

О ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЯХ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОСНОВНЫХ АЛМАЗОНОСНЫХ РАЙОНОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Н.Н. Зинчук, М.Н. Зинчук

Западно-Якутский научный центр АН РС(Я), Мирный, nnzinchuk@rambler.ru

В последние годы поисковые работы на алмазы широко развиваются на новых площадях распространения верхнепалеозойских отложений и в первую очередь в пределах Малоботуобинского, Моркокинского и Далдыно-Алакитского алмазоносных районов, расположенных, соответственно, в юго-восточной, центральной и северо-восточной частях восточного борта Тунгусской синеклизы (Зинчук, 1981; Егоров и др., 2003). С целью выяснения условий размыва и переотложения продуктов древних кор выветривания, степени их постседиментационных преобразований в процессе таких работ проводится (Хмелевский и др., 1978; Зинчук, Борис, 1981а,б; Зинчук и др., 2004) комплексное изучение вещественного состава элювия на различных породах, а также осадочных верхнепалеозойских отложений описываемой территории. При этом наиболее детально исследованы разрезы верхнепалеозойских отложений и развитых в районах их распространения древних кор выветривания в Малоботуобинском алмазоносном районе. В верхнепалеозойских разрезах последнего выделяются континентальные образования лапчанской (P_1l), ботуобинской (P_1b) и боруллойской (P_2bl) свит. Лапчанская свита (до 25 м) представлена темно-серыми глинами и алевролитами с прослоями песков. В нижней части, сложенной в основном продуктами переотложения верхнедевонской-нижнекаменноугольной коры выветривания, иногда появляются прослои (линзы) гравелитов, галечников и брекчий мощностью до 0,8 м. Ботуобинская свита (60–70 м) залегает с признаками размыва на лапчанской свите или на эродированной поверхности нижнего палеозоя. В составе ее различают две подсвиты. Нижняя (50–55 м) сложена зеленовато-серыми мелко-, средне-, редко крупнозернистыми песками, выше — темно-серыми плотными глинами, алевролитами с прослоями мелкозернистых песков и углисто-глинистых образований. Верхняя подсвита (10–12 м) представлена зеленовато-серыми тонкозернистыми песками и алевролитами. Боруллойская свита (90–100 м) с размывом перекрывает различные горизонты ботуобинской свиты и нижнего палеозоя. Она также разделена на нижнюю (50–65 м) и верхнюю (до 35 м) подсвиты. Низы разреза (10–15 м) образованы зеленовато- и желтовато-серыми средне-, крупнозернистыми песками, базальными гравелитами и галечниками мощностью до 2 м. Выше развиты глины, алевролиты с маломощными прослоями углей, на которых с размывом залегает пачка (30–40 м) желтовато-серых средне- и мелкозернистых песков. Верхняя часть нижней подсвиты представлена темно-серыми алевролитами, плотными глинами и углстыми образованиями. Верхняя подсвита сложена белесыми мелко- и среднезернистыми песками.

Вещественный состав верхнепалеозойских осадочных толщ основных алмазоносных районов Сибирской платформы (СП), а также фациальные особенности их формирования показывают, что осадки, слагающие эти толщи, позже подверглись воздействию диагенетических и гипергенных процессов. Диагенетические процессы выразились прежде всего в установлении физико-химического равновесия исходных осадков, вызванных действием различных компонентов (гидроксиды железа, органическое вещество и др.). В диагенетический этап формирования пород произошло некоторое их уплотнение и частичная литификация, не достигшие, однако, регионального развития, так как большая часть исследуемых пород находится в рыхлом или слабо сцементированном состоянии, а глинистые породы сравнительно легко размокают в воде (Зинчук, 1981; Зинчук и др., 2004). Одной из причин этого явилось то, что исследуемые верхнепалеозойские образования не опускались глубже в стратисферу, а залегают на небольших глубинах, не превышающих первых сотен метров. Поэтому они не подвергались воздействию значительных давлений и температур. Диагенетические процессы отражены в изученных отложениях наличием ряда аутигенных минералов-новообразований, возникших на разных стадиях литификации осадков. Наиболее широко развитыми диагенетическими

