

5. Кучеренко И.В. Пространственно-временные и петрохимические критерии связи образования золотого оруденения с глубинным магматизмом // Известия АН СССР. Серия геологическая. – 1990. – № 10. – С. 78–91.
6. Кучеренко И.В. Магматогенная концепция гидротермального рудообразования в черносланцевых толщах // Руды и металлы. – 1993. – № 3–6. – С. 17–24.
7. Кучеренко И.В. Критерии прогноза золотого оруденения в активизированных структурах допалеозойской складчатости (южное обрамление древней платформы) // Металлогения и поиски полезных ископаемых: Матер. регион. конф. памяти акад. С.С. Смирнова. – Чита: ЗабНИИ, 1991. – С. 148–150.
8. Кучеренко И.В., Грибанов А.П. Взаимоотношения дайковых образований с золоторудными кварцевыми жилами в Берикунском рудном поле // Известия Томского политехнического института. – Томск: Изд-во Томск. гос. ун-та, 1968. – Т. 134. – С. 153–158.
9. Кучеренко И.В. К анализу процесса минералообразования в Берикунском рудном поле (Кузнецкий Алатау) // Геология: Матер. конф., посвящ. 75-летию Томского политехнического института, г. Томск, май 1971 г. – Томск: Изд-во Томск. гос. ун-та, 1973. – С. 100–101.
10. Кучеренко И.В. Околожилные гидротермальные изменения вмещающих пород Берикунского рудного поля (Кузнецкий Алатау) // Геология: Матер. конф., посвящ. 75-летию Томского политехнического института, г. Томск, май 1971 г. – Томск: Изд-во Томск. гос. ун-та, 1973. – С. 104–105.
11. Кучеренко И.В. Структура Берикунского рудного поля (Кузнецкий Алатау) // Известия Томского политехнического института. – 1972. – Т. 201. – С. 79–82.
12. Гусев Г.С., Межеловский Н.В., Морозов А.Ф., Киреев А.С. Принципы и методы интегрального тектонического районирования территории России // Региональная геология и металлогения. – № 13–14. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2001. – С. 9–21.
13. Алабин Л.В. Крупная золоторудная зона Западной Сибири // Золото Сибири: Труды Второго Международного симпозиума, г. Красноярск, 4–6 дек. 2001 г. – Красноярск: КНИИГГиМС, 2001. – С. 67–68.
14. Бондаренко В.П. Федоровско-Талановское золоторудное месторождение и его перспективы (Кузнецкий Алатау) // Золото Сибири: Труды Второго Международного симпозиума, г. Красноярск, 4–6 дек. 2001 г. – Красноярск: КНИИГГиМС, 2001. – С. 171–172.
15. Трошин Ю.П., Гребенщикова В.И., Сандомирова Г.П. и др. Новые данные по рубидий-стронциевому возрасту золоторудных месторождений Кузнецкого Алатау // Доклады РАН. – 1999. – Т. 365. – № 1. – С. 108–111.
16. Схема корреляции магматических и метаморфических комплексов Западной части Алтае-Саянской складчатой области / Под ред. А.Ф. Морозова. – СПб.: КФ ВСЕГЕИ, 2000.

УДК 553.311

## РУДНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ КАРАТАВСКОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ЗОЛОТА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

В.Г. Ворошилов, Ю.С. Ананьев

Томский политехнический университет  
E-mail: lev@tpu.ru

*Изучены гидротермально-метасоматические образования и первичные геохимические ореолы Каратавского рудопроявления золота (Восточный Саян). Выявленная рудно-метасоматическая и геохимическая зональность позволила геометризовать рудонесные березитовые зоны и оценить масштабы золотого оруденения. Особенности состава и строения метасоматических образований свидетельствуют о неблагоприятной для оруденения тектонической обстановке в период рудоотложения.*

Каратавское рудопроявление золота относится к Ольховско-Чибихекскому золоторудному району, расположенному в пределах Кизир-Казырской структурно-формационной зоны (СФЗ) Восточного Саяна, которая на северо-востоке имеет тектонический контакт с байкалидами Дербинской СФЗ, на западе ограничивается Минусинским межгорным

прогибом девонского возраста, а на юго-западе, через Кандатский глубинный разлом граничит со структурами Западного Саяна.

