

УДК 553.69.(470.65)

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ЦЕОЛИТСОДЕРЖАЩИХ КОМПЛЕКСОВ ВОСТОЧНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ

© 2001 г. А. Э. Харди́ков

Ростовский государственный университет
344006, г. Ростов-на-Дону, ул. Б. Садовая, 105

Поступила в редакцию 19.01.2000 г.

Палеоценовые и эоценовые терригенно-кремнистые комплексы Восточного Предкавказья содержат цеолиты, представленные клиноптилолитом в количестве 18–92%. Установлено, что исследуемые комплексы – это стратифицированные субплатформенные, мелководно-морские образования, обогащенные аутигенным кремнеземом в виде скелетных остатков организмов и криптокристаллического вещества, а также пирокластическим материалом. Клиноптилолит в палеоценово-эоценовых терригенно-кремнистых отложениях формировался в иловых растворах преимущественно за счет высокорекреационного пирокластического материала и биогенного кремнезема. Различные содержания цеолитов в породе объясняются разным содержанием пирокластики и неодинаковой кремнистостью первичного осадка.

В результате проведенных исследований на юге России [Харди́ков и др., 1992, 1997, 1999] в палеоценовых и эоценовых терригенно-кремнистых отложениях на ряде площадей выявлены цеолиты, содержащиеся в исследованных образованиях в количестве от 18 до 92% и представленные преимущественно клиноптилолитом. Терригенно-кремнистые цеолитсодержащие породы являются весьма ценным полезным ископаемым, их можно использовать в качестве сырья для получения: а) нетрадиционных легких наполнителей; б) синтетического волластонита и облицовочной керамики; в) комплексных экологически чистых мелиорантов (особенно на орошаемых землях); г) сорбентов для решения различных природоохранных задач (ликвидации радиоактивных загрязнений, очистки сточных вод и дымовых газов ТЭЦ и др.); д) минерального дуста и т.д.

Цеолитсодержащие терригенно-кремнистые комплексы широко развиты в пределах Восточного Предкавказья. Здесь цеолиты выявлены в отложениях абазинской свиты верхнего палеоцена и свиты зеленых мергелей нижнего-среднего эоцена. Учитывая реальную практическую значимость данного вида сырья, на основании детального петрографического, минералогического, гранулометрического и геохимического изучения палеоценовых и эоценовых комплексов в полосе их выходов на дневную поверхность, а также привлечения имеющегося ядерного материала по различным площадям. предпринята попытка выяснения тектономагматических предпосылок, литолого-фациальных осо-

бенностей и условий образования этих отложений на территории Восточного Предкавказья.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Район исследований охватывает юго-восточный борт Скифской эпигерцинской плиты и восточный сегмент северного склона мегантиклинория Большого Кавказа (рис. 1). В составе рассматриваемой части Скифской плиты обособлены южная часть Ставропольского поднятия, Терско-Кумская впадина, Терско-Каспийский передовой прогиб и восточная часть Северо-Кавказского краевого массива [Лу́нев, Серженко, 1972]. В структуре последнего выделяются доальпийский складчатый фундамент и мезозойско-кайнозойский осадочный чехол. При этом ниже-среднеюрский комплекс образует нижний структурный этаж альпийского чехла (Лабино-Малкинская зона), а верхнеюрско-эоценовые отложения – верхний этаж, именуемый Северо-Кавказской моноклиной. Восточный сегмент северного склона Большого Кавказа подразделяется на осевую зону мегантиклинория, Агвалинскую наклонную складчатую ступень и Бейбулакский синклиний, сложенные ниже-среднеюрскими образованиями, а также зону Известнякового Дагестана и Уллучайский антиклинорий [Романов, 1968], в строении которых участвуют отложения верхней юры–эоцена.

Палеоценовые и эоценовые породы распространены на всей исследуемой территории. Выходы их на дневную поверхность четко прослеживаются в виде полосы субширотного простираения в зо-

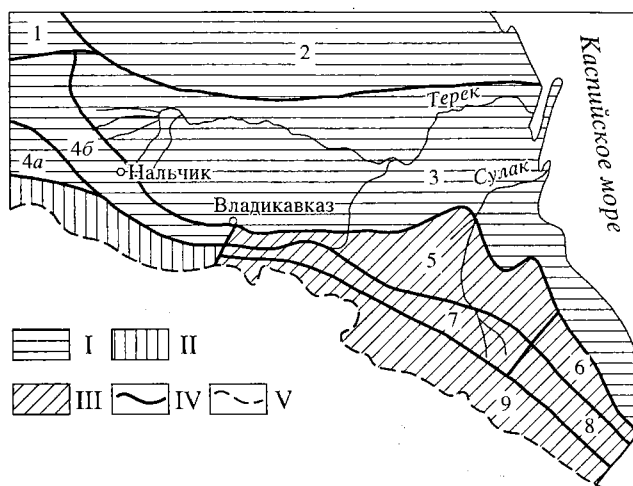


Рис. 1. Тектоническая схема Восточного Предкавказья и Восточного Кавказа.

