

ГИПЕРГЕНЕЗ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

CARBONATE ROCK HYPERGENESIS

Р.А. Цыкин

R.A. Tsykin

Конгруэнтное, физическое разрушение, типы карста, контактовый процесс, отложения карстовых седиментационных коллекторов, метасоматиты.

Гипергенез по-разному преобразует семейства горных пород. В известняках и доломитах возникают поверхностные формы карста в диапазоне высотных отметок от высокогорья до впадин во всех климатических зонах и там же – подземные формы: пещеры и шахты, коьматационные тела, карстовые воды. Особым видом разрушения является контактовый гипергенез. Покрытый карст представлен системой седиментационных коллекторов с отложениями, преобразуемыми вплоть до аллитов и бокситов.

Congruous, physical destruction, carst types, contact process, carst sedimentation reservoir deposits, metasomatites.

Hypergenesis transforms rock families differently. Surface carst forms occur in limestone and dolomite in the altitude range from highland to depression in all climatic zones, and underground forms – caves and shafts, calmatation bodies and carst waters are formed there as well. Contact hypergenesis is a specific type of destruction. Covered carst is presented by a system of sedimentation reservoirs with deposits transformed up to allites and bauxites.

Гипергенез – комплекс процессов химического и физического преобразования минералов и горных пород в верхних частях земной коры и на ее поверхности под воздействием агентов атмосферы и гидросферы, а также живых организмов при температурах, характерных для поверхности Земли. Главными процессами гипергенеза признаны химическое разложение (гидролиз), растворение (коррозия), гидратация, окисление, окремнение и карбонатизация. Конечными продуктами преобразования вещества являются коры выветривания, зоны окисления и обогащения жильных ассоциаций, новообразования оксидов и гидрооксидов железа и марганца, карст. Кроме остаточных (элювиальных) продуктов, образованы осадочные, представленные залежами глин, оксигидрооксидов Fe, Mn, Al, суглинистых и алевроито-псаммитовых композиций, брекчий, а также жил, гнезд и вкраплений инфильтрационных минералов.

Гипергенез управляется факторами природных условий – рельефом, количеством атмосферных осадков, климатом и биотой. Кроме того, важную роль играют горные породы, формы геологических тел и характер их дислокаций.

Гипергенез различным образом преобразует виды коренных горных пород, его продукты отличаются при сочетаниях породных тел субстрата. В общем и целом, по-разному разрушаются семейства горных пород: алюмосиликатных, щелочно-

магнезиальных, карбонатных, сульфатных, а также каустобиолиты, кварц-сульфидные, железистые и марганцовистые ассоциации, кварциты и различные многопородные сочетания.

Научная проблема: типизация гипергенеза горных пород с характеристикой деструктивных и аккумулятивных продуктов семейства карбонатных пород. Цель статьи: обосновать специфичность гипергенеза карбонатов и синхронных покровных отложений. Научная новизна работы заключается в детерминации гипергенеза карбонатных пород, рассмотрении контактового класса процессов, специфики состава и строения синхронно развивающихся покровных отложений.

Совокупность явлений (форм рельефа, пещер, натечных и наносных отложений, водотоков, озер, провалов поверхности и прочего) в карбонатных породах именуется карстом [Тимофеев и др., 1991]. Усилиями географов, геологов и гидрогеологов разных стран созданы системы научных представлений карстоведения и спелеологии [Гвоздецкий, 1972; Дублянский, Дублянская, 2004]. Классическим карстом не ограничиваются гипергенные преобразования карбонатных пород. Они подвержены метасоматозу – привносу в твердые фазы химических элементов, прежде всего Mg, Si, Fe, Mn, P и др. Развивающиеся коррозионные формы в той или иной мере заполняются минеральными веществами син- или эпигенетическими карсту. Покровные отложения под-

вержены метасоматическим, инфильтрационным, гравитационным преобразованиям, вследствие чего в них сложно сочетаются седиментационные, обвальнo-просадочные и цементационные структуры. Преобразования покровных отложений влияют на коррозию вмещающих карбонатных пород. Самостоятельного рассмотрения заслуживают контактовые взаимодействия слоев карбонатных и алюмосиликатных пород.

