

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХРИЗОТИЛ-АСБЕСТА И ИЗУМРУДОВ В АСБЕСТОВСКОМ РУДНОМ УЗЛЕ

В.И. Ефимов

*ОАО «Средне-Уральская геологоразведочная экспедиция»
624091, г. Верхняя Пышма Свердловской обл., ул. Петрова, 1
E-mail: sugre@uraltc.ru*

Поступила в редакцию 23 сентября 2003 г.

Вмещающими породами месторождений хризотил-асбеста и изумрудов являются гипербазиты и продукты их глубокого метаморфизма: от серпентинитов до тальковых сланцев. Палеогеодинамическими реконструкциями выявлено, что гипербазиты и вулканические породы района сформировались в условиях островной дуги и окраинного моря. При внедрении в конце ордовика-силуре первичные гипербазиты претерпели фреатическую серпентинизацию, а затем в ходе субдукции – дегидратацию с образованием дунит-гарцбургитового комплекса. В верхнем девоне – нижнем карбоне пластины гипербазитов были обдунированы на восточную окраину Мурзинско-Адуйского микроконтинента. Пластина гипербазитов, располагающаяся на передовом фронте надвига (обдукции), была тектонически раздроблена, растащена и превращена в меланж, в котором под воздействием эманаций Адуйского гранитного массива в верхнепермское время сформировалось самое крупное месторождение Изумрудных копей – Малышевское. Вторая пластина гипербазитов, соответствующая в современном разрезе Баженовскому массиву, претерпела меньшие тектонические нагрузки, чем первая. Под воздействием каменского комплекса в нижнем-среднем карбоне сформировалось уникальное месторождение хризотил-асбеста.

Ключевые слова: *месторождение, хризотил-асбест, изумруды, гипербазиты, метаморфизм, серпентиниты, островная дуга, окраинное море, субдукция, меланж, Мурзинско-Адуйский микроконтинент, пластина.*

A CONDITION AN HEODINAMICS FORMING DEPOSITS HRISOTYLE-ASBESTOS AND EMERALDS IN THE ORE NODE AN ASBESTOVSKY

V.I. Efimov

OAS «Sredne-Ural prospecting expedition»

Contain a type deposits Hrisotyle-Asbestos and Emeralds-ultramafites and products their deep metamorphism: from Serpentinite before Schists of Talc. Paleodynamics reconstructions is found, what ultramafites and Volcanic area a sorting are formed in conditions of insular arc and outlying moore. Carrying In the end count ordovic-silure primary ultramafite suffered freatic serpentynization, but in the course of subduction – waterless with formation Duonite-gartburgite complex. In upper-Devon – more low areas-Carbon giperbasits were obdaction in the east fringe Mursinsco-Aduisky microcontinent. Plate an ultramafites, position in leading foreground obdaction was fractured by tectonic, melt and transformed in Melange, and formed the most large deposite of Emerald Kopy – Maliyshevsky under the array from Aduisky granite massif an emanations during Late Permian time. The Second plate an ultramafites, modern reduction in correspondences an Badzenovsky mussif in more, suffered loading less tectonics, than first. Under the influence of complex Kamensky in Early-Middle Carbon here, forming unique deposite Hrisotyle-Asbestos.

Key words: *a deposit, Hrisotyle-Asbestos, emeralds, giperbasits, metamorphism, Serpentinite, an island arch, outlying the sea, subdaction, melange, microcontinent Murzinsko-Adujsky, a plate.*

1. Геотектоническая позиция рудного узла

Асбестовский рудный узел вмещает два уникальных месторождения: Баженовское и Изумрудные копи и, кроме того, месторождения редкометалльных пегматитов, золота, молибдена и др.

Район Асбестовского рудного узла приурочен к стыку Восточно-Уральского поднятия

и Восточно-Уральского прогиба и в современном геотектоническом делении Урала относится к Восточно-Уральской мегазоне. Граница между поднятием и прогибом проходит по сложной системе Сусанского и Асбестовско-Ключевского разломов [Олерский и др., 1987], (рис. 1). Для Восточно-Уральского поднятия характерно проявление позднепалеозойского гранитного магматизма, тесно связанного с мета-