I – Скифская эпигерцидская плита: 1 – Ставропольское поднятие, 2 – Терско-Кумская впадина, 3 – Терско-Каспийский передовой прогиб, 4 – Северо-Кавказский краевой массив (а – Лабино-Малкинская зона, б – Северо-Кавказская моноклиналь); II – Центральный Кавказ; III – Восточный Кавказ: 5 – Известняковый Дагестан, 6 – Уллучайский антиклинорий, 7 – Агвалинская наклонная ступень, 8 – Бейбулакский синклинорий, 9 – осевая зона мегантиклинория Восточного Кавказа; IV – границы тектонических зон; V – государственная граница.

нах Северо-Кавказской моноклинали и Известнякового Дагестана, а также наблюдаются в складчатых структурах Известнякового Дагестана и Уллучайского антиклинория. Кроме того, палеоценовые и эоценовые породы вскрыты многочисленными скважинами на разведочных площадях, расположенных в пределах Ставропольского поднятия, Терско-Кумской впадины и Терско-Каспийского передового прогиба.

На территории Восточного Предкавказья и Восточного Кавказа палеоценовые и эоценовые отложения отличаются значительной изменчивостью литологического состава и мощности. В связи с этим здесь выделяются Ставропольская, Нальчикская, Черногорско-Северодагестанская и Южнодагестанская структурно-фациальные зоны, характеризующиеся специфическим строением разреза. Ставропольская зона охватывает Ставропольское поднятие и западную часть Терско-Кумской впадины. Нальчикская зона занимает восточную часть Северо-Кавказской моноклинали (к востоку от района Кавказских Минеральных вод), а также западное крыло Терско-Каспийского передового прогиба. В состав Черногорско-Северодагестанской зоны входят восточные части Терско-Кумской впадины и Терско-Каспийского передового прогиба, а также Известняковый Дагестан. Южнодагестанская зона находится в пределах Уллучайского антиклинория.

Верхнепалеоценовые отложения (качинский ярус) Ставропольской структурно-фациальной зоны представлены свитами Горячего Ключа и абазинской. Нижняя часть верхнего палеоцена (свита Горячего Ключа) сложена серыми и темно-серыми глинисто-песчаными алевролитами, в отдельных прослоях известковистыми (20–25 м). В алевролитах встречаются прослои (до 1 м) пелитовых и органических (устричных) известняков. Выше по разрезу (абазинская свита) залегают песчаники серые, крепкие, в отдельных прослоях средней крепости, алевролитистые, кварцевые, известковистые. Мощность песчаников составляет 25–30 м.

Нижне-среднеэоценовые образования (бахчисарайский и симферопольский ярусы) Ставропольской зоны представлены георгиевской и черкесской свитами. Георгиевская свита мощностью 8–15 м сложена зеленовато-серыми известковыми глинами и розовыми пелитовыми известняками. Черкесская свита (20–30 м) представлена зеленовато-серыми и коричневыми, среднеслоистыми, мелкозернистыми песчанистыми и глинистыми известняками.

В пределах Нальчикской структурно-фациальной зоны в отложениях качинского яруса присутствуют терригенно-кремнистые цеолитсодержащие породы. Наиболее полным является разрез качинских образований по реке Хеу (бассейн реки Черек, Кабардино-Балкария). Здесь на породах инкерманского яруса согласно залегают:

1) глина оливково-зеленая, неясно слоистая, плотная, алевролитистая, известковистая с прослоями (1,5–4 м) глины оливково-зеленой, более плотной, известковистой, алевролитистой. По всей пачке наблюдаются фукоидные пятна; мощность слоя – 46 м;

2) пачка переслаивания глины (1–3 м) – темно-серой, неслоистой, плотной, известковистой, кремнистой, цеолитистой и опоки (0,3–0,4 м) – зеленоватой, неслоистой, крепкой, цеолитистой; мощность пачки – 16 м;

3) глина темно-серая с зеленоватым оттенком, неслоистая, плотная, цеолитисто-кремнистая; мощность – 3 м.

Общая мощность разреза – 65 м.

Слой 1 соответствует свите Горячего Ключа, слои 2 и 3 образуют абазинскую свиту. Аналогичное строение разреза характерно для большей части структурно-фациальной зоны. Только на юго-востоке зоны литологический состав отложений качинского яруса меняется. Здесь (междуречье Черек–Терек) развиты голубовато-серые, неясно слоистые пелитовые известняки (8–15 м) с темно-серыми фукоидными пятнами. Мощность качинских образований составляет 8–65 м, достигая максимума в пределах Терско-Каспийского передового прогиба.

Отложения нижней части бахчисарайского яруса эоцена соответствуют георгиевской свите, сложенной зеленовато-серыми известковистыми глинами и розовыми пелитовыми известняками. Мощность свиты 4–6 м. Аналогом верхнебахчисарайского подъяруса и симферопольского яруса в Нальчикской зоне является черкесская свита, выраженная известняками зеленовато-серыми и коричневыми, среднеслоистыми, мелкозернистыми, песчанистыми и глинистыми. Мощность колеблется в пределах 15–27 м.

Верхнепалеоценовые отложения (качинский ярус) Черногорско-Северодагестанской структурно-фациальной зоны представлены верхней частью пестроцветной свиты, с размывом залегающей на породах датского яруса и сложенной переслаиванием, иногда неясно выраженным: а) зеленоватых известковистых глин (1.5–2 м); б) зеленовато-серых, среднеслоистых, пелитоморфных, глинистых и пелитовых известняков и в) красновато-бурых и вишнево-бурых, среднеслоистых глинистых и пелитовых известняков. В пределах Известнякового Дагестана в низах и середине пестроцветной свиты изредка встречаются прослойки мелко-среднезернистых, кварцевых, известковых песчаников (0.5–0.8 м) и конгломератов (1.5–2.5 м), а также выделяются обломки в виде глыб и крупного щебня верхнемеловых известняков. Мощность свиты изменяется от 9 до 80 м, что обусловлено различной степенью размыва нижней части толщи. При этом максимальные мощности отмечаются на территории Терско-Каспийского передового прогиба.