В соответствии с представлениями сторонников плитной тектоники, Кизир-Казырская СФЗ рассматривается, в основном, как островодужная. Заложение островной дуги произошло в венд-нижне-

кембрийское время. С этим этапом связано накопление вулканитов табратской серии и становление габбро-диорит-плагиогранитных интрузий табратского комплекса. В верхней части внутреннего склона островной дуги отлагались конгломераты белокитатской свиты, флишоиды таятской свиты, рифовые образования балахтисонской свиты, прибрежные красноцветные отложения шиндинской свиты. В окраинном море накапливались карбонатно-черносланцевые отложения павловской свиты, в нижней и средней части внутреннего склона дуги формировались чибихежская карбонатная и колпинская карбонатно-терригенная свиты. Прекращение субдукции в среднем-верхнем кембрии сопровождалось становлением диорит-гранодиорит-гранитных интрузий ольховского комплекса, с которыми генетически связано золотое оруденение района. Столкновение Сибирского континента и островной дуги произошло в ордовике-силуре. Результатом этого стало формирование массивов коллизионных гранитов беллыкского комплекса, специализированных на молибден и золото.

Практически все месторождения и проявления Ольховско-Чибихежского рудного района приурочены к контактам интрузии ольховского комплекса. Эта приуроченность настолько тесная, что позволяет говорить о генетической связи золотого оруденения с магматизмом. С удалением от контакта как вглубь массива, так и в экзоконтактовую область оруденение затухает через несколько сотен метров. Кроме того, на всех месторождениях отчетливо проявлена температурная зональность руд относительно контакта: в эндоконтакте формировались более высокотемпературные руды, в экзоконтакте – средне-низкотемпературные. Отмечается также латеральная зональность рудного района с востока на запад – от более эродированной части гранитоидного батолита с высокотемпературными парагенезисами руд и соответствующими типоморфными особенностями минералов, к менее эродированной западной части с более низкотемпературной минерализацией. Такая же зональность проявлена в пределах отдельных рудных полей.

Оруденение отчетливо контролируется трещиной тектоникой. Главными рудоподводящими структурами в районе являются крупные субширотные и запад-северо-западные разрывы, падающие на юг и юго-восток. Рудовмещающими служили, в первую очередь, нормально секущие и продольные по отношению к простиранию пород дизъюнктивы. Наиболее продуктивными являются участки сопряжения трещин различных направлений.

В пределах района выделяются следующие типы руд [3, 5, 8, 9]:

1. убогозолотоносные пирит-пирротиновые вкрапленные в роговиках, мраморах, диоритах на контактах Ольховского массива (месторождения Ольховское, Медвежье, Константиновское);
2. богатые золотом пирротин-медносульфидные залежи на контактах гранитоидов со скарниро-

ванными мраморами (Ольховское, Медвежье, Константиновское месторождения);

3. рудные тела жильного типа в трещинах среди гранитоидов, роговиков березитизированных (нижние горизонты Константиновского, Медвежьего, Лысогорского месторождений);
4. прожилково-вкрапленные золото-медносульфидные руды в серицитизированных, хлоритизированных гранитоидах, роговиках, мраморах (Ольховское, Медвежье месторождения, Тарчинское, Дистлеровское рудопроявления);
5. золотоносные карбонатно-хлорит-гематитовые зоны в мраморах, кальцифирах экзоконтактов Ольховского интрузива (Ольховское и Константиновское месторождения);
6. штокверковые кварц-золото-сульфидные зоны в березитизированных гранитоидах и роговиках.

