

ПРОЦЕССЫ ФОРМИРОВАНИЯ И СТАНОВЛЕНИЯ АЛМАЗОНОСНЫХ ПИРОКЛАСТИТОВ ЗАПАДНОГО УРАЛА

И.И. Чайковский

*Пермский государственный университет
614990, Пермь, ул. Букирева, 15. ПГУ, геологический ф-т
E-mail: Mineralogy.Museum@psu.ru
Поступила в редакцию*

Приводится петрографическая и петрохимическая характеристика тел интрузивных алмазоносных пирокластитов Урала, разрушение которых приводит к образованию промышленных россыпей. Предложена геотектоническая модель, связывающая их образование с коллизионной активизацией окраины Восточно-Европейской платформы и образованием протяженного (около 400 км) флюидно-магматического очага под складчато-надвиговой структурой Западного Урала. Синнадвиговые движения обусловили рассредоточенное распределение низкотитанистой (лампроитовой?) магмы, ее продолжительный подъем, дифференциацию и внедрение в виде газово-пепловой, а затем и водно-пепловой взвесей. Прослежено, что в процессе подъема пирокластита трансформируется (гидролизуется) собственными калийсодержащими флюидами от хлорита до иллита.

Ключевые слова: *интрузивные пирокластиты, петрография, петрохимия, морфология тел, структурно-геологическая и тектоническая позиция.*

PROCESSES OF DIAMONDIFEROUS PYROCLASTITE FORMING AND INTRUDING IN THE WESTERN URALS

I.I. Chaicovskiy

*Perm University, Geology Department, Bukireva, 15 Perm 614990
E-mail: Mineralogy.Museum@psu.ru*

Petrographical and petrochemical characteristics of the Urals intrusive diamondiferous pyroclastite bodies which were source rocks for placers are discussed. Geotectonic model connecting their origin with collision activization of the East-European platform and huge (about 400 km) fluid-magmatic chamber under folded-thrusted structure of the Western Urals is supposed. Sinthrusting movements resulted in dispersed distribution of lower-titanium lamproite (?) magma, its long-term uplift, differentiation and intrusion at the form of gas-ash suspension and afterwards water ash one. It is showed piroclastics.

Key words: *intrusive piroclastites, petrology, petrochemistry, body morphology, structure and tectonic position.*

В последние годы в приплотиковых частях практически всех россыпных месторождений алмазов Красновишерского района установлены субвулканические эксплозивные породы [Рыбальченко и др., 1997; Лукьянова и др., 2000]. Сильная измененность пирокластического материала (до глинистых минералов) делает их похожими на типично осадочные и гипергенные образования. Ранее литифицированные разности, залегающие среди рифейских, силурийских и девонских отложений, назывались вторичными коллекторами соответствующего

возраста. Их дезинтегрированные части, выходящие на поверхность, принимались за коры выветривания (предсилурийские, преддевонские, внутридевонские, последевонские, неогеновые приводраздельные галечные террасы и др.). В них даже были подсчитаны запасы алмазов, оказавшиеся в большинстве случаев непромышленными. Встречены были и спутники алмазов – пиропы, пикроильмениты, хромшпинелиды.

Одним из первых доказательств эндогенного происхождения пород, залегающих в приплотиковых частях алмазных месторождений,

было выявление А.Я. Рыбальченко и др. [1997] инъекционной природы слагающих их тел. Последующее микропетрографическое изучение показало присутствие в них псевдоморфоз по оливину, лейциту, флогопиту (?), аккреционных лапиллей, флюидалности и микроинъекций пирокластики во вмещающих толщах [Курбацкая и др., 2001; Лукьянова, 2000]. Эти породы по текстурной аналогии с алмазонасными лампроитовыми образованиями Австралии получили название песчаных и непесчаных туфов (туффицитов). Измененность пирокластического и магматического материала до глинистых минералов связывалась с последующей аргиллизацией.

Задачей данной статьи является не только характеристика вышеуказанных пород, встречаемых на алмазных месторождениях Западного Урала, восстановление механизма их образования, но и использование их как индикатора коровых и мантийных процессов, происходящих под окраиной Восточно-Европейской платформы.

Основой работы послужило изучение вещественного состава тел, встречаемых на алмазонасных месторождениях, их морфологии и строения. Были привлечены полевые наблюдения геологов ПГГСП «Геокарта», а также аналитические материалы, полученные В.А. Езерским, В.В. Жуковым, А.М. Зильберманом, Л.И. Лукьяновой и др., которым автор выражает свою признательность.

1. Петрография пирокластитов и связанных с ними пород

На алмазонасных месторождениях Вишерского Урала выявлена целая гамма пород, содержащих различное количество (от 0 до 100 %) пирокластики. Кроме измененного вулканического вещества в них присутствует песчаный материал из вмещающих или нижележащих толщ или обломки карбонатных пород и новообразованные кристаллы карбонатов. Насыщение тем или иным ксеногенным материалом зависит от состава вмещающей рамы, по которой развиваются эти инъекционные образования.

Дезинтегрированные песчаники, кварциты (реже доломиты) образуют линейные зоны (реже трубообразные тела) и состоят из нецементированных частиц песчаной размерности, иногда с разноориентированными обломками дресвы и щебня. Содержание пеплового

материала, измененного до глинистых частиц, не превышает 5–10 об %. Он может слагать как отдельные ветвящиеся псевдослои или быть равномерно рассеянным. В первом случае тела дезинтегрированных пород выполнены как песчаными так и остроугольными обломками, а во втором – сложены хорошо сортированным материалом с косой слоистостью (рис. 1 а, б). Наложный характер этих тел позволяет связывать их формирование с внедрением в осадочные толщи газов с незначительным количеством взвешенных пепловых частиц. Увеличение сортированности ксеногенного материала и появление слоистости отражают не только дезинтеграцию пород с образованием усадочной псевдослоистости, но и транспортировку взвешенного обломочного материала.

Ксенотуфы, ксенотуфобрекчии (песчаные туфы) выполняют пластовые тела, секущие валунные дайки и жилы, и сложены преимущественно псаммитовым ксеногенными частицами, сцементированными измененным пепловым пелитоморфным материалом (рис. 1 в, г). Реже встречаются лапиллиевые частицы. Количество пирокластики изменяется от 10 до 90 об %, породы характеризуются массивными, флюидалными, слоистыми и брекчиевыми текстурами, отражающими как спокойное, так и взрывное выполнение тел флюидизированной песчано-пепловой взвесью. Вулканический материал значительно изменен (гидролизован) и минералогически представлен хлоритами (диабантит, брунсвигит) на более глубоких горизонтах, и глинистыми минералами – в приповерхностных условиях. Последние, по данным рентгеноструктурного анализа, отвечают смектитам, гидрослюде и иллиту. Причем более крупные (>0,005 мм) частицы сложены преимущественно разбухающими минералами политипа 2M₁, а мелкие (и поздние), в основном, иллитом, представленным низкотемпературным политипом 1M. Широко развиты в ксенотуфах и гидротермальные минералы: пирит, барит, кварц, реже – сфалерит, галенит, киноварь, минералы группы флоренсита, золото и др.

Высокое содержание ксеногенного материала отражает значительные транспортирующие способности интрузирующей газовой взвеси.

Туфы (грязевые туфы) выполняют мало мощные жилы, дайки, пластовые тела, зоны штокверков и сложены измененным пепловым материалом. Для них характерны флюидалные

и брекчиевые текстуры, пелитоморфные, реже реликтовые, туфовые структуры (рис.1 д, е). Флюидальность этих пород подчеркивается полосчатым распределением рентгеноаморфных сульфидов железа, а также оксидов и гидроксидов. Туфы сложены глинистыми минералами, реже хлоритом, и содержат значительное количество гидротермальных минералов. С хлоритом сосуществуют карбонаты железа и марганца (сидерит, олигонит до 50 кг/м^3), со сме-

шаннослойным иллит-монтмориллонитом и гидрослюдой преимущественно политипа $2M_1$, сульфиды (пирротин, марказит, пирит до 250 кг/м^3), а с наиболее низкотемпературным и дисперсным иллитом – гидроксиды железа и барит (до 90 кг/м^3).

В некоторых жильных телах отмечено симметричное распределение минералов: рентгеноаморфные сульфиды в призальбандовой части и концентрические-зональные желваки

