

О КАРБОНАТНОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ В АКЧАГЫЛЬСКОМ БАССЕЙНЕ СЕВЕРНОГО ПРИКАСПИЯ И НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ

В.Н. Староверов

Саратовский государственный университет

В статье обсуждается седиментационная модель формирования карбонатных пород, впервые для Нижнего Поволжья описана литология акчагыльских известняков-ракушняков. Выявлено три их основных типа, характеризующиеся различиями состава и микроструктуры: биоморфно-детритовые, оолитовые и собственно ракушняки. Образование пород происходило в прибрежных обстановках при участии штормовых процессов.

Акчагыльские отложения, широко распространенные на юго-востоке Русской платформы, являются образованиями эпиконтинентальных бассейнов преимущественно с терригенной седиментацией [1]. Они представлены полным набором терригенных пород от валунно-галечных до пелитовых, среди которых подчиненное положение занимают карбонатные органогенные, органогенно-хемогенные и органогенно-хемогенно-терригенные образования. Вещественный состав песчано-алевритовых разностей изучен наиболее полно [2–5], менее детально исследованы глинистые породы, практически не изучены породы карбонатного состава. Поэтому в настоящей работе внимание сосредоточено на литологической характеристике карбонатных пород акчагыла, а также на условиях их образования.

В качестве основного метода исследований был выбран способ седиментационного моделирования, который базируется на данных макроописания карбонатных пород в естественных обнажениях и в керне скважин, их микроскопических (свыше 150 шлифов) исследованиях, обобщении данных, полученных предыдущими исследователями.

Карбонатные породы акчагыла представляют собой полифациальные образования, которые формировались в разнообразных палеогеографических обстановках и на различных стадиях литогенеза. Известно, что седиментационные модели представляют собой идеализированное графическое представление о пространственном размещении различных типов одновозрастных геологических тел, которые отражают совокупность палеогеографических событий их формирования. Построение моделей позволяет систематизировать данные о вещественном составе тех или иных типов пород и получить основу для палеогеографических построений. Седиментационное моделирование наиболее эффективно при изучении морских разрезов, сформированных в эпиплатформенных бассейнах. Значительно более трудную задачу представляет собой составление моделей фациальной зональности для континентальных обстановок и переходных от континентальных к морским. В последние годы в нашей стране и за рубежом были разработаны модели для различных регионов и временных интервалов, отражаю-

щие особенности седиментации карбонатного и смешанного карбонатно-терригенного типа.

Наиболее известными первыми моделями были варианты, предложенные Дж. Уилсоном [6], которые характеризуют разновозрастные идеализированные эпиконтинентальные палеобассейны с точки зрения трех основных энергетических зон: ниже волнового базиса; пояс высокой энергии в зоне воздействия волн; низкоэнергетическая зона воздействия волнений. В дальнейшем модели становились более детальными, так как отражали условия осадконакопления не только в типовых бассейнах, но и в конкретных регионах для фиксированных стратиграфических интервалов [7–10]. По мнению указанных авторов, объективные региональные модели должны базироваться на следующих важнейших показателях палеогеографических обстановок: тип бассейна (котловинные - плоские; морские - солонатоводные - пресноводные); размеры; глубины; гидродинамический, гидрохимический и температурный режимы; положение древней береговой линии, влияющей на содержание терригенной компоненты в составе карбонатных комплексов; наличие и родовой состав биогеоценозов, их коррелируемость с определенными палеогеографическими зонами [9]; особенности строения прилегающей суши (рельеф в сочетании с климатом и состав размываемых пород); доминирующий тип карбонатакопления (биогенный, терригенный, хемогенный), указывающий на источник карбонатного материала.

Моделирование, особенно на конкретные геохронологические срезы, должно базироваться на надежной биостратиграфической основе. В качестве таковой в работе принята стратиграфическая схема неогена Южных регионов Европейской части России [11]. При оценке состава биоценозов и их приуроченности к определенным фациальным обстановкам использовались материалы Н.Я.Жидовинова и З.Н.Федкович [12], Г.И.Кармишиной [13], Л.А.Невесской [14]. Характеристика фаунистического комплекса акчагыла, населявшего прибрежно-морские обстановки, базируются на авторских исследованиях.

Построенная модель представляет собой идеализированный профиль, который отражает смену условий карбонатакопления в направлении

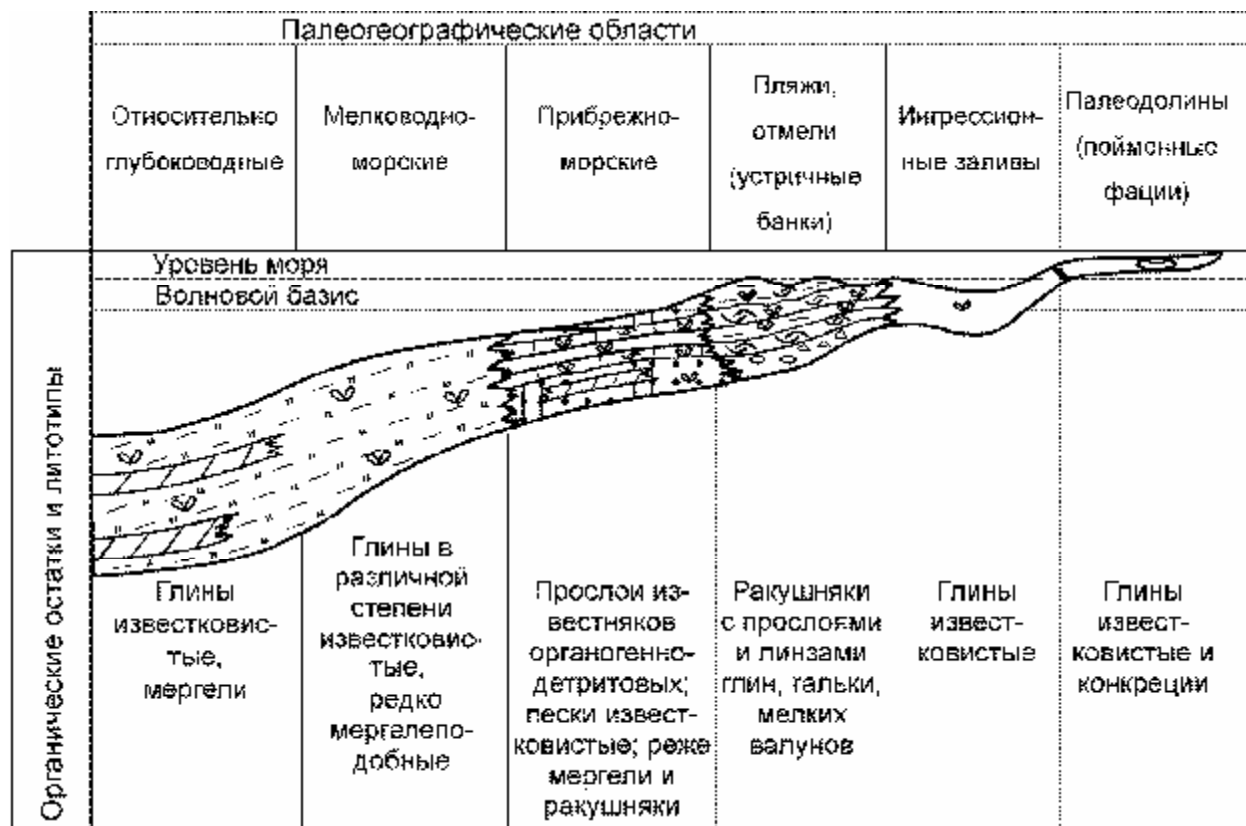


Рис. 1. Модель карбонатакопления

от континентальных обстановок к наиболее глубоководным частям морского бассейна, а степень их идеализированности возрастает по мере увеличения терригенных компонентов в составе того или иного фациального комплекса.

В течение акчагыльского века на территории Нижнего Поволжья и Северного Прикаспия располагалась северная шельфовая часть палеобассейна, в пределах которой осуществлялась карбонатно – терригенная седиментация: формировались различные типы терригенных и карбонатных осадков. По фациально – генетическому признаку на данной территории выделено шесть зон, отражающих различные обстановки карбонатакопления (рис. 1).