По данным А.Ф. Коробейникова и др. [5] оруденение сопровождается широкой гаммой метасоматических образований, занимающих закономерное положение по вертикали в единой рудно-метасоматической колонне (снизу-вверх): ранние площадные ортоклазовые, кварц-альбитовые, биотитовые, графитовые метасоматиты с убогими рудами сменяются локальными мусковит-серицитовыми, березитовыми, хлоритовыми метасоматитами с сопутствующими прожилково-вкрапленными, жильно-штокверковыми кварцево-золото-сульфидными ассоциациями. При этом рудные тела прожилково-вкрапленного, жильного, штокверкового типов залегают на участках смены ранних площадных метасоматитов на локальные метасоматиты стадии кислотного выщелачивания – березиты, листвениты. Щелочные метасоматиты закартированы в апикальных и приконтактных частях плутона, осложненных разрывами и зонами трещиноватости. В ходе щелочного метасоматоза гранитоиды, сопровождающие их магнезиально-известковые скарны подвергались калишпатизации, альбитизации, биотитизации, а затем березитизации, серицитизации и окварцеванию. Размеры ореолов биотитизации колеблются от первых до десятков метров в поперечнике при протяженности отдельных "струй" в сотни метров – первые километры. Кварц-альбитовые метасоматиты слагают внешние оторочки калишпатовых тел или образуют самостоятельные тела 1,5...8 км в длину и 0,2...1,2 км в ширину. Зоны щелочного метасоматоза нередко контролируют золото-пирротин-халькопирит-кварцевые жильно-прожилковые рудные тела. Завершающими процессами, проявившимися в рудном районе, явились серицитизация, березитизация и окварцевание пород, которые сопровождалась формированием кварц-золото-полиметаллически-сульфидных жил и штокверковых рудных тел. Мощность отдельных зон березитов месторождений района составляет первые метры, протяженность по простиранию и на глубину – сотни метров.

Каратавское рудопроявление было открыто Саянской партией Минусинской экспедиции в 80-х

годах, в ходе поисковых работ. На этапе поискового бурения рудопоявление выглядело как типичное для района месторождение среднего-крупного масштаба. Однако начатые позднее оценочные работы не подтвердили этого вывода и поставили на повестку дня вопрос о проведении специализированных исследований по изучению геолого-генетических особенностей Каратавского рудопоявления. Результаты этих работ, выполненных авторами, легли в основу настоящей статьи.

Каратавское рудопоявление локализовано в плагиогранитах эндоконтакта гранитоидной интрузии ольховского комплекса и представлено жилобразными зонами березитизации. Из контактовых образований на участке развиты роговики и известковые скарны волластонитового, гранат-волластонитового, волластонит-пьемонтитового, гранат-пироксенового, гранат-амфиболового состава. Последние нередко содержат значительные количества пирротина. Характерно, что скарновые образования здесь, в отличие от других месторождений района, обычно не несут следов наиболее продуктивной низкотемпературной гидротермальной деятельности.

Гидротермальное рудообразование на рудопоявлении, как и в районе, проходило в две стадии – раннюю и позднюю. В раннюю стадию проходило формирование зон площадных щелочных метасоматитов, из которых на рудопоявлении развиты только биотитизация и альбитизация. Продуктами поздней стадии следует считать минеральные комплексы, которые в целом соответствуют формации березитов, но полноценными березитами не являются. На рудопоявлении не установлено классической колонки березитов с присущими им минеральными зонами. Интенсивность процесса также достаточно слабая. Отложение сопряженного с низкотемпературными метасоматитами оруденения проходило в четыре ступени – пирротиновую ( $\pm$ халькопирит), пиритовую ( $\pm$ арсенопирит), полиметаллическую, кальцитовую послерудную.

Биотитизации подвергались вмещающие рудопоявление плагиограниты. Процесс заключается в замещении первичной (магматической) роговой обманки биотитом. Процесс проявлен достаточно слабо, полного замещения наблюдать практически не приходится. Чаще можно наблюдать биотитовые оторочки, нежели полно замещенные зерна. Общее количество новообразованного биотита обычно не превышает 5...6 %.

Альбитизация сменяет во времени процесс биотитизации и частично накладывается на ранние метасоматиты. Этот метасоматический процесс выражается в замещении плагиоклазов агрегатом альбита и кварца. Такое замещение протекает как по границам зерен, так и проникает вглубь кристаллов по спайности. Фемические компоненты эдукта при этом процессе отгоняются во фронтальные зоны, где они накапливаются в виде небольших бобовоподобных хлоритовых сегрегаций, или маломощных хлоритовых просечек. При этом порода приобретает

характерный светлосерый до белого цвет и, часто, в зоне окисления несет небольшие количества лимонита, за счет окисления хлорита фронтальных зон. Пространственно процесс альбитизации тяготеет к апикальной части интрузива.