Отложения бахчисарайского и симферопольского ярусов эоцена Черногорско-Северодагестанской структурно-фациальной зоны образуют свиту зеленых мергелей, связанную постепенным переходом с подстилающими породами. На севере структурно-фациальной зоны (восточная часть Терско-Кумской впадины и северо-восточная часть Терско-Каспийского передового прогиба) буровыми скважинами вскрыты песчанистые глины и глинистые песчаники с подчиненными прослоями песчанистых и алевритистых известняков. Мощность свиты зеленых мергелей составляет здесь 25–33 м.

В пределах южного борта Терско-Каспийского передового прогиба и в северной области Известнякового Дагестана бахчисарайско-симферопольские образования представлены зеленовато-серыми и светло-серыми, среднеслоистыми, пелитоморфными, глинистыми и пелитовыми известняками мощностью 40–60 м. На юге Известнякового Дагестана (бассейны рек Дженгутай-Озень, Герга, Халагорк, Гамри-Озень) разрез свиты зеленых мергелей выражен толщей переслаивания: а) спонголитов светло-серых, среднеслоистых (0.2–0.3 м), брекчиевидных и конгломератовидных, очень крепких, пе-

счанисто-известковисто-цеолитистых (мощность прослоев – 0.25–3 м); б) хлидолитов светло-серых неясно слоистых и брекчиевидных, очень крепких, тонко- и мелкозернистых, известковисто-песчанисто-цеолитисто-силицитовых (мощность прослоев – 0.5–10 м); в) цеолититов светло-серых до белых, неслоистых и псевдослоистых, средней крепости, известковистых (мощность прослоев и линз – 1.2–10 м). Мощность толщи составляет 48–66 м.

Верхнепалеоценовые отложения Южнодагестанской структурно-фациальной зоны представлены верхней частью сероцветной свиты, залегающей с размывом на подстилающих образованиях и являющейся аналогом качинского яруса. Ее выходы на дневную поверхность прослеживаются в междуречье Уллучай–Рубасчай. В северо-западной части зоны свита сложена толщей переслаивания (50–60 м): а) известняков (4–10 м) светло-серых и зеленоватых, средне- и толстослоистых, крепких, мелко-зернистых, песчаных, глауконитсодержащих, с линзами кремней мощностью до 10 см и б) песчаников (7–8 м) серого и зеленовато-серого цвета, толстослоистых, крепких, среднезернистых, глауконит-кварцевых, известковых. На юго-востоке Южнодагестанской зоны в основании сероцветной свиты залегают 70-метровая пачка серых известково-песчаных глин с глыбами и обрывками 5–6 метровых пластов светло-серых, среднеслоистых, крепких, мелко-зернистых известковых песчаников. Выше расположена пачка серых известковистых и известковых песчаников мощностью до 50 м.

Бахчисарайско-симферопольские отложения (свита зеленых мергелей) с постепенным переходом залегают на подстилающих образованиях и обнажаются только в междуречье Уллучай–Рубасчай. В бассейне реки Уллучай свита зеленых мергелей представлена толщей переслаивания: а) спонголитов светло-серых, средне-слоистых (0.2–0.3 м), очень крепких, песчанисто-известковисто-цеолитистых (мощность прослоев – 0.5–3 м) и б) хлидолитов светло-серых, неяснослоистых, брекчиевидных, очень крепких, тонко- и мелко-зернистых, известковисто-песчанисто-цеолитисто-силицитовых (мощность прослоев – 0.5–4 м). Мощность толщи – 30–35 м.

В бассейне р. Рубасчай разрез свиты меняется. В основании расположена 60-метровая пачка глинисто-алевритовых известняков. Выше залегают 60-метровая толща глинистых известняков с единичными прослоями (1–2 м) кремнистых известняков.

В результате ранее проведенных исследований [Агарков и др., 1987, 1991; Гроссгейм, 1960, 1972; Мачабели, 1987; Токмакова, 1978; Седлецкий и др., 1990; Хардинов и др., 1992, 1999] установлено, что главнейшими пороодообразующими

компонентами поздне-палеоценовых и нижне-среднеэоценовых цеолитсодержащих комплексов являются карбонатное вещество, терригенный материал, пирокластический материал, аллотигенное и аутигенное глинистое вещество, цеолиты и аутигенный кремнезем.

Карбонатное вещество в количестве 5–15% представлено бесструктурным органическим детритом и скелетами глобигерин, текстулярид и лентикюлид.

Терригенная примесь псаммитовой, алевритовой и пелитовой размерности в количестве 5–20% выражена полуокатанными зернами кварца, скатанными зернами глауконита, иголочками слюды, табличками хлорита, удлинёнными кристаллами амфиболов и неправильными зернами плагиоклазов.