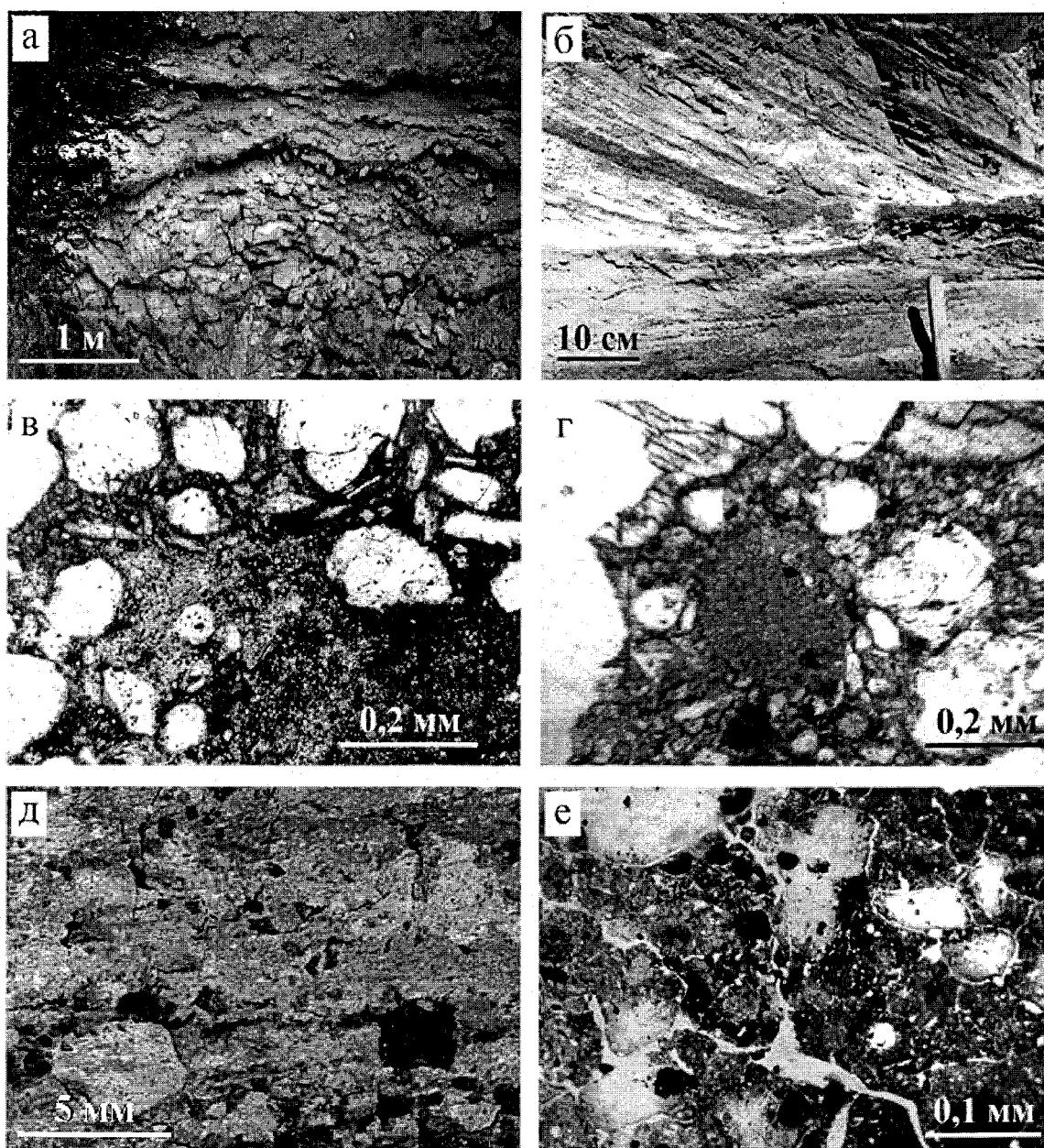


Рис. 1. Пирокластиты Западного Урала и связанные с ними породы: а, б – дезинтегрированные песчаники с усадочной (а) и косой (б) слоистостью; в, г – ксенотуфы, общий вид и фрагмент с аккреционной лапиллей (фото Ф.А. Курбачкой); д, е – грязевые туфы (флюидально-брекчиевая текстура, фрагмент внутреннего строения).

гидрогетита в центральной, для которой характерны флюидально-брекчиевые текстуры. Подобное строение жил отражает продолжительное течение водно-туфовой взвеси (водно-глинистой грязи) в условиях повышающейся активности кислорода и постепенного обезвоживания. При этом сульфидный гель окисляется и связывается растущими конкрециями, а глинистые минералы литифицируются и дробятся с образованием брекчиевых текстур.

Реакционный туф, туфобрекчия слагают согласные и секущие тела и зоны, нередко содержащие реликты незамещенных пород. Состоит из идиоморфных метакристаллов карбоната, сцементированных смектитовым или смешаннослойным иллит-смектитовым пелитоморфным агрегатом (рис. 2 а, б). Текстура массивная, флюидальная, брекчиевая. Развивается по карбонатным породам и отражает внедрение водно-пеплового (водно-гидрокарбонатно-глинистого) гидротермального раствора,

вызывающего сначала растворение рамы, а затем цементацию новообразованным кальцитом, реже доломитом.

Вторичные карбонатные породы встречаются в виде ореолов или зон вокруг реакционных туфов и развиваются по карбонатным породам. Характерна мелкозернистая структура, массивная, полосчатая, брекчиевая текстуры. В случае, когда вмещающие породы представлены доломитом, под электронным микроскопом выявляется и микробрекчиевая структура, где доломитовые реликтовые ядра зерен окаймлены новообразованной кальцитовой каймой (рис. 2 в). Реже отмечается развитие метасоматической колонки: неизменная доломитовая порода → новообразованный доломит с интерстициальными чешуйками смектита → новообразованная порода, состоящая из пластически деформированного кальцита (рис. 2 г). Подобные взаимоотношения свидетельствуют о том, что в ореоле пирокластитовых тел проявляется

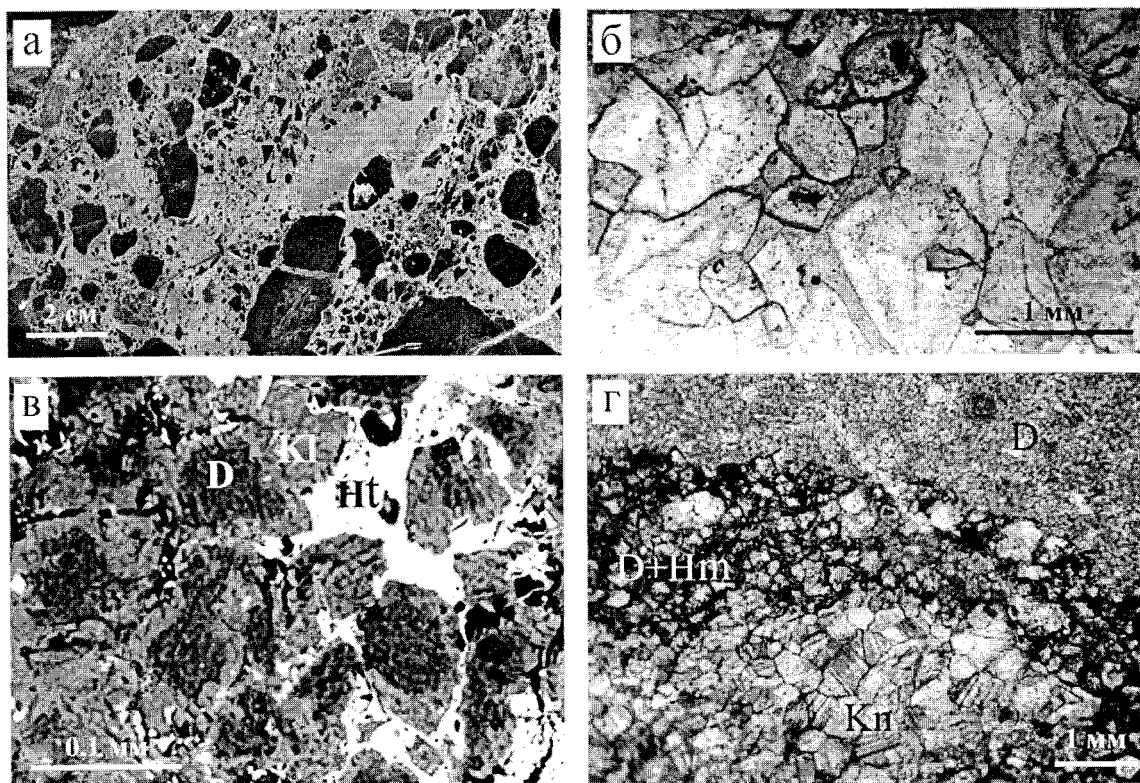


Рис. 2. Реакционные туфы (а, б) и вторичные карбонатные породы (в, г) Западного Урала: а – обломки вмещающих доломитов в карбонатно-гидрослюдистой массе; б – новообразованные кристаллы доломита в основной массе сложенной смешаннослойным иллит-монтмориллонитом (фото Ф.А. Курбацкой); в – реакционные каймы кальцита (Kl) на зернах осадочного доломита (D) и поздним гетитом (Ht) по трещинам; г – постепенное замещение осадочного доломита (D) доломит-смектитовым агрегатом (D+Hm) и новообразованным кальцитом (Kn).

дедоломитизация доломитов, что отражает низкую магнезиальность растворов, сопровождающих пирокластический материал.

Таким образом, встреченные на алмазных месторождениях Северного Урала породы сформировались в результате внедрения газовой фазы (дезинтегрированные породы), газовой пепловой взвеси ± вода (ксенотуфы, туфы, реакционные туфы) и гидротермальных растворов (вторичные карбонаты). Различная степень минерального преобразования пирокластике, возрастающая к поверхности, отражает эволюцию ее состава, связанную с прогрессивной трансформацией слоистых силикатов и насыщение калием (хлорит → смектит → смешанослойный иллит-монтмориллонит ($2M_1$) → гидрослюда → иллит ($1M$)), что не характерно для гипергенных процессов. По минеральному составу, наличию зональных гирогетитовых желваков «рыбий глаз», ореолам метасоматического изменения и, нередко, жильной форме пи-

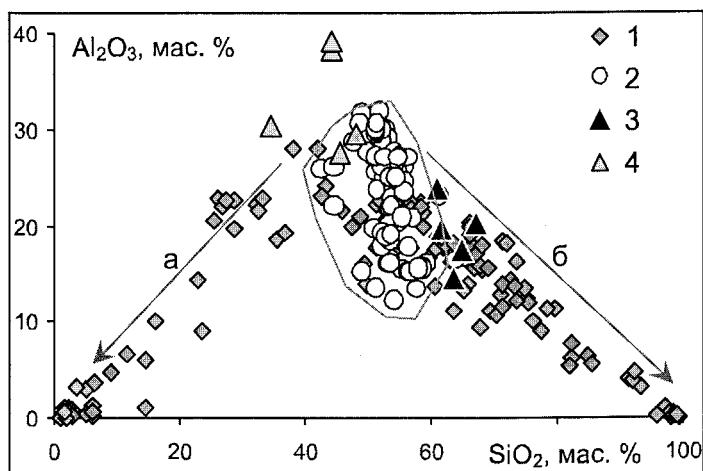
рокластиты Урала сопоставимы с алмазонасными «филлитами» Бразилии.

2. Петрохимия пирокластитов

Пирокластиты Вишерского Урала очень сильно изменены и их минеральный и химический состав существенно отличен от лампроитов и кимберлитов. Кроме того валовой состав ксенотуфов и реакционных туфов в значительной степени зависит от пород, по которым они развиваются (рис. 3). Так при внедрении в доломиты и известняки они разубоживаются карбонатным материалом, а при внедрении в кварциты и песчаники – ксеногенной псамитовой составляющей.

Для реконструкции первичного состава использовались результаты химических анализов основной (пелитоморфной) массы пирокластитов однородного строения, полученные микронзондовым анализом (таблица). По сравнению

Рис. 3. Тренды контаминации пирокластике ксеногенным карбонатным (а) и песчаным (б) материалом: 1 – валовой состав туфов, ксенотуфов и реакционных туфов Вишерского Урала; 2 – состав основной массы пирокластитов; 3 – интрузивные туфы Шеинского карьера, Ю. Урал; 4 – алмазонасные «филлиты» Бразилии.



Химический состав основной массы пирокластитов различных проявлений и месторождений алмазов по данным микронзондового анализа, мас. %

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	56,40	55,39	55,39	53,85	53,12	52,73	53,7
TiO ₂	0,46	0	0	0	0	0,4	0,73
Al ₂ O ₃	17,66	21,03	15,47	19,12	16,05	25,04	21,8
FeO	9,49	7,53	11,21	11,7	12,12	6,1	4,08
MnO	0,06	0	0	0	0	0	0
MgO	7,00	3,23	4,36	2,53	4,99	2,25	1,83
CaO	2,57	0,55	0,39	0,49	0,8	0,25	0
K ₂ O	6,32	7,69	8,69	7,79	8,26	8,67	8,39
сумма	99,97	95,42	95,5	95,48	95,34	95,44	90,53

Примечание. 1 – Акчимский Лог; 2 – Чурочная; 3 – Сырая Волынка; 4 – Волынка; 5, 6 – Ефимовка; 7 – Илья-Вож (2–4, 6, 7 – коллекция ПГГСП «Геокарта», 1, 5 – автора).