Типологические классификации карста предложены ведущими учеными зарубежных стран, СССР и России. Н.А. Гвоздецкий по морфолого-генетическим признакам выделил следующие типы: голый, задернованный, покрытый, погребенный, бронированный и возникший в вечномёрзлых породах [Гвоздецкий, 1972]. По геоморфологическому признаку он различал равнинный и горный надтипы. Автор использовал предложенные Н.А. Гвоздецкий типы и дополнительно выделил два подземных типа – полый и кольматированный [Цыкин, 1985]. В.Н. и Г.Н. Дублянские [2004] различают типы литологические (известняковый, доломитовый, меловой, мраморов и др.) и по перекрывающим отложениям – открытый, покрытый, перекрытый и перекрыто-покрытый. Выделение последнего бинарного типа нам представляется спорным ввиду отсутствия четких критериев диагностики. Пещеры и шахты этими исследованиями рассматриваются вне типологической классификации [Дублянский, Дублянская, 2007].

Основные условия развития карста подробно рассмотрены Д. Фордом и др. [Ford, Williams, 1989], В.Н. и Г.Н. Дублянскими [2004]. Заметим, что при оценке растворимости необходимо учитывать механизм химического воздействия природных гидрокарбонатных вод на кальцит и доломит. Растворимость первого в подавляющем числе случаев является конгруэнтной (истинной), причем из раствора может выпадать кальцит (натечные отложения пещер, плотины карстовых озер и т. п.). При истинном растворении не может образоваться элювий, возможно лишь накопление нерастворимых остатков (инфлювий). В доломите возможно как истинное, так и неполное (инконгруэнтное) растворение. В последнем случае может образоваться доломитовая мука значительной мощности (до 40–50 м). Ее правомерно рассматривать как элювий, но не как кору выветривания (зонально построенный элювиальный

профиль). Карбонатные породы не являются коррозийными (не исключая такие ассоциации, как карбонатиты).

Карстовые воды, как правило, обладающие коррозионной активностью, возникают за счет площадной и очаговой инфильтрации, инфлюации и конденсации. Для этих вод характерна гидродинамическая зональность (сверху вниз): зоны аэрации, сезонного колебания уровня и насыщения (фреатическая). Контактный гипергенез и развитие покрытого карста происходят в двух верхних зонах, а пещер – в средней и нижней.

В сравнении с другими семействами пород карбонатные характеризуются следующими особенностями гипергенного преобразования [Гвоздецкий, 1981; Дублянский, Дублянская, 2007; Ford, Williams, 1989; Tsykin, 1989]: 1) возникновение сильно расчлененного скального остаточного рельефа, что выражается в сочетании останцов высотой до 200 м, местами более и депрессий поверхности глубиной до 600 м (тианкенги Китая); 2) наличие пещер, взаимосвязь которых с внешними формами неоднозначна; 3) большие вариации плотности распределения карстовых форм открытого и подземного расположения, из-за чего оценки карстопораженности карбонатных формаций в зоне гипергенеза сугубо приблизительные; 4) наличие гидродинамической зональности с высокой водообильностью фреатической зоны, за счет чего осуществляется водоснабжение многих стран тропическим климатом; 5) развитие специфических геоморфолого-гидрологических объектов, таких как поля, глубокие озера, каскады плотин на внутрикарстовых ручьях и малых реках; 6) наличие поверхностного и подземного карста во всех физико-географических зонах: субарктике (Норвегия, Канада и др.), умеренного климата, субтропиках, некоторых тропических пустынях (Алжир, Чад, Намибия и др.). Во многом это обусловлено изменением климатической зональности на неотектоническом этапе развития Земли; 7) по гипсографии карстовые формы на поверхности и под землей распределены от высокогорья до впадин, часть которых находится ниже уровня моря, причем глубины пещер и шахт коррелируются с перепадами высоты местности; 8) большое разнообразие видов отложений разного генезиса в формах контактового, покрытого, пещерного карста (остаточных, натечных, инфильтрационных, биогенных, испарительных метасоматических и др.). Все

перечисленное свидетельствует о специфичности гипергенеза карбонатных пород. Так, корообразование по алюмосиликатному и щелочно-магнезиальному субстратам протекает, во-первых, на слаборасчлененном равнинном рельефе, во-вторых, в ограниченном диапазоне климатических зон, в-третьих, геохимические механизмы вызывают вынос щелочных, щелочноземельных элементов и кремния с накоплением алюминия и элементов-гидролизатов, порождая метасоматическую колонку. Мощности кор выветривания не превышают 200 м, и то в линейном и контактовом морфотипах.