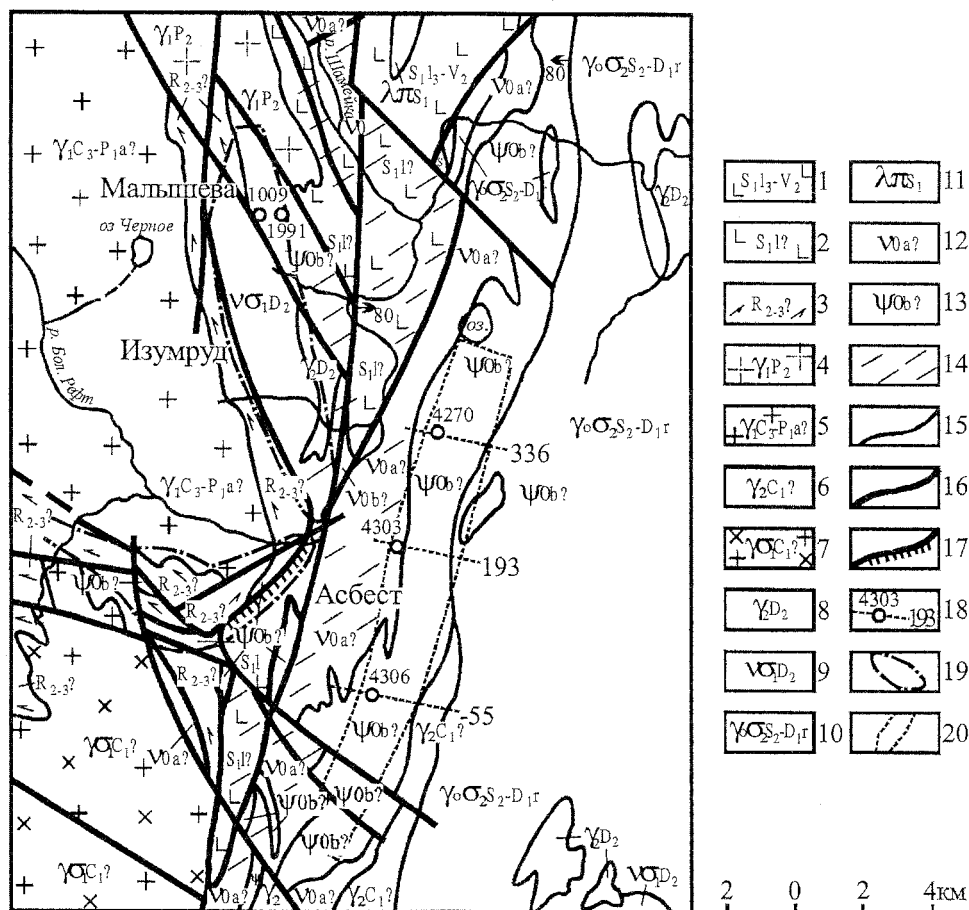


Рис. 1. Схема геологического строения Асбестовского рудного узла.

1 – туфы и порфиры липаритового, липарито-дацитового состава; афириты базальтовые, микропорфириты и их туфы, порфиритоиды, зеленые сланцы; 2 – метаморфизованные базальтовые и андезито-базальтовые порфириты и их туфы, порфиритоиды, зеленые сланцы, туфопесчаники, мраморизованные известняки; 3 – кристаллические сланцы, плагиогнейсы биотитовые, биотит-роговообманковые, амфиболиты, кварциты, мраморы; 4 – граниты лейкократовые второй фазы, биотитовые, двуслюдяные средне-крупнозернистые первой фазы; 5-9 – адуйский комплекс: 5 – граниты биотитовые, двуслюдяные равномернозернистые и неравномернозернистые, гнейсовидные, граниты пегматоидные; 6 – граниты, адаметлиты второй фазы; 7 – гранодиориты, адаметлиты, реже кварцевые диориты первой фазы; 8 – граниты, адаметлиты, гранидиориты, граносиениты; 9 – габбро-диориты, диориты, габбро, габбро-нориты первой фазы; 10-11 – рефтинский комплекс: 10 – плагиогранодиориты, плагиограниты, плагиоадаметлиты; 11 – субвулканические тела: порфириты липаритовые, липарито-дацитовые, дацитовые; 12 – асбестовский комплекс: габбро, габбро-нориты, габбро-диабазы, габбро-амфиболиты; 13 – баженовский комплекс: дуниты, перидотиты, пироксениты и продукты их метаморфизма; 14 – зоны смятия и рассланцевания; 15 – границы между разновозрастными образованиями; 16 – разрывные нарушения; 17 – сдвиги-надвиги, зубцы направлены внутрь аллохтона; 18 – профили поисковых скважин, структурные скважины и их номера; 19 – границы рудных полей Изумрудных копей; 20 – границы Баженовского месторождения хризотил-асбеста.

морфическими породами среднего-верхнего рифея (?). Последние полого погружаются в восточном направлении и являются подстилающими для палеозойских образований Восточно-Уральского прогиба. Последнему свойственен гипербазитовый, габбровый, габбро-гранитовый магматизм, продолжительный вулканизм и преимущественно блоковые формы движений. По сейсмическим данным, в пределах рассматриваемых структур граница, отождествляемая с поверхностью «базальтового слоя», постепенно погружается в направлении с востока на запад и достигает 25–26 км под гранитоидами Адуйского массива. Выделяются три геоструктурных этажа, отвечающих тектоно-магматическим этапам развития Урала: нижний (рифейско-нижнекембрийский), средний (ордовикско-верхнепалеозойский) и верхний (мезозойско-кайнозойский).

В пределах Асбестовского рудного узла Восточно-Уральское поднятие представлено восточными частями Мурзинско-Адуйского антиклинория, который разделяется на три блока: Адуйский, Каменский и Бруснянский. Адуйский блок, в пределах которого локализованы Изумрудные копи, представляет брахиантиклиналь, восточное крыло которой срезано Сусанским глубинным разломом.