Пирокластический материал присутствует в количестве 8–15% и более. Он представлен обломками вулканического стекла алевритовой и мелко-псаммитовой размерности. Кроме того, по геохимической специализации пород фиксируется тонкообломочная (“скрытая” пирокластическая). В результате диагенетических преобразований вулканическое стекло было замещено монтмориллонитом и цеолитами. Монтмориллонит (от 15 до 40%) имеет тонкочешуйчатую пелитовую, колломорфную, петельчатую и спутанно-струйчатую структуру, что указывает на первичное витрокластическое строение осадка. Цеолиты представлены мелкими кристалликами клиноптилолита. Они ассоциируют с хлопьевидными сгустками монтмориллонита и микроглобулярными агрегатами опал-кристобалита.

Аутигенный кремнезем в виде скелетных остатков губок, диатомей и радиолярий, а также хлопьевидного опала-А, криптокристаллического и глобулярного опала-СТ составляет 30–60% изучаемых пород.

Наблюдаемая на территории исследований закономерная смена по площади одних типов пород другими, позволяет выделить среди верхне-палеоценовых отложений следующие литолого-фациальные комплексы (рис. 2).

1. Литолого-фациальный комплекс прибрежно-мелководных отложений, представленный двумя субкомплексами. Первый из них находится на северо-западе территории и сложен глинисто-песчаными алевритами и алевритистыми песчаниками. Второй расположен в юго-восточной части района исследований и представлен известняками песчаными и известковыми песчаниками с прослоями конгломератов и сейсмообвальными горизонтами в виде глыб и крупного щебня верхнемеловых известняков.

2. Литолого-фациальный комплекс отложений мелководного шельфа, представленный цеолитистыми опоками и глинами.

3. Литолого-фациальный комплекс глубоководного шельфа, сложенный известковистыми глинами и глинисто-пелитовыми известняками.

Тектоническая перестройка, произошедшая в конце датского века, привела к перераспределению областей размыва и седиментации за счет трансгрессии. Морской бассейн распространился на всю территорию Предкавказья и северного склона Большого Кавказа. Фациальный состав отложений качинского века свидетельствует о малых и умеренных глубинах палеоценового моря в пределах Восточного Предкавказья. В районе Ставропольского поднятия развиты песчаники и алевролиты с прослоями глин, что указывает на близость области сноса, расположенной северо-западнее. Для этой части территории были характерны прибрежно-мелководные обстановки осадконакопления.

В юго-восточной части Известнякового Дагестана и в зоне Уллучайского антиклинория также существовали прибрежно-мелководные условия, о чем свидетельствует присутствие значительного количества песчаного и грубообломочного материала. Очевидно, суша в виде архипелага островов располагалась в районе Главного Кавказского хребта. Судя по характеру отложений, накапливавшихся в районе полосы современного выхода палеогеновых пород на поверхность, острова имели невысокий и слабо расчлененный рельеф. Исключение составляла юго-восточная часть архипелага, являющаяся мощным источником поступления обломочного материала. Кроме того, в пределах современного междуречья Халагорк–Уллучай существовал небольшой остров с низменным рельефом. Сложен он был верхнемеловыми карбонатными породами и не поставлял сколько-нибудь значительного количества терригенного материала.

Юго-восточнее, в западной части Терско-Каспийского передового прогиба и в пределах Северо-Кавказской моноклинали (западнее современного бассейна р. Черек), песчано-алевритовые отложения фациально замещаются более глубоководными цеолитоносными кремнисто-глинистыми образованиями, содержащими примесь пирокластического материала. В это время на обширном пространстве от современного бассейна р. Черек на западе до р. Дженгутай–Озень на востоке, а также охватывающем восточные зоны Терско-Каспийского передового прогиба и Терско-Кумской впадины, устанавливается участок относительного прогибания дна бассейна, отвечающий зоне глубоководного шельфа. Здесь в течение качинского века отлагались глинисто-карбонатные осадки, из которых впоследствии образовались глинистые и пелитовые известняки, а также известковистые и известковые глины пестроцветной свиты.

