

ПЕТРОГРАФО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНОГЕННЫХ И ИНТРУЗИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ МЕЗОЗОЙСКИХ ВУЛКАНОСТРУКТУР НА ЗАПАДЕ ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

И.Г. Коробков, А.А. Евстратов, А.В. Новопашин

Якутское научно-исследовательское геологоразведочное предприятие ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», Мирный, e-mail: korobkov@cniagri.alrosa-mir.ru

В западной части Якутской алмазоносной провинции широко проявлен перм-триасовый магматизм основного состава. В результате его развития сформировались различные комплексы интрузивных и вулканических пород. На основе структурного и формационного анализов с широким привлечением материалов геолого-геофизических исследований проведено районирование на всей территории восточного обрамления Тунгусской синеклизы с выделением локальных палеовулканических структур (ПВС). Изучены их морфология, особенности строения и вещественного состава слагающих образований, а также связи с кимберлитоконтролирующими структурами осадочного чехла [Коробков, 2001].

Установлено, что в строении данных ПВС принимают участие три основные фазы проявления базитового магматизма: первая эксплозивно-эффузивная, вторая и третья - интрузивные.

Проявление первой фазы обусловило формирование туфовой толщи, которая образовалась за счет эксплозий значительного объема пирокластического материала. Мощная энергетика выбросов способствовала переносу мелкообломочных и пепловых продуктов эксплозивных извержений на большие расстояния. Продукты лавовых извержений в небольших объемах достоверно установлены лишь в разрезе вулканогенных образований отдельных ПВС. Формирование туфовой толщи не было одноактным процессом, а происходило в течение длительного промежутка времени, часто с перерывами, сопровождающимися размывом и переотложением изверженного материала. Об этом свидетельствует наличие прослоев и линз туффитов среди крупнообломочных туфобрекчий и агломератовых туфов. Вблизи эпицентров извержений в разрезе туфогенных образований преобладают базальтовые туфы с различной размерностью обломочного материала от 0,3-0,5 мм до 10-40 см. Наиболее распространенной структурой является кристалловитролитокластическая. Обломочный материал представлен преимущественно эндогенными породами (до 70-85 %), ксенолиты составляют в среднем 5-20 %, а цементирующая масса 5-10 %. Эндогенные обломки представлены базальтами с гиалиновой и интерсертальной структурами основной массы и их миндалекаменными разностями. В подчиненном количестве отмечаются рогульки базальтового стекла (5-10 %), а также кристаллы и кристаллокласты плагиоклаза и клинопироксена. Ксеногенные обломки сложены калишпатом, плагиоклазом, кварцем, кислыми эффузивами, полевошпат-слюдистыми сланцами, карбонатными породами, кварцитами, эпидотом, сфеном, гранатом. Обломки базальтов имеют неправильную, округлую форму с неровными краями, а экзогенные обломки - овальную, угловато-сглаженную, угловатую, реже - остроугольную. Цементирующая масса представлена цеолитами с примесью хлорита и карбоната или гидрослюдисто-хлоритовым агрегатом, иногда с примесью кальцита. Миндалины в базальтах имеют округлую или овальную форму, размеры от 0,03 мм до 0,8 мм и выполнены цеолитами, хлоритом и кальцитом. Часть рогулек базальтового стекла и базальтов замещена хлоритом, а плагиоклаз базальтов часто замещен цеолитами и карбонатом. По удалению от эпицентров ПВС уменьшаются размеры и количество эндогенных обломков. Туфогенный разрез здесь представлен в основном мелкообломочными и пепловыми туфами с большим количеством прослоев туфопесчаников и туфоалевролитов. Поля развития туфогенных образований широко распространены главным образом в пониженных частях «траппового» рельефа, где они сохранились от более позднего размыва.

Вторая фаза связана с базитовой магмой, внедрившейся по контакту туфогенных образований и отложений раннего, а в краевых частях ПВС - позднего палеозоя.

Степень дифференциации интрузий второй фазы весьма различна и зависит в первую очередь от мощности и удаленности подводящих каналов. В эпицентрах вулканоструктур эти интрузии формируют наиболее мощные и сложнодифференцированные массивы, которые по набору пород, особенностям пневматолитово-гидротермальной минерализации, характеру и

