

МИНЕРАЛЫ – ВОЗМОЖНЫЕ СПУТНИКИ АЛМАЗОВ С УФИМСКОГО ПЛАТО

А.Ю. Кисин, С.В. Бушарина

О перспективах алмазоносности Волго-Уральской области Восточно-Европейской платформы в последние десятилетия написано немало. Множится число находок минералов-спутников алмаза, а также и самих алмазов. Нет недостатка в идеях о вероятных перспективных площадях и возможных коренных источниках алмазов как традиционного (кимберлит-лампроитового), так и нетрадиционного типов [Соболев и др., 2004]. Уверенность в высказываниях такого рода придают широко известные промышленные россыпи алмазов на западном склоне Урала, коренные источники которых до настоящего времени проблематичны [Ваганов и др., 2001 и др.].

Определенный интерес в отношении поисков коренных источников уральских алмазов представляет и площадь Уфимского плато. Выбор площади основывался на результатах анализа возможных палеогеодинамических обстановок на восточной окраине Восточно-Европейской платформы **в позднепалеозойское время**. Предполагалось, что в результате давления со стороны уральской коллизии-складчатой системы край платформы волнообразно изгибался, с образованием общекоровой складчатости [Кисин, 1998; Кисин и др., 2002]. Эмпирическое прави-

ло Клиффорда гласит, что кимберлиты располагаются только на континентальной кратонизированной коре, на расстоянии 100-300 км от орогенов. С позиций господствующей гипотезы мантийного происхождения алмазов данный факт не находит удовлетворительного объяснения. Другое дело – изгибная тектоника: чем толще и чем прочнее кора, тем большее стрессовое давление создается при изгибе. В этом плане интересны идеи, высказанные в отношении образования и сохранения от окисления метаморфогенных алмазов [Лепетюха и др. 1995; Пучков, Мальков, 2001]. По мнению этих исследователей, причина избыточных давлений и стресс-метаморфизма в земной коре обусловлена **сдвиговыми деформациями в неоднородных средах**; снятие стресса приводит к падению температуры и давления, что способствует сохранению алмаза. «Условия стабильного алмазообразования достигались в пределах земной коры в зонах глубинного локального динамометаморфизма» [Пучков, Мальков, 2001, с. 210]. Вряд ли давления на локальных участках при сдвиговых деформациях в земной коре могут превысить давления при продольном изгибе, где напряжения прямо пропорциональны расстоянию до нейтральной поверх-

ности, и происходит фокусировка энергии. Вероятность достижения Р-Т условий алмазообразования при изгибе коры выше, чем при сдвиге. Образование положительной складки на кратонизированной коре неизбежно будет сопровождаться высокобарическим метаморфизмом высоких ступеней и осушением пород в ее ядре с формированием даек и диатрем эруптивных брекчий вблизи дневной поверхности.

Уфимское плато фиксирует крупную положительную общекоровую структуру, известную как Кунгурско-Красноуфимский (также Кунгурский, Осинцево-Красноуфимский) свод, лучше всего проявленную по артинским отложениям нижней перми, что отвечает представлениям автора о верхнепалеозойской общекоровой складчатости на краю платформы, в зоне динамического влияния Уральской коллизионно-складчатой системы. Субмеридиональное (общеуральское) простирание структуры и ее параметры (около 200 × 70 км) являются дополнительными аргументами в пользу таких представлений. Кунгурско-Красноуфимский свод наложен на Красноуфимский выступ кристаллического фундамента (кратон), залегающего здесь на глубине 3,0–3,5 км, что не только осложняет внутреннее строение структуры, но и повышает ее шансы в отношении коренных источников алмазов.

При шлихо-минералогическом опробовании рыхлых отложений для Уфимского плато установлены высокие содержания метаморфических минералов (до 10 кг/м³ и более), среди которых наибольшим распространением пользуются ставролит, дистен, силлиманит, корунд и другие. Этим плато контрастно выделяется на фоне ближайшего окружения. Изучение минеральных ассоциаций и характера их распределения по площади показало, что, вероятней всего, они имеют местное происхождение, т.е. вынесены с фундамента. Особенно в этом убеждают чешуйки графита на некоторых зернах кварца, сохранность которых трудно объяснить при удаленных источниках.

На локальных участках плато отмечены скопления минералов ультраосновной ассоциации: серпентины, пироксены, оливин, хромшпинелиды. Обычно они сопровождаются муассанитом, корундом с включениями муассанита и признаками плавления, силицидами железа и марганца, стеклами, шлаковыми частицами, самородными металлами (железо, свинец, медь, олово, хром и др.) и их сплавами, металлоорганическими соединениями, битумами, сферолитами

сидерита. В нерастворимых остатках сидеритов отмечены деформированные кристаллы графита до 1 мм в поперечнике. Все эти минералы описаны и в кимберлитах, но поисковое значение их на алмазы проблематично. Для этих целей традиционно используются хромшпинелиды, гранаты, пикроильмениты и иногда другие минералы.