Контактовым классом гипергенеза является преобразование контрастных по химическому составу горных пород – алюмосиликатных и карбонатных (преимущественно доломитов). Как правило, процесс локализован по наклонным, редко субвертикальным контактам осадочных горных пород при складчатом и моноклиальном их залеганиях с расположением разного рода сланцев, песчанико-алевролитовых слоев стратиграфически выше доломитов, реже известняков. В подобной обстановке на слабо расчлененном рельефе развивались контактовая кора выветривания и покрытый карст на глубины от десятков до 200–300 м. Характерными примерами являются месторождения бокситов Приангарья Енисейского края (Киргитейские, Верхотуровское и Пороженское) [Цыкин, 1985]. При их разведке некоторые скважины в приустьевой части вскрывали невыветрелые сланцы верхнего рифея, ниже – кору выветривания с «перевернутым» профилем и затем бокситоносные отложения палеогена, залегающие на карбонатных породах. Контактный гипергенез развивался за счет инфильтрационных вод, гидрохимический состав которых был слабоагрессивным для доломита и кальцита. Фактором развития контактовой коры выветривания являлись повышенная водопроницаемость пограничной зоны, просадки и дезинтеграция подошвенной части сланцев. Продукты контактовой коры выветривания явились субстратом для бокситов, формировавшихся в обстановке субтропиков палеогена с изначальным погребенным залеганием в контактово-карстовых вместилищах клиновидной формы и линейного распространения. В южном и западном ограничениях Ангаро-Питского синклинория контактовые проявления бокситоносного карста прослежены на 50 км, от Верхотуровского месторождения до долины Малого Киргитя.

Покрытый тип карста, по нашему мнению, образуется при синхронном заполнении депрессионных форм (седиментационных коллекторов) осадочным материалом различного генезиса (остаточным, делювиальным, пролювиальным, речным, биогенным), испытавшим гипергенные преобразования, в ходе которых поддерживалась коррозионная активность инфильтрующихся вод и происходило увеличение глубины и размеров седиментационных коллекторов. Депрессии покрытого карста обычно именуют воронками, котловинами, полями, что некорректно в силу взаимосвязанного образования карстовых депрессий и выполняющих их отложений. Правильнее именовать их карстовыми седиментационными коллекторами воронко-, котловино-, польеобразной формы. Геологический возраст, размеры и литология осадочного заполнения варьируют в зависимости от строения карбонатной формации, палеогеоморфологии, неотектоники, палеоклиматических условий и других факторов (последующий размыв, оползание, погребение наносами).

Литология карстово-седиментационных коллекторов различается при их образовании в карбонатных формациях однородного строения и в многопородных ассоциациях с пачками терригенных, кремнистых отложений, секущими дайками, субсогласными силлами, телами метасоматитов и т. п. В однородных карбонатных породах в осадочном заполнении седиментационных коллекторов залегает карбонатная мука (в доломитовом ложе), кремнисто-железисто-марганцовистый инфлювий, в различной степени разложенные делювиальные скопления псефитов, псаммитов и алеврито-глинистых композиций. Кроме того, есть озерно-болотные отложения (углистые алевролиты и глины, угли), бокситоносные горизонты, часто большой мощности, порядка 100–120 м. Они образовались в эпоху стабилизации тектонических движений в обстановке тропического и субтропического климата мела и нижнего-среднего палеогена, благоприятного для латеритизации алюмосиликатных образований.

Ритмичность строения осадочного заполнения – характерная особенность отложений покрытого карста. Седиментационные ритмы местами нарушены вследствие просадок и провалов отложений в процессе углубления седиментационных коллекторов.

В неоднородных средах, состоящих из переслаивания кремнисто-сланцевых, песчано-алевролитовых

и карбонатных пачек, в осадочном заполнении покрытого карста возрастает роль брекчий, песков, местами маршаллита. При инъектировании карбонатных толщ дайками и силлами долеритов возрастает общее количество осадочного материала, выполняющего седиментационные коллекторы, его глинистость и объемы бокситоносных ритмов.