с валовыми составами они богаче глиноземом и занимают промежуточное положение между алмазоносными «филлитами» Бразилии и недавно выявленными на Южном Урале (Шейнский карьер [Шаденков, Лукьянова, 2001]) интрузивными туфами лампроитового состава.

Использование диаграммы (рис. 4) в координатах: гидролизатный модуль ГМ = $(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO}) / \text{SiO}_2$ – содержание MgO , предложенной Я.Э. Юдовичем и М.П. Керрис [2000], позволяет показать, что только часть анализов содержит более 3 мас % MgO , что выявляет их реликтовую «магматогенную» природу. Основная же часть относится к гидролизным образованиям дифференцирующим в направлении состава каолинита. Кроме того, в части проб отмечено накопление кремнезема и оксидов-гидроксидов Al и Fe. Близкое поведение демонстрируют и породы Шейнского карьера. При переходе от лампроитов к их интрузивным туфам (иллитового состава), теряется практически весь магний (и кальций) при почти постоянной величине ГМ, что объясняется одновременным ростом содержания Al_2O_3 и SiO_2 . Более значительная обогащенность глиноземом и, соответственно, гидролизованность характерны для каолинсодержащих «филлитов» Бразилии.

Значительные колебания содержаний петрогенных оксидов в пирокластитах, подверженных гидролизу, не позволяет их напрямую сравнивать с эталонными составами лампроитов. Для этого было проведено нормирование к сред-

нему составу кимберлитов Далдынского поля [Орлов и др., 1991], а сами оксиды были расположены в порядке возрастания в лампроитах трубки Аргайл (рис. 5). Кривые распределения петрогенных оксидов в алмазоносных «филлитах» Бразилии и интрузивных туфах Вишерского Урала сопоставимы с таковыми для неалмазоносных лампроитов Испании, которые отнесены О.А. Богатиковым с коллегами [1991] к низкотитанистым породам миаскитового типа. В отличие от них исследуемые пирокластиты еще более богаты глиноземом и обеднены Na_2O , CaO , MgO , TiO_2 , K_2O . Причина этого различия кроется в переходе от магматической породы к пирокластической, что хорошо видно на примере Шейнского карьера. Так, если оливин-диопсид-флогопитовые лампроиты миаскитового ряда практически аналогичны лампроитам Испании, то их интрузивные туфы, сложенные высокотемпературным иллитом политипа 2M_1 , аналогичны алмазоносным «филлитам» Бразилии и Вишерского Урала. При переходе от одной породы к другой выносятся легкоподвижные элементы и накапливаются типичные компоненты кор выветривания. Вероятно, причиной гидролиза является взаимодействие взвешенных пепловых частиц с водой, содержащейся в газовом потоке. Доказательством тому служит эволюция состава газовой фазы минералов пирокластитов (рис. 6). Так от ранних минералов к поздним (например пара сидерит – пирротин) возрастает количество восстановлен-

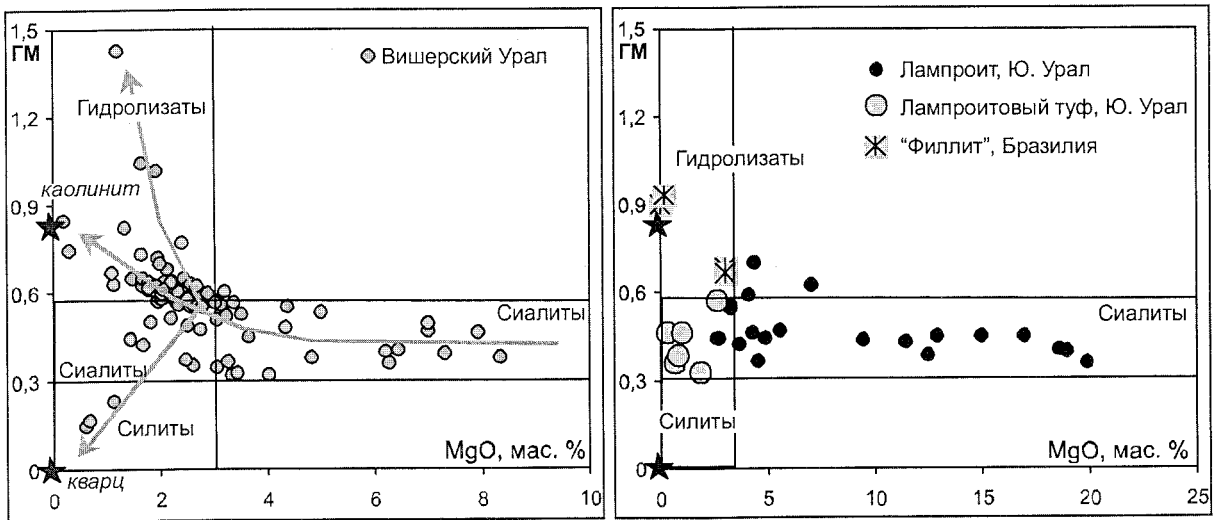


Рис. 4. Положение составов алмазоносных пирокластитов Западного Урала и родственных пород на диаграмме MgO -ГМ $((\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO}) / \text{SiO}_2)$.

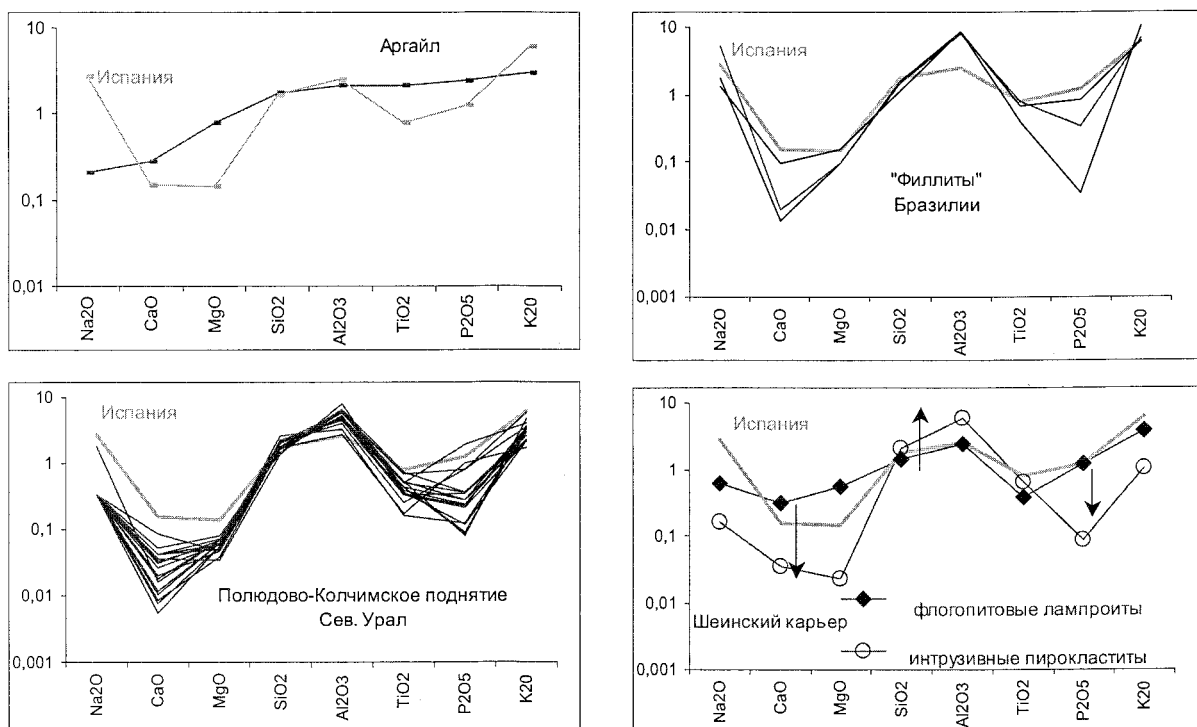


Рис. 5. Спектры петрогенных элементов, нормированные к среднему содержанию в кимберлитах Якутии (Далдынское поле).

Стрелками показано направление изменения состава в процессе вскипания лампроитовой магмы и ее взаимодействия с флюидной фазой.

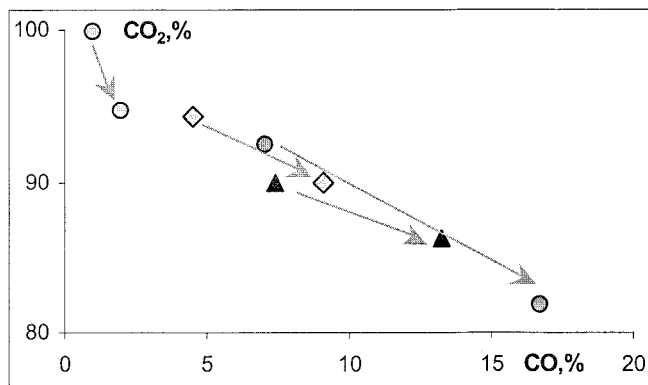


Рис. 6. Эволюция состава газовой фазы в минералах пирокластитов захваченных в процессе роста. Стрелкой показано изменение состава газов, от ранних минералов к поздним, в различных проявлениях. (Анализы выполнены на газовом хроматографе ХРОМ-5 с пиролизической приставкой С.Н. Шаниной, ИГ КНЦ УрО РАН).

ных газов (CO), свидетельствующее о диссоциации воды ($2\text{H}_2\text{O} \rightarrow 2(\text{OH})^- + \text{H}_2$) и образовании протона водорода.

Таким образом, алмазоносные пирокластиты Урала химически сопоставимы с интрузивными туфами низкотитанистых лампроитов, характерных для коллизионных областей, а их отличие от магматических пород обусловлено гидролизным взаимодействием пепла с вскипающими флюидами. О принадлежности вулканитов к лампроитовым породам могут говорить также единичные находки в них лейцита, псевдобрукита и магнезиальных ильменитов, сходных с лампроитовыми.

3. Морфология тел интрузивных пирокластитов

Изучение морфологии тел, содержащих пирокластический материал, их строение, взаимоотношения и фазовый состав позволили показать, что тела можно разделить на две крупные группы.

Первые сложены дезинтегрированными вмещающими породами, ксенотуфами, реакционными туфами (туфобрекчиями) и характеризуются сложным строением и значительными размерами. Они представлены приповерхностными линейными и внутрислойными зонами

дезинтеграции, силлами и валунными дайками. Наличие усадочной псевдослоистости, гранулометрической сортировки ксеногенного материала (рис. 7) отражает бурный (эксплозивный) характер внедрения газовой-пепловой взвеси и ее значительную транспортирующую способность.