Первая из них характеризуется локальным распространением на территории Самарского Заволжья и Оренбургского Предуралья, где в пределах акчагыльских палеодолин широко распространены известковистые глины и суглинки. Известковистость выражена либо в виде конкреций, либо приурочена к зонам трещиноватости. Конкреции обычно имеют размеры 1–2 см, нередко расплывчатые очертания, рассеяны в породе, реже сгруппированы в линзовидные прослой. Вмещающие отложения в генетическом отношении представляют собой образования пойменных фаций, характеризуются повышенным содержанием растительных остатков в виде фрагментов корневой системы, широким развитием комковатых текстур и трещин усыхания. Это позволяет связывать формирование известковистых конкреций с процессами почвообразования.

Вторая зона также пространственно совпадает с плиоценовыми палеодолинами, но характеризуется более поздний этап их развития, соответствующий максимуму акчагыльской трансгрессии (урдинское время). Речные долины на этом этапе представляли собой ингрессионные заливы, по которым морские воды внедрялись в пределы суши на расстояние более 200 км. В заливах накапливались в основном терригенные песчано – алевро – глинистые осадки, реже формировались смешанные карбонатно–терригенные илы. Они представлены глинами зеленовато–серыми, преимущественно гидрослюдисто – монтмориллонитовыми, которые в отдельных прослоях обогащены карбонатным материалом. Мощность их достигает 20 – 30 м. Карбонатная составляющая, вероятно, имеет биогенное происхождение, поскольку в долине р. Терешки в глинах обнаружены многочисленные раковинки морских и солоноватоводных, преимущественно прибрежно – мелководных остракод из родов *Candona*, *Cypria*, *Cyprideis* и *Prolimnocythere*, и редких фораминифер рода *Elphidium*. Макрофауна представлена моллюсками, среди которых преобладают ребристые кардииды рода *Cerastoderma* с довольно крупными и относительно толстостенными раковинами. Значительно реже встречаются отдельные створки *Aktschagylica venjukovi* (Andrus.). Относительное разнообразие в комплекс фоссилий вносят редкие находки мелких раковин гастропод *Clessiniola polegaevi* (Andr.). Раковины моллюсков в той или иной степени рассеяны в породе, иногда концентрируются в виде небольших гроздеобразных образований.

Обычно их скопления приурочены к нижним интервалам глинистых прослоев. Первичная сохранность раковин прекрасная, часто створки представителей *Cerastoderma* сомкнуты, но рецентная сохранность створок, захороненных в автохтонном или субавтохтонном положении, порой плохая.

В светлоокрашенных глинах также отмечается примесь микрокристаллического кальцита, который образует с пелитовым матриксом единую массу. Содержание СаО в таких глинах составляет в среднем 7–8 %. Характерно, что его количество возрастает по мере увеличения степени дисперсности пелитовых частиц. Микроскопическое изучение породы показало, что зерна кальцита относительно равномерно распределены в массе пелитовых частиц, очень редко образуют тонкие крустификационные каемки вокруг кластических зерен. Предполагается, что минерал в данном случае (за исключением каемок) является аллотигенным, образовался в результате размыва карбонатных пород на прилегающей суше и соосаждения в ингрессионных бассейнах с пелитовыми частицами.

Третья зона карбонатакопления в ачкагельском бассейне отражает седиментацию во фронтальной части берега (зона прибоа) и в пределах прибрежных отмелей. Разрез, сформированный в таких условиях, наиболее детально изучен на Саратовском Правобережье вблизи устья реки Терешки [15]. Формирование рассматриваемого разреза происходило в прибрежно-морских обстановках, в непосредственной близости от береговой линии, как ниже так и выше волнового базиса. Несмотря на относительно небольшую мощность карбонатных пород (около 6 м), в разрезе запечатлены разнообразные седиментационные события, которые удалось выявить на основании тафономических наблюдений. В течение ерусланского времени осадконакопление протекало в зоне вдольбереговых течений при значительной роли штормовых процессов различной продолжительности. Многократное изменение положения береговой линии могло обеспечивать относительно спокойные в гидродинамическом отношении условия (в случае удаления береговой линии) осадконакопления, либо максимально приближать их к субаэральным обстановкам (пляжевые фации).

Предполагается, что на относительно выровненном дне палеоводоёма (участки с уменьшенной мощностью ракушняка) существовала довольно глубокая впадина, заселенная многочисленными представителями двустворчатых моллюсков. В ее пределах могло происходить автохтонное захоронение фоссилей, их частичная переработка без существенного латерального перемещения, переувлажнения вдольбереговыми течениями. В отдельные эпизоды седиментации существенную роль играли турбулентные движения воды, обусловленные штормовыми процессами. Эпизодический привнос грубообломочного материала, относительно легкого по удельному весу, связывается с многократной мигра-

цией береговой линии и засыпанием поверхности дна в виде абразионных шлейфов.

Ракушняка с автохтонным характером залегания приурочены, главным образом, к подошве разреза. Количество таких прослоев сокращается в направлении средней части пласта на фоне уменьшения мощности от 8 – 9 до 1 – 2 см. Они почти нацело сложены целыми раковинами, многие из которых имеют сомкнутые створки. Значительно реже створки разомкнуты или разбиты на крупные фрагменты. Для описываемых прослоев характерно максимальное количество песчаного заполнения (до 65 %) и почти полное отсутствие псефитового материала. Еще одна особенность связана с условиями захоронения фоссилей – встречаются гнездообразные скопления мелких клессиниол и зачаточные каркасообразные сооружения двустворчатых моллюсков, когда 4 – 5 раковин мактрид оказываются насаженными друг на друга. Формирование описываемых прослоев происходило ниже базиса действия волн.

Ракушняка с признаками переотложения на месте (субавтохтонный характер захоронения) слагают самое основание изученного разреза. Они сложены крупным детритом двустворчатых моллюсков, реже (около 20 %) – целыми раковинами только одного вида *Aktschagyliа subcaspiа* (Andrus.). Об отсутствии латерального перемещения фоссилей свидетельствуют следующие признаки: 1 - отсутствие сортировки раковин и детрита по размерам; 2 - самая разнообразная ориентированность створок и их обломков; 3 - отсутствие признаков истирания створок и их обломков; 4 - приблизительно равное количество в прослое как левых, так и правых створок.

Предполагается, что в периоды накопления описываемых пород дно бассейна располагалось в непосредственной близости от базиса действия волн. Поэтому в отдельные эпизоды седиментации терригенно-биоогенный ил мог частично размываться, и тогда большинство раковин двустворок подвергались дезинтеграции, но крупный детрит не истирался, поскольку не претерпевал латеральной транспортировки из-за слабой гидродинамической активности воды.

Ракушняка, сформировавшиеся при воздействии субламинарных вдольбереговых течений, располагаются в нижней трети ерусланской свиты, где они образуют прослой мощностью около 0,25 м. Он сложен песком глауконитово-кварцевым, тонко-мелкозернистым, переполненным раковинным детритом и целыми створками моллюсков, залегающим на подстилающем слое с явными следами размыва. В песке встречается редкая галька опок уплощенной или удлиненной формы, которая хорошо окатана и ориентирована длинной осью по напластованию. Влияние течений на формирование пород данного слоя подтверждается следующими фактами: 1 - резкий эрозионный характер подошвы слоя; 2 - высокая степень окатанности и ориентированности интрак-

ластитов; 3 - особенности залегания раковин двустворок – около 80 % из них ориентировано параллельно напластованию и выпуклой стороной кверху.

Ракушняки – штормовые пласты широко представлены прослоями, формировавшимися в зонах относительного мелководья при участии штормовых процессов. Обычно они слагают верхние интервалы пачки ракушняков, в литологическом отношении представлены био- и литокластами. Мощность темпеститовых слоев колеблется от нескольких до 40–45 см. Грубообломочный материал, размерами от 1 до 19 см, имеет различную степень окатанности, рассеян в пласте, реже образует линзовидные прослои.

Биогенная составляющая в различных прослоях отличается степенью дезинтеграции створок и их размерностью. Характерна очень высокая плотность в пласте органогенного материала (до 80–90 %) в отличие от выше описанных разновидностей ракушняков. Редко встречаются целые раковины, внутренние полости которых заполнены песчано-глинистым материалом, аналогичным залегающему в слое № 3. Иногда такой материал в виде корочек толщиной 3–4 мм покрывает створки и их крупные фрагменты.