Натриевый метасоматоз в плагиогранитах завершается становлением ранних маломощных кварцевых жил и прожилков. Такие прожилки обычно несут незначительные количества мусковита и молибденита. Таким образом, завершение процесса альбитизации можно зафиксировать по минералогическому критерию – парагенезису грейзенового типа кварц+мусковит+молибденит, а в геохимических полях – по аномальным концентрациям Мо. В целом, альбитизация проявлена неоднородно – в восточной и западной частях рудопоявления слабее, нежели в центральной (скважины 137, 91, 133, 140), где фиксируются завершающие альбитизацию кварц-мусковитовые с молибденитом прожилки. В магнитном поле этот метасоматический процесс фиксируется участками наименьших значений магнитной восприимчивости.

Березитизация на рудопоявлении проявлена широко, но интенсивность процесса достаточно низкая. Метасоматическая колонка березитов по гранитам и гранодиоритам обычно очень хорошо проявлена и содержит 7–8 метасоматических зон [1, 2, 6, 7]. При этом визуально легко диагностируются по меньшей мере 4 зоны: хлоритовая, карбонатная, кварц-серицитовая и монокварцевая. На Каратавском рудопоявлении, в отличие от других месторождений района, нами не установлено ни одной полно проявленной колонки березитов – нет четко выраженной хлоритовой, карбонатной и кварцево-серицитовой зон. Кроме того, даже в наиболее проработанных частях метасоматической колонки количество новообразованных минералов обычно не превышает 50...60 %. Однако, по минералогической направленности процесса эти метасоматические преобразования все-таки можно отнести к формации березитов. Иногда зоны березитизации сопровождаются маломощными кварцевыми жилами и прожилками. Мощности отдельных березитовых колонок обычно не превышает первых десятков сантиметров. По преобладающему составу новообразованных минералов можно выделить три фации березитов, в целом соответствующие зонам обобщенной метасоматической колонки: фронтальную, промежуточную и тыловую. Для фронтальной фации характерны хлорит и мусковит, для промежуточной – мусковит и карбонат, для тыловой – крупночешуйчатый мусковит и кварц.

При анализе взаимоотношений процессов березитизации, альбитизации и биотитизации установлено, что все процессы развивались в одних и тех же тектонических структурах, процессы биотитизации по восстанию сменяла альбитизация, завершавшаяся грейзеноподобными кварц-мусковит-молибденитовыми прожилками. Локальные березиты накладывались на все ранее сформированные метасо-

матиты. При этом фронтальная фация березитов, как правило, развивается по биотитизированным породам, промежуточная тяготеет к альбитизированным разностям, а тыловая развивается в тех структурах, в которых развиты ранние кварц-мусковит-молибденитовые прожилки.

Метасоматической зональности корреспондирует зональное распределение рудной минерализации. Для фронтальной фации березитов характерны пирротин, пирит, арсенопирит, по направлению к тыловой зоне все более возрастает роль золотоносной полиметаллической ассоциации (галенит, сфалерит, халькопирит, теллуриды, золото).

В целом можно отметить следующие особенности рудно-метасоматических процессов на Каратавском рудопроявлении:

- отсутствие магнезиальных скарнов;
- отсутствие процессов калишпатизации и эпидотизации;
- слабое (относительно других месторождений района) проявление процесса биотитизации;
- слабое проявление процесса березитизации, без формирования классической метасоматической колонки;
- структурная унаследованность ранних и поздних метасоматических процессов, наряду с фактическим отсутствием кварцевых жил, свидетельствует о дефиците тектонических подвижек в период рудоотложения;
- слабое проявление поздней продуктивной минерализации;
- практически полное отсутствие пострудной кальцитовой минерализации.

Строение геохимического поля Каратавского рудопроявления отражает сложную историю его формирования.

По преимущественному накоплению в различных типах пород все элементы можно разделить на 4 группы:

- накапливающиеся, в основном, в сульфидизированных роговиках экзоконтактовой зоны – Cu, Pb, Zn, Co, Ni, Cr, V;
- концентрирующиеся преимущественно в жильном кварце и березитах – As, Bi;
- одинаково охотно отлагавшиеся в кварце, березитах, сульфидизированных роговиках и скарнах – Mo, Ag;
- элементы, образующие аномалии во всех типах пород – Ti, Ba, Sb.

Следует отметить, что в отличие от других месторождений Ольховско-Чибикжеского района, для рудных тел Каратавского проявления характерны невысокие содержания Cu, Pb, Zn.