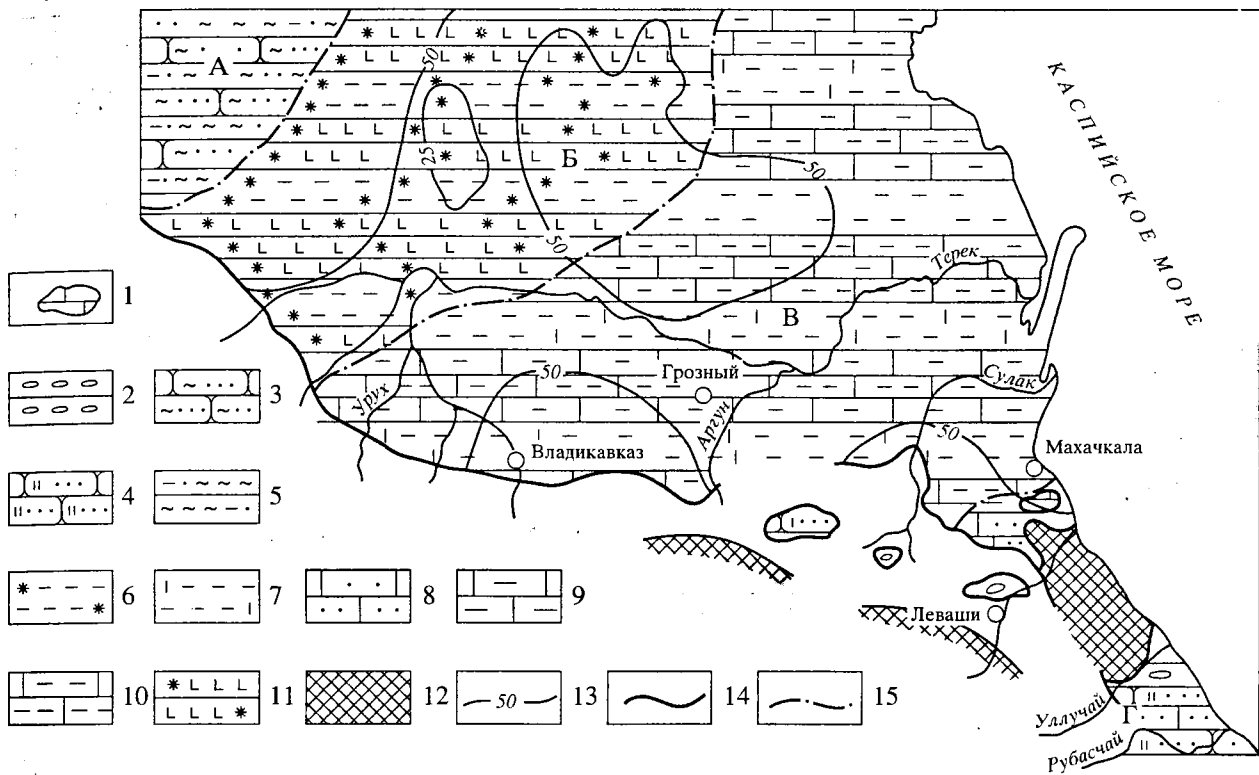


Рис. 2. Литолого-палеогеографическая схема позднепалеоценового времени.

1 – сейсмообальный горизонт; 2 – конгломерат; 3 – песчаник алевролитистый; 4 – песчаник известковый; 5 – алевролит глинисто-песчанистый; 6 – глина цеолитистая; 7 – глина известковистая; 8 – известняк песчаный; 9 – известняк глинистый; 10 – известняк пелитовый; 11 – опока цеолитистая; 12 – область размыва древней суши; 13 – изопахиты; 14 – границы неогеновых и четвертичных размывов; 15 – границы литолого-фациальных комплексов.

Литолого-фациальные комплексы: А – прибрежно-мелководных отложений; Б – отложений мелководного шельфа; В – отложений глубоководного шельфа.

Морской бассейн качинского века представлял собой часть более обширного Южно-Русского моря. Характер двусторчатых моллюсков (пелелипод) свидетельствует о том, что море в пределах Восточного Предкавказья было тепловодным (среднегодовая температура – 20–23°C) [Ясаманов, 1977, 1978, 1980], свободно сообщалось с внешними, более крупными акваториями, воды его имели нормальную соленость. Присутствие пелелипод родов *Solomonina*, *Lucina* подтверждает наличие прибрежно-мелководных условий на отдельных участках бассейна. В западной части территории встречаются остатки брюхоногих моллюсков (*Natica*, *Cyclina*), обитающих на глубинах 50–150 м. Наибольшее распространение в палеоценовое время имели фораминиферы. Так, в пределах Восточного Предкавказья встречаются бентосные формы *Cibicides Lectus*, *Cibicides incognitue*, указывающие на мелководность бассейна. В зонах Северо-Кавказской моноклинали и Известнякового Дагестана в отложениях качинского яруса отмечаются планктонные фораминиферы *Globorotalia engulata*, *Globorotalia aequa*, а в опоках аба-

зинской свиты – радиолярии, что свидетельствует об обстановке открытого, более глубокого, чем в районе Восточного Предкавказья, моря.

В распределении ниже-среднеэоценовых отложений по площади также наблюдается определенная закономерность, анализ которой позволил выделить несколько литолого-фациальных комплексов (рис. 3).

1. Комплекс прибрежно-мелководных отложений, представленный песчанистыми глинами и глинистыми песчаниками с подчиненными прослоями песчанистых и алевролитистых известняков.

2. Комплекс отложений мелководного шельфа, выраженный двумя субкомплексами. Первый из них представлен известняками песчанистыми, глинистыми, реже пелитовыми, а также глинами известковыми, второй – толщей переслаивания спонглитов песчанисто-известковисто-цеолитистых и хлидолитов известковисто-песчанисто-цеолитисто-силицитовых.

3. Комплекс отложений глубоководного шельфа, в составе которого также выделяются два субкомплекса. Первый сложен толщей переслаи-