Вероятно, штормы имели различную интенсивность и продолжительность. В пользу этого свидетельствует различная величина детрита и мощность формирующихся темпеститов. В периоды самых кратковременных штормовых процессов далеко не все раковины успевали дезинтегрироваться и истираться. Поэтому темпеститовые ракушняки наряду с детритом содержат отдельные целые створки. Во время штормов происходило интенсивное взмучивание и перемешивание неконсолидированного терригенно-биогенного ила. При этом песчано-глинистый материал, переходивший во взвесь, почти целиком удалялся из прибрежной зоны, что способствовало резкому возрастанию плотности органогенных компонентов. В заключительную фазу штормовых явлений, при снижении интенсивности турбулентных движений, мелкие терригенные частицы начинали оседать на дно и образовывать инфильтрационные структуры [16], заполняя раскрытые створки или образуя тонкие корочки на их поверхности. Высокая концентрация экстракластитов в темпеститовых прослоях (силициты и опоковидные песчаники) объясняется максимально приближенным положением береговой линии, достаточно крутым рельефом прилегающих побережий, относительной твердостью слагающих их пород и интенсивной абразией берега, резко усиливавшейся во время штормов.

После затухания штормовых процессов наступал новый этап интенсивного заселения морского дна малакофауной, ее массовым отмиранием в результате мощного засыпания продуктами абразии и возможной частичной переработкой осадка на месте или значительными его изменениями в зоне

течений. Случаи наиболее интенсивной переработки формирующихся осадков и содержащихся в них биоконгломератов, могли сопровождаться частичной конденсацией.

Четвертая зона карбоната накопления значительно шире распространена на исследуемой территории. Она имеет фрагментарное распространение вдоль древней береговой линии, протягивающейся от г. Саратова на юг в восточную Калмыкию, а также трассирующейся по левобережью р.Урал. В ачкагыльских разрезах, вскрытых скважинами или обнаженных в виде естественных выходов (рис. 2), преобладают прибрежно-морские образования, которые представлены разномасштабными песками и песчаниками с подчиненными прослоями алевритов и глин. В их основании часто прослеживаются галечники (до 1м) из мергеля и песчаника или же прослои (до 1м) известняка-ракушняка. Карбонатные породы имеют явно подчиненное значение, а кроме базальных интервалов спорадически встречаются в средней и верхней частях разрезов в виде линзовидных прослоев органогенно-детритовых и оолитовых известняков. Также карбонатный компонент может входить в состав терригенных пород и тогда фиксируются переходные литотипы, такие как известковые глины и алевриты. В пределах описываемой зоны выделены две подзоны, различающиеся глубиной морского дна и спецификой карбоната накопления. Верхняя подзона, с глубинами до 10 – 12 м, являлась ареной накопления собственно известняковых пород.

Изучение шлифов карбонатных пород позволило выделить два основных типа, которые различаются особенностями вещественного состава и микроструктурными признаками.

Биоморфно-детритовые известняки характеризуются близкими размерами обломков скелетных организмов, и в зависимости от состава породообразующих фоссилий представлены двумя разновидностями.

Монодетритовые известняки содержат пеллециподового детрита более 50 % (фото 1 на рис. 3), сложены обломками двустворок только одного рода *Aktschagylia*, реже встречаются фрагменты раковин *Cerastoderma*. Детрит обычно тонкостенный, размеры обломков от 0,2 до 3 мм. Все обломки сложены микрозернистым кальцитом, отмечается примесь обломочного материала, представленного кварцем (от 10 до 15 %). Зерна плохо окатаны, грани как ровные, так и корродированные. Также отмечены редкие оолиты удлиненной или изометричной формы. Цемент базальный – микрозернистый кальцит. Порода сильно пористая, отдельные поры выполнены крупными зернами кальцита до 0,08 мм.

Полидетритовые известняки. В них наряду с пеллециподовым детритом присутствуют обломки гастропод и раковинки фораминифер (фото 2, 3 на рис. 3). Обломки двустворок имеют удлиненную, слабо изогнутую форму, они частично разбиты мелкими трещинами, которые выполнены тонко-микро-

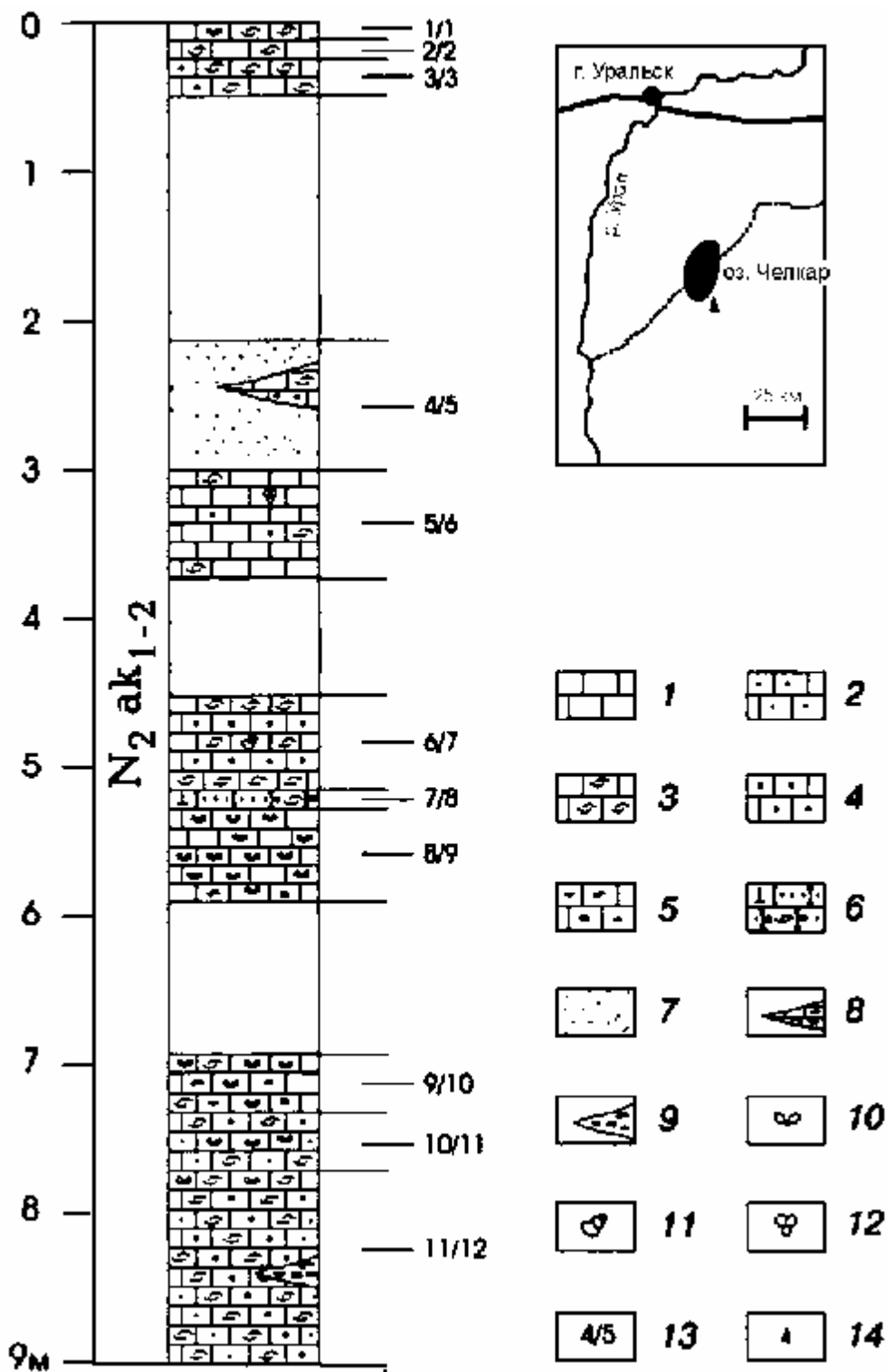


Рис. 2. Местоположение и строение разреза акчагыльских известняков в окрестностях оз. Челкар: 1–5 – известняки; 6 – песчаники разнозернистые с карбонатным цементом; 7 – пески; 8–9 – линзовидные прослои известняков и грубообломочного материала; 10 – двустворчатые моллюски; 11 – гастроподы; 12 – фораминиферы; 13 – номера слоев и образцов; 14 – местоположение разреза

зернистым кальцитом. Характерно, что стенки створок сильно выщелочены (темный тон на фото), а их внутренняя часть перекристаллизована микрозернистым кальцитом.