минералами в нижних частях верхнепалеозойских осадочных толщ являются сидерит, пирит и гидроксиды железа. В процессе диагенеза возникла также часть кремнистых и глинистых минералов. *Сидерит* очень широко развит в отложениях отдельных фаций верхнего палеозоя, где он встречается во всех разностях пород — от грубообломочных до пелитовых. Представлен он выделениями различной формы и размеров (от микроскопических стяжений, рассеянных в породах, до достаточно крупных конкреций и сферолитов). Нередко сидерит образует цемент породы. Особенно много его в глинистых гравелитах ланчанской свиты, где он связан, вероятно, с более поздними гипергенными процессами. В породах других толщ верхнего палеозоя он встречается заметно реже. Сидерит образуется при низких значениях окислительно-восстановительного потенциала ($Eh \approx 0$) и достаточно изменчивых величинах pH среды, т.е. относится ко второму этапу диагенеза (Страхов, 1963) — этапу восстановительного минералообразования. Учитывая континентальное происхождение обогащенных сидеритом верхнепалеозойских отложений, можно считать, что он возник в осадке на глубине, обеспечивающей его изоляцию от активного влияния свободного кислорода поверхностных вод и атмосферы. Достаточно широко распространены в верхнепалеозойских отложениях различные формы *пирита*, который отмечен в виде мельчайших образований (рассеянных в породах), более крупных конкреций агрегатного строения, отдельных кристаллов и их сростков, псевдоморфоз по органическим (преимущественно растительным) остаткам и нередко как цемент грубозернистых пород. Пиритовый цемент довольно часто присутствует в гравийно-песчаных породах, где создает крупные сростки кластических частиц. Образуется пирит (Страхов, 1963) в условиях восстановительной среды ($Eh < 0$) при изменчивых значениях pH, поэтому в изученных породах, как и сидерит, он возникает на этапе восстановительного диагенетического минералообразования. Несмотря на некоторые сходства условий образования (в диагенезе) сидерита и пирита, между ними существует четкое различие. Их появление регулируется (при наличии в растворе Fe^{2+}) концентрациями сероводорода и углекислоты: для сидерита необходима углекислота, а среда может быть слабовосстановительной, нейтральной и даже слабоокислительной. Пирит же может образовываться только в условиях высокой концентрации сероводорода, т.е. в сильно восстановительной среде. Следовательно, пирит должен возникать на более поздних стадиях восстановительного этапа диагенеза, чем сидерит. Это обуславливает определенное распределение этих двух минералов в изученных породах. Обычно слои, обогащенные сидеритом, бедны пиритом, а в слоях, содержащих много пирита, мало сидерита. Однако они иногда встречаются в существенных количествах и вместе. Все это свидетельствует о преобладании в диагенезе верхнепалеозойских осадков в основном восстановительных условий. Исходные осадки были обогащены органическим веществом (преимущественно растительными остатками, сохранившимися в породах до сих пор в форме обугленного детрита или тонких линзочек, прослойков и примазок бурого угля). Естественно, что в таких осадках кислород иловых вод быстро расходовался на окисление органических остатков, что вело к обогащению их CO_2 и, возможно, H_2S .

Заметно менее распространены в исследуемых отложениях минералы, которые могут быть связаны с более ранними этапами диагенеза, в частности с этапом окислительного минералообразования. Наиболее распространенные из них — минералы группы оксидов и гидроксидов железа: гётит, гидрогётит, гематит, лимонитовые скопления и др. Эти минералы встречаются в виде отдельных частиц и скоплений, но чаще находятся в тонкодисперсной смеси с глинистыми массами, образуя цемент в кластических породах различных частей разреза. Особенно обогащены гидроксидами железа породы лапчанской свиты, хотя они характерны и для всего разреза верхнего палеозоя. Вероятнее всего, в образовании гидроксидов железа в этом случае большую роль сыграли не только диагенетические, но и более поздние гипергенные процессы. Из других образований окислительного этапа в верхнепалеозойских осадочных образованиях отмечены фосфаты, барит, глауконит и цеолиты. *Фосфаты* представлены колломорфными выделениями, образующими местами цементирующую массу на небольших участках породы. Редко встречается сложный фосфат типа божицкита, хотя существенного значения эти минералы не имеют. *Барит* довольно часто встречается в отдельных толщах верхнего палеозоя, где представлен мелкими зернами (обычно без следов огранки) и составляет иногда