Вторая группа представлена в основном маломощными жилами, пластовыми телами, зонами приповерхностной разгрузки (грифонами), выполненными грязевыми туфами и ореолами гидротермально измененных пород (вторичных карбонатов). Жильные тела нередко локализованы в зонах эксплозивной дезинтеграции, что позволяет считать их более поздними. Незначительная примесь ксеногенного материала говорит о том, что они внедрялись относительно спокойно из пеплово-водных (грязевых) растворов.

Таким образом, становление эндогенного материала в условиях земной поверхности протекало в две стадии. В раннюю происходит эксплозивное внедрение газов и газовой-пепловой взвеси, а в позднюю – внедрение и разгрузка жидкой грязи, что сопоставимо по характеру проявления с грязевым вулканизмом молодых складчатых областей [Грязевые...1986].

4. Структурно-геологическая и тектоническая позиция пирокластитов

Основная часть алмазоносной провинции локализована в Пермской области и связана с антиклинорными структурами. Наиболее богатая ее часть совпадает в плане с Полюдово-Колчимским поднятием (вернее с его крыльями), ориентированным вдоль Тиманского разлома и сформированным в результате над-

вигания Печорской плиты на Восточно-Европейскую платформу.

Для восстановления плана тектонических деформаций, на фоне которых происходило становление алмазоносных магматитов, были проведены структурно-геологические наблюдения на северо-восточном и юго-западном крыльях Полюдово-Колчимского поднятия как в нижнем (докембрийском), так и верхнем (палеозойском) структурных ярусах. Они позволили отметить следующее.

Практически на всех месторождениях (Сев. Колчим, Илья-Вож, Волынка, Ефимовка, Чурочная) внедрение пирокластики сопровождается продолжительными тектоническими подвижками, имеющими надвиговой характер. Милонитизированный пирокластический материал установлен как вдоль надвиговых поверхностей (с юго-западным падением на юго-западе и северо-восточным, восточным – на северо-востоке), так и в оперяющих их кливажных трещинах. Кроме того, туфовые оторочки зафиксированы на доломитовых дуплексах среди рифейских тиллитов (Чурочная) и сфероидальных ксенолитах бийских известняков, «закатанных» в вышележащие алевролиты пашийской свиты среднего девона (Волынка). Отмечено также выполнение туфовым материалом сводовых частей мелких складок (Волынка).

Сами надвиговые поверхности тяготеют к контактам разновозрастных пород различного состава, межформационным границам и пластичным толщам. Ориентировка кливажа и зеркал скольжения свидетельствует о том, что на

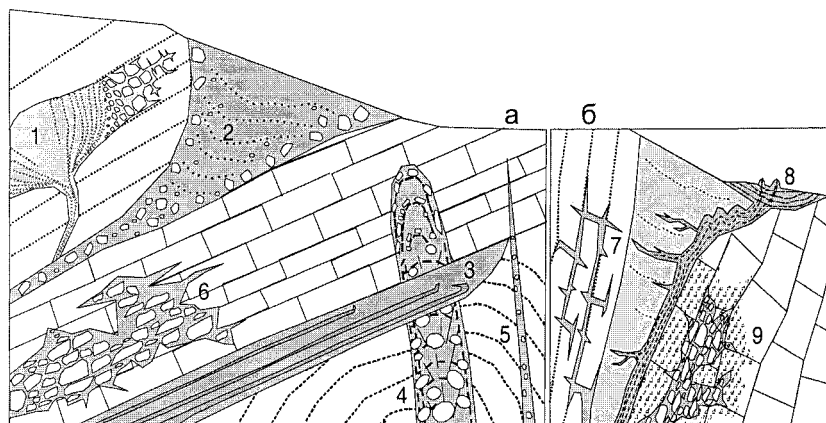


Рис. 7. Морфология и строение тел Вишерского Урала сформировавшихся при внедрении газовой-пепловой (а) и водно-пепловой (б) фаз: 1, 2 – зоны внутрислойной и приповерхностной дезинтеграции сложенные дезинтегрированными песчаниками; 3 – силл ксенотуфов; 4, 5 – валунная дайка и жила ксенотуфов; 6 – тело туфобрекчии; 7 – жилы грязевых туфов; 8 – грязевые грифон; 9 – ореол развития вторичных карбонатов.

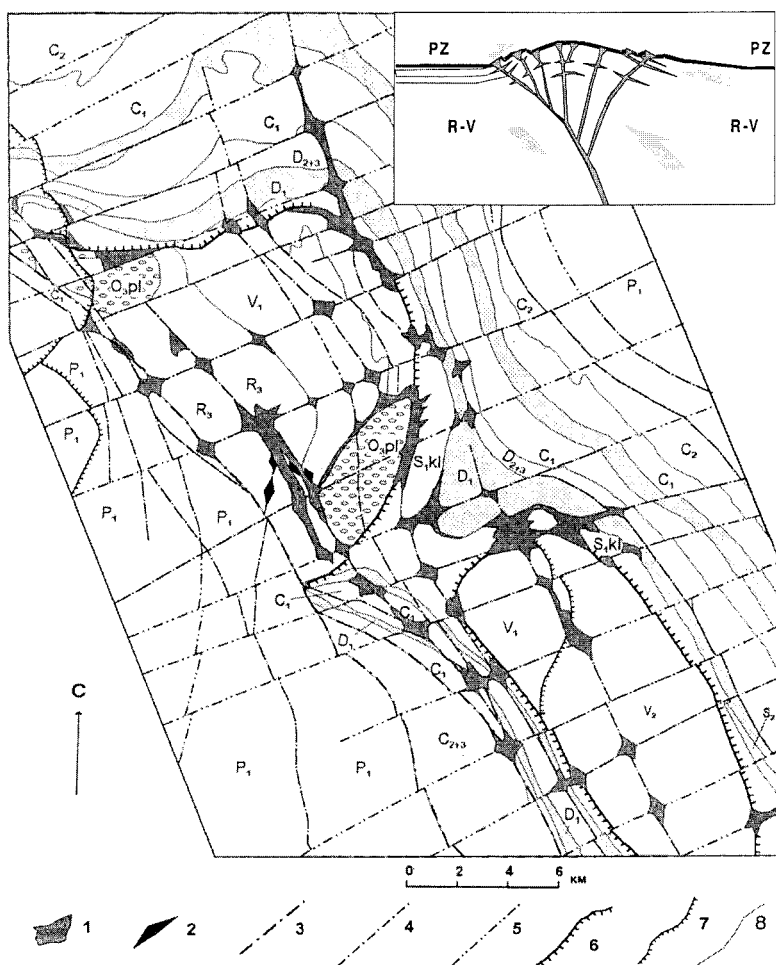
северо-восточном крыле Поллодово–Колчимского поднятия надвигание происходило в западном и юго-западном направлении (в сторону Восточно-Европейской плиты), а на юго-западном крыле – встречное, отраженное от поверхности главного регионального надвига (рис. 8). Нередко отмечающиеся дислокации – сбросы и складки оползания – указывают на то, что надвиговые движения протекали на склонах уже сформировавшейся (герцинской) сводовой Поллодово–Колчимского структуры. Присутствие большого количества тел, морфология которых обусловлена тектоническими причинами (принадвиговые брекчии с пирокластическим цементом, тела милонитизированных туфов), позволило предположить, что именно синтетектонические обстановки предопределили дифференциацию вулканической колонны и разделение фаз по динамической вязкости: газы, газово-пепловая взвесь, водно-пепловый флюид. Эти же причи-

ны обусловили рассеяние эндогенного материала в виде принадвиговой штокверковой зоны согласных и секущих тел, совпадающей в плане с Поллодово-Колчимским поднятием (35x10 км).

Таким образом, внедрение алмазоносного пирокластического материала происходило при коллизионной активизации складчатой области, надвинутой на окраину Восточно-Европейской платформы. Наиболее молодой возраст пород автохтона и толщ, подверженных инжецированию пирокластитами, отвечает ранней перми, что свидетельствует о более молодом, вероятно триас-юрском, возрасте тектоно-магматической активизации.

Структурно-геологический анализ показывает, что эти выводы применимы и для Кваркушско–Каменногорского мегантиклинория. Основные россыпные проявления алмазов и находки пирокластитов локализованы по его западному и восточному обрамлениям, совпадающим

Рис. 8. Положение тел алмазоносных пирокластитов в структуре Поллодово-Колчимского поднятия (по данным И.П. Тетерина, В.В. Мелкомукова) и его схематический разрез: 1 – узлы скопления пирокластических тел, 2 – дайки субщелочных диабазов и пикритов, 3–7 – разрывные нарушения, 8 – геологические границы. P₁ – пермская система: песчаники, конгломераты, алевролиты; C₁₋₃ – каменноугольная система: доломиты, известняки, аргиллиты, песчаники; D₁₋₃ – девонская система: песчаники кварцевые, аргиллиты, известняки, доломиты; S₁₋₂ – силурийская система: доломиты, известняки, песчаники, алевролиты; O₃ – ордовикская система: песчаники, конгломераты кварцевые; V₁₋₂ – венд: конгломераты, песчаники, аргиллиты, алевролиты; R₃ – рифей: песчаники полевошпатовые, аргиллиты, известняки, доломиты.



с разломными зонами, по которым в герцинское время происходило надвигание на окраину Восточно-Европейской платформы (рис. 9). Их восточное падение подтверждается наличием монотонно убывающих градиентных зон гравитационного поля (установленных Ю.Л. Будриным и А.А. Цыганковым). Кроме того, распределение алмазности контролируется кольцевыми морфоструктурами, которые дешифрируются по рисунку гидросети. Эти блоки диаметром 80–140 км (Горнозаводский, Чикманский, Красновишерский и Колвинский) естественным образом группируют алмазоносные россыпи в рудные районы. Их округлая форма, а также будинообразные очертания мегантиклинорий и

разворот надвиговых поверхностей позволяют считать, что они сформировались в результате «косого» (левосдвигового) характера герцинской коллизии. За счет ротационного эффекта Кваркушко-Каменогорский аллохтон (и крайняя часть платформы) приобрели блоковое (блоково-чешуйчатое) строение.