Наибольшее распространение минералов ультраосновного и основного парагенезиса характерно для западной и центральной частей плато. От участка к участку *отмечаются значительные вариации* как в *минеральных составах* ассоциаций, так и в *типоморфных признаках* слагающих их минералов. Все или почти все эти минералы были найдены не только в делювиально-аллювиальных отложениях современных русел водотоков, но и в других обстановках. Например, они были встречены в отложениях пойменных террас, перекрытых суглинками мощностью до 1,5 м; в пробах из шурфов (глубиной до 3,7 м); в подошве склонового делювия, мощностью до 1,5 м; в скважинах ручного бурения (глубиной до 4,2 м); *в глинистом цементе брекчированных известняков артинского яруса*. И что наиболее важно, они обнаружены *в нерастворимых остатках дырчатых брекчиевых известняков (ДБИ)* ранней перми (граница нижнего и верхнего кунгура). Минералы данной ассоциации в нижележащих песчаниках неизвестны. Это дает основание считать, что появились они на Уфимском плато в нижнекунгурское время и парагенетически связаны со становлением ДБИ, а источники их – местные. В результате исследований установлено, что часть ДБИ отвечает определению «ксенотуфобрекчия» [Кисин, 2004]. Обычные размеры минералов на плато редко превышают 1 мм в поперечнике, иногда достигая 3 мм, что тоже достаточно показательный факт в пользу местного источника – диспергированных пород фундамента. В пробах отмечается одновременное присутствие окатанных и острооскольчатых фрагментов минералов, а также малоустойчивых к механическому износу минералов, таких как сидерит, тальк, киноварь, крокоит и др. На некоторых участках площади плато зерна серпентина, хромпикотита, магнетита покрыты спутано-волокнистыми агрегатами деформированного хризотил-асбеста, сцементированного мягким восковидным материалом. Микрозондовые анализы показали, что это серпентин, вероятно тонкоперетертый (рис. 1). На рис. 2 показано зерно магнетита шестоватого строения с серпентином.

На боку зерна виден небольшой пучок волокон хризотил-асбеста, прикрепленный тонкодисперсным серпентином. Некоторые волокна уже распущенные, а другие еще плотно прижаты к поверхности магнетита и сильно деформированы. Аналогичные картины можно видеть и на поверхности сколов кристаллов хромшпинелида, где этот же материал закрепляет спутанные волокна хризотил-асбеста. Иногда поверх этого «войлока» садятся и капельки битума. Такой материал не способен выдержать транспортировку в водном потоке на расстояние, вероятно, более нескольких сот метров. Например, Соболев и др. [2003], анализируя результаты исследований способности к транспортировке минералов группы серпентина в условиях Якутии, пришли к выводу, что дальность их переноса не превышает 1,5 км.

Исходя из представлений о местных источниках минералов ультраосновной ассоциации, некоторые из них были проанализированы на предмет возможных спутников алмаза.

Хромшпинелиды. На плато в тяжелой фракции шлихов отмечаются две основные разновидности хромшпинелидов. Первая представлена мелкими (до 0,5 мм) кристалликами октаэдрического облика, с плоскими блестящими гранями и иногда с закругленными ребрами и вершинами. Распространены они по всей площади плато, характерны для 2-й электромагнитной и немагнитной фракции шлихов, и всегда наблюдаются в ассоциации с метаморфическими минералами. Они отнесены нами к метаморфическим минералам и специально нами не исследовались.

Вторая разновидность хромшпинелидов распространена также достаточно широко, но заметные их концентрации отмечаются только на локальных участках, до первых сотен метров в поперечнике. Встречаются эти хромшпинелиды в виде обломков кристаллов октаэдрического облика, иногда ромбо-додекаэдрического, до 1,5 мм поперечником. Многие зерна имеют округлую форму и коррозионную поверхность. Часто на зернах наблюдается магнетитовая кайма. Характерно наличие свежих на вид сколов. Центральная часть зерен обычно имеет раковистый излом и красно-коричневые рефлекссы. Хромшпинелиды часто наблюдаются в срастании с *оливином, пироксеном и серпентинами*, что однозначно указывает на их связь с ультраосновными породами, и следовательно, они могут быть минералами-спутниками алмаза. Для хромшпинелидов с некоторых участков характерно *наличие на поверхности капелек и пленок битумов*, в т. ч. и на свежих по виду сколах.

Для оценки перспектив площади на коренные источники алмазов наибольший интерес представляют хромшпинелиды из пород ультраосновного состава. В выборку попали зерна с разных участков плато, преимущественно из аллювиально-делювиальных отложений, а также из брекчированных известняков. Несколько зерен хромшпинелидов взято с тектонического блока Каратау и из конгломератов в бассейне р. Сим.

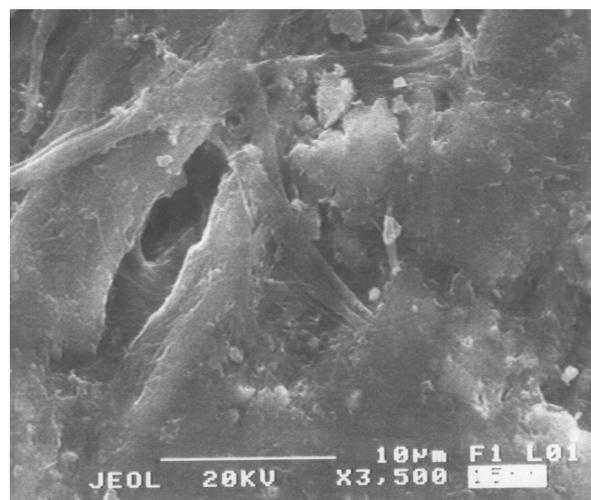


Рис.1. Корочка тонкоперетертого серпентина.