Для гастропод типичны овальные, слегка удлиненные очертания. Степень удлиненности зави-

сит от типа среза: перпендикулярные срезы более овальные, а косые сечения завитков раковин обычно несколько удлинены. Гастроподы значительно различаются особенностями внутреннего выполнения раковин. Полости камер бывают частично или полностью заполнены разнозернистым кальцитом (фото

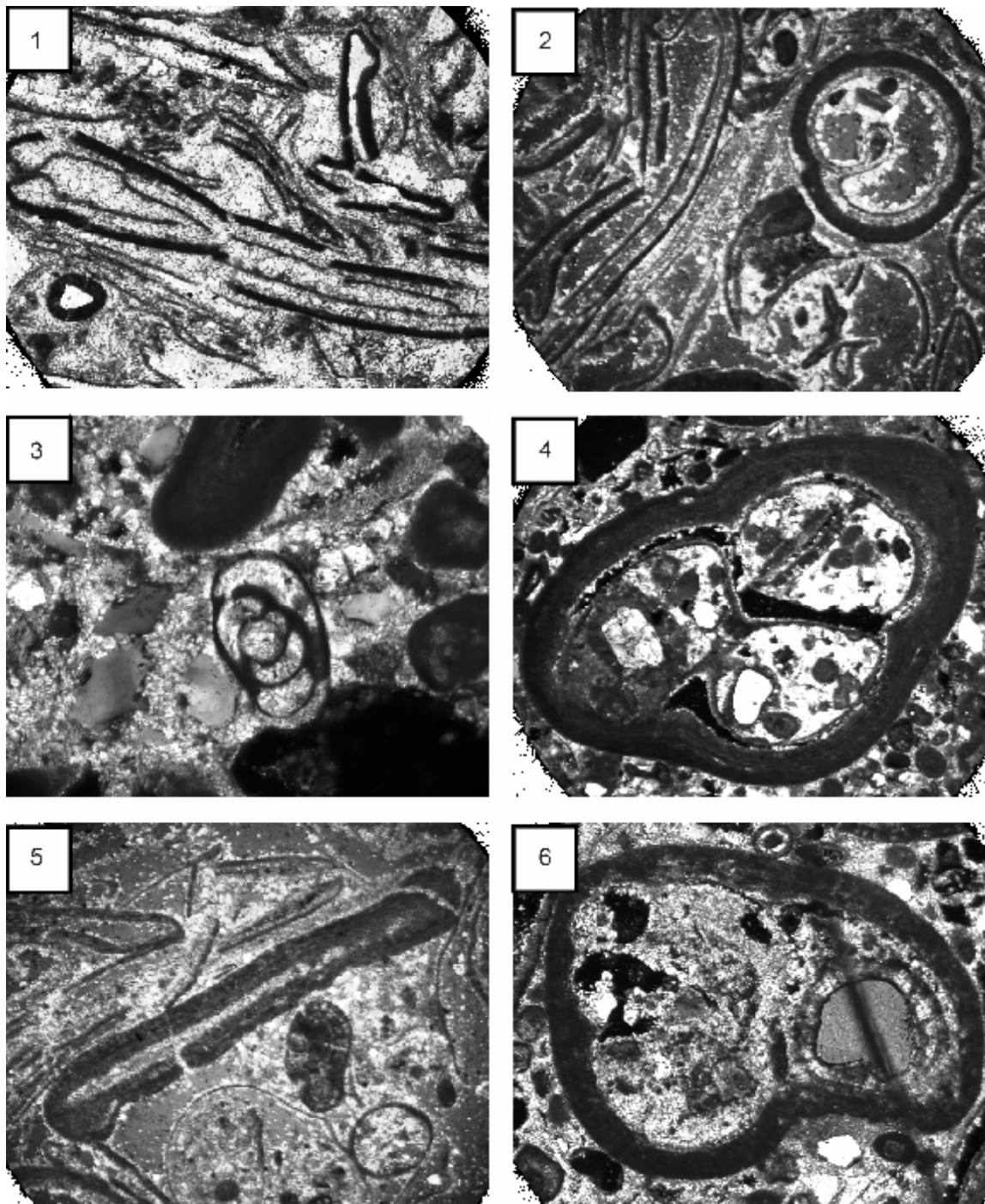


Рис. 3. Микрофотографии шлифов известняков биоморфно-деритовых

4 на рис. 3), а также мелкими оолитами и окатанными зернами кварца тонкопесчаной размерности. Внутренние стенки раковин инкрустированы тонкозернистым кальцитом.

Раковины фораминифер чаще всего перекристаллизованы, имеют размеры до 0,2 мм (фото 5 на рис. 3), иногда характеризуются развитием тонких оолитовых оторочек.

Оолитовые известняки. Оолиты широко распространены в известняках рассматриваемой фациальной зоны. В тех случаях, когда их становится более 50 %, мы называем породу "оолитовой".

Оолиты бывают видны невооруженным взглядом, но более четко фиксируются под микроскопом. В оолитовых известняках содержится большое количество песчаного и гравийного материала, а также небольшая примесь органогенного детрита. Обломочные компоненты (от 0,08 до 5 мм) в различной степени окатаны, сложены кварцем, силицитами, пластинками гидратированного мусковита и обломками известняков. Оолиты в известняках различаются формой, размерами, составом внутренних ядер, характеризуются разнообразием строения и толщины концентрических оболочек.

Размеры. Диаметр оолитов меняется от 0,23 до 3,2 мм, преобладают величины от 0,42 до 0,59 мм. Самые мелкие оолиты зафиксированы в разностях, обогащенных песчаным материалом и в биоморфно-детритовых известняках. Наблюдается достаточно четкая связь размеров с вещественным составом ядер. Самые крупные оолиты обычно нарастали на обломках раковин пелеципод и гастропод. Средние размеры (0,98–1,24 мм) характерны для сложных оолитов, которые состоят из двух простых, либо оолита и обломочного зерна с единой оболочкой. Доминирующие размеры (0,4–0,5 мм) свойственны оолитам, ядра которых сложены кварцем, микрокварцитом или кальцитом с микроструктурой.

Различия в размерах, вероятно, обусловлены особенностями гидродинамической активности среды осадконакопления. Предполагается, что седиментация происходила на мелководье [17], в условиях взмучивания донного ила волновыми движениями воды. Интенсивность таких движений, возможно, оставалась относительно постоянной и была способна переводить во взвешенное состояние только частицы с размерами не крупнее 0,6 мм. При этом более мелкие оолиты (менее 0,4 мм) переносились в смежные участки дна с меньшей гидродинамической активностью. Периодически волновые движения усиливались и тогда формировались сложные оолиты с размерами 0,9–1,3 мм. Только во время штормовых процессов от дна отрывались наиболее крупные оолиты диаметром 3,0–3,2 мм. Ядрами для них служил только легкий биоморфный детрит, а гравий, представленный более тяжелыми минералами и породами, несмотря на аналогичные размеры, оставался неподвижным на дне.

Форма. Оолиты как в оолитовых известняках, так и в других разновидностях изученных карбонатных пород, достаточно разнообразны по форме. Наиболее широко распространены сферические разновидности, меньше – миндалевидные и удлиненные. Форма оолитов зависит от двух основных показателей: толщины оолитовой оболочки и формы ядра. Если оболочка относительно тонкая (в 1,5–2,0 раза меньше радиуса ядра), форма оолитов максимально наследует форму их ядер (фото 1 на рис. 4). Чем толще внешняя оолитовая зона, тем форма оолитов ближе к сфероидальной.

Таким образом, сферическую форму имеют оолиты, выросшие на ядрах правильной округлой формы, либо индивиды с мощной оболочкой, толщина которой превышает радиус ядра в 3,0–3,5 раза (фото 2 на рис. 4). Изометричной формой (когда один радиус меньше другого не более чем в 1,5 раза) обладают оолиты, сформированные на песчаных зернах слабоугловатого облика при средних показателях толщины оолитовой оболочки, а также выросшие на обломках раковин гастропод. Оолиты, образованные на обломках створок пелеципод, миндалевидной или резко удлиненной формы. Наиболее

мелкие оолиты (менее 0,4 мм) всегда близки к сферической форме.