Таким образом, размещение алмазоносных россыпей (и тел пирокластитов, залегающих в их приплотиковой части) на западном склоне Среднего и Северного Урала контролируется тектоническими структурами двух уровней:

– зонами надвигов, ограничивающих антиклинорные структуры и обуславливающих полосовое распределение алмазности;

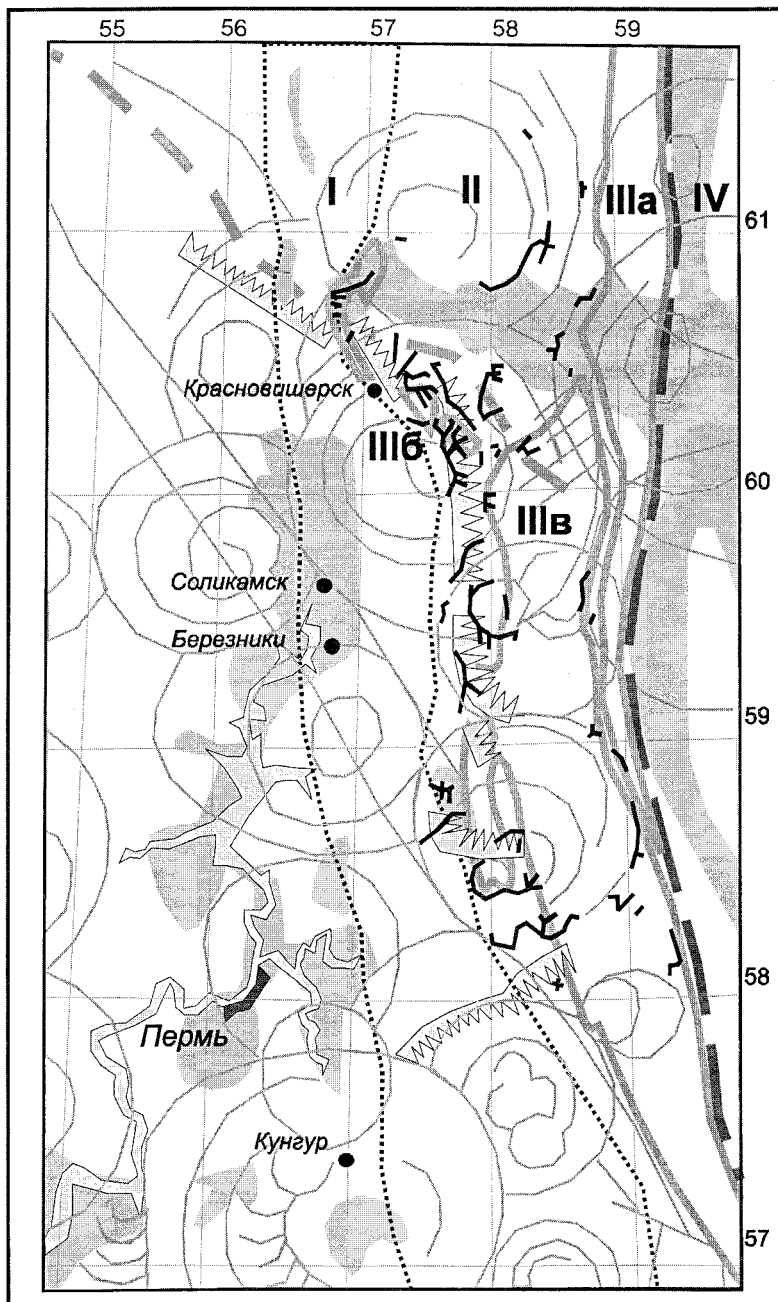


Рис. 9. Тектоническое положение Уральской алмазоносной провинции: 1 – алмазоносные отрезки рек; 2 – надвиговые зоны, фиксируемые монотонно убывающими градиентными зонами гравитационного поля (по материалам Ю.Л. Будрина, В.А. Цыганкова); 3 – аномалии эндогенного теплового поля (по [Горный, 2000]); 4 – антиклинорные поднятия (I – Предуральский краевой прогиб, II – Западно-Уральская зона складчатости, III – Центрально-Уральское поднятие, IIIa – Ляпинско-Кутимский мегантиклинорий, IIIб – Полюдово-Колчимское поднятие, IIIв – Кваркушко-Каменогорский мегантиклинорий, IV – Тагильский мегасинклиний); 5 – Уральский и 6 – Тиманский глубинные региональные разломы.

– сдвиговыми линеаментами кольцевых морфоструктур, определяющими ориентировку алмазоносных россыпей в пределах рудного района.

Анализ, приведенной в работе В.И. Горного [2000], карты теплового поля России показывает, что основная часть алмазоносной провинции совпадает с осевой частью линейной области пониженных значений геотермического поля, а контрастные аномалии (линейные зоны разгрузки эндогенного тепла) отмечены лишь по ее периферии. Аналогичная структура теплового поля на Кавказе объясняется [Горный, 2000] наличием под молодым горным сооружением мантийного очага, сформировавшегося за счет накопления флюидов под непроницаемой складчато-надвиговой структурой на границе двух плит. Разгрузка этого очага происходит в виде вулканических извержений в сводовой части, а флюид устремляется в область меньшего гидродинамического сопротивления – за пределы тектонических покровов.

Применительно к западной окраине Восточноевропейской платформы наблюдаемая структура теплового поля может быть объяснена следующим образом. Герцинская коллизия вызвала скупивание перикратонных блоков (Центрально-Уральского поднятия и Западно-Уральской зоны складчатости) и увеличение мощности гранитогнейсового и осадочного слоев и формирование экранирующей структуры (зона складчатости–антиклинорий). В результате продолжительного подтока мантийных флюидов под складчато-надвиговым сооружением формируется флюидно-магматический очаг, который дренирует эндогенный материал как в виде алмазоносных лампроитовых струй, рассеянных по надвиговым поверхностям в центре складчатого сооружения, так и в виде термальных зон по его периферии (вдоль границы прогиба и платформы на западе, и вдоль Главного Уральского разлома – на востоке).

С позиции предлагаемой модели логично объясняется и высокая алмазоносность Полюдово–Колчимского поднятия, где локализованы наиболее крупные месторождения. Наличие глубинного поперечного тиманского разлома, секущего складчатое сооружение, создавало более благоприятные условия для разгрузки флюидов по сравнению с другими частями западного склона Урала.

Таким образом, возникновение линейного очага лампроитовой (?) магмы протяженностью около 375 км под окраиной платформы, ве-

роятно, связано с герцинской коллизией, соорудившей на пути флюидов экранирующую складчато-надвиговую структуру. Разгрузка этого очага происходила при коллизионной активизации окраины плиты. При этом алмазоносные флюидно-магматические струи внедрялись вдоль надвиговых (и сдвиговых) поверхностей в сводовой части складчатой области, что обусловило их дифференциацию по динамической вязкости (газ, газопопелловая взвесь, водно-пепловый раствор). А разгрузка эндогенного тепла происходит по периферии складчато-надвиговой области.

5. Барофильные минералы как индикаторы мантийных процессов

Кроме аутигенных гидролизных и гидротермальных минералов в пирокластитах установлены минералы, формирование которых связывается с мантийными процессами. Это алмаз, гранаты, пикроильмениты, хромшпинелиды, оливин, пироксены, платиноиды и др. В самом алмазе также установлены минералы–включения: сульфиды, хромшпинелиды, гранаты, пироксены, оливин, однако их состав отличается от других минералов пирокластитов, что позволяет предполагать разорванность во времени этих минеральных ассоциаций.

Алмаз

Уральские алмазы характеризуются существенным преобладанием минералов–включений эклогитового парагенезиса, происходящих, в основном, из магнезиально-железистых гранат-омфацитовых эклогитов [Соболев и др., 1971; Шеманина, Богомольная, 1980; Галимов и др., 1989]. Реже отмечаются «узники» из глиноземистых эклогитов и дунит-гарцбургитов. Минералы подобного парагенезиса отмечены в виде включений в алмазах как кимберлитов, так и лампроитов.

Более определенные выводы о природе алмазов позволяет сделать изотопный состав углерода и гелия. Так, большинство анализов уральских кристаллов [Галимов и др., 1978; 1989] по содержанию $\delta^{13}\text{C}$ попадают в интервал -2 - -10 ‰, что сопоставимо с якутскими камнями [Галимов, 1984], формирующимися в истощенной мантии, в отличие от алмазов из лампроитов (-9 - -13 $\delta^{13}\text{C}$, ‰), которые связываются с обогащенной мантией [Соболев и др., 1989; Heerden L.A. et al., 1995].

Выполненные И.Л. Каменским и И.Н. Тол-

стихиным [1992] определения изотопного состава гелия показали, что уральские алмазы характеризуются аномальной обогащенностью первичным «космогенным» гелием ($^3\text{He} = 234,3 \times 10^{12} \text{см}^3/\text{г}$). По содержанию этого изотопа уральские камни сопоставимы с якутскими алмазами и наиболее близки к кристаллами из кимберлитов дайкового типа древних платформ: Бразилии, Заира, Сьерра-Леоне [Honda et al., 1987; Lal et al., 1989]. Предельно высокое отношение в них $^3\text{He}/^4\text{He}$, обусловленное незначительным количеством радиогенного гелия (^4He), говорит о том, что исходный алмазоносный субстрат был беден продуктами распада, то есть кристаллизация алмаза происходила в еще молодой мантии. Об этом же пишут М. Озима и Ш. Зашу [Ozima M., Zashu S., 1983], которые объясняют возможность сохранения аномального изотопного отношения лишь в условиях крайнего дефицита урана, вскоре после формирования Земли. Таким образом, можно предполагать, что формирование большей части алмазов происходило в архейское время.

Кроме пирокластитов и россыпей, образующихся за счет их разрушения, алмазы, в виде единичных находок, встречены также в щелочных базитах и ультрабазитах кусьинского и благодатского комплексов Западного Урала, содержащих ксенолиты мантийных пород и барофильные минералы [Лукьянова и др., 1978; Малахов, 1983; Малахов и др., 1980; Зильберман и др., 2002]. Алмазы из этих образований изучены недостаточно, однако округлая (додекаэдридная) форма кристаллов, характерная для уральских камней, позволяет считать, что они относятся к единой популяции вместе с алмазами пирокластитов и россыпных продуктов их разрушения. Венд-кембрийские щелочно-основные вулканы: дворецкий и благодатский гиаломеланефеленит-трахибазальтовые и красновишерский и кусьинский пикрит-эссекситовые, развиты вдоль всего западного склона Среднего Урала [Зильберман и др., 2002]. К востоку эти образования сменяются разновозрастным вильвенским трахибазальт-базальтовым комплексом. Зональность магматизма, характер излияния (интрузии центрального типа для щелочных и излияния трещинного типа для переходных и нормальных), а также анализ осадочных формаций рифейского и вендского возраста позволил отнести эти вулканические комплексы к рифтовым [Курбацкая, 1986]. Таким образом, можно предполагать что алмазоносный субстрат,

питавший рифтовые щелочно-базитовые комплексы, а затем и пирокластиты, к венд-кембрийскому времени был уже сформирован.

Сульфиды

Сульфидные включения в уральских алмазах установлены Э.С. Ефимовой и др. [1983], которые показали, что они были захвачены растущими алмазами из эклогитовой магмы. Рассчитанный ими исходный состав сульфидного расплава оказался более богат железом и серой, чем расплавы других провинций, что позволяет считать мантийный субстрат уральских алмазов более примитивным и соответственно более древним.