Каменский блок ограничен на севере Островным, а на юге – Гагарским широтным разломами, и представляет собой блок-моноклиналь. Западная часть блока, как и в Адуйском, сложена плагиогнейсами и кристаллическими сланцами ($R_{2,3}$?), и восточная – Каменским массивом гранитоидов нижнего карбона, занимающим секущее положение по отношению к вмещающим породам.

Восточно-Уральский прогиб представлен в районе Асбестовского рудного узла Алапаевско-Теченским мегасинклинорием, в состав которого входит южное окончание Асбестовско-Толмачевского синклинория. Последний представлен Шамейским блоком. Сложен блок осадочно-вулканогенными породами ордовикско-нижнедевонского структурного яруса, вмещающими массивы габбро, гипербазитов и гранитов (Шамейский, Малышевский, Баженовский).

2. Асбестовский рудный узел в структуре поперечной зональности Урала

Урал, как известно, является линейной структурой с четко выраженной продольной

зональностью, т.е. со сменой с запада на восток основных структурно-формационных зон. В последние годы все больше внимания обращается на наличие на Урале поперечной зональности, которая уверенно фиксируется в геофизических полях [Рыбалко и др., 1988]. Существуют поперечные зоны как ортогональные к основному уральскому простиранию, так и диагональные нескольких направлений. Разные исследователи придают неодинаковое значение этим зонам в формировании и развитии Уральского складчатого пояса и по разному связывают с ней металлогеническую зональность Урала. Рассмотрим представления названных авторов для Среднего Урала, где расположен Асбестовский рудный узел. Здесь, по данным геологической и геофизической изученности, исследованиям глубинного строения земной коры отчетливо выделяются три поперечных блока (рис. 2): северный (Тагильский или Петрокаменский), центральный (Асбестовский) и южный (Сысертский).

Северный блок имеет максимальную мощность земной коры и высокую ее основность. В верхней части коры преимущественно распространены магматиты основного ряда, которые выходят на дневную поверхность на 40 % площади блока, породы среднего состава составляют 15 % площади. Средняя плотность пород верхней части земной коры этого блока $2,76 \text{ г/см}^3$.

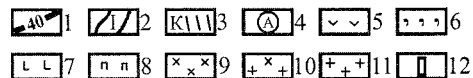
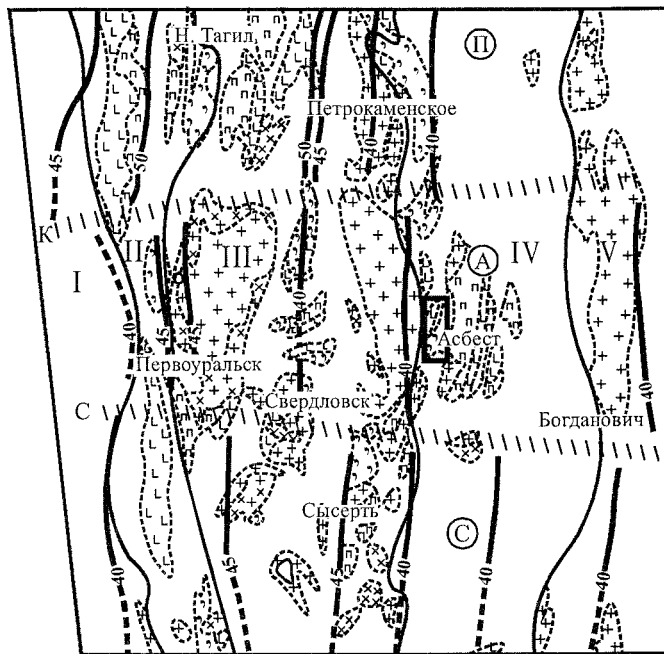
Центральный блок имеет минимальную мощность и основность земной коры. В верхней части коры преимущественное распространение имеют гранитоиды, занимающей 45 % площади блока. Здесь расположены такие крупные гранитоидные массивы, как Верх-Исетский, Адуйский, Красногвардейский. Породы основного и среднего состава занимают 25 % площади блока. Средняя плотность горных пород верхней части коры – $2,70 \text{ г/см}^3$.

Южный блок имеет промежуточные параметры земной коры между параметрами коры Петрокаменского и Асбестовского блоков. Осадочные и вулканогенно-осадочные породы занимают свыше 50 % площади блока, 25 % занимают породы среднего и основного состава. Средняя плотность горных пород верхней части коры блока $2,73 \text{ г/см}^3$.

Поперечные блоки разделяются субширотными глубинными нарушениями. Центральный (Асбестовский) блок отделяется от северного блока Кировоградским нарушением, а от южного – Свердловским, что четко фиксирует-

Рис. 2. Схема поперечной зональности Среднего Урала [Рыбалко, Попов, 1988].