значительную часть тяжелой фракции. Обычно минерал распределен в поровом пространстве обломочных пород и лишь изредка цементирует их небольшие участки. Такое расположение барита указывает на его аутигенное (диагенетическое) происхождение. Образование барита наиболее вероятно в раннем диагенезе, в период, когда иловые растворы содержали SO_4^{2-} , т.е. до начала редукции сульфатов — одного из процессов восстановительного минералообразования (Страхов, 1963). Нередко в кластических и глинистых породах верхнего палеозоя в значительном количестве встречаются цеолиты типа *гейландита*, образующего мелкие кристаллики, которые обрастают вокруг обломков полевых шпатов и даже слагают участки цемента терригенных пород. Цеолиты являются широко распространенными аутигенными минералами в современных глубоководных океанических отложениях, где они локализованы в верхнем слое осадков вместе с железо-марганцевыми конкрециями и другими образованиями, свойственными этапу окислительного минералообразования раннего диагенеза. Можно считать, что цеолиты, богатые водой (в том числе и гейландит), характерны для этого этапа диагенеза. Однако в изученных разрезах верхнего палеозоя некоторая часть цеолитов (особенно в цементе) могла возникать при воздействии гидротерм на определенных интервалах разреза.

К диагенетическим образованиям относится также небольшая часть глинистых минералов. Основная же часть таких образований, как показано нами раньше (Зинчук, 1981; Зинчук, Борис, 1981а,б; Зинчук и др., 2004), имеет аллотигенное происхождение. Однако, аутигенное происхождение определенной части глинистых минералов за счет развития их по обломкам полевых шпатов, эффузивных и пирокластических пород несомненно. Среди них следует отметить монтмориллонит, каолинит, метагаллуазит, хлориты (особенно развивающиеся по магнезиально-железистым слюдам). В диагенетических процессах продолжается образование смешанослойных монтмориллонит-гидрослюдистых образований с различной тенденцией к упорядоченности, а также пелитизация обломков эффузивных пород, характерных для верхнепалеозойских отложений. В этот же период при разрушении ильменита и других титанистых минералов могла возникнуть некоторая часть лейкоксеновых агрегатов. По Н.М. Стрехову (1963), диагенетические превращения современных осадков завершаются этапом перераспределения аутигенных минералов и образованием конкреций. Эти процессы достаточно широко развиты в описываемых породах и продолжаются в настоящее время. Конкреции образуют сидерит и пирит, а для других диагенетических минералов они не характерны. Сравнительно небольшие размеры основной части диагенетических конкреций в верхнепалеозойских породах указывают на продолжающееся развитие этого процесса. На данном этапе происходит изменение структурно-текстурных особенностей глинистых минералов в мелкозернистых породах и цементирующей массе, а также перекристаллизация карбонатного цемента с образованием характерных лучистых структур. Происходит также возникновение и перекристаллизация различных типов цемента: сидеритового, пиритового, железистого и более редких — цеолитового и баритового. По особенностям вещественного состава не отмечено следов катагенеза. К этому выводу приводит изучение фациальных (структурно-текстурных) особенностей формирования различных типов пород, значительная часть которых и в настоящее время находится в рыхлом состоянии (пески, алевролиты, галечники и др.). Обломочный материал в породах распределен довольно свободно, отчего широко развиты базальные или обильные поровые цементы глинистого или карбонатного состава, что связано с отсутствием на них следов влияния интенсивного сжатия. Не отмечено также таких процессов, как коррозия и растворение, регенерация и метасоматоз.

Отдельные верхнепалеозойские толщи иногда несут четко выраженные следы постседиментационного выветривания. Наиболее четко это отмечается для нижних частей (базальных горизонтов) лапчанской свиты, где широко развиты характерные «галечки» пелитизированных эффузивов и пирокластов. Их хорошая окатанность указывает на дальность переноса, но хрупкое пелитоморфное сложение отрицает возможность такого переноса. Следовательно, эти обломки подверглись интенсивной пелитизации в постседиментационный период. Относить эти процессы только к диагенетическим не представляется возможным, так как в более молодых юрских отложениях, содержащих эффузивный материал, подобные «галечки» встречаются значительно реже (за исключением базальных горизонтов иреляхской

свиты). Поэтому нам представляется, что возникновение таких «галечек» связано с достаточно интенсивным выветриванием нижних слоёв лапчанской свиты во время перерыва в осадконакоплении. При длительном воздействии поверхностных агрессивных вод происходило гидrolитическое изменение обломков неустойчивых эффузивов и туфов с превращением их в глинистые агрегаты, сохраняющие реликты исходных структур. Высвобождающееся при этом железо связывалось с CO_2 для образования сидерита, обильно наполняющего слои таких гравелитов. Пузырьки CO_2 , выделявшиеся, очевидно, при окислении органического вещества, становились центрами для образования полых оолитов сидерита. Обилие органического вещества не позволило свободному кислороду окислить эти образования до оксидов железа. Минералы группы алюминита (алунит, алюминит, паралюминит, ярозит и др.), нередко встречающиеся в верхнепалеозойских отложениях (особенно в лапчанской свите), образовались, вероятно всего, в процессе гипергенного преобразования пород, когда стало возможным интенсивное окисление пирита. За счет этого возникла серная кислота, реагирующая с богатыми глиноземом соединениями, которыми могли служить глинистые минералы или продукты их выветривания. В результате таких реакций возникли упомянутые сульфаты. На участках выхода верхнепалеозойских пород на дневную поверхность их выветривание происходит и в настоящее время.