Строение. В подавляющем большинстве изученных оолитов четко выражены ядро и внешняя оолитовая зона (оболочка) вокруг него. В зависимости от вещественного состава ядра, его морфологии и степени литификации, граница между ядром и внешней зоной может быть очень резкой или постепенной, нечеткой (фото 3 на рис. 4). Наиболее ясно граница фиксируется у разностей с ядрами из слабо окатанного кварца, менее различима, если центр оолита сложен кальцитом ступчатого типа (обрывки водорослей или тонкоперетертый органогенный детрит). Оолитовые оболочки отличаются толщиной, микротекстурой и соотношением с размерами ядер.

Толщина оолитовых оторочек меняется от 0,08 до 0,61 мм. Минимальные значения отмечены у наиболее мелких оолитов, максимальные присущи песчанистым разновидностям известняков. При этом коэффициент оолитности (отношение толщины оторочки к малому радиусу ядра) варьирует от 0,26 до 3,6. Обычно толщина оболочки сохраняется приблизительно одинаковой в любом сечении оолита. Но иногда на ядрах средней величины (0,4 – 0,5 мм в диаметре) формировался асимметричный тип оторочки, толщина которой по разные стороны от ядра отличается в 1,5 – 2,0 раза (фото 2 на рис. 4). Повидимому, на начальных стадиях роста таких оолитов движение воды было слабым, и химическое осаждение карбоната кальция осуществлялось преимущественно на верхней поверхности песчинок. В дальнейшем волнение воды становилось более сильным и оолит периодически мог находиться во взвешенном состоянии. При этом нарастали замкнутые концентры с одинаковой толщиной вокруг всего оолита (внешние темные оболочки на фото 4, 5, рис. 4).

Очень редко встречаются сложные оолиты, которые образованы двумя ядрами с общей оболочкой (фото 6 на рис. 4). В их строении могут участвовать как простые оолиты, закатанные при сильном волнении в единое тело, так и оолиты, слипшиеся с песчинками. Вероятно, во взвеси оолиты находились недолго, поэтому у всех сложных оолитов отмечаются тонкие общие оторочки.

Микротекстура оолитовых оболочек достаточно изменчива. Наиболее распространена концентрическая микротекстура, четкость проявления которой обусловлена двумя факторами: длительностью перерыва между нарастанием смежных концентров и интенсивностью перекристаллизации. Вероятно, концентрические оторочки выражены более четко в тех случаях, когда оолит во время роста несколько раз отрывался от дна, и периоды нахождения во взвешенном состоянии были разделены довольно продолжительными периодами покоя. Оторочки с более однородным внутренним строением, возможно, образовались в процессе одноактного,

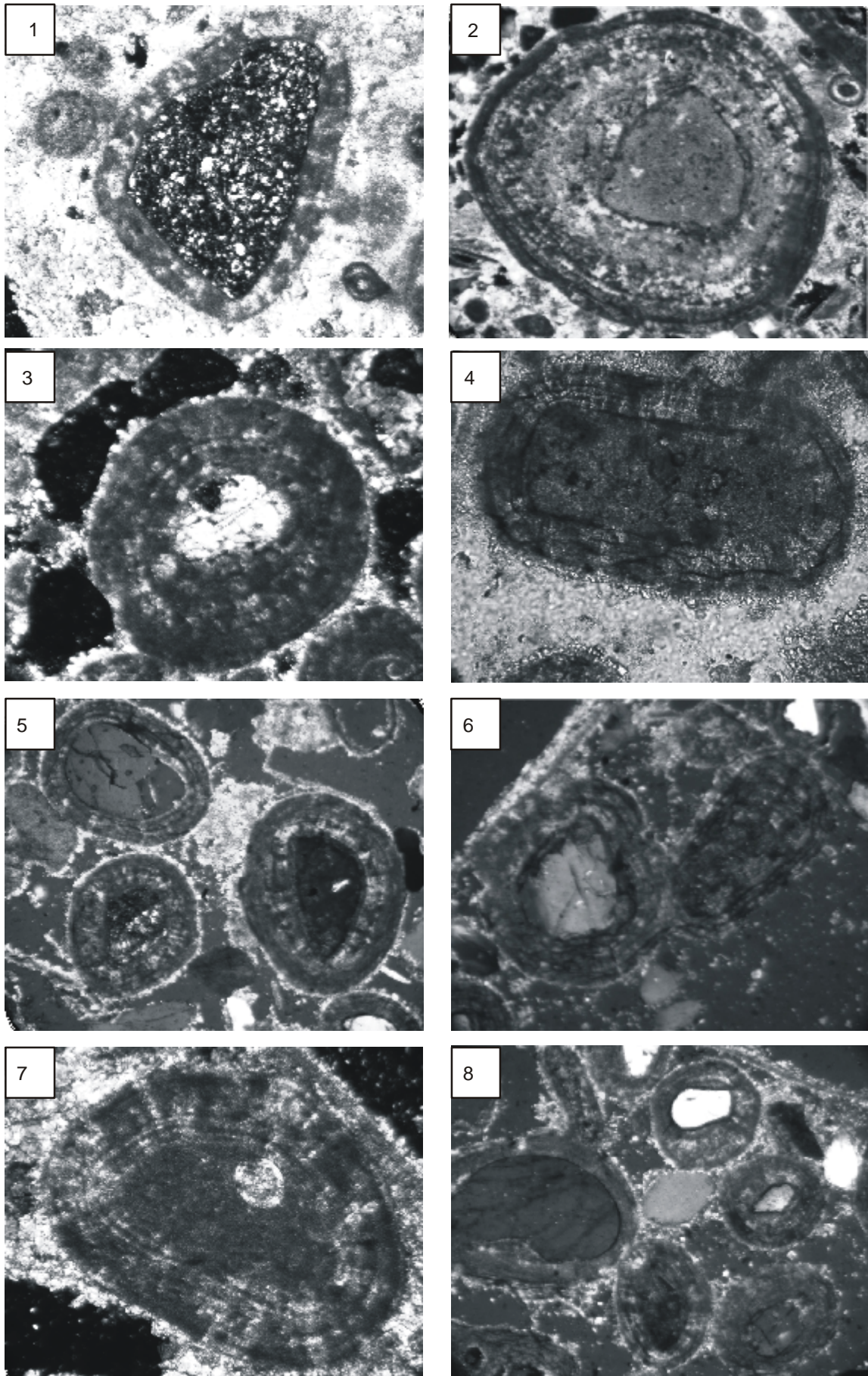


Рис. 4. Микрофотографии шлифов оолитовых известняков

но достаточно продолжительного хемогенного осаждения CaCO_3 на поверхности обломочных частиц.

Двойное влияние на микротекстуру оолитовых оболочек оказывала перекристаллизация: могла усилить концентрическое строение (фото 3 на рис. 4), например в случае частичной концентрации новообразований кальцита по отдельным микрослоечкам; или затушевать первичную микротекстуру, и тогда светлые полосы микрозернистого кальцита в шлифах образуют лучики (ориентированные радиально) на фоне серой кальцитовой массы оболочек с микросгустковой структурой (фото 7 на рис. 4). Лучики имеют разную длину, могут начинаться от ядра оолита и полностью пересекать всю оболочку или обрываться в ней. Перекристаллизация может затронуть большую часть оолитовой оболочки, начинаться от ядра, иметь пятнистое распространение и в этом случае полностью скрывать первичную микротекстуру.

Условия образования оолитовых и биоморфно-детритовых известняков. Особенности строения и состава описанных пород обусловлены седиментационными факторами акчагыльского палеобассейна, диагенетическими изменениями осадка и эпигенетическими преобразованиями пород. Как и в случае ракушняка, сформированных в пределах береговых отмелей и описанных в устье р. Терешки, образование оолитовых и биоморфно-детритовых известняков происходило в прибрежно-мелководных обстановках на глубинах, не превышающих 10 – 12 м. Об этом свидетельствуют фрагментарный характер распространения рассматриваемых отложений (собственно мелководные и относительно глубоководные фации шельфа обычно имеют более региональный характер развития), наличие рассеянного и с концентрированного в виде линз грубообломочного материала, низкая степень его окатанности, широкое распространение оолитов. В отличие от ракушняка описываемые породы образовались на значительном удалении от береговой линии и в условиях более низменного рельефа побережий. Поэтому в их составе совсем не отразились абразионные процессы, столь характерные для формирования ракушняковых пластов.