Гранаты

В настоящее время накоплено более 400 микрозондовых анализов глубинных гранатов из уральских алмазов, пирокластитов и магматитов.

Гранаты из алмазов относятся к двум парагенезисам: кноррингитовый пироп происходит из истощенных дунит-гарцбургитов (рис. 10 а), а преобладающие пироп-альмандины из железисто-магнезиальных эклогитов (высокотитанистых и ильменит-рутиловых (рис. 10 б)). В алмазах трубки Мир включения, отвечающие высокотитанистым эклогитам, сменяются ильменит-рутиловыми с более магнезиальным гранатом, что позволило [Буланова Г.П. и др., 1986; Гаранин В.К. и др., 1991] связать кристаллизацию алмазов с расплавом, образующимся при подъеме астенолита, претерпевающего истощение. Э.М. Галимов и др. [1989] указывают также на находку высококальциевого граната, ассоциирующего с кианитом в кристалле уральского алмаза с необычным составом ($-13 \delta^{13}\text{C}$). Подобные значения ^{13}C и парагенез с Са-гранатом и кианитом (глиноземистые эклогиты) связывают с погружением в мантию сиалических блоков [Доусон, 1983]. Таким образом, гранаты, включенные в алмазы могут свидетельствовать о том, что алмазообразование происходило как в процессе подъема мантийных масс, так и в погружающемся субстрате, петрохимически и изотопно наследующим коровые характеристики. Однако первый тип, связанный с рестированием перидотитового субстрата, существенно преобладал. Высокое содержание кноррингитового минала (более 35%) в пиропе может говорить о том, что кристаллизация граната и алмаза происходила на глубине, отвечающей давлению более 5 ГПа ($> 150 \text{ км}$).

Гранаты из пирокластитов связаны с ультраосновным субстратом (лерцолиты, гарц-

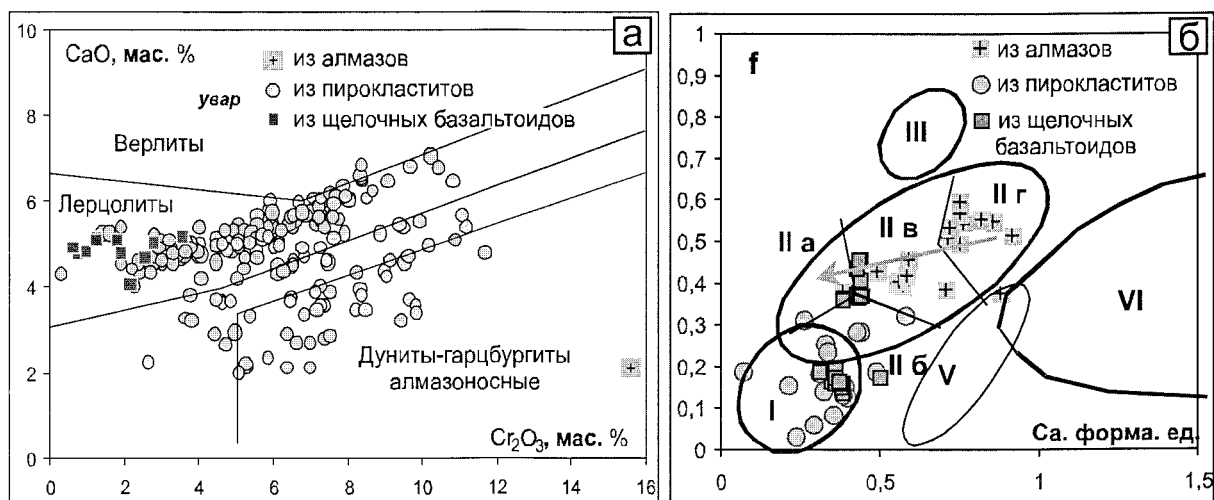


Рис. 10. Положение составов уральских гранатов на диаграммах для типизации мантийных минералов ультраосновных и эклогитовых парагенезисов (а – Н.В. Соболева, 1974; б – И.И. Чайковского, 2000). Поля гранатов: I – магниальных эклогитов; II – железисто-магниальных эклогитов (а – марганцовистых, б – высококремнистых, в – ильменит-рутиловых, б – высокотитанистых); III – высокожелезистых эклогитов; IV – глиноземистых и дистеновых эклогитов; V – астеносферного парагенезиса (трубка Монастери) ($f=Fe/(Fe+Mg)$).

бургиты, дуниты) и магниальными эклогитами. В отличие от ультраосновных гранатов из алмазов, пиропы пирокластиков содержат менее 25 мол.% кноррингита, что по данным Ю.И. Малиновского с соавторами [1973] отвечает давлению менее 5 ГПа, то есть графит-пироповой фации глубинности. Однако значительные колебания содержания CaO и Cr₂O₃, перекрывающие области составов пиропов из ксенолитов трубок Обнаженная, Мир, Айхал, происходящих по А.В.Уханову и др. [1988] с глубин, отвечающих от 0,8 до 4 и более ГПа, свидетельствует о значительных вертикальных масштабах мантийного субстрата, подверженного частичному плавлению. Выполненное В.А. Езерским (неопубликованные данные) геохронологическое датирование гранатов этого типа самарий-ниодимовым методом по четырем точкам дало изохрону, наклон которой отвечает возрасту 740 ± 60 млн лет (СКВО=0,57). Величина $\epsilon_{Nd} = -7,9$ указывает на то, что истощенный субстрат существенно отличается как от первичной мантии, так и изотопно-примитивной нижней мантии. С пиропами в пирокластитах ассоциируют и оранжевые пироп-альмандины, химизм которых позволяет связывать их с магниальными эклогитами, образующимися из наиболее поздних расплавов, формирующихся при высокой

степени истощения перидотитового субстрата. Рифейский возраст гранатов из пирокластиков и отличие их состава от минералов, включенных в алмазы, может свидетельствовать о том, что они формировались в условиях графит-пироповой фации в астеносферном выступе под развивающимся в это время континентальным рифтом.

Наличие на пиробазах фукситовых кайм и полных псевдоморфоз, возраст которых на основе Rb-Sr метода в отделе изотопной геологии ВСЕГЕИ оценен в 259 ± 5 и 267 ± 5 млн лет (неопубликованные данные В.А. Езерского) позволяет предполагать, что мантийный субстрат был дезинтегрирован и захвачен флюидно-магматической колонной в поздне- (или) послепермское время.

Гранаты из щелочно-базальтоидных комплексов встречаются как на Полюдово-Колчимском поднятии, так и Кваркушско-Каменногорском мегантиклинории. Однако, в отличие от пиропов пирокластиков, они происходят из практически неистощенных пород – гранатовых лерцолитов. Отсутствие гранатов в разновозрастных базальтах-трахибазальтах вильвенского комплекса, расположенных восточнее щелочных магматитов, позволяет предполагать, что они формировались в осевой зоне рифта, а их магма генерировалась в условиях меньших глубин (шпинелевой фации).

Хромшпинелиды

Шпинелиды как и гранаты, встречаются в уральских алмазах, пирокластитах и щелочно-базальтоидных комплексах.

Хромшпинелиды из включений в алмазах установлены Е.И. Шеманиной и Л.С. Богомольной [1980]. По составу эти минералы не отличаются от включений в алмазах других провинций и не выходят за пределы вариаций, зато существенно отличаются от шпинелидов из пирокластитов. Особенно это заметно по содержанию нормативного магнохромита и хромита: 50–52 и 30–35 мол.%, соответственно, против 15–40 и 44–66 мол.% в пирокластитах. Незначительные вариации состава шпинелидов могут говорить об относительной однородности мантии в отличие от сложно дифференцированной [Уханов и др. 1988] в районе трубки Мир.

Хромшпинелиды из пирокластитов изучались В.В. Жуковым [2001], В.А. Езерским, автором и геологами ПГГСП Геокарта. В.А. Езерским впервые предложено разделять шпинелиды Северного Урала на две морфологические группы.

Первая встречается чаще и представлена идиоморфными кристаллами, а также ксеноморфными зернами, нередко слагающими рудные агрегаты. Нередко между зернами отмечается интерстициальный серпентин, хромовый хлорит и уваровит. В виде включений в этих шпинелидах отмечены зерна (4–10 мкм) чермакита-феррочермакита с повышенным содержанием СаО (13,98–20,84 мас. %), что может говорить о том, что субстрат (расплав), из которого формировались чермакиты, содержал нормативную алюмосиликатную фазу – плагиоклаз. Амфиболы близкого состава известны в габброидах из альпинотипных комплексов Полярного Урала [Макеев, 1992]. Пересчет химического состава амфиболов на вероятный состав силикатного расплава показывает, что он мог отвечать магме оливин-габбрового состава (полевой шпат – 22–25, диопсид – 53–66 и оливин – 13–21 мол. %). Хромшпинелиды характеризуются незначительными вариациями состава (Cr_2O_3 – 42–49, Al_2O_3 – 15–19 мас. %) и, вероятно, связаны с гарцбургитовыми рудоносными комплексами. В кристаллах отмечена зональность, обусловленная ростом от центра к краю величины $Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg$ при постоянном значении $Cr/(Cr+Al+Fe^{3+})$, то есть при одинаковой степени истощения субстрата. Наблюдаемое увеличение железистости в них может отражать кристаллизационную дифференциацию в опре-

деленном объеме породы.

Вариации состава, характер зональности, наличие включений и рудных агрегатов могут свидетельствовать о формировании хромитов в относительно однородном гарцбургитовом комплексе в результате рестирования. Позднее гипербазитовый массив был перемещен в коровые условия, где претерпел метаморфизм, сопровождающийся гидротермальной хромовой минерализацией. Еще позже эти шпинелиды были захвачены алмазонасными пирокластитами.

Вероятно, фиксирующиеся в базальных отложениях ордовика Западного Урала хромшпинелиды могут свидетельствовать о выдвигании части подобных (рифтогенных) массивов к земной поверхности.

Вторая группа хромшпинелидов встречается реже и представлена зернами округлой, эллиптической формы. Для них характерны значительные вариации (Cr_2O_3 – 30–60, Al_2O_3 – 4–26 мас. %), перекрывающие области составов минералов как лерцолитовых, так и дунит-гарцбургитовых комплексов (рис. 11). В зернах данной группы выявлена зональность, выраженная в одновременном росте от центра к краю железистости и хромистости, что позволяет связывать ее с кристаллизацией в субстрате, претерпевающим продолжительное рестирование.