1 – изоглубины до подошвы земной коры; 2 – структуры 1 порядка (I – Центрально-Уральское поднятие, II – Тагильский прогиб, III – Восточно-Уральское поднятие, IV – Восточно-Уральский прогиб, V – Зауральское поднятие); 3 – зоны широтных нарушений (К – Кировоградская, С – Свердловская); 4 – широтные блоки (П – Петрокаменский, А – Асбестовский, С – Сысертский); 5 – дуниты, перидотиты, пироксениты; 6 – серпентиниты; 7 – габброиды; 8 – плагиограниты; 9 – диориты; 10 – гранодиориты; 11 – граниты; 12 – границы Асбестовского рудного узла.



ся в гравитационном и магнитных полях. У зон широтных нарушений выклиниваются и крупные массивы гранитоидов, в том числе Адуйский и др. В региональном плане широтные нарушения можно представить как единые зоны шириной до 15–20 км.

Из приведенных характеристик видно, что наиболее «легким» является Асбестовский поперечный блок. Как более «легкий», по сравнению с соседними «тяжелыми» блоками, он приподнимается и «всплывает». Смена режима современных движений блоков происходит вдоль широтных нарушений, которые существовали со среднего палеозоя по настоящее время. В зоне широтных нарушений, особенно при пересечении с меридиональными и диагональными, выявлены и прогнозируются различные месторождения полезных ископаемых.

Асбестовский рудный узел расположен на существенном удалении от Кировоградской и Свердловской широтных зон разломов, поэтому здесь мы наблюдаем типичную металлогеническую специализацию: золоторудную и редкометалльную, приуроченные к блокам с корой пониженной основности. Камнесамоцветное сырье и хризотил-асбестовое оруденение приурочено к таким же блокам в зоне насыщения разреза гипербазитами и гранитоидами. Пространственная скученность разнокомпонентных интрузивных пород является характерной чер-

той Асбестовского рудного узла и в целом центрального блока, что отражает длительный период его формирования.

Палеогеодинамические реконструкции на примере Асбестовского рудного узла, как наиболее геологически изученного объекта, позволят, на наш взгляд, осуществить прогнозирование месторождений характерных для него полезных ископаемых в пределах всего центрального блока земной коры Среднего Урала.

3. Палеогеодинамические реконструкции обстановок в районе Асбестовского рудного узла

Палеогеодинамические реконструкции в Асбестовском рудном узле и его окружении выполнены нами с использованием данных петрологических, петрохимических и геохимических исследований по методике [Геодинамические реконструкции, 1989]. Распознавание базальтоидов, находящихся в составе офиолитовых ассоциаций, произведено по классификационным диаграммам Пирса. Всего выполнены расчеты по 61 пробе химического анализа проб, охватывающих возрастной диапазон от среднего-верхнего рифея (5 проб амфиболитов и 3 пробы сланцев и плагиогнейса) до карбона. В результате выявлено, что вулканические породы района принадлежат к трем сериям пород

островной дуги – низкокальциевым толеитам, известково-щелочным базальтам и шохонитам зоны субдукции. Выявлены следующие особенности. Во-первых, смена серий вулканических пород вкосте простираения дуги происходит по схеме: толеитовый во фронте, известково-щелочной в центре и шохонитовый в тылу. Во-вторых, происходит закономерное возрастание содержания K_2O от 0,5 до 1–2 % по мере движения от фронта дуги к ее тыловой части. Широко развитые породы толеитовой и известково-щелочно-базальтовой серии подчеркивает принадлежность вулкаников района к островным дугам, заложенным в раннем палеозое (ордовик-карбон) в задуговом бассейне.

Петрохимические особенности вулкаников офиолитовых ассоциаций Урала, в том числе Асбестовского рудного узла, изучены в работе [Мардиросьян и др., 2000] и на этой основе определены палеогеодинамические обстановки формирования уральских офиолитов. Основными критериями для разделения пород являлись коэффициенты, рассчитанные по разработанной Н.Л. Добрецовым методике: коэффициент океаничности $K_1 = MgO + 2TiO_2 - 3K_2O$, $K_2 = (MgO / \sum FeO) \times TiO_2$; коэффициент глиноземистости $KA = Al_2O_3 - 0,5 \sum FeO - 2TiO_2$ и коэффициент щелочности $KЩ = Al_2O_3 (Na_2O + K_2O)$. В результате выявлено, что подавляющая масса анализов вулкаников укладывается в поле, соответствующее базальтам островных дуг, но некоторая часть анализов попадает в секторы, которые характеризуют толеиты континентальных траппов.