Гидродинамика водной среды была очень изменчивой, но обычно характеризовалась высокой степенью энергетической активности. Типично, что интенсивность гидродинамики определялась как морскими течениями, так и волновыми движениями воды, в том числе и штормового характера. В отличие от западного побережья Акчагыльского бассейна, оолитобразование в большей степени проявлялось на территории Уральского Левобережья, особенно в районе оз. Челкар. Там в раннем акчагыле практически отсутствовали участки со слабой гидродинамикой, поэтому в челкарских карбонатных разрезах не зафиксированы раковины двустворчатых моллюсков в автохтонном состоянии, описанные нами на Волжском Правобережье. Таким образом, биморфно-детритовые известняки рассматри-

ваемой зоны, вероятно, представляют собой аллохтонные образования. Это подтверждают значительная раздробленность створок, отсутствие в них сомкнутых раковин и образованных ими каркасных сооружений. Участки дна, заселенные многочисленными представителями рода *Aktschagyliia* (располагались ближе к древней береговой линии?) постоянно перемывались волнениями или перерабатывались вдольбереговыми течениями. На это указывают широкое распространение детрита в составе известняков и наличие грубообломочного слабо окатанного материала в нижней части карбонатных разрезов [15]. О влиянии течений свидетельствуют пласти известняков (слой №3 на рис. 2), в которых четко выражена закономерность распространения органогенного материала: подавляющее большинство створок занимает горизонтальное положение и выпуклой стороной обращено вверх (тип захоронения «ракушечная мостовая»). В периоды штормов, когда максимально истирались тонкостенные створки, морская вода, вероятно, была в значительной степени насыщена очень тонким карбонатным детритом. При этом резко повышалась мутность воды и могло происходить интенсивное захоронение моллюсков, обитавших на дне. Тонкая карбонатная взвесь, насыщавшая воду, частично переходила в бикарбонат кальция, который участвовал в формировании оолитов. Поскольку штормовые явления сопровождались частичной дегазацией водной массы за счет удаления углекислого газа, то бикарбонат очень быстро вновь преобразовывался в CaCO_3 , осаждавшийся на поверхности оолитов.

В настоящее время существуют различные представления об образовании карбонатных оолитов. При выяснении их генезиса акцентируется внимание на источниках исходного материала, механизме формирования и условиях, в которых он реализуется. В нашем случае подавляющее большинство оолитов состоит из двух частей. Оболочки кальцитового состава, вероятно образовались за счет огромного количества органического детрита, частично растворимого в морской воде. Некоторое значение имели известковые водоросли, наличие которых подтверждается реликтами сгустковой и микрокомковатой структур в изученных известняках. На механизм образования оолитов доминируют две основные точки зрения: 1) возникают в неподвижном или при кристаллизации карбоната кальция вокруг терригенных частиц в раннем диагенезе; 2) при химическом осаждении углекислого кальция на ядрах различного состава во время интенсивного взмучивания или волноприбойными движениями воды в прибрежных условиях с глубинами 2–5 м [17,18]. Проведенные нами исследования позволяют склоняться к второму варианту. На то, что оолиты образовались не в иле, указывают следующие факты: наличие сложных оолитов в составе известняков; сонахождение оолитов и грубообломочного терригенного материала; участки в породе без оолитов; наличие оолитов внутри раковин гастропод (фото 8 на рис. 3).

Таким образом, в процессе седиментации образовались карбонатные илы органогенно-обломочного происхождения, содержащие оолиты хемогенного генезиса. В ходе диагенеза наряду с традиционными процессами уплотнения и дегидратации осадка интенсивно растворялись раковины двустворчатых моллюсков. Поэтому в органогенно-детритовых и оолитовых известняках вместе со створками и их обломками часто фиксируются внутренние ядра моллюсков. Продукты растворения, вероятно, не покидали уплотненный осадок и вновь переходили в нем в твердую фазу. Это предположение доказывается широким распространением в породе участков мозаичного облика, сложенных тонко- и мелкокристаллическим кальцитом. Очень часто такие участки образуют оторочки вокруг мелких и средних оолитов (фото 2, 5, 6 на рис. 3). Образование подобных участков существенно сократило поровое пространство в исходном осадке. Пласты оолитовых и биоморфно-детритовых известняков подверглись эпигенетическим изменениям, проявившимся главным образом в перекристаллизации карбонатного материала. В результате образовались крупные зерна кальцита в поровом пространстве или участки с неравномерной зернистостью, когда перекристаллизовывались обломки двустворчатых моллюсков.

Нижняя подзона простиралась до глубин около 30 м и там карбонатакопление проявилось в виде известковистых глин и алевритов с содержанием CaCO_3 не выше 3–5 % [2]. Во вмещающих породах карбонатный материал распределен крайне неравномерно, иногда он концентрируется в микрослойках толщиной не более 0,7–0,8 мм, которые в шлифах разделены зонами, сложенными исключительно алевропелитовыми частицами. Характерно, что породы обычно относительно плохо отсортированы, и в них могут присутствовать зерна тонкопесчаной размерности. По происхождению карбонатный материал полигенетичен: преобладают терригенные зерна известняков, в меньшей степени распространены материал биоморфно-детритового происхождения и аутигенные кристаллы кальцита. В шлифах редко наблюдаются мелкие кристаллы (0,006 – 0,008 мм) доломита ромбоэдрического габитуса. Органический детрит обычно занимает подчиненное положение и лишь в единичных образцах (глубина 111,6 м; скв. 39 Палласовской площади) приобретает массовое распространение. Чаще всего он представляет собой обломки створок остракод, реже – мелкие фрагменты раковин моллюсков (?), иногда – разнообразные кальциферы с диаметром от 0,01 до 0,04 мм. В периферийных участках некоторых шлифов (глубины 111,6; 305,5 м; скв. 39 Палласовской площади) установлены кокколиты и их крупные фрагменты с размерами порядка 0,006 – 0,008 мм. По морфологическим особенностям они могут быть отнесены к двум разновидностям: а) – с радиально – лучистым строением, принадлежащие, вероятно, к группе дискоастров; б) – с изометрич-

ными очертаниями, в строении которых участвуют сегменты почти правильной треугольной формы (группа рабдолитов ?).

Следовательно, в нижней подзоне прибрежно-морских фаций акчагыльского бассейна карбонатакопление проявилось в незначительных масштабах в тесной ассоциации с терригенной седиментацией. Источник карбонатного материала имел сложную природу и наряду с биогенным фактором осадконакопления широко проявился терригенный – аллотигенные частицы известкового состава в виде мельчайшей мути поступали в бассейн с прилегающей суши. Явно подчиненную роль играла хемогенная садка CaCO_3 .

Пятая, мелководно-морская зона, с глубинами до 50 – 60, занимала наибольшую площадь в акчагыльском бассейне. Сплошной полосой, имеющей очень сложные очертания и ширину до 250 км, она оконтуривала прибрежно-морские обстановки и являлась ареной преимущественно терригенной седиментации. В результате сформировались мощные толщи (первые сотни метров) алевро – глинистых пород, содержащих прослойки песков и песчаников. Карбонатсодержащие литотипы представлены, в основном, известковистыми глинами (иногда алевритами), имеющими подчиненное значение по отношению к терригенным компонентам. Доля карбонатных пород возрастает в южных участках зоны (район Нарын-Худук, Терско-Кумская депрессия и др.) за счет насыщения глин и алевритов карбонатным материалом в количестве от 11 до 42 % [2]. В северной части мелководноморской зоны (бассейн р. Малый Узень, скв. 488) карбонатный компонент также фиксируется во всех типах терригенных пород, но его содержание колеблется в интервале от 1 до 29% и в среднем составляет 8,1%.

