

## НЕОБЫЧНОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ ЦЕОЛИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ ЮЖНОГО УРАЛА

Г.А. Мизенс, Д.А. Трунов

На территории Магнитогорской мегазоны (восточный склон Южного Урала) широко развит флиш зилаирской серии, относящийся к фаменскому ярусу верхнего девона. Преимущественно это граувакковые песчаники и аргиллиты, иногда с прослоями кремнистых пород и калькаренитов, с линзами конгломератов и микститов В зависимости от состава обломочного материала зилаирская серия отчетливо делится на два комплекса (свиты) – присакмарский и большекезильский [Мизенс, 2002].

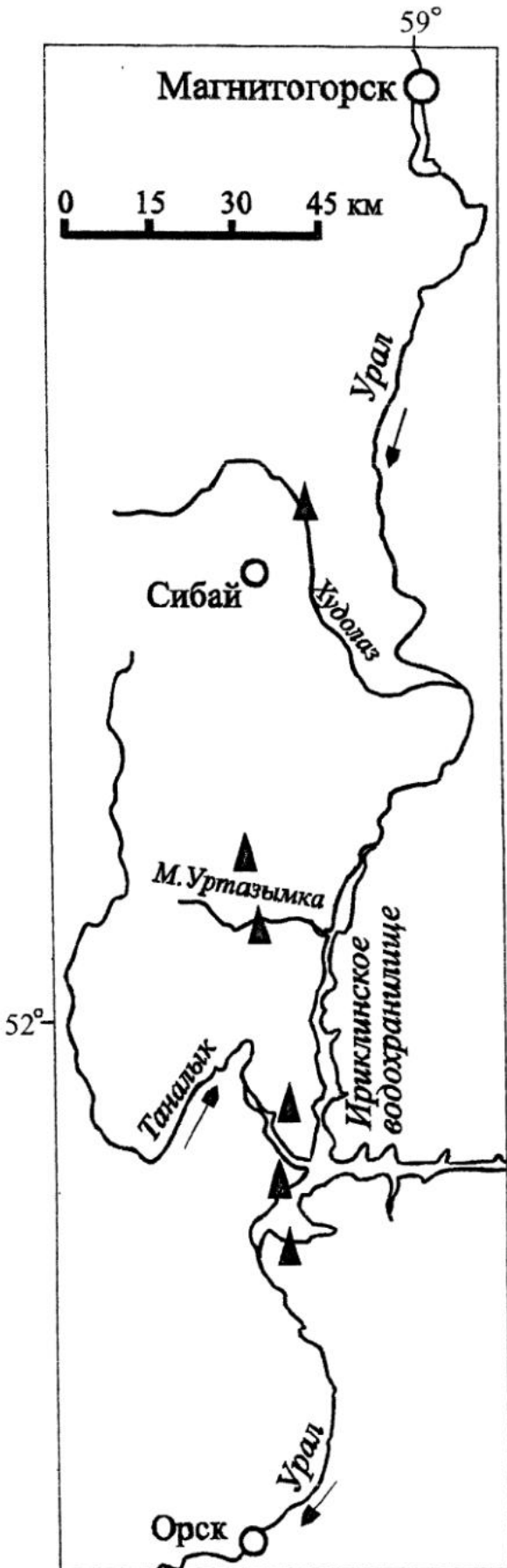
Песчаники присакмарской свиты, как правило, сложены кварц-полевошпатовыми и полевошпат-кварцевыми граувакками с плохо окатанными обломками разнообразных вулканитов, гипабиссальных интрузивных образований, осадочных (кремней, аргиллитов, иногда кварцевых песчаников, местами известняков) и метаморфических пород, серпентинитов. Всегда присутствует эпидот, пластинки биотита, стильпномелана, мусковита. Содержание кварца чаще всего находится в пределах 15-35 %, столько же полевых шпатов (плаггиоклазов), обломков пород порядка 50-60 %. В тяжелой фракции определены хромшпинелиды, эпидот, биотит, цирконы, сфен, гранаты, рутил, турмалин, ильменит, магнетит, лейкоксен, апатит, клинопироксены, амфиболы, хлоритоид.