В районе Баженовского габбро-перидотитового массива вулканики офиолитовой ассоциации представлены диабазами и базальтовыми афиритами. Химический состав этих пород (в %) следующий (среднее по 7 пробам): $SiO_2 - 53,03$; $TiO_2 - 0,97$; $Al_2O_3 - 15,57$; $Fe_2O_3 - 4,05$; $FeO - 6,17$; $MnO - 0,18$; $MgO - 4,29$; $CaO - 5,55$; $Na_2O - 4,71$; $K_2O - 0,18$; $P_2O_5 - 0,13$; п.п.п. – 4,96, сумма – 99,79. Петрохимические параметры [13]: $K_1 - 5,7$; $K_2 - 0,42$; $KA - 8,7$; $KЩ - 3,2$; $FeO - 9,82$ %; $K_2O/TiO_2 - 0,19$; $MgO/FeO - 0,44$ %. А.Н. Мардиросьян и Л.Д. Булыкин считают, что полученные показатели характеризуют базальтоиды района Асбестовского рудного узла как породы «промежуточного» состава, близкие, с одной стороны, к островодужным образованиям (по K_1 и K_2 , титану, магнию), с другой стороны – к океаническим базальтам (по калию и K_2O/TiO_2), что может соответствовать лишь базальтоидам из офиолитовых ассоциаций задуговых бассейнов.

Островодужную природу габбро Баженовского габбро-перидотитового массива подтверждают и геохимические данные (Иванов и др., 1999): при нормировании на хондриты, распределение редких земель соответствует тренду толеитовых базальтов типа N-MORB. Низкое содержание стронция и толеитовый характер габброноритов могут свидетельствовать о принадлежности массива к продуктам фронтальной части островной дуги, где участие пород оксанической дуги очень велико [Иванов и др., 1999].

В отношении условий образования офиолитовых комплексов, большинство исследователей склоняются к мнению о том, что они формировались в неодинаковых геодинамических обстановках [Ковалев, 1978]. Возможность их возникновения допускается, кроме срединных океанических хребтов, в спрединговых центрах малых океанических бассейнов, в зонах трансформных разломов, в областях сочленения спрединговых хребтов и островных дуг, в островных дугах [Геодинамические реконструкции, 1989]. Надежных критериев отнесения к той или иной генетической группе пока не сформулировано. Предполагается, что высокотитанистые гипербазиты более характерны для океанических образований, низкотитанистые – для окраинно-морских бассейнов, а весьма низкотитанистые – для островодужных систем. По совокупности полученных данных в наших исследованиях и работах [Мардиросьян и др., 2000; Иванов и др., 1999] можно сделать заключение, что офиолитовый комплекс района Асбестовского рудного узла сформировался в условиях задугового моря.

4. Эволюция вещества гипербазитов Баженовского массива

В структурно-вещественной эволюции альпинотипных гипербазитов в современных представлениях большинства исследователей выделяются три уровня: мантийный, мантийно-коровый и коровый. Для исследования некоторых аспектов этой проблемы на Баженовском массиве гипербазитов нами было выполнено изучение оливинов [Ефимов, 1988] по методике В.В. Велинского [Велинский, 1986]. Из перидотитового блока Северной залежи хризотил-асбеста Баженовского месторождения, пересеченного скважиной 4270 (см. рис. 1) было отобрано 5 проб, из которых в двух удалось выделить чистые монофракции оливина: с глубины 821,0 м – 0,200 г и 937,8 м – 0,290 г. Эти моно-

фракции проанализированы методом электронно-парамагнитного резонанса (ЭПР) в институте геологии и геофизики СО АН СССР в лаборатории В.В. Велинского.

Спектры ЭПР для изученных оливинов Баженовского массива гипербазитов имеют сходную структуру (рис. 3). В них появляется широкая линия средней интенсивности, что связано с присутствием в структуре оливина супермагнитных фаз, содержащих ион окисного железа Fe^{3+} , как следствие структур окисления и распада. Согласно представлениям В.В. Велинского, полученные кривые характерны для вторичного (метасоматического) оливина, образованного при дегидратации серпентинитов. Учитывая, что полученных материалов немного, эволюция гипербазитового вещества проинтерпретирована в форме гипотезы. Преобразование мантийного вещества происходило по схеме: первичные гипербазиты (рестит)–серпентиниты–регенерированные гипербазиты. Преобразование в серпентиниты первичного мантийного вещества гипербазитов связано с его внедрением в зоне спрединга [Ковалев, 1978] под воздействием морской воды в обстановке океанической коры, в данном случае задугового окраинного моря. Последующая дегидратация серпентинитов привела к образованию гарцбургитового и дунитового парагенезиса и происходила, как показали эксперименты [Велинский, 1986], при РТ-условиях, характеризующих зеленосланцевую и эпидот-амфиболитовую фации метаморфизма в ходе крупных тектонических перестроек. Полученные выводы о метасоматической природе гипербазитов Баженовского и других массивов Асбестовского рудного узла согласуется с результатами обобщений [Булыкин и др., 1998, табл. 2] по альпинотипным гипербазитам Среднего Урала, в разрезе которых отсутствует наиболее глубокий дунитовый горизонт.

Сделанные заключения имеют следующие следствия, относящиеся к существующим геологическим позициям в строении массива гипербазитов и месторождения.

1. Все трещины и нарушения сплошности, образовавшиеся в процессе тектонического перемещения второго этапа, были препарированы в процессе метасоматического преобразования серпентинитов в гарцбургиты и дуниты, и поэтому мы не наблюдаем на месторождении трещин древнее карадокского века ордовикской системы, что отражает построенная нами кинематическая схема тектонических дислокаций [Ефимов, 1988] по методике К.П. Плоснина.