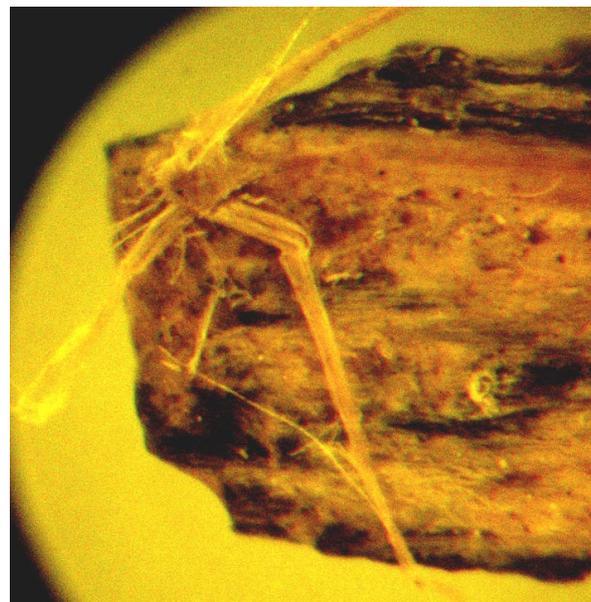


Рис. 2. Деформированные волокна хризотил-асбеста на зерне магнетита, прикрепленные к его поверхности тонкоперетертым серпентином. Коленообразный индивид асбеста в точности повторяет морфологию подложки. Толщина зерна около 0,5 мм. ЮЗ часть плато.

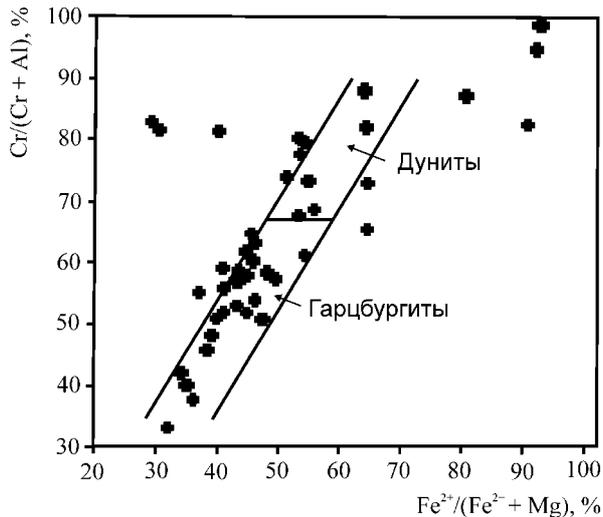


Рис. 3. Составы хромшпинелидов на диаграмме Cr/(Cr + Al) – Fe²⁺/(Fe²⁺ + Mg).

Анализы выполнены на микроанализаторе JAX-5 в ИГТ УрО РАН. Аналитик В.Г. Гмыра.

На диаграмме в Cr/Cr + Al – Fe²⁺/Fe²⁺ + Mg (%) координатах большинство анализов попало в поле дунитов и гарцбургитов (рис. 3). Три анализа показали состав высокохромистых (рудных) хромшпинелидов «кимперсайского типа». Составы минералов, вынесенные на диаграмму Р. Митчелла, заимствованную из [Ваганов и др., 2001], легли в поле лампроитов, частично перекрываемое полем кимберлитов (рис. 4). Только 20 % анализов оказались правее этого поля; в них попали хромшпинелиды, обогащенные железом, и магнетитовые каймы. Хромшпинелиды с Каратауского блока и р. Сим, большей частью также попали в поле лампроитов, но оказались более железистыми. На диаграмме Cr₂O₃–MgO (рис. 5) три анализа с центральной части плато, в т.ч. хромшпинели из брекчированных известняков, легли в поле включений в алмазах, а около 80 % остальных попали в поле кимберлитов и лампроитов. Таким образом, хромшпинелиды с Уфимского плато могут быть минералами-спутниками алмазов.

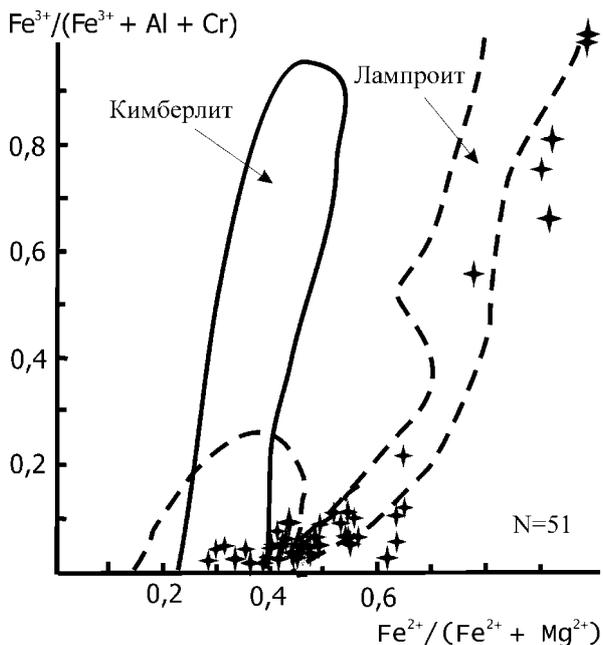


Рис. 4. Составы хромшпинелидов с Уфимского плато на диаграмме Р. Митчелла.

лиды с Каратауского блока и р. Сим, большей частью также попали в поле лампроитов, но оказались более железистыми. На диаграмме Cr₂O₃–MgO (рис. 5) три анализа с центральной части плато, в т.ч. хромшпинели из брекчированных известняков, легли в поле включений в алмазах, а около 80 % остальных попали в поле кимберлитов и лампроитов. Таким образом, хромшпинелиды с Уфимского плато могут быть минералами-спутниками алмазов.