Карбонатный материал имеет полигенное происхождение и в зависимости от источника поступления относится к биогенному, биогенно-хемогенному и терригенному типу. Характерно, что роль биогенного фактора значительно усложняется по сравнению с прибрежно-морскими обстановками. В результате, в известковистых глинах наряду с политаксонным сообществом тонкостворчатых моллюсков (представители солоноватоводных родов *Cerastoderma*, *Aktschagyliia*, *Potamides*, и *Clessiniola*) фиксируются целые раковины и их фрагменты кальцитового состава разнообразной микрофауны. Из остракод доминируют представители морских эвригалинных форм, относящихся к родам *Loxosoncha*, *Leptocythere* и *Parascyprideis*. Менее распространены солоноватоводные элементы, такие как *Caspiocypris*, *Candona* и *Prolimnocythere*. Подчиненное значение имеют представители рода *Cyprideis*, являющиеся типичными обитателями мелководья. Максимальным видовым разнообразием отличаются рода *Loxosoncha* и *Leptocythere*.

Комплекс фораминифер с известковистым скелетом значительно уступает сообществу остракод в количественном отношении, но вполне сопос-

тавим с ним в родовом разнообразии. Наряду с переотложенными формами *Globigerina* довольно часто встречаются представители родов *Discorbis*, *Cibicides*, *Nonion*, *Ammonia*, *Elphidium*, *Cassidulina*, *Bolivina* и некоторых других.

В шлифах, наряду с фрагментами раковинок остракод и фораминифер фиксируются единичные обломки и почти целые членики криноидей из кальцита округлой формы с размерами 0,06 – 0,08 мм в диаметре. Также наблюдаются скелетные элементы известкового фитоплактона, вероятнее всего кокколитофоридов. Иногда содержание их весьма велико (предположительно весь известковый матрикс в обр. 34 из скв. 11 Нарын – Худука), но количественная оценка возможна лишь при использовании электронного микроскопа. По морфологии они относятся к одной разновидности, панцири которой сложены 4 или 5 щитками почти треугольной формы. В шлифах отмечены редкие кальциферы, нацело состоящие из кокколитов с размерами до 0,034 мм в поперечнике. Они представляют собою, вероятно, fossilized клетки кокколитофорид – коккосферы.

Терригенный тип карбонатной седиментации в мелководной зоне явно имел подчиненное значение и осуществлялся в незначительных объемах. Об этом свидетельствует относительно редкая встречаемость в шлифах зерен карбонатных пород алевро – песчаной размерности. Значительно чаще отмечаются микритовые зерна с величиной не более 0,005 – 0,006 мм. Они в различной степени раскристаллизованы, имеют преимущественно диагенетическое (?) происхождение, хотя частично могли образоваться в результате привноса и осаждения тончайшей известковой взвеси.

Отличительной особенностью карбонатонакопления в рассматриваемой зоне является тот факт, что часть кальцита имеет позднедиагенетическое (?) происхождение. Об этом свидетельствует наличие в шлифах корродированных зерен кварца в известковых глинах, содержащих алевропесчаную примесь. Изъеденные зерна имеют резко извилистые очертания, а корродирующий их кальцит характеризуется тонкоагрегатным и микрокристаллическим строением.

Итак, в мелководно – морских условиях карбонатная седиментация была более многоплановой по сравнению с прибрежными и ингрессионными обстановками. В первую очередь это проявилось в усложнении факторов карбонатонакопления. В частности, среди биогенных элементов доминирующая роль перешла от моллюсков к остракодам и фораминиферам.

Шестая зона карбонатонакопления связана с переходной зоной шельфа от мелководных к умеренно глубоководным условиям (до 150 – 180 м) акчагыльского бассейна. Пространственно она тяготеет к центральным районам акчагыльского палеобассейна и занимала большую часть современного северного Прикаспия и южного междуречья Волга –

Урал, простираясь на север до нижнего течения рек Малый и Большой Узени. Относительно глубоководные условия фрагментарно были распространены в некоторых пунктах Уральского левобережья, например в наиболее прогнутых частях компенсационных мульд.

В описываемой палеогеографической обстановке преобладал терригенный тип осадконакопления. Карбонатная седиментация обычно осуществлялась одновременно с терригенной, реже проявлялась в самостоятельной форме. Поэтому карбонатсодержащие литотипы чаще представлены известковыми глинами с пластинами и целыми пачками мергелей, а также глинистых известняков.

Глины имеют серую и буровато-серую окраску; массивные или полосчатые за счет наличия тонких (1–2 мм) прослоек темно-серой глины, обогащенной тонкодисперсным пиритом и углистым веществом; в различной степени известковистые, с частыми включениями целых раковин и обломков, главным образом моллюсков. Мергели светло-серые, слабо алевритистые, с четко выраженной тонкой горизонтальной слоистостью, с единичными включениями мелкой известковоглинистой гальки. Содержат обломки и целые раковины двустворчатых моллюсков. Известняки светло-серые, прослоями почти белые, мелоподобные, монолитные, в различной степени глинистые, участками со слабо выраженной горизонтальной слоистостью, содержат единичные раковины двустворчатых моллюсков. Содержание карбонатного материала в литотипах, по данным Е.Ф.Ахлестиной [2], изменяется от 7 до 83%, а средняя величина его по ряду скважин колеблется от 14 до 48%, достигая максимального значения в районе г. Уральска, где большая часть разреза в скв. 92 сложена мергелями и известняками.

Роль биогенного фактора в карбонатонакоплении несколько видоизменяется по сравнению с ранее описанными палеогеографическими обстановками. Известковые раковины двустворчатых моллюсков, встречающиеся во всех трех карбонатсодержащих литотипах, принадлежат, преимущественно только трем родам – *Cerastoderma*, *Aktschagylia* и *Avicardium*. Видовой состав их тоже весьма ограничен и включает обычно не больше двух – трех наименований. Значительно более существенные изменения по сравнению с мелководно-морскими обстановками, характерны для микрофаунистических сообществ. У остракод возрастает не только количество встречающихся родов (10 против 8), но и их видовое разнообразие. В первую очередь это справедливо по отношению к морским эвригаллиным представителям рода *Leptocythere* и солоноватоводным *Candona*. Фораминиферы, наоборот, сокращают свое родовое представительство, которое ограничивается всего четырьмя наименованиями: *Bolivina*, *Elphidium*, *Cassidulina* и *Ammonia*. В шлифах они представлены сферическими образованиями из микрозернистого кальцита с четко различимыми камерами во внутренней полости.

Значительную роль в биогенном карбонатонакоплении играет известковый наноплактон. Обычно он представлен переотложенными меловыми и палеогеновыми видами, однако в прослоях сильно известковистых глин и мергелей среднего акчагыла обнаружены автохтонные комплексы. Систематическая принадлежность акчагыльских кокколитофорид установлена В.А.Мусатовым [19]. В разрезах скважин Полевой площади на территории Калмыкии и Озинковской площади Саратовского Заволжья им выделен наннокомплекс, состоящий из автохтонных видов, таких как *Braarudosphaera bigelovi*, *Coccolitus pelagicus* и единичных представителей *Calcidiscus leptoporus* и *Reticulofenestra pseudoumbilica*.

Заметно чаще в шлифах наблюдаются участки, сложенные кальцитовым микритом. Для них характерно крайне неравномерное очаговое распределение по площади шлифа и, вероятно, диагенетическое происхождение. Очень редко фиксируются единичные кристаллы доломита, которые имеют четко выраженный ромбоэдрический габитус и размеры 0,008–0,012 мм. Диагенетическое происхождение кальцита подтверждается наличием хорошо ограненных кристаллов с размерами до 0,08 мм и развитием крустификационных каемок вокруг кварцевых зерен, неоднократно наблюдаемыми в шлифах. Как правило они отмечаются в образцах, характеризующих алевритовые разности известковистых глин.

Из анализа обстановок карбонатонакопления в акчагыльском бассейне следуют выводы:

1. Карбонатная седиментация в акчагыльском бассейне носила, в основном, биогенный характер и являлась сопутствующей основной терригенной. В результате сформированы различные литотипы карбонатсодержащих пород, таких как ракушняка, биоморфно-детритовые, оолитовые и глинистые известняки, известковые глины, алевриты и алевриты.

2. Содержание карбонатного материала в составе алевроглинистых пород возрастает в направлении от береговой линии вглубь бассейна, а формирование известняков происходило, главным образом, в прибрежно-морских обстановках.

3. В минералого-петрографическом отношении карбонатная составляющая представлена кальцитом и обломочными зернами карбонатных пород, явно подчиненное значение имеет доломит.