Состав псаммитов большекезильской свиты менее устойчивый. В северных районах Магнитогорской мегазоны (к северу от широты г. Сибай) широко развиты полевошпатовые и собственно граувакки, как правило с очень

низким (менее 10 %) содержанием кварца. Обломки пород при этом представлены главным образом фрагментами основных и средних вулканитов. Участие кислых эффузивов незначительно. Присутствуют клинопироксены (до 10 % и более), реже амфиболы. Вероятнее всего эти породы во многих случаях являются тефроидами. В южных районах Западно-Магнитогорской зоны больше распространены отложения, в составе которых преобладают фрагменты кислых вулканитов, особенно южнее Ириклинского водохранилища. Хотя и здесь местами встречаются породы с высоким содержанием обломков основных и средних вулканитов. Почти всегда присутствуют также обломки осадочных пород, прежде всего силицитов и карбонатов. Состав комплекса акцессорных минералов существенно отличается от такового песчаников присакмарской свиты. К тому же он значительно беднее и, в целом, меньше по объему. Основное значение среди них имеют клинопироксены и рудные минералы – магнетит, гематит, ильменит, местами много роговых обманок. Менее распространены лейкоксен, циркон, хромшпинелиды, апатит, эпидот. Большая часть грубообломочных пород и калькаренитов, встречающихся в составе зилаирской серии, относятся к большекезильской свите.

Среди аутигенных минералов наиболее важными являются хлориты, гидрослюды, кальцит, кварц, пирит, эпидот. Они присутствуют в отложениях обеих свит. В песчаниках большекезильской свиты широко развит также пренит,

Рис. 1. Местонахождение разрезов зилаирской серии, содержащих ломонтит в составе карбонатных пород (обозначено черными треугольниками).



иногда в цементе присутствуют цеолиты (ближе не определенные), пумпелиит. Аргиллиты в составе той и другой свиты сложены главным образом минералами группы хлоритов и гидрослюдами.

В южных районах Магнитогорской мегазоны среди пород зилаирской серии, в зоне соприкосновения (переслаивания) слоев присакмарской и большекезильской свит, нами были обнаружены цеолиты, иногда образующие значительные скопления. Это разрезы вдоль правого берега Ириклинского водохранилища, а также по речкам Худолаз, Малая и Большая Уртазымка (рис. 1.) Наиболее примечательно, что цеолиты здесь приурочены к карбонатным породам – калькарснитам и известняковым конкрециям, в силикокластических песчаниках их практически нет.

В большинстве случаев отдельные кристаллы этих минералов имеют форму прямоугольных белых (под микроскопом воднопрозрачных) табличек с шелковистым и перламутровым блеском, размером до 1-3 мм, внешне напоминающих лейсты полевых шпатов (рис 2.). Как правило, наибольшие скопления их (нередко в виде сплошных масс) приурочены к пограничным зонам пластов и линз карбонатов, в центральной части встречаются только рассеянные кристаллы, больших скоплений нет. Внутри кристаллов нередко видны реликтовые включения известняков (в том числе органических остатков – раковин фораминифер и остракод, спикул губок), обломков вулканических пород, кварца, плагиоклазов, биотита, агрегатов хлорита и др. В калькарснитах, содержащих существенную примесь силикатных зерен, кристаллы цеолитов играют местами роль вторичного пойкилитового цемента, замещающая при этом зерна карбонатов. В известняковых же конкрециях, где наблюдаются наиболее хорошо оформившиеся идиоморфные кристаллы, они замещают микритовый и миксаритовый известняк. В некоторых случаях в таких кристаллах сохранились тени раковин, замещенных цеолитом. Последний, в свою очередь, активно замещается мозаичным кальцитом бо-