Пирофанит. На р. Бартоге, в юго-западной части плато, в 50-60х годах прошлого столетия был искусственно изменен участок русла, для чего был выкопан канал протяженностью 100-150 м и отсыпана земляная дамба высотой до 0,5 м. Земляные работы проводились с использованием бульдозера (хорошо сохранились бульдозерные ленты), а для отсыпки использовался материал с ближайшего крутого борта долины. К этому участку русла приурочено повышенное содержание минералов группы серпентина с хромпикотитом, магнетитом, хризотил-асбестом. Размер зерен не превышает 3 мм по наибольшему измерению. Большинство зерен покрыто корочкой тонко перетертого серпентина, цементирующего более крупные фрагменты зерен серпентина, хризотил-асбеста и других минералов. Наиболее толстые корочки при механическом воздействии легко отслаиваются с поверхности зерна. Наличие таких корочек на поверхности зерен серпентина имеет весьма важное значение для выявления коренных источников ассоциации данных минералов. Во-первых, это означает близость коренных источников, поскольку корочка не может сохраниться при сколько-нибудь длительном переносе водным потоком. Во-вторых, тонкодисперсный материал цементирует мельчайшие обломки минералов ультраосновной ассоциации, а также покрывает сколы на кристаллах магнетита и хромшпинелидов. Следовательно, в коренных источниках содержание данных минералов очень высокое. Мелкие размеры зерен серпентинов, хорошая сохранность кристаллов магнетита и хромшпинелидов могут свидетельствовать в пользу диспергирования породы по методу гидроразрыва, что характерно для эруптивных брекчий. Все вышесказанное справедливо и для серпентинитов одного из логов в 40 км севернее описанного выше участка, но сохранность корочек здесь значительно ниже. Тем не менее, дальность переноса данных зерен вряд ли значительно превышает 100 м.

В серпентинах этого участка отмечаются включения изометричных зерен красно-коричневого полупрозрачного минерала, по рабочей версии отнесенного к гранату. Однако микронзондовый анализ (табл. 1) показал, что основными химическими элементами в нем являются Mn и Ti, что по составу больше отвечает *пирофаниту*.

Как отмечается в [Минералы..., 1967], пирофанит является довольно редким минералом (экстремально редким, по Mineral Data), характерным для некоторых метаморфических месторождений марганца и пегматитов щелочных массивов, гранитов, амфиболитов и серпентинитов. Недавно пирофанит был описан в мезостазисе алмазоносных кимберлитов трубки Ермаковская-7, на Терском берегу Белого моря [Мальков, Филлипов, 2005]. Микронзондовыми анализами в этих пирофанитах отмечены реликты редкоземельного ильменита и марганцово-редкоземельного титаната. По мнению данных исследователей, пирофанит в кимберлитах может быть псевдоморфозами по ильмениту и перовскиту. Именно этим может быть объяснено отсутствие в трубке Ермаковская-7 перовскита. Совместно с пирофанитом в кимберлитах отмечены ильменит, манганильменит, ферришпинелид, бариофлогопит, Sr-апатит и другие минералы. Предполагается, что пирофанит является минералом-спутником алмаза.

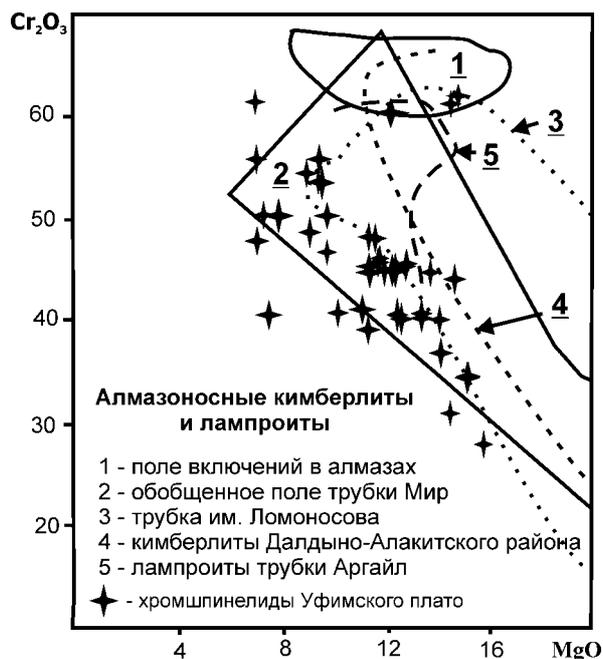


Рис. 5. Положение хромшпинелидов с Уфимского плато на диаграмме Cr₂O₃–MgO, заимствованной из [Ваганов и др., 2001].