Геометризация золотоносных березитовых тел по моноэлементным ореолам практически невозможна, поскольку допускает любые варианты увязки, как в плане, так и в разрезах. Это связано как с не-

большими размерами отдельных жилок, прожилков и тел березитов, так и с невыдержанностью их элементов залегания, особенно вблизи даек и других контактовых поверхностей. Можно говорить лишь о более-менее выдержанных зонах, в пределах которых отмечается сгущение березитовых тел, развиты мелкие жилки и прожилки кварца, сульфидная вкрапленность, хлоритизация, серицитизация. Из циркулировавших вдоль этих зон растворов происходило зональное отложение элементов, что позволяет, отстроив аномальные структуры геохимического поля (АСГП), реконструировать пути движения этих флюидов, более уверенно геометризовать рудоносные зоны, определить место в них золотого оруденения и его масштабы.

Структура аномального геохимического поля исследована как путем сопоставления моноэлементных ореолов, так и с использованием геохимических ассоциаций элементов, выявленных процедурой факторного анализа [4]. Анализ проведен отдельно для первичных ореолов поверхности и для разрезов. Различие между выборками заключается в масштабах выделяемых геохимических структур: на разрезах, где сеть опробования более густая, они соответствуют рудным столбам, на плане поверхности – рудным участкам. Соответственно, несколько различаются и состав выявленных факторов. В масштабе рудных столбов главный рудной ассоциацией является Ag, Bi, Mo, для рудных участков – Ag, Cu, Bi.

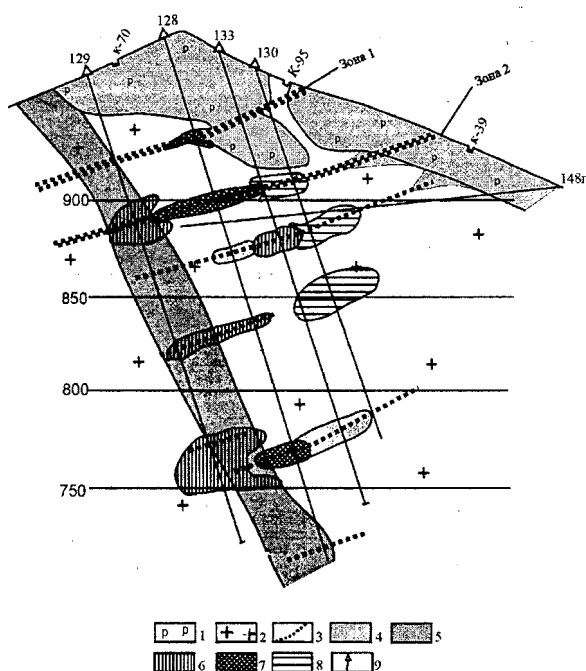
Геометризация полученных данных проведена в плоскости продольных и поперечных разрезов, в проекции на горизонтальную плоскость дневной поверхности участка, а также в плоскости выявленных рудоносных зон.

На рисунках 1 и 2, в качестве примера, приведены результаты анализа структуры аномального геохимического поля в разрезе по линии скважин 129-128-133-130-148 и в плоскости наиболее проявленной золотоносной зоны, условно названной "зона 2".

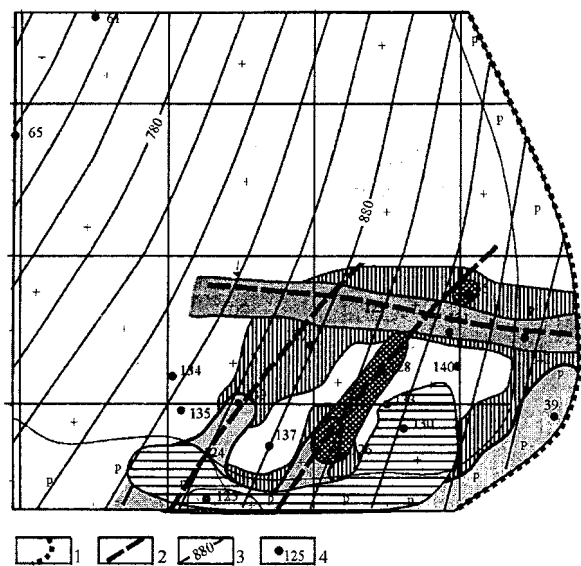
На разрезе в центральной части АСГП зоны 2 концентрируются Au (до 42,8 г/т), Ag, Bi, Mo, ниже по падению зоны накапливается As, выше по восстанию – барий. Ассоциация Cu, Pb, Zn, Cr, Ni, V непосредственно в зоне проявлена слабо. Эти элементы накапливаются в роговиках, на продолжении зоны по восстанию.