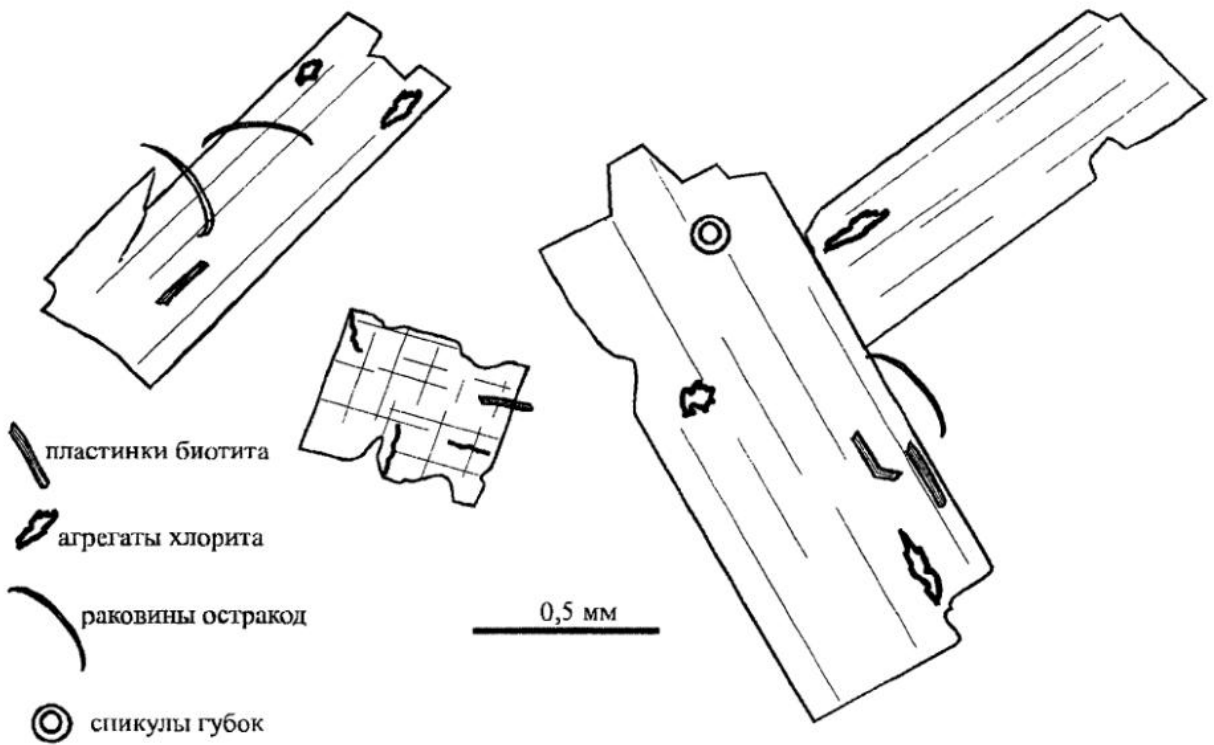


Рис.2. Зарисовка отдельных кристаллов ломонтита под микроскопом.

лее поздней генерации. Кроме цеолита и кальцита в этих породах встречаются также аутигенные хлорит, пирит, лейкокси, кварц, пренит, всегда присутствует небольшая примесь тонкого растительного детрита, а также бурого и черного битумного вещества (в виде примазок и заполнения микротрещинок).

Описываемый цеолит двусный, оптически отрицательный, моноклинной сингонии, его показатели преломления по оси Ng (определенные в иммерсионных препаратах) составляют 1,520-1,522, двупреломление (Ng-Np) 0,007-0,008, максимальный угол погасания (с Ng) 32° градуса, спайность совершенная по двум направлениям, образующим почти прямой угол (86°). Часто встречаются сростки таблитчатых кристаллов. Рентгеновая дифрактограмма, полученная на ДРОН-3 в Институте геологии и геохимии УрО РАН Т.Я. Гуляевой, приведена на рис. 3. Все эти данные позволяют сопоставлять описываемый минерал с ломонтитом – минералом из группы Са-цеолитов. На рентгенограмме присутствуют также линии кварца, кальцита, глинистых минералов (в том числе хлорита), так как совершенно чистую пробу выделить

невозможно, цеолит частично замещен более поздним кальцитом, содержит включения обломков силикатных минералов и пород, известняков и фрагментов раковин. Идентичная дифрактограмма была получена и в рентгеновской лаборатории Горно-геологической академии Екатеринбурга.