степени контактового метаморфизма сопоставляются, согласно схеме ВСЕГЕИ, с кузьмовским типом интрузий. Здесь наряду с выдержанными по составу и структуре дифференциатами, определяющими внутреннее строение массивов, отмечается петрографическая неоднородность пород, вызванная шлировыми обособлениями и слоями более крупнозернистых разновидностей [Округин и др., 1989]. Так в зоне подошвы снизу вверх выделяются оливиновые долериты с биотитом, троктолит-долериты, оливиновые и оливинсодержащие долериты. Центральные части массивов сложены: 1 - оливиновыми габбро-долеритами с линзами и шлирами кварцевых и пегматоидных габбро-долеритов; 2 - феррогаббро и феррогаббро-долеритами с линзами и шлирами оливиновых и кварцевых габбро-долеритов; 3 - кварцевыми габбро-долеритами с линзами и шлирами оливиновых и пегматоидных габбро-долеритов, габбро-пегматитов и кварцевых габбро-диоритов; 4 - кварцевыми габбро-диоритами с линзами гранодиоритов и гнездами плагиоаплитов. В составе зоны кровли участвуют (снизу вверх): кварцсодержащие долериты с линзами кварцсодержащих долеритов с оливином; оливиновые и оливинсодержащие долериты; оливиновые долериты с биотитом. В эндоконтактах зон кровли и подошвы развиты порфиновые и атакситовые микродолериты.

По удалению от эпицентров ПВС мощности массивов уменьшаются до 200-280 м, соответственно снижается и степень их дифференциации. Последняя выражается в приуроченности богатых оливином пород - троктолит-долеритов к подошвенной, кварцсодержащих - к центральной и кварцевых долеритов и габбро-долеритов - к верхней части интрузий. Часто отмечаются автометаморфические изменения. Сложение пород афировое, и только в эндоконтактных зонах наблюдается порфировая структура и миндалекаменная, иногда брекчиевидная текстуры. Повсеместно развита сульфидная и гидротермальная минерализация. Миндалины и прожилки выполнены кальцитом, хлорит-палагонитом, цеолитами, иногда по трещинам наблюдаются кристаллы гроссуляра и клинопироксена салит-диопсидового ряда. По степени дифференциации эти части интрузивных массивов уже соответствуют ангарскому типу интрузий. Нижние эндоконтактные зоны в них представлены порфировыми микродолеритами, нередко хлоритизированными. Они сменяются троктолит-долеритами и долеритами с троктолитовыми участками, которые в центральных частях интрузий переходят в кварцсодержащие и кварцевые долериты крупнозернистого строения, включающие небольшие линзы и шлиры габбро-долеритов. Выше по разрезу прослеживаются кварцсодержащие, кварцевые и кварц-гранофирные габбро-долериты со шлировыми обособлениями гигантозернистых гранофиров. В кровле развиты амфиболитизированные, биотитизированные, хлоритизированные или цеолитизированные микродолериты.

Периферийные части тех же интрузивных массивов имеют мощности от 10-30 м до 50-70 м и по степени дифференциации относятся уже к катангскому типу интрузий. Они просты по своему строению и сложены однообразными по составу долеритами, различающимися по степени зернистости. В подошвенной части тел развиты троктолит-долериты, в центральной - долериты и палагонитовые долериты средне-крупнозернистые, иногда встречаются небольшие шлиры габбро-долеритов. В эндоконтактных крипто- и тонкокристаллических порфировых микродолеритах отмечаются миндалекаменная и брекчиевидная текстуры. Часто наблюдается тонкая вкрапленность пирита, халькопирита, реже - пентландита, пирротина и гематита. Миндалины и трещины выполнены хлоритом, кальцитом и цеолитами.

К проявлениям третьей, завершающей стадии становления вулканоструктур относятся магматические образования дайкового комплекса и связанные с ними маломощные пластовые тела долеритов. Дайки представлены крутопадающими ($0-15^\circ$) телами мощностью от 2-5 м до 50-70 м и протяженностью от 200-250 м до 1-3 км. Слагающие дайки образования представлены мелкозернистыми порфировыми долеритами с интерсертальной или долеритовой структурой основной массы. В краевых частях отмечаются микродолериты, базальтовые микропорфириты и гиалобазальты.

Петрографические исследования показали что в строении интрузий третьей фазы принимают участие порфировые мелко-среднезернистые долериты с пойкилоофитовой структурой заполняющей массы. В краевых эндоконтактных частях развиты порфировые мелко-тонкозернистые долериты с интерсертальной и долеритовой структурой основной массы. Непосредственно на самом эндоконтакте часто наблюдается корка (1-5 мм) вулканического стекла, иногда содержащая мелкие миндалины, выполненные хлоритом, кальцитом, редко - цеолитами, а также отдельные кристаллы пироксенов. По степени

дифференциации эти обособленные в плане тела, как и периферийные участки массивов второй фазы, сопоставляются с катангским типом интрузий.

Следует отметить, что с завершающей стадией становления ПВС (дайковым комплексом) связана и гидротермальная постмагматическая деятельность, результатом которой являются проявления камнесамоцветного сырья - аметистов, кварца, сердоликов, различно окрашенных халцедонов и агатов. Данные проявления наиболее широко развиты в западной части Эрбейжской вулканоструктуры.