В качестве включения в одном высокохромистом зерне В.В. Жуковым установлено выделение каплевидной формы, сложенной пироксен-флогопитовым сростком. Пироксен отвечает хромдиопсиду и его состав ($f=0,07$) наиболее близок к минералам из истощенных пород дунит-гарцбургитового комплекса. Слюда характеризуется минимальной железистостью ($f=0,06$), близкой к флогопитам из алмазов и перидотитовых нодулей в кимберлитах, однако повышенная глиноземистость позволяет предполагать меньшую глубину ее формирования.

Данная группа шпинелидов характеризует различную степень преобразования мантийного субстрата (от лерцолитов до гарцбургитов и дунитов) и по формационной принадлежности, вероятно, является комплементарной пиропам из пирокластитов. Их округлая форма может отражать длительное преобразование вмещающих пород, как в процессе рестирования, так и дезинтеграции и транспортировки поздними расплавами, выносящими их к земной поверхности.

Хромшпинелиды щелочно-основных вулканитов зафиксированы в благодатском, дворецком кусьинском и других комплексах

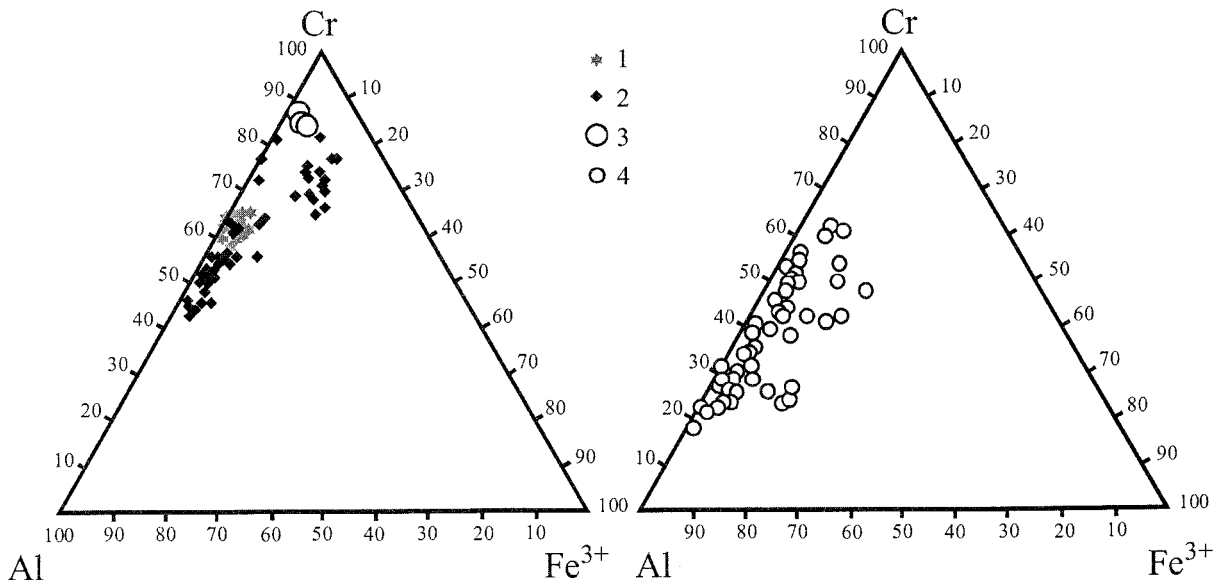


Рис. 11. Положение состава хромшпинелидов Западного Урала на диаграмме Al-Cr-Fe: 1, 2 – из пирокластитов (1 – идиоморфные кристаллы и рудные агрегаты, 2 – округлые зерна); 3 – из алмазов; 4 – из венд-кембрийских брекчий щелочно-базальтоидных комплексов.

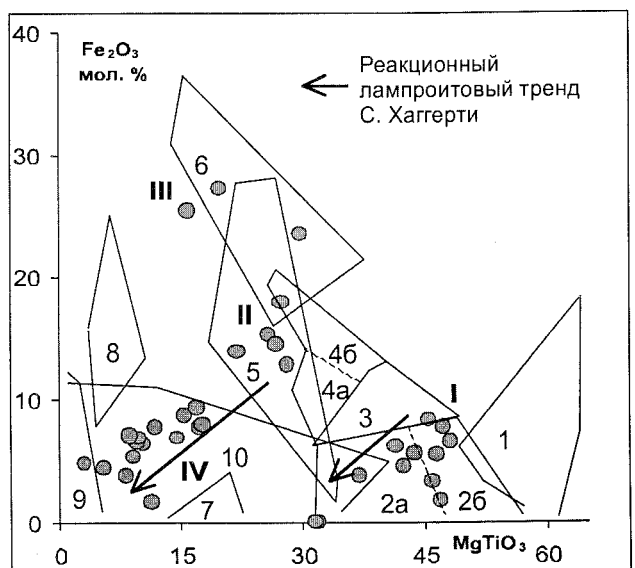
Западного Урала [Малахов и др., 1980]. Шпинелиды установлены как в брекчиях пикритов, кимберлитоподобных пород, так и ксенолитах измененных перидотитов. Их химизм свидетельствует о том, что щелочно-базальтоидные расплавы формировались и выносили ксенолиты из богатого глиноземом слабо дифференцированного лерцолитового субстрата. Такой же вывод был получен по составу гранатов.

Пикроильмениты

Магнезиальные ильмениты, встреченные в алмазонасных пирокластитах Северного Урала, по

составу разделяются на три группы (рис. 12). *Первая* наиболее магнезиальная, высокохромистая (5,65 мас. %Cr₂O₃) и довольно многочисленная группа, вероятно, связана с перидотитами (+алмазонасными), аналогичными минералам из ксенолита ильменит-пиропового лерцолита трубки Удачная, описанным Н.П. Похиленко и др. [1976]. *Вторая группа* попадает в поле составов желваков ильменита, которые формируются в пегматоидных перидотитах. *Третья* – сопоставима с ильменит-гранатовым сростками, кристаллизующимся из наиболее богатых флю-

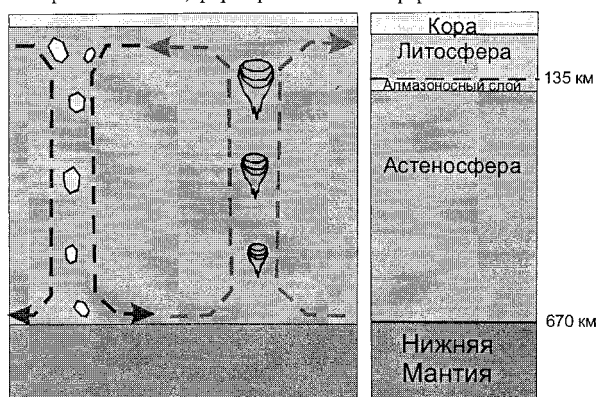
Рис. 12. Положение пикроильменитов из пирокластитов на диаграмме MgTiO₃-Fe₂O₃. Поля пикроильменита: 1 – микрокристаллов из основной массы кимберлитов; 2 – включений в алмазы (а) и алмазонасные ильменитовые перидотиты; 3 – из катаклазированных неистощенных лерцолитов; 4 – из пироксенитов с графической структурой распада (а) и верлитов (б); 5 – желваков (кимберлитов и лампроитов); 6 – включений в гранатовых желваках; 7 – эклогитов; 8 – эклогитоподобных пород; 9 – габброидов и щелочных пегматитов; 10 – карбонатитов и микрокристаллов из основной массы лампроитов.



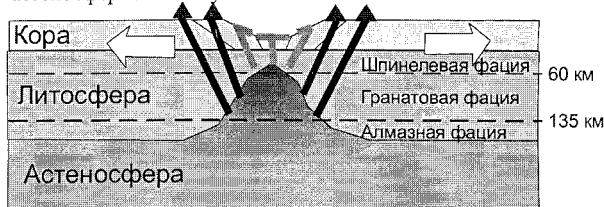
идами и кислородом остаточных расплавов. Таким образом, пикроильмениты Полудово-Колчимского поднятия формировались в мантии при истощении гипербазитового субстрата. В тугоплавком рестите перидотитового состава кристаллизовались высокохромистые минералы первой группы. Пикроильмениты второй и третьей групп со значительной гематитовой составляющей связаны с поздними расплавами, обогащенными флюидами. Отсутствие подобных минералов в виде включений в алмазах свидетельствует об их кристаллизации в условиях меньших глубин.

Таким образом, полученные по барофильным минералам выводы, позволяют восстановить следующую последовательность основных мантийных событий (рис. 13).

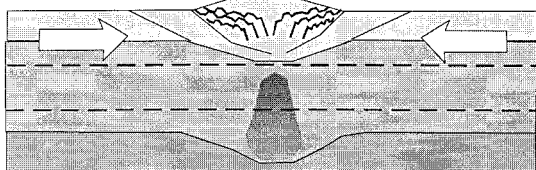
1. Архейский этап, формирование литосферы



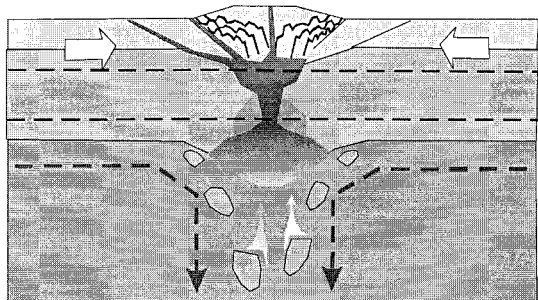
2. Рифейско-вендский рифтовый этап, формирование астеносферного выступа



3. Герцинская коллизия



4. Постколлизивная (P₂-T-J₁) активизация, формирование флюидно-магматического очага



Наиболее древним и глубинным (более 150 км) веществом пирокластитов являются алмазы и включения в них, которые формировались на ранней стадии развития Земли в процессе подъема и дифференциации изотопно и химически примитивных мантийных масс. Вместе с алмазом в рестите кристаллизуется хромшпинелид, кноррингитовый пироп и оливин, а в эклогитовом расплаве, обогащенном серой и железом, формируется основная часть алмазов и пиропальмандины, отвечающие вначале высокотитанистым, а затем ильменит-рутиловым эклогитам. Вероятно, в это же время, встречаемыми менее масштабными нисходящими движениями, погружается глиноземистый коровый материал, преобразованный в алмазоносные дистеновые эклогиты. Возможно, эти события отражают плюм-тектонические конвекционные события среднего и позднего архея, когда за счет основного вулканизма закладываются зеленокаменные пояса и формируется собственно континентальная кора [Хаин, Ломизе, 1995]. Эти мантийные дифференциаты могли дорастивать литосферу, формируя на глубинах (более 135 км), отвечающих области стабильности алмаза, продуктивный слой.