В настоящее время известно, что цеолиты развиты достаточно широко в составе осадочных пород. Предполагается, что их происхождение связано с преобразованием пирокластического или другого силикатного материала в процессе диа- и катагенеза (за исключением отложений высокоминерализованных щелочных озер и проявлений гидротермальной деятельности). При этом, для стадии начального катагенеза характерны анальцит, клиноптилолит, гейландит (как правило, господствует один из этих минералов), а для глубинного – ломонтит [Коссовская, 1962, 1975; Япаскурт, 1999]. По мнению О.В. Япаскурта, намечается определенный фациальный ряд, в зависимости от характера рН среды седиментогенеза и диагенеза. Угленосным отложениям гумидного климата отвечают Са-цеолиты – десмин, эпистиль-

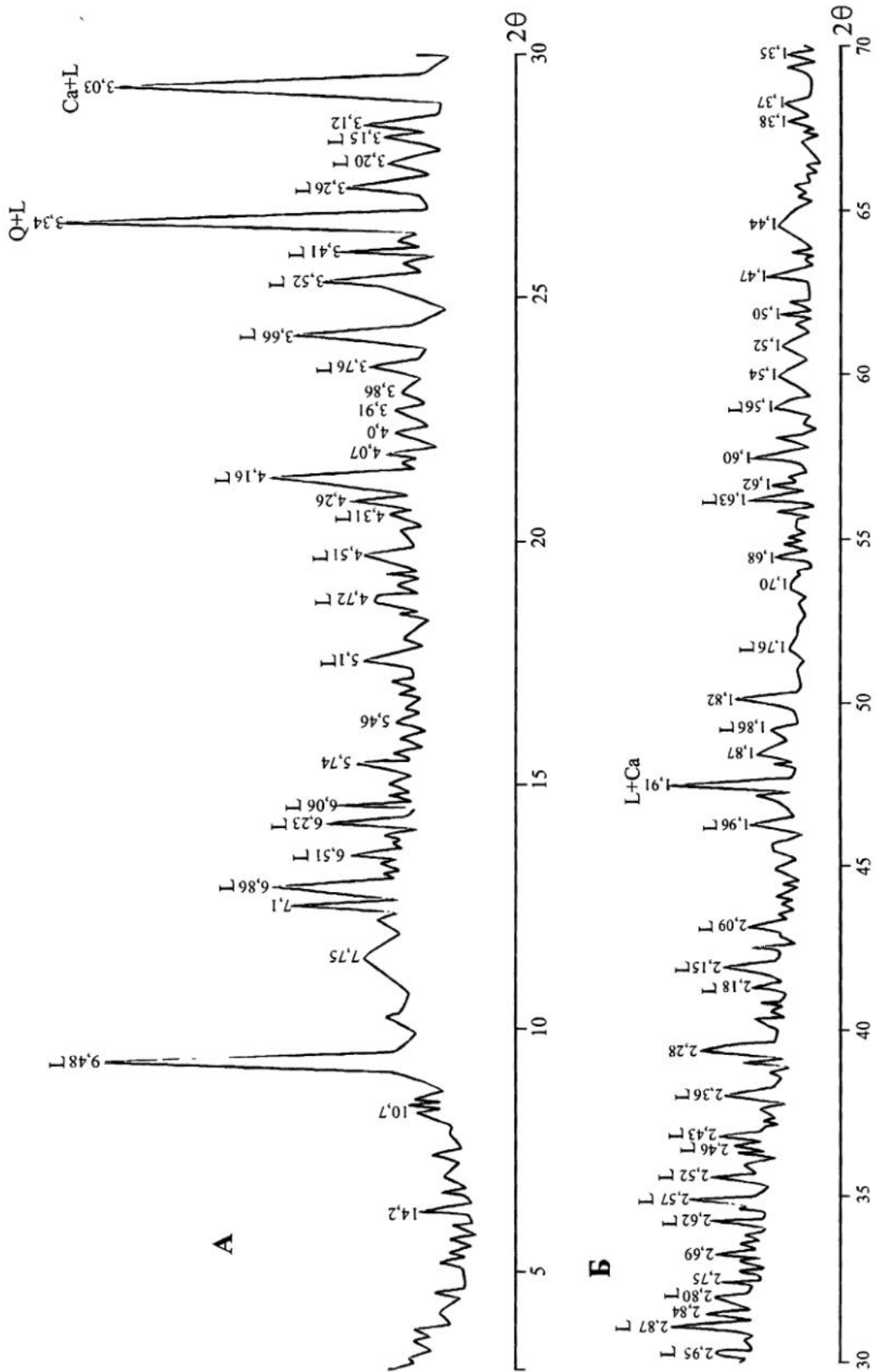


Рис. 3. Рентгеновская дифрактограмма ломончита из отложений зилаирской серии.

Речка Худолаз, в 2 км выше пос. Казанский. А – начало дифрактограммы, Б – продолжение. Латинской буквой “L” на рентгенограмме обозначены линии ломончита, Q+L – кварца и ломончита, Ca+L – кальцита и ломончита. Съёмка произведена Т.Я. Гуляевой в Институте геологии и геохимии УрО РАН на приборе ДРОН-3 в фильтрованном медном излучении при U – 25 kV, I – 25 mA.

бит или Са-гейландит, которые в дальнейшем замещаются ломонтином, среди нормально-морских отложений формируются Са-Na-K-цеолиты (в основном клиноптилолит), в составе пород аридных красноцветных формаций распространены Na-цеолиты (анальцим). Но этот ряд, по-видимому, не всегда выдерживается. Например, анальцим широко развит не только среди