Расположенная выше зона 1 имеет аналогичное строение, но повышенных концентраций золота по ней в этом сечении нет, а ореолы элементов-спутников проявлены значительно слабее. С другой стороны, здесь более интенсивно проявилась ассоциация Cu, Pb, Zn, Cr, Ni, V за счет близости роговиков.

На 130 м ниже зоны 2 фиксируется третья зональная структура, для которой характерны достаточно высокие концентрации As и Ti, а из главной рудной ассоциации исчезает Mo. В этой зоне отмечаются содержания золота до 5 г/т.



**Рис. 1.** Структура геохимического поля в разрезе по линии скважин 129-128-133-130-148.  
 1) роговики; 2) плагиограниты; 3) зоны березитизации; 4-8) участки развития геохимических ассоциаций: 4) Cu, Pb, Zn, Cr, Ni, V; 5) Ti; 6) As; 7) Ag, Bi, Mo; 8) Ba; 9) буровые скважины



**Рис. 2.** Строение аномального геохимического поля в плоскости рудной зоны № 2.  
 1) выход рудной зоны № 2 на поверхность; 2) предполагаемые линии сопряжения рудной зоны с рудоуправляющими дизъюнктивами других направлений; 3) изогипсы кровли рудной зоны № 2; 4) точки пересечения рудной зоны № 2 скважинами. Остальные условные обозначения на рис. 1

Кроме названных зон, в разрезе отмечаются еще несколько мелких зон березитизации, хлорит-пирротиновых прожилков и вкрапленности, которые слабо проявлены в геохимическом поле и не несут повышенных концентраций золота. Все описанные зоны субпараллельны и в плоскости разреза являются пологопадающими. Их формирование, очевидно, связано с крутопадающей рудоподводящей структурой, фиксируемой аномалией титана (рис. 1).

Геометризация первичных ореолов в плоскости зоны 2 подтверждает их зональное строение (рис. 2). С севера на юг отмечается контрастная смена геохимических ореолов элементов в последовательности титан – рудные элементы – барий. Внутри комплекса рудных элементов развивается своя концентрическая зональность. В центральной части геохимических структур накапливаются Au, Ag, Bi, иногда Mo. В ближайшем окружении, образуя почти идеальную концентрическую оболочку, концентрируется мышьяк, причем в большей степени по падению рудовмещающей структуры. Сг и Ni в небольших количествах (до  $4 \dots 5 \cdot 10^{-3} \%$ ) накапливаются также в нижней части "рудных столбов". Очень важно, что зональность хорошо проявляется только в случае достаточно интенсивного развития рудометасоматического процесса. Такая зональная структура отрисовывается по зоне № 2 вокруг скважины 128. Если же оруденение представлено мелкими, быстро выклинивающимися прожилками, то связанная с ними геохимическая структура является азональной, с концентрацией всего комплекса элементов-спутников практически в одной точке.

Согласно выполненным построениям, геохимическая модель рудного столба выглядит следующим образом. Субширотная структура, падающая на юг под углом  $60 \dots 70^\circ$ , фиксируемая аномалией Ti, рассматривается как рудоподводящая. Миграция от нее рудных элементов происходила, в основном, в висячий бок, то есть на юг. В этом направлении отлагались рудные элементы и далее – барий. В тех участках зоны, где в период минералообразования в результате тектонических подвижек возникли области разряжения, фиксировались концентрические аномальные структуры с накоплением в их эпицентре Au, Ag, Bi, Mo, а по периферии – As и, в меньшей мере, Cr, Ni, Cu, Pb. Последняя группа элементов накапливается, в основном, в роговиках, в виде рассеянной вкрапленности сульфидов.