В нашем распоряжении имеется пока только один анализ пирофанита с Уфимского плато, хотя, судя по частоте встречаемости подобных вкрапленников, здесь он не является большой редкостью. Микронзондовым анализом в составе пирофанита обнаружены также оло-

Таблица 1

Результаты микронзондовых анализов некоторых минералов с Уфимского плато, пирофанитов кимберлитовой трубки Ермаковская-7 и сенаита из алмазоносных россыпей

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
MgO	44,04	3,60	0,14		0,69	1,12	
CaO	0,20	-	0,18		0,38	0,62	0,58
MnO		29,85	38,18	41,11	16,56	5,17	26,40
Fe ₂ O ₃	1,78	7,39	2,06	4,32	1,97	2,13	4,07
Al ₂ O ₃	2,00	1,18			3,04	1,43	4,27
Cr ₂ O ₃		н/о	0,49		1,00	1,39	0,84
V ₂ O ₅		-	0,32	0,44			
SiO ₂	41,67	3,95		0,95	1,39	1,06	1,40
TiO ₂		38,11	53,24	50,52	56,79	80,68	46,02
Nb ₂ O ₅		н/о	0,89	0,76			
ZrO ₂		н/о	0,78				
SnO ₂		3,01					
PbO		3,96			8,57	2,94	12,63
Сумма	90,58	90,93	96,21	98,19	90,39	96,54	96,39

Примечание. В анализе № 1 SO₃ – 0,68. 1 – корочка на зерне серпентинита (Бартога); 2 – пирофанит (Бартога); 3-4 – пирофанит из кимберлитов трубки Ермаковская-7 [Мальков и Филлипов, 2005]; 5-7 – сенаит с Красновишерского района [Молчанова и др., 2001]. Анализы выполнены в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар. Аналитик В.Н. Филлипов.

во и свинец. Эти же металлы находятся также в виде включений или пленок в данном зерне. Наличие свинца приближает данный минерал к *сенаиту* [(Fe, Mn, Pb)TiO₃], известному в алмазоносных песках Бразилии [15], но содержание свинца в нем в три раза выше. В продуктах замещения пикроильменитов из алмазоносных россыпей Красновишерского района также обнаружен минерал, отнесенный к сенаиту [Молчанова и др., 2001]. Для него характерны значительные вариации по содержанию марганца и свинца (табл. 1). В нашем случае каких-либо реликтовых образований в пиррофаните не обнаружено и о происхождении его пока ничего определенного сказать нельзя. О нахождении олова в пиррофанитах, судя по литературным данным, пока неизвестно. Является ли описываемый минерал пиррофанитом, его разновидностью или новым минералом – покажут дальнейшие исследования. Но в любом случае, эта находка показывает индивидуальность ультраосновных пород Уфимского плато. В серпентинитах Урала, судя по [Макеев, 1992], пиррофанит (или минерал подобного состава) пока неизвестен. Следовательно, это может служить дополнительным аргументом в пользу местных источников. Образование пиррофанита произошло до диспергирования пород, поскольку обломки минерала наблюдаются и в выше описанных корочках на поверхности зерен серпентина. Может ли пиррофанит служить признаком кимберлитов, типа трубки Ермаковская-7, как это предлагается в [Мальков, Филиппов, 2005], на данный момент судить сложно. Но сильное диспергирование материала и геологическая ситуация в целом больше всего отвечают представлениям о наличии здесь кимберлитов или кимберлитоподобных пород.

Гранаты. Несмотря на широкое распространение метаморфических минералов, гранаты на Уфимском плато являются редким минералом: на пробу объемом 0,01 м³ приходится всего 5-6 мелких зерен. На некоторых участках в апикальной части плато гранат вообще не обнаружен, при весьма высоких содержаниях (до 10 кг/м³ и более) метаморфических минералов. На прилегающих площадях Предуральского прогиба гранат составляет около 30 % тяжелой фракции шлихов, а ставролит и дистен встречаются в виде редких знаков. Обычен гранат и на территории к западу от плато.

Обычно гранат на плато представлен зернами неправильной, амебообразной формы с сильно корродированной поверхностью, реже – кубоидами и редко – кристаллами ромбододекаэдрического либо округлого облика. На некоторых участках плато корродированные зерна граната покрыты тонкой красно-коричневой гематитовой коркой, легко удаляемой при механическом воздействии. Поверхность корродированных зерен и кубоидов хорошо скульптурирована, бугорчато-черепитчатая. Признаков механического износа не наблюдается. Для кристаллов иногда отмечается незначительный износ ребер и вершин. Корродированные зерна и кубоиды обычно прозрачные, без видимых включений и трещин. В кристаллах иногда отмечаются включения темной слюды и рудных минералов. Цвет гранатов несколько варьирует от участка к участку. В целом по цвету можно выделить три основных группы гранатов: розовые, оранжевые или розовато-оранжевые, оранжево-коричневые. Реже встречаются красновато-оранжевые, светло-желтые, бесцветные, редко желто-зеленые и ярко-зеленые. Два последних граната относятся к андрадиту (демантоиду), судя по характерным волосовидным включениям типа «конского хвоста». Бесцветные гранаты, как показал рентгено-структурный анализ, относятся к гроссуляру. Наибольшее разнообразие гранатов по цвету и оттенкам характерно для северной половины площади.

Пирроп был обнаружен в шлиховой пробе из отложений довольно крупного родника в южной апикальной части плато. В пробе отмечены редкие обломки амфиболов и серпентинитов, а также высокие содержания различных металлов (Fe, Pb, Cu, Sn) и их сплавов, свинцовых стёкол и шлаковых частиц. Зерно пирропа имеет угловатую форму, без признаков механического износа. По размерам пирроп резко, в 2-3 раза, превышает размеры обычных для плато гранатов. Цвет темный вишнево-красный, как у чешских пирропов. Прозрачный. Включений не замечено. При большом увеличении на поверхности зерна отмечается слабо проявленный черепитчато-бугорчатый рельеф.

В табл. 2 приведены результаты микрондовых анализов корродированных зерен и кубоидов гранатов с двух участков апикальной части плато, находящихся на расстоянии около 15 км друг от друга. При подготовке проб (кроме пирропа) было отмечено, что все первоначально не трещиноватые зерна при шлифовке растрескались.