верхнепермских красноцветов Предуралья, но и в составе флишевых отложений верхнего карбона-нижней перми Западного Урала [Мизенс, 1997]. Вероятно, это же относится и к ломонтину. Глубоководный комплекс зилаирской серии не имеет отношения к угленосным толщам.

Классические описания фациальной зональности с участием ломонтина относятся к угленосной формации юры и нижнего мела Приверхоянского прогиба [Запорожцева, 1960; Коссовская, 1962; 1975; Япаскурт, 1992; и др.], а также к толще вулканикоидных граувакк триасового возраста в Новой Зеландии [Coombs, 1960]. В Приверхоянском прогибе ломонит, сменяющий вниз по разрезу гейландит, выполняет роль порового цемента в аркозовых песчаниках, содержащих минимальное количество органического вещества и находящихся на некотором удалении от угольных пластов. Здесь этот минерал находится в парагенезе с аутигенными корренситом, хлоритом, сфеном и кварцем. Его оптические константы, в основном такие же, как у описанного нами цеолита, только показатели преломления несколько ниже ( $N_g - 1,510$ ,  $N_p - 1,499$ ).

Распространена точка зрения [Coombs, 1960; Коссовская, 1962; Япаскурт, 1992], что ломонит кристаллизуется в осадочных породах главным образом за счет разложения кальциевых плагиоклазов, в том числе из состава пирокластического вещества. Приводятся достаточно убедительные доводы, в том числе очевидные следы растворения и замещения плагиоклазов цеолитом в песчаниках. О.В. Япаскурт [1992] допускает, что при образовании ломонита в Приверхоянье в какой-то степени могли быть задействованы также эпидоты, амфиболы и некоторые гранаты.