Размеры и контрастность проявления концентрических геохимических структур прямо пропорциональны интенсивности золотого оруденения. В плоскости рассмотренных зон наиболее благоприятной является аномальная структура, вскрытая скважинами 91, 53, 128, 101, 55, 131, траншеей 6. Ее центральная часть имеет размеры около  $150 \times 30$  м и вытянута с СВ на ЮЗ. Судя по форме и расположению аномальной структуры, она приурочена к пересечению трещин трех систем: рудоподводящих субширотных, падающих на юг под углом  $60 \dots 70^\circ$ , рудораспределяющих субмеридиональных, круто

падающих на запад и рудовмещающих зон, падающих на северо-запад под углом 35...40°.

В целом, размеры выявленных АСПП и степень их дифференциации свидетельствуют о широком развитии на рудопроявлении зон рассеянной мине-

рализации с мелкими гнездообразными скоплениями промышленно-значимых концентраций золота, что является, по нашему мнению, следствием неблагоприятного тектонического режима в период рудоотложения.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ворошилов В.Г. Минералогическое картирование березитов как метод оценки золотоносных жил // Минералогическое картирование рудоносных территорий. – Свердловск, 1985. – С. 42–47.
2. Ворошилов В.Г. Условия формирования Центрального золоторудного поля в гранитоидах (Кузнецкий Алатау) // Руды и металлы. – 1995. – № 3. – С. 68–80.
3. Гогиберидзе Д.Г. Основные закономерности рудной локализации на участках "Ольховское" и "Медвежье" (Восточный Саян) // Известия Томского политехнического института. – 1969. – Т. 196. – С. 5–10.
4. Девис Дж.С. Статистический анализ данных в геологии. Кн. 2. – М.: Недра, 1990. – 427 с.
5. Коробейников А.Ф., Мацюшевский А.В., Чесноков В.Л., Черняев Е.В. Распределение золота в интрузивных и послемагматических породах Ольховско-Чибижекского рудного поля Восточного Саяна // Геология и геофизика. – 1976. – № 9. – С. 62–74.
6. Омеляненко Б.И. Околорудные гидротермальные изменения пород. – М.: Недра, 1978. – 216 с.
7. Плюшев Е.В., Ушаков О.П., Шатов В.В., Беляев Г.М. Методика изучения гидротермально-метасоматических образований. – Л.: Недра, 1981. – 262 с.
8. Хазагаров А.М. Некоторые особенности локализации золотого оруденения в Ольховском рудном поле (Восточный Саян) // Геол. рудн. месторождений. – 1963. – № 3. – С. 92–96.
9. Хазагаров А.М. Влияние вмещающих пород на локализацию оруденения в золоторудных месторождениях Восточного Саяна // Известия Томского политехнического института. – 1968. – Т. 134. – С. 119–126.

УДК 552.164

### ВНУТРЕННЯЯ ДЕФОРМАЦИОННАЯ СТРУКТУРА УКТУССКОГО МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА (СРЕДНИЙ УРАЛ)

А.И. Чернышов\*, В.Р. Шмелев\*\*

\*Томский государственный университет, г. Томск. E-mail: petro@ggf.tsu.ru

\*\*Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург. E-mail: shmelev@online.ural.ru

*Показана анизотропная внутренняя деформационная структура Уктусского расслоенного мафит-ультрамафитового массива, сформировавшаяся в процессе трех последовательно проявившихся этапов пластического течения. Проведена типизация и динамокинематическая интерпретация микроструктур оливина и клинопироксена в дунитах и клинопироксенитах.*

Уктусский мафит-ультрамафитовый массив расположен на Среднем Урале восточнее Платиноносного пояса (рис. 1). Он постоянно привлекает внимание многих исследователей [1, 2], которые, в основном, занимались изучением внутреннего строения массива, вещественного состава пород, минералов и его потенциальной рудоносностью. Нами проведено изучение внутренней деформационной структуры массива на макро- и микроуровне, результаты которого дополняют существующие представления о формировании и эволюции комплексов данного типа.

#### Внутренняя деформационная структура Уктусского массива

Уктусский массив имеет концентрически-зональное строение и относится к дунит-клинопироксенит-габбровой формации [1]. По многим особенностям он сопоставим с массивами Платиноносного пояса, породы которого относятся к комплексам урало-алаянского типа. В его пределах выделяются три крупных блока (рис. 1), центральные части которых сложены дунитами, а внешние – верлитами и пироксенитами, которые разделены между собой габброидами. Породы верлит-клинопироксени-