Результаты микронзондового анализа гранатов с Уфимского плато

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Комп													
SiO ₂	36,83	36,93	37,60	37,81	38,57	36,00	35,76	34,17	35,32	38,30	37,62	35,80	43,30
TiO ₂	0,02	0,01	0,03	0,02	–	0,04	–	–	0,02	–	0,04	–	0,26
Al ₂ O ₃	20,32	19,53	19,80	19,30	17,90	15,97	16,45	16,53	15,73	15,40	17,75	17,01	19,97
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,01	0,05	0,02	–	–	0,06	0,05	0,09	0,03	0,001	5,47
Fe ₂ O ₃	0,89	1,67	1,72	2,60	4,69	5,57	4,75	3,89	4,19	7,29	4,13	4,10	0,37
FeO	37,60	36,10	36,78	36,97	27,32	23,76	23,96	26,72	21,26	25,7	27,80	24,90	8,94
MnO	1,15	1,20	1,74	1,68	3,17	12,48	12,25	0,86	3,96	0,9	3,17	12,30	0,27
MgO	2,45	2,24	2,6	2,70	3,03	0,89	0,83	6,50	0,74	6,1	0,60	0,73	18,14
CaO	1,150	1,48	0,31	0,33	5,11	1,89	1,83	1,31	6,16	1,4	7,30	1,94	5,74
Na ₂ O	0,07	0,06	0,04	0,06	0,05	0,11	0,09	0,04	0,01	0,07	0,06	0,09	–
Сумма	100,49	99,23	100,63	101,52	99,86	96,71	95,92	90,08	87,44	95,25	98,50	96,87	102,46
Коэффициент в кристаллохимическую формулу													
Si	2,996	3,039	3,049	3,055	3,131	3,124	3,114	3,044	3,249	3,230	3,125	3,085	3,058
Ti	0,001	0,001	0,002	0,001	–	0,002	–	–	0,001	–	0,002	–	0,014
Al	1,947	1,894	1,892	1,837	1,712	1,634	1,688	1,735	1,705	1,531	1,737	1,727	1,662
Cr ³⁺	0,001	0,001	0,001	0,003	0,001	–	–	0,004	0,003	0,006	0,002	0,001	0,304
Fe ³⁺	0,055	0,104	0,105	0,158	0,287	0,364	0,312	0,261	0,291	0,463	0,259	0,272	0,019
Fe ²⁺	2,556	2,248	2,494	2,498	1,845	1,725	1,745	1,990	1,635	1,814	1,928	1,795	0,528
Mn	0,079	0,083	0,119	0,115	0,218	0,917	0,903	0,065	0,308	0,064	0,223	0,897	0,016
Mg	0,297	0,275	0,314	0,325	0,366	0,115	0,108	0,862	0,101	0,766	0,074	0,094	1,908
Ca	0,100	0,130	0,026	0,028	0,444	0,176	0,170	0,125	0,607	0,127	0,649	0,170	0,434
Минералы, %													
Гр-андр	0,1	0,1	0,2	0,1	–	0,2	–	–	0,1	–	0,3	–	1,4
Андрадит	2,7	–	–	–	14,9	–	15,9	–	16,4	–	13,4	–	1,0
Андр+ Скиаг.	–	5,2	5,3	8,0	–	18,6	–	12,9	–	25,0	–	13,8	–
Уваровит	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	–	–	0,2	0,2	0,3	0,5	–	12,6
Гроссуляр	0,4	–	–	–	0,4	–	–	–	6,1	–	8,7	–	–
Пироп	9,8	9,2	10,6	10,9	12,7	3,9	3,7	28,3	3,8	2,3	2,5	3,1	62,9
Альмандин	84,3	82,6	79,8	77,0	64,3	46,0	49,5	56,5	61,8	44,8	67,2	52,8	18,3
Спессартин	2,6	2,8	4,0	3,9	7,6	31,3	30,9	2,1	11,6	27,6	7,4	30,3	0,6
Кноррингит	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	3,2

Примечание. 1, 2 – лилово-розовый гранат (ЛСТ); 3, 4 – оранжевый гранат (ЛСТ); 5 – оранжево-розовый (ЛСТ); 6, 7 и 12 – оранжево-лиловый (БГ); 8 и 10 – розовый (БГ); 9 и 11 – оранжево-коричневый (ЛСТ); 13 – темный вишнево-красный (ЛСТ). Анализы 1-12 выполнены в ИМин УрО РАН, г. Миасс на микроанализаторе JXA-733. Аналитик С. Репина. Анализ № 13 выполнен в ИГ Коми НЦ УрО РАН на сканирующем электронном микроскопе JSM-6400 с энергодисперсионной приставкой Link Isis-300. Аналитик В.Н. Филиппов. В скобках указаны участки плато.

Возможно, это связано с сильными внутренними напряжениями в зернах граната (растрескивание вообще характерно для большинства минералов с Уфимского плато). Коррозионное растрескивание – отличительная черта и ряда минералов из кимберлитов [Афанасьев и др., 2000].