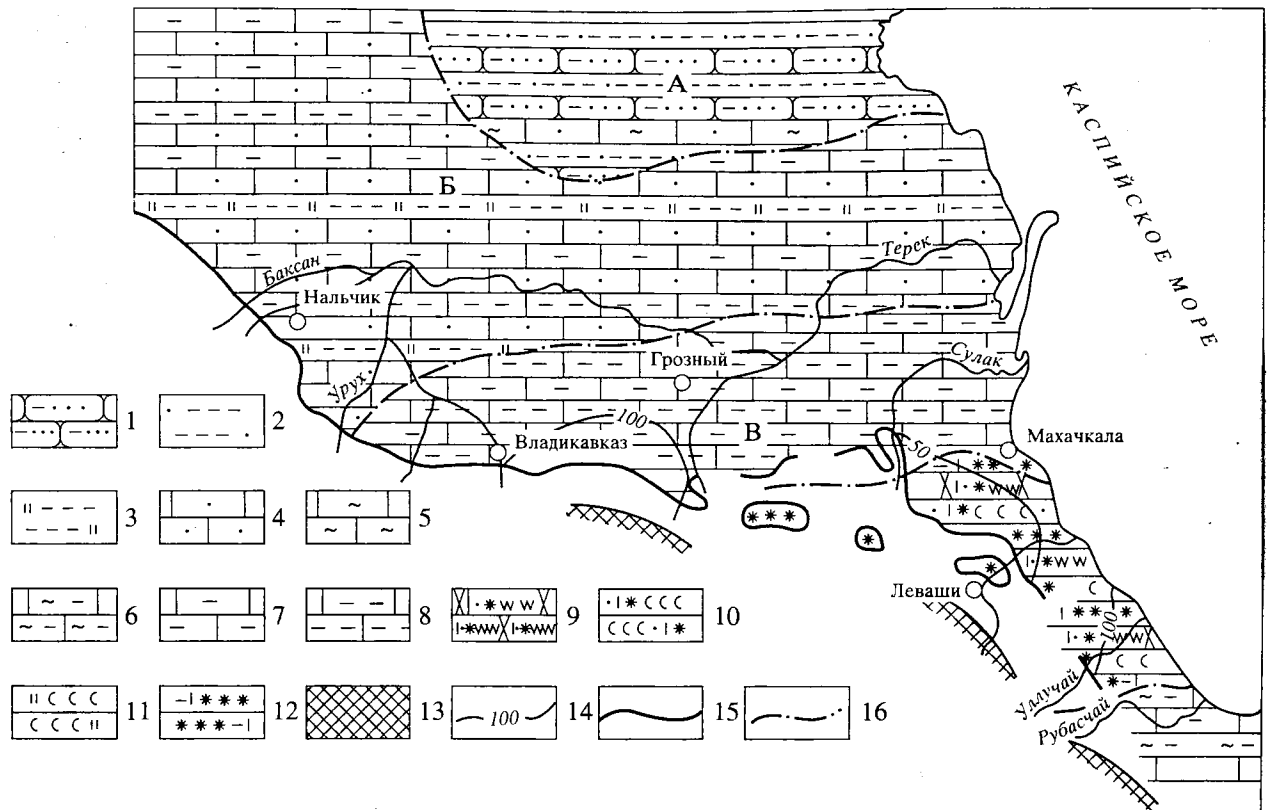


Рис. 3. Литолого-палеогеографическая схема времени образования свиты зеленых мергелей.

1 – песчаник глинистый, 2 – глина песчаная; 3 – глина известковая; 4 – известняк песчаный; 5 – известняк алевролитистый; 6 – известняк алевролитисто-глинистый; 7 – известняк глинистый; 8 – известняк пелитовый; 9 – хлидолит известковисто-цеолитисто-силицистый; 10 – спонголит песчанисто-известковисто-цеолитистый; 11 – спонголит известковый; 12 – цеолитит глинисто-известковистый; 13 – область размыва древней суши; 14 – изопахиты; 15 – границы неогеновых и четвертичных размывов; 16 – границы литолого-фациальных комплексов.

Литолого-фациальные комплексы: А – прибрежно-мелководных отложений; Б – отложений мелководного шельфа; В – отложений глубоководного шельфа.

вания глинистых и пелитовых известняков, а второй представлен алевролитисто-глинистыми и глинистыми известняками с редкими прослоями известковых спонголитов.

Трансгрессия, начавшаяся в инкерманском и качинском веках, продолжала расширяться в раннем и среднем эоцене. В это время территория Восточного Предкавказья и северного склона Большого Кавказа была занята единым морским бассейном, простиравшимся далеко за пределы региона. При этом в восточной части Терско-Кумской впадины и северо-восточной части Терско-Каспийского передового прогиба существовали прибрежно-мелководные условия. На значительной территории, охватывающей западное крыло Терско-Кумской впадины, центральную часть Терско-Каспийского передового прогиба и участок Северо-Кавказской моноклинали в пределах современного междуречья Баксан–Урух, располагалась область мелководного шельфа, где накапливались глинисто-карбонатные осадки с примесью терригенного материала. В районе юго-восточного оконча-

ния Северо-Кавказской моноклинали и южного борта Терско-Каспийского передового прогиба находилась зона глубоководного шельфа. Литологический состав сформировавшихся здесь отложений свидетельствует о больших глубинах этой части бассейна по сравнению с Предкавказским участком и о его удаленности от области сноса. В пределах современного междуречья Дженгутай–Озень–Рубасчай в раннем и среднем эоцене получили распространение обстановки мелководного шельфа. Здесь накапливались терригенно-кремнистые осадки, содержащие значительную примесь вулканогенного материала. Значительное количество терригенной примеси обусловлено близостью области сноса.

Кроме гряды Кавказских островов в ранне-среднеэоценовое время северо-западнее описываемого региона также располагалась область суши, которая подвергалась интенсивному размыву и служила активным источником поступления обломочного материала в море, в частности на территории Терско-Каспийского передового прогиба.