Данные по Уралу, однако, заставляют думать, что роль карбонатов при кристаллизации кальциевых (и не только кальциевых) цеолитов недооценивается. Даже натриевый цеолит — анальцим, распространенный в составе верхнекаменноугольных и пермских песчаников Западного Урала [Мизенс, 1997], почти всегда

сопровождается обломками известняков. Но, если в этом случае карбонаты, по-видимому, только помогали создать необходимую для кристаллизации цеолитов щелочную среду, то иначе обстоит дело с южноуральским ломонтином. Здесь кальцит, вероятно, служил также и основным источником кальция. Во всех описанных нами случаях ломонит приурочен к конкреционным известнякам и калькаренитам. При этом он очень часто замещает микрозернистый кальцит, в том числе обломки известняков. В качестве источника кремнезема и окислов алюминия могли служить обломочные зерна кварца, плагиоклазов, слюд, вулканических пород, нередко сохранившихся внутри кристаллов цеолита в виде включений и местами носивших явные следы растворения, а также глинистые минералы. Прямые признаки наличия свежего пирокластического материала в этих породах отсутствуют. Тяготение максимальных скоплений цеолита к периферийной зоне карбонатных тел, вероятно, объясняется поступлением большей части окислов кремния и алюминия из окружающих граувакков или глинистых пород, а также существованием в пограничной зоне наиболее благоприятной среды для кристаллизации ломонита. Возможно, какое-то значение в создании среды имело и органическое вещество, которое всегда здесь присутствует. Все это тем более интересно, что в песчаниках Западного Верхоянья «ломонит и кальцит встречаются в цементе совместно очень редко» [Коссовская, 1962, с. 73]. А.Г. Коссовская объясняет упомянутый факт тем, что тот и другой минерал образовались за счет разрушения Са-плагиоклазов. Следовательно, если кристаллизовался кальцит, не оставалось материала для ломонита, и наоборот. Очевидно, что уральские ломониты связаны с несколько другим процессом. Здесь кальцит всегда присутствует вместе с ломонтином.

Приведенное описание ломонита, по-видимому, является первым в осадочных породах Урала, однако, наибольшее значение имеет обнаруженная приуроченность этого минерала к карбонатным образованиям. В этой связи следует обратить внимание и на кристаллизацию низкотемпературного альбита (или олигоклаза) в некоторых ниже- и среднекаменноугольных калькаренитах на западном склоне Южного Урала. Этот минерал, по составу близкий к цеолитам, тоже нередко приурочен к обломочным зернам известняков, контактирующим с зерна-

ми силикатов (кварца, полевых шпатов, вулканических пород, кремней) несущими следы растворения. Причем аутигенного плагиоклаза иногда так много, что зерна известняков становятся похожими на вулканическую породу с микролитовой структурой. Таким образом, роль карбонатов в аутигенном минералообразовании в процессе катагенеза, вероятно, требует дополнительного изучения и осмысления.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 02-05-64479).*

*Список литературы*

*Запорожцева А.С.* О региональном распространении ломонтита в меловых отложениях Ленского угленосного бассейна // Известия АН СССР. Сер. геол. 1960. № 9. С. 61-69.

*Коссовская А.Г.* Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и Западного Верхоянья. М.: Изд. АН СССР, 1962. 204 с.

*Коссовская А.Г.* Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций // Литология и полезн. ископаемые. 1975. № 2. С. 23-44.

*Мизенс Г.А.* Верхнепалеозойский флиш Западного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 230 с.

*Мизенс Г.А.* Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне-ранней перми юга Урала. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2002. 190 с.

*Япаскурт О.В.* Литогенез и полезные ископаемые миогеосинклиналей. М.: Недра, 1992. 224 с.

*Япаскурт О.В.* Предметаморфические изменения осадочных пород в стратисфере: процессы и факторы. М.: ГЕОС, 1999. 259 с.

*Coombs D.S.* Lower grade mineral facies in New Zealand // Internat. Geol. Congress. 21-st Sess. Rep., Part 13. Copenhagen, 1960. P. 339-351.