2. Длительная и сложная история перемещения гипербазитовых масс, их первоначальное окисление при внедрении в зоне спрединга и последующая дегидратация привели к неясности структурных и возрастных взаимоотношений гипербазитов с вулканитами в составе офиолитовой ассоциации.

3. Геолого-генетическая модель Н.Н. Джафарова [Джафаров, 2000] не подходит в полной мере для объяснения условий образования уникального Баженовского месторождения, т.к. метасоматическая природа вмещающих его гипербазитов исключает возможность его сохранения.

Таким образом, ретроспективное рассмотрение полученных материалов по формированию современной структуры Баженовского массива и одноименного месторождения позволяет наметить три этапа в движении и раз-

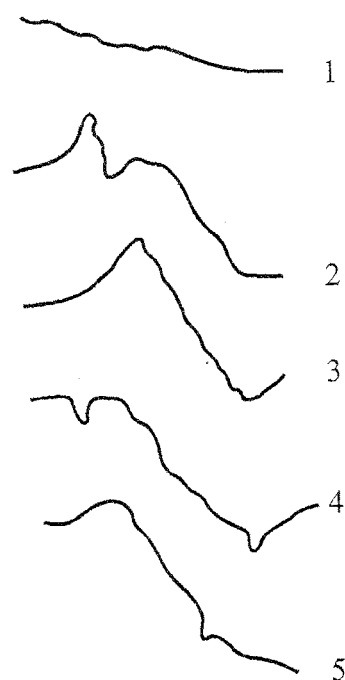


Рис. 3. Спектры электронно-парамагнитного резонанса (ЭПР) для оливинов различного генезиса (Велинский, 1986).

1 – магматического; 2 – метасоматического; 3 – экспериментального; 4 – Баженовское месторождение, скв. 4270 пл. 821,0 м (дунит); 5 – Баженовское месторождение, скв. 4270 пл. 937,8 м (перидотит).

витии гипербазитов. Первый этап включает мантийный диапир рестита гипербазитов и его фреатическую серпентинизацию под действием морской воды. Второй этап связан с многостадийным протрузивным перемещением и перекристаллизацией их (серпентинитов) с образованием гарцбургитового и дунитового парагенезисов на мантийно-коровом уровне. Третий этап характеризуется перемещением гипербазитовых масс в земной коре, в процессе которого произошло тектоническое расслоение и заложение протоструктуры будущего месторождения хризотил-асбеста [Ефимов, 1988]. Второй и третий этапы развития района Асбестовского рудного узла связаны с проявлением субдукционных процессов на Урале. Рассмотрим этот

вопрос подробнее. На основании развития непосредственно к востоку от Асбестовского рудного узла островодужных формаций В.Н. Пучковым [Пучков, 1997] на широте г. Асбеста выделены субдукционные комплексы среднедевонского и позднедевонско-раннекаменноугольного возраста (рис. 4). В ходе субдукции массивы габбро-гипербазитов были обдуцированы на восточную часть Адуйско-Мурзинского микроконтинента. В пределах этой же Восточно-Уральской структурной мегазоны на Южном Урале глубинный шов с западным падением отождествляемый с зоной субдукции был обнаружен сейсмопрофилем «Урсейс-95» [Иванов и др., 1999], что подтверждает наши заключения.

Характерной чертой обдукционных процессов является сильное тектоническое разрушение и растаскивание на мелкие тела пластин гипербазитов и вмещающих их пород с образованием характерных зон меланжа, проявленных на переднем фронте надвига, известного в Асбестовском рудном узле как Сусанская зона смятия. Располагающаяся к востоку от первой, наиболее крупная пластина обдуцированных гипербазитов претерпела меньшие тектонические деформации. Здесь сохраняются крупные блоки (2,5x0,8x0,7 км) несерпентинизированных перидотитов. В пределах первой пластины обдуцированных гипербазитов локализованы наиболее крупные месторождения Изумрудных копей Урала – Мальшевское, во второй – Баженовское месторождение хризотил-асбеста.

Таким образом, объединенной составляющей в истории формирования Баженовского асбестоносного района и Изумрудных копей Урала является эволюция гипербазитового ве-