Рифейско-вендский рифтогенез вызвал раздвиг континентальной коры и образование астеносферного выступа. Как известно, при рифтинге континентальной плиты в ослабленной зоне происходит утонение континентальной коры и, особенно, нижележащей литосферы. В образующемся астеносферном выступе за счет декомпрессии возникает область разуплотнения, в которой, за счет частичного плавления, формируются различные магматические очаги. В приосевой части рифта, в зоне максимального растяжения, быстро удаляющиеся из области рестирования (шпинелевая фация) расплавы нередко содержат нормативный кварц и отвечают нормальным платобазальтам, реже трахибазальтам (вильвенского комплекса). Из очагов, расположенных глубже по склону астеносферного вала, субстрат плавится сильнее, а магма удаляется не столь быстро, обогащаясь при этом оливином, что обуславливает щелочной характер дифференциации. Именно эти расплавы и выносят к поверхности реликты (пиропы и хромшпинелиды) выплавляемого лерцолитового субстрата. В некоторых

Рис. 13. Последовательность основных тектоно-магматических событий.

комплексах (благодатском и кусьинском) среди вулканитов зафиксированы единичные кристаллы алмазов, которые дают основание считать, что глубина очагов пикритовых и трахибазальтовых магм отвечала графит-гранатовой фации (60–130 км), и лишь иногда незначительно захватывала алмазную фацию. Отсутствие алмазов в магматитах осевой зоны и единичные находки в прибортовых щелочных базитах и пикритах может говорить о том, что алмазоносным являлся слой в основании нижней мантии, который при растяжении утонился и под самим рифтом полностью исчез. Вынесенные к поверхности флюидно-магматическими (пирокластическими) колоннами пиропы, пироп-альмандины, округлые хромшпинелиды и пикроильмениты свидетельствуют о том, что в корневой части астеносферного выступа происходили еще более значительные по вертикальному масштабу и степени дифференциации процессы. Лерцолитовый субстрат преобразуется в дунит-гарцбургитовый с высокохромистыми пиропами, хромшпинелидами и пикроильменитами, выплавки основного состава становятся высокомагнезиальными и отвечают магнезиальным эклогитам (пироп-альмандины), остаточные расплавы обогащаются флюидами и образуются пегматоидные (ильменитовые) породы. Однако, алмазы в нем не формировались, что, вероятно, связано с недостаточными глубинами.

Алмазоносность (раннемезозойских?) пирокластитов, вероятно, связана с коллизионными событиями и восстановлением алмазоносного слоя под рифтовой областью за счет схождения литосферных плит. Кроме древних алмазов из основания литосферы, вещества из корневой зоны рифта флюидно-магматические колонны в процессе подъема ассимилируют и ультраосновной материал хромитоносных гарцбургитовых массивов (шпинелиды, хромовые хлориты, уваровит), претерпевший преобразование в коре.

Заключение

Приведенный материал позволяет говорить о том, что на западном склоне Среднего Урала проявлены весьма необычные эндогенные образования – алмазоносные пирокластиты. Их гипергенный облик является результатом целой цепи процессов, выходящих за рамки общепринятых.

Во-первых, это образование на границе плит необычно протяженного флюидно-магматическо-

го очага, проявленного на поверхности в виде мегаштокверковой зоны длиной около 400 км.

Во-вторых, становление вулканитов на фоне синколлизионных движений, что не характерно (противопоказано) для алмазоносных магматитов. Эти условия вызвали рассредоточенный подъем флюидно-магматических колонн вдоль надвигов, дифференциацию по динамической вязкости (газы→газово-пепловая взвесь→водно-пепловые растворы) и становление в приповерхностных условиях аналогично грязевым вулканам.

В-третьих, продолжительная сопряженность пирокластики с собственными калийсодержащими флюидами, которые вызвали гидролиз и трансформацию (хлориты→смектиты→смешаннослойные иллит-монтмориллониты→гидролюда→иллит+каолинит) в процессе течения до ее литификации, а не метасоматоз в твердом виде.

Кроме того ксеногенные по отношению к пирокластитам барофильные минералы позволили схематично проследить последовательность мантийных процессов: формирование под континентальной корой литосферы с алмазоносным слоем в основании ($AR_{2,3}$); рифтогенез, раздвиг литосферных плит, частичное плавление кровли сформировавшегося астеносферного выступа и генерация щелочно-основных вулканитов (R-V); герцинская коллизия, формирование складчатонадвиговой экранирующей структуры; формирование очага лампроитовой (?) магмы (P_2 -T-J₁).

Список литературы

- Богатиков О.А., Рябчиков И.Д., Кононова В.А. и др. Лампроиты. М.: Наука, 1991. 302 с.
- Буланова Г.П., Лескова В.Н., Павлова Л.А. Зональное распределение и эволюция состава сингенетичных включений в алмазе // Физические свойства и минералогия природного алмаза. Якутск, 1986. С. 45–83.
- Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Сошкина Л.Т. Ильменит из кимберлитов. М.: Изд-во МГУ, 1984. 240 с.
- Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Марфуни А.С., Михайличенко О.А. Включения в алмазе и алмазоносные породы. М.: Изд-во МГУ, 1991. 240 с.
- Галимов Э.М. Вариации изотопного состава алмазов и их связь с условиями алмазообразования // Геохимия. 1984. № 8. С. 1091–1117.
- Галимов Э.М., Каминский Ф.В., Ивановская И.Н. Исследование изотопного состава углерода алмазов Урала, Тимана, Саян, Украины и других районов // Геохимия. 1978. № 3. С. 340–349.

- Галимов Э.М., Соболев Н.В., Ефимова Э.С. и др. Изотопный состав углерода алмазов, содержащих минеральные включения, из россыпей Северного Урала // Геохимия. 1989. № 9. С. 1363–1370.
- Горный В.И. Геодинамика Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформ (по данным дистанционного геотермического метода) // Региональная геология и металлогения. № 12. 2000. С. 76–86.
- Грязевые вулканы Керченско-Таманской области: Атлас / Шнюков Е.Ф., Соболевский Ю.В., Гнатенко Г.И. и др. Киев: Наук. думка, 1986. 152 с.
- Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, 1983. 300 с.
- Ефимова Э.С., Соболев Н.В., Поспелова Л.Н. Включения сульфидов в алмазах и особенности их парагенезиса // Зап. Всесоюз. мин. о-ва, 1983. Вып. 3. Ч. 112. С. 300–310.
- Жуков В.В. Минералогические особенности туффизитов Вольнского месторождения алмазов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Перм. ун-т, 2001. С. 76–86.
- Зильберман А.М., Морозов Г.Г., Корелин Г.П. Магматические комплексы Пермской серии листов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Перм. ун-т, 2002. Вып. 4. С. 124–146.
- Каменский И.Л., Толстихин И.Н. Высокие отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в алмазах: ограничения на возраст аллювия // Геохимия. 1992. № 4. С. 561–569.
- Курбацкая Ф.А. О строении и развитии зоны сочленения Западного Урала и Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии // Докембрийские и вулканогенно-осадочные комплексы Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. С. 50–59.
- Курбацкая Ф.А., Рыбальченко Т.М., Савченко С.В. Атлас микрофотографий терригенных и эксплозивно-инъекционных пород западного склона Северного и Среднего Урала. Пермь, 2001. 124 с.
- Лукьянова Л.И., Смирнов Ю.Д., Зильберман А.М. и др. О находках алмазов в пикритах Урала // Записки ВМО. Вып. 5. 1978. С. 580–585.
- Лукьянова Л.И., Жуков В.В., Кириллов В.А. и др. Субвулканические эксплозивные породы Урала – возможные коренные источники алмазных россыпей // Региональная геология и металлогения. 2000. № 12. С. 134–157.
- Макеев А.Б. Минералогия альпинотипных ультрабазитов Урала. СПб.: Наука, 1992. С. 98–116.
- Малахов И.А. Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. М.: Наука, 1983. 222 с.
- Малахов И.А., Зильберман А.М., Чернышова Е.М. Изучение состава типоморфных минералов из ультраосновных вулкаников, терригенных толщ и россыпей на западном склоне Среднего Урала / (Тр. ЦНИГРИ. Вып. 153. 1980.) С. 96–108.
- Малиновский Ю.И., Дорошев А.М., Годовиков А.А. Устойчивость гранатов серии пироп-гроссуляр-кноррингит-уваровит при $T=1200^\circ\text{C}$ и $P=30\text{кбар}$ // Тезисы 9 Всесоюзного совещания по экспериментальной минералогии. Иркутск: СО АН СССР, 1973. С. 18–20.
- Орлов Д.М., Липнер Г.Н., Орлова М.Н. Петрохимия магматических формаций. Л.: Недра, 1991. 229 с.
- Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Соболев В.С., Лаврентьев Ю.Г. Ксенолит алмазоносного ильменит-пиропового лерцолита из кимберлитовой трубки Удачная (Якутия). Доклады АН СССР. 1976. Т. 221. № 2. С. 438–441.
- Рыбальченко А.Я., Колобянин В.Я., Лукьянова Л.И. и др. О новом типе коренных источников алмазов на Урале // Доклады РАН. 1997. Т. 353. № 1. С. 90–93.
- Соболев Н.В., Гневушев М.А., Михайловская Л.Н. и др. Состав включений гранатов и пироксенов в уральских алмазах // Доклады АН СССР. 1971. Т. 198. № 1. С. 190–193.
- Соболев Н.В., Галимов Э.М., Смит К.Б. и др. Сравнительная характеристика морфологии, включений и изотопного состава углерода алмазов аллювиальных отложений Кинг Джордж Ривер и лампроитового месторождения Аргайл // Геология и геофизика. № 12. 1989. С. 3–18.
- Уханов А.В., Рябчиков И.Д., Харьков А.Д. Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции. М.: Наука, 1988. 268 с.
- Чайковский И.И. Петрология и минералогия интрузивных алмазоносных пирокластитов Вишерского Урала. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2001. 324 с.
- Шаденков Е.М., Лукьянова Л.И. Вещественный состав пород диатремово-дайковой лапроитовой серии Южного Урала // Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона. Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. 104–106.
- Шеманина Е.И., Богомольная Л.С. Включения в уральских алмазах и вероятный тип их первоисточников (Тр. ЦНИГРИ. Вып. 153. 1980.) С. 89–95.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
- Heerden L.A., Boyd S.R., Pillinger C.T. The carbon and nitrogen isotope characteristics of Argyle and Ellendale diamonds // Sixth International Kimberlite Conference: Extended abstracts. Novosibirsk, 1995. P. 225–227.
- Ozima M., Zashu S. Primitive helium in diamonds // Science. 1983. Vol. 219. P. 1067–1068.
- Honda M., Reynolds J.H., Roesser E. Noble gases in diamond: occurrences of solarlike helium and neon // Jour. Geoph. Res. 1987. V. 92. № 12. P. 12507–12521.
- Lal D., Craig H., Wachter J.F., Poreda R. ^3He in diamonds: The cosmogenic component // Geochim. Et Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. P. 569–574.

Рецензент Ферштатер Г.Б.