Всё сказанное свидетельствует, что изученные верхнепалеозойские отложения основных алмазонасных районов СП претерпели в основном диагенетические изменения и находятся на стадии образования конкреций или протокатагенеза (по Н.В. Вассоевичу). Катагенетические процессы в них слабо выражены. Это подтверждается результатами замера отражательной способности углистых частиц, встреченных в отложениях лапчанской и углей боруллойской свиты, а также преимущественно аллотигенной природой глинистых минералов в отложениях всего изученного верхнепалеозойского разреза. В разрезе боруллойской свиты отмечаются углистые глины с маломощными прослоями углей, которые имеют близкие значения отражательной способности витринита, но нередко — различный микрокомпонентный состав. Макроскопически верхнепалеозойские угли матовые однородные с редкими полосками более блестящего угля. Цвет их буровато-черный, блеск тусклый, излом полураковистый. Микроскопически уголь клареновый с неоднородным тонкопористым, мелкоаттритовым раздробленным веществом желтовато-бурого цвета. Довольно часто наблюдаются тонкие (до 0,1–0,4 мм) прожилки витрена, обычно трещиноватого. Аттрит представлен мелкими комочками гелифицированного вещества, обрывками устойчивых коровых тканей (феллинит) и кsilовитренов. Фюзенизированные компоненты встречаются редко. Это мелкие линзы кsilовитрено-фюзена и фюзенизированный аттрит. Липоидные компоненты представлены в основном кутикулами с неровными расплывчатыми краями и смолоподобными образованиями линзовидной формы. Минеральные примеси в угле представлены глинистым веществом и пиритом. Степень участия выветрелых образований в формировании древних верхнепалеозойских осадочных толщ может быть оценена не только на основании петрографического изучения крупнообломочного материала, но и с большей точностью по результатам пофракционного изучения минерального состава. С этой целью можно также использовать структурные особенности некоторых слоистых силикатов, в частности соотношение основных базальных рефлексов диоктаэдрических гидрослюдов. Установлена зависимость обогащенности верхнепалеозойских толщ продуктами размыва и переотложения кор выветривания от структурного положения того или иного участка. Так, с конседиментационных поднятий (Улу-Тогинское, Чернышевское и др.) сносился материал на протяжении позднего палеозоя, поскольку на них выветривание продолжалось и во время размыва и осадконакопления в смежных локальных депрессиях. И тот факт, что верхнепалеозойские отложения, обогащенные продуктами переотложения кор выветривания, соседствуют с конседиментационными палеоподнятиями и их склонами при наличии в них кимберлитового материала, имеет важное поисковое значение.

Литература

Егоров К.Н., Зинчук Н.Н., Мишенин С.Г. и др. Перспективы коренной и россыпной алмазонасности юго-западной части Сибирской платформы // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы

акционерной компании «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы, решения. Мирный: МГТ, 2003. С. 50–84.

Зинчук Н.Н. Состав и генезис глинистых минералов в верхнепалеозойских осадочных толщах восточного борта Тунгусской синеклизы // Изв. ВУЗов.Геол. и разведка. 1981. № 1. С. 36–43.

Зинчук Н.Н., Борис Е.И. Доверхнепалеозойские коры выветривания восточного борта Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. 1981а. № 5. С. 38–46.

Зинчук Н.Н., Борис Е.И. О концентрации продуктов переотложения кор выветривания в верхнепалеозойских осадочных толщах Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. 1981б. № 8. С. 22–29.

Зинчук Н.Н., Борис Е.И., Яныгин Ю.Т. Особенности минерогенеза алмаза в древних осадочных толщах. Мирный: МГТ, 2004. 172 с.

Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.

Хмелевский В.А., Зинчук Н.Н., Затхей Р.А., Тараненко В.И. О влиянии фациальных условий накопления верхнепалеозойских отложений восточного борта Тунгусской синеклизы на их минеральный состав. М.: ВИНТИ, 1978. 28 с.