Бокситы карстового типа большинство исследователей рассматривают как механокласты, продукты сгущения в карстовые депрессии латеритов с окружающих площадей. Однако значительная их часть имеет вторичное происхождение, являясь продуктами преобразования существенно глинистых отложений седиментационных коллекторов. Признаки наложенного, неолитовидного изменения осадочного заполнения проявлены почти повсеместно. Они могут достигать стадии боксита с характерной концентрической зональностью строения ритма: аллит (модуль Al_2O_3/SiO_2 менее 2,5), глинистый боксит – рыхлый и местами каменистый боксит. Последний часто имеет признаки разрушенных макроконкреций из-за процессов дегидратации и гравитационного сдвигения растрескивавшихся фрагментов.

В отложениях покрытого карста проявлены инфильтрационные концентрации железомарганцевых гидрооксидов, а при наличии фосфатов в карбонатном субстрате – карстовых фосфоритов, рыхлых и кусковых. Последние обычно являются брекчиями с обломками разного цвета и состава. Железо-марганцевые образования обычно не достигают размеров месторождений, а карстовые фосфориты являются малыми до средних месторождениями.

Апокарбонатный метасоматоз, не связанный с карстом, приводит к образованию микрокварцитов. О гипергенной природе последних свидетельствует поверхностное покровное залегание, причем характерен резкий переход от микрокварцитов к известняку или доломиту. Микрокварциты и белики (каолинит-кварцевые породы) В.П. Петров [Петров, 1967] рассматривал как кору выветривания карбонатов. О гипергенном происхождении свидетельствуют поверхностное залегание и парагенез микрокварцитов с минералами глин, иногда оксигидрооксидов железа и марганца (Яковлевское месторождение хребта Арга).

Заключение. Карбонатные породы, которые распространены в отложениях земной коры начи-

ная с протерозоя, слагают стратоны от небольшой до громадной мощности в разных структурных этапах земной коры покровно-складчатых и платформенных сооружений. На выходах карбонатных пород и в недрах до глубины около 2 км процессами гипергенеза сформированы карстовые образования поверхностного и подземного распространения. Явления в карбонатных породах рассматривают в карстологии и спелеологии, значительно реже – в геологии. Нами обобщены главнейшие особенности карста, кратко рассмотрены апокарбонатные метасоматиты, продукты контактового гипергенеза, особенности отложений покрытого карста и их рудоносность. Как собственно карст, так и сопутствующие ему обстановки осадкообразования отражают особенности гипергенеза карбонатных пород. Они не являются корообразующими, отличаясь от алюмосиликатных коренных пород по всем литолого-геохимическим особенностям. В преобразовании карбонатных отложений участвуют все процессы внешней динамики, включая эрозию и речную аккумуляцию, в результате чего возникает поверхностная расчлененность с амплитудой во многие сотни метров. При формировании покрытого карста расчлененность коренного ложа маскируется отложениями, которые также подвержены гипергенезу и способствуют коррозии карбонатных пород.

Библиографический список

1. Гвоздецкий Н.А. Карст М.: Мысль, 1981. 214 с.
2. Гвоздецкий Н.А. Проблема изучения карста и практика М.: Мысль, 1972. 391 с.
3. Дублянский В.Н., Дублянская Г.Н. Карст Мира. Пермь: Пермский гос. ун-т., 2007. 331 с.
4. Дублянский В.Н., Дублянская Г.Н. Карстоведение. Пермь: Пермский гос. ун-т, 2004. Ч. 1. 308 с.
5. Петров В.П. Основы учения о древних корах выветривания. М.: Недра, 1967. 343 с.
6. Тимофеев Д.А., Дублянский В.Н., Кикнадзе Т.З. Терминология Карста. М.: Наука, 1991. 260 с.
7. Цыкин Р.А. Отложения и полезные ископаемые карста. Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1985. 165 с.
8. Ford D., Williams P. Karst Geomorphology and Hydrology. London: Unwin Human, 1989. 601 с.
9. Tsykin R.A. Paleokarst of the USSR // Paleokarst. A systematic and Regional review. Praha: Academia, 1989. P. 253–295.