавказ) // Изв. АН СССР. Серия геологическая № 6, 1992 г. С. 124–131.
- 3. Гурбанов А.Г., Бершов Л.В., Рехарский В.И., Сперанский А.В., Подлесский К.В., Андрианов В.И.** Геохимия и генезис Кти-Тебердинского вольфрамового месторождения (Северный Кавказ) по данным геохимического и эпр исследования кварца и шеелита // Геохимия, 2000. №3. С. 243–255.
- 4. Козлов. В.В.** Геохимия и рудоносность гранитоидов редкометальных провинций. – М.: Наука, 1985. 304 с.
- 5. Ляхович. В.В.** Факторы рудогенерирующей способности гранитоидов. – М.: Наука, 1983. 238 с.
- 6. Ляхович. В.В.** Вольфрамоносные граниты. – М.: Наука, 1989. 235 с.
- 7. Кушнарев И.П.** Глубины образования эндогенных рудных месторождений. – М.: Недра. 1982. 162 с.
- 8. К. Менерт.** Новое о проблеме гранитов. – М.: Иностранная литература, 1963. 134 с.
- 9. Рейф. Ф.Г.** Рудообразующий потенциал гранитов и условия его реализации. – М.: Наука, 1990. 166 с.
- 10. Рехарский В.И., Гурбанов А.Г., Диков Ю.П., Пек А.А., Трубкин Н.В., Хитров В.Г.** О формах нахождения вольфрама в позднепалеозойских гранитах Кавказа // Изв. АН СССР. Серия геологическая №7, 1987 г. С 127–129.
- 11. Сомин М.Л.** Докюрское основание Главного хребта и южного склона Большого Кавказа. – М.: Наука, 1971. 246 с.
- 12. Kennedy G.C., Wasserburg C.J., Nea D.N.C., Newton R.C.** The Upper three-physe Region in the Sistem SiO_2 - H_2O -Amer. J. Sci., v. 260, 1962.
- 13. Tuttle O.F., Bowen N.L.** Origin of granite in the light of experimental studies in the system $AlSi_3O_8$ - $KAlSi_3O_8$ - SiO_2 - H_2O // Geol. Soc. Amer. Men. 1958. vol. 80, N1. P. 175–185.