По химическому составу все гранаты, кроме пироба, отвечают метаморфическим (табл. 2). Пироп может быть отнесен к парагенезису алмазонасных лерцолитов, как это следует из диаграмм на рис. 6 и 7. Он вполне сопоставим со многими пиробами Красновишерского района,

а также кимберлитов Зимнего берега [Бушарина, 2003; Веричев и др., 2003; Чайковский, 2004, и др.] и других месторождений. Отсутствие признаков механического износа поверхности свидетельствует в пользу местных источников. На поверхности некоторых зерен граната (и на других минералах с плато) обнаружены пленки, содержащие свинец. В последние годы находки пленок различных самородных металлов на поверхности зерен минералов из кимберлитов отмечены на многих месторождениях алмазов [Макеев, Иванух, 2004; Соболев и др., 2003, и др.].

Редкость нахождения пиропов на Уфимском плато коррелируется и с редкостью их нахождения в уральских алмазонасных россыпях бассейна р. Чусовой, что может быть связано со спецификой коренных источников.

На северо-восточной границе плато, в кварцевых песках верхнемелового возраста, на г. Долгой, обнаружено резко повышенное со-

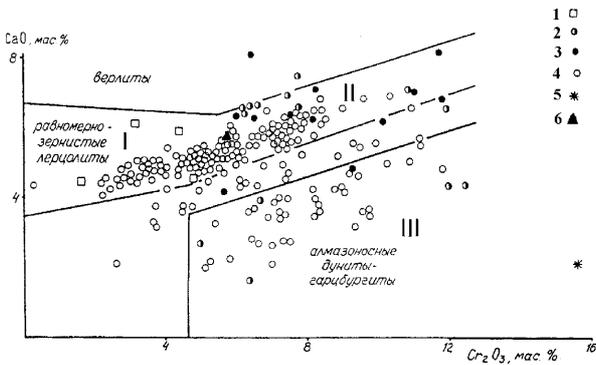


Рис. 6. Положение пироба с Уфимского плато на диаграмме Cr_2O_3 –CaO. Поля парагенетических ассоциаций (по Н.В. Соболеву, 1974): I – лерцолитовой с умеренным содержанием хрома (< 5 % Cr_2O_3); II – лерцолитовой с высоким содержанием хрома; III – дунит-гарцбургитовой (алмазонасной). 1–5 – пиробы из различных отложений Красновишерского района [Бушарина, 2003]; 6 – пироп с Уфимского плато.

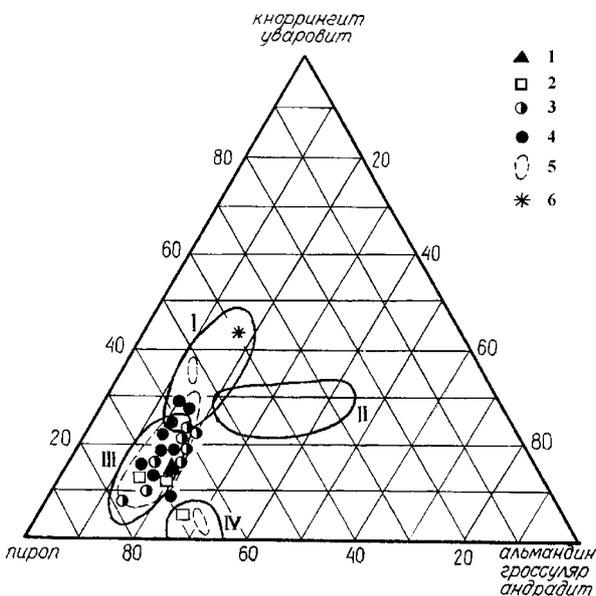


Рис. 7. Состав хромистых гранатов с Уфимского плато и из Красновишерского района [Бушарина, 2003]. I – гранаты с высокой алмазонасностью; II – гранаты из неалмазонасных парагенезисов; III – гранаты из комплексов умеренной алмазонасности; IV – гранаты из эклогитовых парагенезисов. 1 – пироп с Уфимского плато; 2–6 – пиробы из различных отложений Красновишерского района.

держанию мелких зерен бледно-лилового граната, представленного преимущественно кубоидами. Показатели преломления близки к «пироповым». Для этих гранатов характерно аномальное двупреломление и ориентированные игольчатые включения, по виду аналогичные описанным Бобриевичем и др. [1959] в пиробах из кимберлитов трубки «Мир». В Якутских пиробах они представлены рутилом, пикроильменитом, хромшпинелидом, оливином, пироксеном. Изучение морфологии и закономерностей расположения игольчатых включений привело к выводу, что образовались они в результате распада твердого раствора граната [Афанасьев и др., 2001]. В придорожной выемке в 6 км к юго-юго-западу от г. Долгой, в аналогичных песках встречены корродированные кристаллы граната светло-желтого до оранжево-желтого цвета, также имеющие «пироповые» показатели преломления, аномальное двупреломление и игольчатые включения. При обычном ставролит-дистеновом составе тяжелой фракции песков, гранаты с этих двух близко расположенных участков имеют разные источники. Возможно, что это связано с разными конусами выноса с плато. В уральских алмазах описаны включения оранжевых пиропов.