Ранне-среднеэоценовый морской бассейн был открытым — имел свободное сообщение с обширными акваториями Западной Европы. Об этом говорит характер эоценовой фауны. Среди двусторчатых моллюсков отмечены такие формы, как *Cyprina*, *Gastrochaena*, *Arca*, которые имеют много общего с пелециподами Западной Европы. Присутствие ископаемых форм рода *Pecten* также свидетельствует об открытом характере бассейна, в котором они обитали.

Воды эоценового моря были теплыми (среднегодовая температура 26–28°C) и имели нормальную соленость. Теплопроводность подтверждается наличием в отложениях таких теплолюбивых форм пелеципод, как *Lucina*, *Cyprina*, *Natica*. На нормальную соленость указывает присутствие в образованиях эоцена пелеципод родов *Cardita*, *Nucula*, замковых брахиопод, а также радиолярий (населярий и спумелярий).

Мелководность морского бассейна в зоне Восточного сегмента северного склона мегантиклинория Большого Кавказа и Восточного Предкавказья подтверждается наличием остатков пелеципод, обитавших на глубинах не более 200 м, гастропод родов *Turritella* и *Natica*, характерных для глубин 50–160 м, замковых брахиопод, обитавших в пределах мелководного шельфа, и средиземноморских родов *Natica* и *Pteurotoma*, свойственных глубинам не более 100 м, хотя отдельные их представители могли существовать и на больших глубинах. Присутствие спикул губок и створок диатомей в ранне-среднеэоценовых отложениях также свидетельствует о небольших глубинах бассейна.

Постоянное присутствие в цеолитсодержащих комплексах терригенного, вулканогенного и аутигенного кремнистого материала в различных соотношениях указывает на непрерывность влияния на позднепалеоэоценовую и ранне-среднеэоценовую седиментацию Восточного Предкавказья трех главных источников вещества: а) размыв суши; б) вулканическая деятельность и в) жизнедеятельность организмов. Состав терригенных минеральных ассоциаций, в том числе глинистых минералов, и относительно свежий облик обломочных компонентов позволяют предполагать отсутствие мощных зрелых кор выветривания на размываемой суше. Терригенная седиментация при этом не являлась доминирующим фактором осадконакопления и не “подавляла” накопление вулканогенных и биогенных продуктов.

Палеогеновый магматизм Кавказа имеет разнообразные проявления и характеризуется значительной активизацией в позднем палеоэоцене и эоцене [Борсук, 1979; Милановский, Хаин, 1963]. В палеоэоцене вулканизм был развит только на Малом Кавказе, прилегающем с юга к исследуемой территории. Здесь преобладают андезитовые ла-

вы. Липариты и дациты имеют подчиненное значение. В раннем-среднем эоцене происходит излияние лав основного и среднего состава на Малом Кавказе и в пределах Закавказского срединного массива. В составе позднепалеоэоценовых и нижне-среднеэоценовых отложений Восточного Предкавказья следы подводного вулканизма не встречены. Зато значительное место в них занимают продукты наземной вулканической деятельности в виде тонкого пепла. Из-за относительной удаленности вулканических очагов грубокластический материал не получил широкого распространения.

Вулканическая деятельность в течение позднего палеоэоцена и раннего-среднего эоцена носила импульсивный характер. Этим обстоятельством, а также разным расстоянием от очагов извержения, направлением и силой ветров объясняется неравномерное поступление рыхлых продуктов наземной вулканической деятельности в разные части бассейна. Вулканизм, кроме того, оказывал влияние на процессы осадконакопления в качестве источника кремнезема и других компонентов, необходимых для жизнедеятельности биоса.

Биогенная седиментация в эпохи формирования цеолитсодержащих комплексов Восточного Предкавказья обеспечивалась благодаря жизнедеятельности кремневых и карбонатных организмов. Карбонатакопление осуществлялось повсеместно. При этом формирование существенно карбонатных комплексов происходило преимущественно в зоне глубоководного шельфа и на процессы цеолитообразования влияния не оказывало. Что касается закономерности локализации силицитов, то здесь просматривается несколько особенностей. Во-первых, появление кремнистых пород в разрезе палеоэоцена и эоцена Восточного Предкавказья приурочено к отрезкам геологического времени, в течение которых наблюдались трансгрессия и прогибание дна бассейна седиментации. Во-вторых, интенсивное кремненакопление происходило в зоне мелководного шельфа. В-третьих, кремненакопление не зависело от температуры бассейна, колебавшейся в пределах 20–28°C. В-четвертых, отложение кремнистых осадков шло в открытых морских бассейнах с нормальной соленостью.

В эпохи трансгрессий бассейн, расположенный в пределах Восточного Предкавказья, представлял собой открытый водоем, свободно сообщающийся с Тетисом и с обширными морями Русской платформы. Благодаря тектоническим движениям в определенные периоды времени происходило опускание кордильеры, расположенной в осевой части мегантиклинория Большого Кавказа. В условиях трансгрессии это приводило к поступлению в бассейн седиментации глубинных вод, богатых кремнеземом, что стимулировало бурное развитие кремнийсодержащих организмов. Таким образом, источником кремнезема являлись запасы морской

воды, при этом вулканизм пополнял общее содержание двуокиси кремния в воде. Вынос с суши не играл решающей роли как источник кремнезема, поскольку крупные области размыва находились на значительном удалении, а небольшие "кавказские" острова не могли поставлять кремнезем с терригенным стоком в большом количестве. Кроме того, как уже отмечалось выше, на размываемой суше отсутствовали зрелые коры выветривания. Обломочный материал, сносимый в море, разбавлял вулканогенно-кремнистый осадок. Такую же разбавляющую роль играло карбонатонакопление.