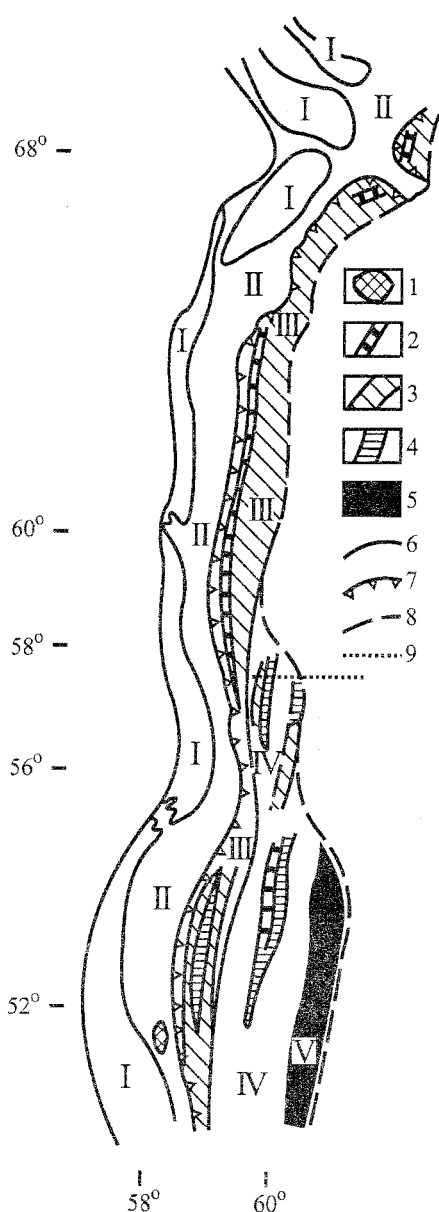


Рис. 4. Распространение на Урале субдукционных комплексов [Пучков, 1994].

1-5 – субдукционные комплексы различного возраста: 1 – ордовикского; 2 – силурийско-раннедевонского; 3 – средне-позднедевонского; 4 – позднедевонско-раннекаменноугольного; 5 – ранне-среднекаменноугольного; 6 – границы структурных мегазон Урала (I – Предуральский краевой прогиб, II – Западно-Уральская и Центральноуральская, III – Тагило-Магнитогорская, IV – Восточно-Уральская, V – Зауральская); 7 – Главный Уральский глубинный разлом; 8 – западная граница чехла Западно-Сибирской платформы; 9 – широта Асбестовского рудного узла.

щества – исходного материала для их образования. Существенная, а может быть главная? роль в образовании рассматриваемых рудных полей, принадлежит гранитным интрузиям, проблема которых рассматривается ниже.

5. Роль гранитного магматизма в формировании Баженовского асбестоносного района и Изумрудных копей

Восточно-Уральская структурная мегазона отличается от смежной к западу Тагильской мегазоны широким распространением гранитоидов. Ферштатер Ф.Б. и др. [Ферштатер и др., 1994], на основе аналитических данных по вещественному составу герцинских гранитоидов, выявили закономерность изменения состава гранодиоритов тоналит-гранодиоритовой формации (у нас – каменский комплекс). Она состоит в том, что с запада на восток как в пределах всего Урала, так и в отдельно взятой структурно-формационной зоне в породах растут содержания некогерентных литофильных элементов Rb, Ba, Ga, легких РЗЭ, Nb, Ta, Zr, Hg и некоторых других. Это объясняется ростом мощности и стабильности континентальной коры и заглуплением в связи с этим магматических очагов мантийного и нижнекорового заложения. Главный вывод из этих исследований заключается в том, что раннекаменноугольные тоналит-гранодиоритовые плутоны являются представителями надсубдукционного магматизма, вулканические фации которого уничтожены эрозией. С воздействием каменского комплекса на гипербазиты Баженовского массива связывается образование уникального месторождения хризотил-асбеста [Баженовское месторождение хризотил-асбеста, 1985].

Каменские гранитоиды вместе с породами Адуйского и Мальшевского комплексов образуют единый позднепалеозойский ряд предорогенных, орогенных и посторогенных гранитоидных формаций. В результате на широте поселка Мальшева выстраивается возрастная формационная серия гранитоидов со строго фиксированным положением в пространстве [Ефимов, 2000] – ранние комплексы (каменский) пород располагаются в западной части ареола, к востоку они сменяются более молодыми породами Адуйского и Мальшевского комплексов.

С коллизией Уральского континента, представлявшего собой к концу карбона край

Восточно-Европейской плиты [Орогенный гранитоидный магматизм Урала, 1994] и Западно-Сибирского континента, связано возникновение альпиногишной складчатости и сопровождающего ее регионального метаморфизма в палеоконтинентальной части Урала и формирование Гранитного пояса Урала, представляющего собой коровый палингенный плутонизм. Эта эпоха гранитообразования охватывает весь пермский период (280–250 млн лет). В районе Асбестовского рудного узла она представлена Адуйским и Мальшевским гранитным массивами. На заключительных этапах становления Адуйского массива и его гидротермальной деятельности формировались редкометалльные пегматитовые месторождения Адуйского рудного поля [Левин и др., 2000] и месторождения изумрудов и бериллия Изумрудных копей [Власов и др., 1960; Золотухин, 1996]. С воздействием флюидов главной фазы Адуйского массива связано образование ломкого хризотил-асбеста на Баженовском месторождении [Ефимов, 1988]. С Мальшевским массивом лейкогранитов связано образование Южно-Шамейского месторождения молибдена [Левин и др., 2000].