4. Карбонатный материал имеет сложное полигенное происхождение и формировался при участии биогенного фактора, хемогенного осаждения и привноса с прилегающей суши в виде мельчайших известковистых частиц. Частично он образовывался на стадии диагенеза.

5. Основными источниками карбонатного материала служили остатки фауны моллюсков, остракод и фораминифер. При этом роль различных групп организмов менялась в зависимости от условий осадконакопления: в прибрежных и прибрежно-

мелководных обстановках карбонатонакопление осуществлялось, в основном, за счет остатков моно- и политаксонных сообществ фауны моллюсков и в меньшей степени остракод и фораминифер. Роль микроорганизмов резко усиливалась в мелководной и становилась доминирующей в относительно глубоководной зонах. Частично карбонатонакопление было связано с известковым наноплактоном.

ЛИТЕРАТУРА

1. Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. -М., 1963. – 535 с.
2. Ахлестина Е.Ф. Вещественный состав и условия осадконакопления верхнеплиоценовых отложений Прикаспийской впадины: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. -Саратов, 1970. -188 с.
3. Жидовинов Н.Я., Курлаев В.И. Верхнеплиоценовые отложения Северного Прикаспия // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. -Вып. 3. -1966. -С. 82–138.
4. Жидовинов Н.Я., Курлаев В.И. Плиоценовые отложения Северного Прикаспия // Стратиграфия неогена востока Европейской части СССР. -М., 1971. -С. 169–180.
5. Востряков А.В. Неогеновые и четвертичные отложения, рельеф и неотектоника юго-востока Русской платформы. -Саратов, 1967. – 355 с.
6. Уиллсон Д.Л. Карбонатные фации в геологической истории. -М., 1980. – 463 с.
7. Кальо Д.Л. Опыт применения событийных литолого-фациальных карт для изучения истории Балтийского бассейна в силуре // Геология и палеонтология. -Л., 1989. -С. 135–139.
8. Тесаков Ю.И. Развитие экосистем древних платформенных седиментационных бассейнов // Эволюция геологических процессов. -Новосибирск, 1981. -С. 186–199.
9. Стратегенский Н.Н. Методика составления литолого-стратиграфических схем платформенных областей // Сов. геология. -1992. -№ 2. -С. 91–100.
10. Tucker M.E. Shallow – marin carbonat facies and facies models // Spec. Publ. Geol. Soc. -1985. -№ 18. -P. 147–169.
11. Невеская Л.А., Коваленко Е.И., Попов С.В. и др. Объяснительная записка к унифицированной региональной стратиграфической схеме неогеновых отложений Южных регионов Европейской части России. -М., 2004. –81 с.
12. Жидовинов Н.Я., Федкович З.Н. Акчагыльские и апшеронские моллюски Прикаспия, Саратовского и Куйбышевского Заволжья и Оренбургского Приуралья. -Саратов, 1972. – 145 с.
13. Кармишина Г.И. Остракоды плиоцена юга Европейской части СССР. -Саратов, 1975. –376 с.
14. Невеская Л.А., Парамонова Н.П., Бабак Е.В. Определитель двустворчатых моллюсков Юго-Западной Евразии. -М., 1997. – 267 с.
15. Староверов В. Н., Жидовинов Н.Я., Коростелева Т.А. О строении акчагыльского регионаруса на Саратовском Правобережье р. Волги // Вестн. Воронеж. ун-та. Геология. -2003. -№ 1. -С. 7–12.
16. Крейза Р.Д., Бамбах Р.К. Роль штормовых процессов в образовании пластов ракушняка в палеозойских шельфовых обстановках // Циклическая и событийная седиментация. -М., 1985. -С. 195–202.

17. Махлаев В.Г. Условия осадконакопления в верхнефаменском бассейне Русской платформы. -М., 1964. – 235 с.
18. Loreau Jean-Paul. Nouvelles observations sur la genese et la signification des oolithes // Sciences de la Terre. - 1973. -№ 3. -P. 215–244.
19. Мусатов В.А. Слои с *Braarudosphaera bigelowii* в верхнем ачкагыле Калмыкии // Основы современной микропалеонтологии. Систематический, биоценологический и эволюционный аспекты: Тез. докл. XI Всесоюз. микропалеонтологического совещ. -М., 1990. - С. 88–89.
20. Староверов В.Н., Мусатов В.А., Жаворуева Ю.Е. О некоторых характерных особенностях расчленения ачкагыльских отложений на территории Нижнего Поволжья и Северного Прикаспия // Проблемные вопросы региональной и местной стратиграфии фанерозоя Поволжья и Прикаспия: Матер. первой региональной научно-практической конфер. -Саратов, 2001. -С. 82–83.

УДК 552.52: 550.4 (571.56)

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД НЕЛЬГЕСИНСКОЙ СВИТЫ (АДЫЧАНСКИЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ РАЙОН, РЕСПУБЛИКА САХА-ЯКУТИЯ)

В.А. Шатров, Г.В. Войцеховский, Е.Е. Белявцева

Воронежский государственный университет

Рассматриваются литологические и геохимические особенности нельгесинской свиты (норийский ярус верхнего триаса) и коры выветривания, развитой по аргиллитам свиты. Изучается распределение редкоземельных и малых элементов с целью их применения для палеофациальных и геодинамических реконструкций условий образования

Адычанский стратиграфический район (республика Саха - Якутия) является составной частью Куларо-Нерской мегазоны – региональной тектонической единицы Верхояно-Колымской коллизионной области, представляющей систему пассивно-крайних осадочных бассейнов континентального склона и внешнего шельфа позднепалеозойского-раннемезозойского возраста, подвергнутых ранне-меловой коллизии [1]. В пределах Адычанского района (Верхоянская серия листов) обнажаются отложения среднего и верхнего отделов триаса в объеме ладинского, карнийского и норийского ярусов, представленные породами ченкеленьинской (средний отдел, ладинский – верхний отдел, часть карнийского яруса), крайнинской (карнийский ярус), кедровинской и нельгесинской (норийский ярус) свит (по материалам ЯнГРЭ).

Нельгесинская свита (T_{3ng}) соответствует регрессивному ритму в объеме зоны *Otapiria ussuriensis* (фондовые материалы ЯнГРЭ, п. Батагай, РСЯ), до 1988 года относилась к нижней толще среднего подъяруса норийского яруса (Легенда к Верхоянской серии листов. 1988). Выходы отложений свиты приурочены к крыльям и осевым частям синклинальных структур, которые осложнены складчатостью более высоких порядков и разрывными нарушениями. Описание сводного разреза нельгесинской свиты составлено по корреляции частных разрезов вдоль рек Улахан-Солурдах, Ытаргалах, Арыктах и Тимирдах. На пачке переслаивания песчаников и алевролитов кедровинской свиты залегают отложения нельгесинской свиты:

1. Алевролиты темно-серые, мелкозернистые, с *Otapiria* cf. *dubia* Ich. – 100 м;
2. Аргиллиты темно-серые, листоватые – 110 м;
3. Алевролиты темно-серые, мелкозернистые с *Otapiria ussuriensis* Vor., *Halobia aotii* Kob. et Ich. – 230 м;
4. Песчаники черные, мелкозернистые, слоистые и неяснослоистые с *Otapiria* sp. ind., *Halobia* sp. ind., *Oxytoma mojsisovicsi* Tell., *Tosapecten* ex gr. *suzukii* Kob.- 190 м;

Общая мощность свиты - 630 м.

Выше залегают алевролиты няньдельгинской свиты с "*Eomonotis*" *pinensis* West., контакт (по отсутствию зоны *Eomonotis daonellaeformis*) считается тектоническим.

Целью работы является изучение вещественных и геохимических особенностей отложений нельгесинской свиты и локальной коры выветривания, развитой по породам свиты, рассматривается возможность применения микроэлементов для палеофациальных и геодинамических реконструкций образования свиты.

В пределах изученной площади отложения свиты представлены преимущественно алевролитами и песчаниками, в меньшей степени – аргиллитами. Все литологические типы пород сильно трещиноваты, отмечается наличие трещин кливажа, развитых несогласно с направлением первичной слоистости. Повсеместно развиты многочисленные разноориентированные кварцевые жилы и прожилки, секущие все типы пород в нескольких направлениях, в