Примечательно, что на многих уральских месторождениях алмазов, особенно в бассейне р. Чусовой, отмечается высокое содержание ставролита и дистена [Кухаренко, 1955; Шурубор, 1965; Чайковский, 2004], сопоставимое с содержанием этих минералов на плато. Шурубор [1965] даже предложил использовать ставролит при поисках уральских алмазов. Возраст россыпей считается мезо-кайнозойским. Нами специально изучался материал, сносимый современными водотоками с Урала на данном интервале: ставролит и дистен встречаются здесь в единичных знаках. Минералогия же алмазонасных россыпей данной площади имеет большое сходство с минералогией Уфимского плато, но на плато эти минералы отмечаются уже в нижнепермских отложениях, а затем в верхнемеловых кварцевых песках по его восточной границе. Таким образом, не исключено, что алмазонасные россыпи западного склона Среднего Урала формировались за счет сноса с Уфимского плато. Включения дистенов в алмазах известны на многих месторождениях мира. Включения ставролита обнаружены в африканских и вишерских алмазах [Макеев, Иванух, 2004], рубина – в бразильских [Harris et al., 1994]. Ру-

бины в алмазах характеризуются аномально высокими содержаниями Cr_2O_3 (до 8,58 мас. %), неизвестными в метаморфогенных рубинах. Примечательно, что среди «плавленных» корундов с плато также имеются рубины с содержанием Cr_2O_3 от 0,49 до 34,54 мас. %, а в качестве включений в них отмечены шарики чистого хрома и муассанит. Не исключено, что рубины с таким высоким содержанием хрома также могут быть минералами-спутниками алмаза.

Минералы, охарактеризованные выше, по отдельности не могут считаться спутниками алмаза [Афанасьев и др., 2001], но в совокупности они указывают на высокую вероятность обнаружения коренных источников алмазов на Уфимском плато.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (грант № 04-05-96093).

Список литературы

- Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П.* Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. Новосибирск: Филиал «Гео» Изд-ва СО РАН, 2001. 276 с.
- Афанасьев В.П., Логвинова А.М., Зинчук Н.Н.* Эффект коррозионного растрескивания мантийных минералов // Изв. ВУЗ: Геология и разведка. 2000. № 3. С. 43-52.
- Бобривец А.П., Бондаренко М.Н., Гневушев М.А. и др.* Алмазные месторождения Якутии. М.: Госнауктехиздат, 1959. 527 с.
- Бушарина С.В.* Типоморфизм минералов-спутников алмазов в вулканитах и карбонатно-терригенных породах Красновишерского района на Северном Урале: Автореф. канд. дисс. Екатеринбург, 2003.
- Ваганов В.И., Голубев Ю.К., Щербакова Т.Е. и др.* Природа «туффизитов» Среднего Тимана в связи с проблемой коренных источников алмазов. М.: ЦНИГРИ, 2001. 50 с.
- Веричев Е.М., Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П.* Геология, состав, условия образования и методика разведки месторождения алмазов – кимберлитовой трубки им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция) // Геология рудных месторождений. Т. 45. № 5. 2003. С. 387-414.
- Кисин А.Ю.* Модель образования эруптивных брекчий (по результатам исследований на Уфимском плато) // Ежегодник- 97. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. С. 92-94.
- Кисин А.Ю.* К вопросу о происхождении лемазинских дырчатых брекчиевых известняков на Уфимском плато // Ежегодник-2003. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 53-57.
- Кисин А.Ю., Коротеев В.А., Сазонов В.Н.* Проявление эруптивного магматизма на Уфимском плато // Докл. РАН. Т. 385. № 1. 2002. С. 80-82.
- Кухаренко А.А.* Алмазы Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 515 с.
- Лепетюха В.В., Ревердатто В.В., Тен А.А. и др.* Вариации P-T параметров метаморфизма древнейших пород северо-восточной части Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // Магматизм и геодинамика: Мат-лы 1-го Всеросс. петрограф. совещ. Кн. 1. Уфа, 1995. С. 125-126.
- Макеев А.Б.* Минералогия альпинотипных ультрабазитов Урала. СПб.: Наука, 1992. 197 с.
- Макеев А.Б., Иванух В.* Морфология кристаллов, пленки и примазки на поверхности тиманских и бразильских алмазов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского. Вып. 6. Пермь: Пермский госуниверситет, 2004. С. 193-216.
- Мальков Б.А., Филиппов В.Н.* Бариофлогопит и акцессорный пиррофанит в алмазоносном кимберлите из трубки Ермаковской-7 на Кольском полуострове // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2005. № 8. С. 5-10.
- Минералы: справочник.* М.: Наука, 1967. Т. 2. Вып. 3. 676 с.
- Молчанова Е.В., Езерский В.А., Антонов А.В.* Пикроильмениты и продукты их замещения из алмазоносных россыпей Северного Урала // Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона. Мат-лы Всерос.совещ. Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. 171-174.
- Пучков В.Н., Мальков Б.А.* Генезис метаморфогенных алмазов в свете геологических и экспериментальных данных // Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона: Мат-лы Всерос.совещ. Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. 208-210.
- Соболев В.К., Макеев А.Б., Кисель С.И., Брянчаниннова Н.И., Филиппов В.Н.* Новые индикаторные признаки пород, вмещающих кимберлиты. Сыктывкар: Геопринт, 2003. 60 с.
- Соболев Н.В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 263 с.
- Чайковский И.И.* Петрология и минералогия взрыво-грязевого вулканизма Волго-Уральской алмазоносной субпровинции: Автореф. докт. дисс. Сыктывкар, 2004.
- Шурубор Ю.В.* Статистическая обработка данных шлихового опробования с целью выявления минералов-спутников алмаза (на примере одного из алмазоносных районов Среднего Урала) // Сов. Геология. 1965. № 8. С. 115-125.
- Harris J. W., Harte B., Boyd S. R.* A high-chromium (ruby) inclusion in diamond from the Sao Luiz alluvial mine, Brazil // Miner. Mag. 1994. V. 58. N 3. P. 490-493.