Таким образом, гипербазиты, появившиеся в составе офиолитовой ассоциации пород в конце ордовика–силуре, продуцировали уникальное месторождение хризотил-асбеста в нижнем карбоне под воздействием на них гранитов надсубдукционного каменского комплекса, претерпев до этого длительные преобразования после внедрения: фреатическую серпентинизацию, дегидратацию серпентинитов с образованием дунит-гарцбургитового парагенезиса, обдукцию на микроконтинент. Аналогичную историю вещественных преобразований и тектонических перемещений испытали тела и массивы гипербазитов, вмещающие месторождения Изумрудных копей. Но они претерпели более сильные тектонические нагрузки и метаморфизм и были превращены преимущественно в тальковые, тальково-хлоритовые сланцы, меньше в серпентиниты, т.к. оказались на переднем фронте обдукции (надвига), а затем в зоне непосредственного воздействия Адуйского гранитного массива.

6. Заключение

Вмещающими породами месторождений хризотил-асбеста и изумрудов являются гипербазиты и продукты их глубокого метаморфиз-

ма. Палеогеодинамическими реконструкциями выявлено, что гипербазиты и вулканические породы района сформировались в условиях островной дуги и окраинного моря. Первичные гипербазиты при внедрении в конце ордовика–силуре претерпели фреатическую серпентинизацию, а затем в ходе субдукции – дегидратацию с образованием дунит-гарцбургитового комплекса. В верхнем девоне – нижнем карбоне пластины гипербазитов были обдуцированы на восточную окраину Мурзинско-Адуйского микроконтинента. Пластина гипербазитов, располагающаяся на передовом фронте надвига (обдукции) была тектонически раздроблена, растащена и превращена в меланж, в котором под воздействием эманаций Адуйского гранитного массива в верхнепермское время сформировалось самое крупное месторождение Изумрудных копей – Малышевское. Вторая, наиболее крупная пластина гипербазитов, соответствующая в современном разрезе Баженовскому массиву, претерпела меньшие тектонические нагрузки, чем первая. Под воздействием надсубдукционного каменского комплекса здесь в нижнем-среднем карбоне сформировалось уникальное месторождение хризотил-асбеста. Выявленные геодинамические условия формирования Баженовского месторождения хризотил-асбеста и Изумрудных копей позволяют более надежно прогнозировать аналогичные месторождения в Восточно-Уральской структурной мегазоне, но прежде всего в пределах Асбестовско-Алапаевского перидотитового пояса и его западного окружения.

Список литературы

- Баженовское месторождение хризотил-асбеста / Ред. К.К. Золоев, Б.А. Попов. М.: Недра, 1985. 271 с.
- Булыкин Л.Д., Золоев К.К., Малахов И.А. Офиолиты Урала // Геология и металлогения Урала, кн. 1. Екатеринбург, 1998. С. 83–99.
- Власов К.А., Кутунова Е.И. Изумрудные копи. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 250 с.

Велинский В.В. Метаморфогенная природа альпинотипных гипербазитов // Геология и геофизика. 1986. № 2. С. 72–78.

Геодинамические реконструкции // Методическое пособие. Л.: Недра, 1989. 277 с.

Джафаров Н.Н. Хризотил-асбест Казахстана. Алматы: РИО ВАК РК, 2000. 178 с.

Ефимов В.И. Условия формирования и закономерности размещения ломкого хризотил-асбеста на Баженовском месторождении // Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Свердловск: Свердл. горн. и-т, 1988. 16 с.

Ефимов В.И. О генетической связи месторождений Асбестовского рудного узла с гранитными интрузиями района. // Геология и металлогения Урала. Екатеринбург, 2000. С. 102–107.

Золотухин Ф.Ф. Мариинское (Мальшевское) месторождение изумруда. Средний Урал. Асбест-Екатеринбург-С.-Петербург, 1996. 70 с.

Иванов К.С., Смирнов В.Н., Ерохин Ю.В. Тектоника и магматизм коллизионной стадии. Екатеринбург: УрО РАН, 1999. 133 с.

Ковалев А.А. Мобилизм и поисковые геологические критерии. М.: Недра, 1978. 287 с.

Левин В.Я., Ласковенков А.Ф., Мормилъ С.И. и др. Геология и минералогия редкометальных гранитных пегматитов Адуйского рудного поля // Геология и металлогения Урала. Екатеринбург, 2000. С. 108–151.

Мардиросьян А.Н., Булыкин Л.Д. Петрохимические особенности вулканитов офиолитовых ассоциаций Урала. Ежегодник-2000. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, С. 193–214.

Олерский В.П., Грабежсва Т.Г. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Среднеуральская, лист 0-41-XXVI. Свердловск, 1987. 161 с.

Орогенный гранитоидный магматизм Урала. Миасс: УрО РАН, 1994. 247 с.

Пучков В.Н. Тектоника Урала. Современные представления // Геотектоника. 1997. № 4. С. 42–61.

Рыбалко В.М., Попов Б.А. Влияние поперечной зональности Урала на его металлогеническую специализацию // Геологическое развитие Урала: достижения и проблемы. М.: Наука, 1988. С. 47–51.

Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. Коллизионные гранитные серии северо-западного блока // Орогенный гранитоидный магматизм Урала. Миасс: УрО РАН, 1994. С. 105–144.

Рецензент член-корр. РАН К.К. Золоев