Изучение характера латерального распределения основных групп дифференциатов базитового расплава показывает их четкую функциональную зависимость от мощности интрузивных массивов и степени удаленности от эпицентров ПВС. Так в наиболее удаленных от основных подводющих каналов маломощных интрузиях катангского типа по данным петрологических исследований микродолериты кровли характеризуются повышенным содержанием кремнекислоты, щелочей (особенно калия) и низким - магнезии. В породах их центральных частей и подошвы возрастает роль железо-магнезиальных компонентов и уменьшается количество кремнекислоты и окиси калия. По петрохимическим особенностям породы более мощных и приближенных к эпицентрам ПВС интрузий ангарского типа отличаются от пород катангского типа пониженным содержанием магнезии, а также общим содержанием железисто-магнезиальных компонентов. В наиболее полном объеме процессы дифференциации охватывают самые мощные эпицентральные части интрузивных массивов, которые соотносятся уже с кузьмовским типом интрузий. Анализ петрохимических особенностей пород показывает, что кристаллизация базальтового расплава здесь шла в направлении обогащения железом, щелочами, кремнекислотой при одновременном уменьшении полевошпатовой извести. Дифференциация расплава в процессе внутрикамерной кристаллизации подразделяется на три стадии: начальную, среднюю и заключительную, которым соответствует определенный состав выделяющихся твердых фаз. В начальную стадию образуются оливиновые долериты с биотитом, троктолит-долериты, оливиновые и оливинсодержащие долериты, кварцсодержащие долериты. В эту стадию выделяется магнезиальный оливин первой генерации и несколько позже - плагиоклаз первой генерации. Затем кристаллизуется более железистый оливин второй генерации, плагиоклаз второй и третьей генераций, рудный минерал. Заканчивается процесс выделением клинопироксена, в интерстициях образуется кварц и хлорит-биотит-слюдистый агрегат. В среднюю стадию происходит кристаллизация пород центральной зоны - оливиновых габбро-долеритов, феррогаббро-кварцсодержащих габбро-долеритов, габбро-диоритов. Клинопироксен в них выделяется немного раньше плагиоклаза, в кварцсодержащих и кварцевых габбро-долеритов наблюдается и одновременная их кристаллизация с образованием пегматоидных сростаний. Широкое развитие апатита указывает на обогащение остаточных порций расплава средней стадии летучими компонентами, приводящее к замещению клинопироксена биотитом, амфиболом, хлоритом с высвобождением железа в виде магнетита. Кристаллизация плагиоклаза среднего и кислого состава повышает в остаточной жидкости содержание окислов двухвалентного железа и калия, что приводит к выделению титано-магнетита и появлению калиевого полевого шпата. Завершается процесс образованием кварца. В заключительную стадию формировались габбро-диориты и гранодиориты с графическими структурами, плагиоаплиты, а также шлиры габбро-пегматитов и пегматоидных габбро-долеритов. Остаточная жидкость оказалась как бы захороненной в центре массивов, что и обусловило возможность длительной кристаллизации и привело к образованию гиганто- и крупнозернистых пегматоидных структур.

Проведенный анализ характера распределения мощностей интрузивных тел ПВС позволил выявить определенные закономерности, связанные как с их внутренним строением, так и с условиями формирования. Было установлено, что в пределах интрузий второй фазы участки со значительным и часто резким увеличением мощностей имеют в плане валообразный характер. В первую очередь, это связано с механизмом внедрения и направлениями движения основных объемов магматического расплава. Изучение характера латеральных направлений, по которым происходило внедрение интрузий, позволило выявить их четкую пространственную связь с тектоническими зонами, контролирующими проявления кимберлитового магматизма, что имеет конкретное прогностическое значение при алмазопроисловых работах на площадях с широким развитием траптовых образований [Коробков, 2006].

Список литературы

Коробков И.Г. Геолого-петрологическая модель палеовулканических структур восточного борта Тунгусской синеклизы // Проблемы алмазоносной геологии и некоторые пути их решения / Под ред. Н.Н. Зинчука. Воронеж: Изд-во Воронежск. ун-та, 2001. С. 73 – 79.

Коробков И.Г. Геология и фации верхнепалеозойских отложений алмазоносных районов на востоке Тунгусской синеклизы / Под ред. В.В. Гавриленко. Изд-во С.-Петербур. ун-та, 2006. 164 с.

Округин А.В., Коробков И. Г., Леднева В.П., Савинов В.Т. Расслоенная ассоциация пород Эрбейжского интрузива и механизм их формирования // Базитовый магматизм Сибирской платформы и его металлогения / Под ред. Б.В. Олейникова. Якутск. Изд-во Якутск. науч. центра СО АН СССР, 1989. С. 65-67.