Исходный осадочный материал ниже-палеоценовых и ниже-среднеэоценовых вулканогенно-кремнистых комплексов подвергался постседиментационным изменениям. Наиболее существенные преобразования главных породообразующих компонентов происходили в позднем диагенезе. В результате этого наблюдается полное или частичное исчезновение биоморфной структуры кремнистых образований на фоне постепенной раскристаллизации аутигенного кремнезема. Тонкий пирокластический материал замещается монтмориллонитом и цеолитами. Благодаря значительному содержанию в осадке химически подвижного биогенного кремнезема и других активных компонентов образуется высоко кремнистый цеолит – клиноптилолит. Различные содержания клиноптилолита в породе объясняются различным содержанием пирокластиков, а также неодинаковой кремнистостью первичного осадка. Увеличение содержания терригенного и карбонатного материала в осадке разбавляло высокорреакционные компоненты и, соответственно, тормозило диагенетическое цеолитообразование, вплоть до полного затухания.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате анализа условий образования верхне-палеоценовых и ниже-среднеэоценовых цеолитсодержащих терригенно-кремнистых комплексов Восточного Предкавказья сделаны следующие выводы.

1. Образование исходного для формирования исследуемых комплексов материала осуществлялось в периоды тектонической активизации и связано с эпохами трансгрессий и погружения дна бассейна седиментации.

2. На позднепалеоценовую и ранне-среднеэоценовую седиментацию в пределах Восточного Предкавказья постоянное влияние оказывали три главных источника вещества: а) размыв суши; б) вулканическая деятельность; в) жизнедеятельность организмов.

3. Терригенный материал, поступающий с суши, не являлся доминирующим фактором осадко-

накопления и не "подавлял" отложение вулканогенных и биогенных продуктов.

4. Накопление первичного осадочного материала происходило синхронно с вулканической активизацией в смежных районах. Вулканизм носил импульсивный характер.

5. Карбонатонакопление не оказывало влияния на формирование цеолитсодержащих комплексов.

6. Кремненакопление происходило в зоне мелководного шельфа за счет осаждения скелетных остатков губок, диатомовых водорослей и радиолярий. Источником кремнезема служили собственные запасы морской воды, пополняемые за счет вулканической деятельности.

7. Накопление первичного осадочного материала осуществлялось в открытых морских бассейнах с нормальной соленостью. Температура воды составляла 20–28°C.

8. Цеолитообразование происходило в позднем диагенезе. Тонкий пирокластический материал замещался монтмориллонитом и клиноптилолитом, образовавшимся благодаря значительному содержанию в осадке высокорреакционного биогенного кремнезема.

9. Различное содержание клиноптилолита в породах объясняется неравномерным распределением пирокластиков и неодинаковой кремнистостью осадка.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агарков Ю.В., Рышков М.М., Седлецкий В.И. Альпийское кремненакопление Большого Кавказа // Происхождение и практическое использование кремнистых пород. М.: Наука, 1987. С. 96–110.
- Агарков Ю.В., Седлецкий В.И., Бойко Н.И. Кремнистые породы Северного Кавказа. Ростов-на-Дону: Изд-во РГУ, 1991. 206 с.
- Борсук А.М. Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. М.: Наука, 1979. 300 с.
- Гроссгейм В.А. Палеоген Северного Кавказа // Тр. Краснодарского ф-ла ВНИИ. Вып. 4. Краснодар, 1960. С. 3–190.
- Гроссгейм В.А. Терригенное осадконакопление в мезозое и кайнозое Европейской части СССР. Л.: Недра, 1972. 248 с.
- Лунев А.Л., Сереженко В.А. К вопросу о тектоническом районировании Северного Кавказа // Тр. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Вып. 13. М., 1972. С. 3–12.
- Мачабели Г.А. Кремненакопление и бентониты // Происхождение и практическое использование кремнистых пород. М.: Наука, 1987. С. 176–185.
- Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. Очерки региональной геологии СССР. Вып. 8. М.: Изд-во МГУ, 1963. 358 с.

Романов Н.Т. Тектоника. Восточный Кавказ // Геология СССР. Т. 9. Северный Кавказ. Ч. 1. М.: Недра, 1968. С. 634–643.

Седлецкий В.И., Агарков Ю.В., Бойко Н.И., Талпа Б.В. Силициты Северного Кавказа и их практическое использование // Изв. АН СССР. Геология. 1990. № 10. С. 92–101.

Токмакова П.И. Бентониты // Минеральные ресурсы. Ч. 1. Металлические и неметаллические полезные ископаемые. Ростов-на-Дону: Изд-во РГУ, 1978. С. 179–182.

Хардигов А.Э., Бойко Н.И., Агарков Ю.В. Цеолиты Восточного Предкавказья и перспективы их практического использования // Изв. вузов. Геология и разведка. 1992. № 6. С. 25–37.

Хардигов А.Э., Бойко Н.И., Талпа Б.В. Цеолиты юга Русской платформы и перспективы их практического использования // Изв. вузов. Геология и разведка. 1997. № 3. С. 121–126.

Хардигов А.Э., Бойко Н.И., Агарков Ю.В. Цеолиты юга России // Литология и полез. ископаемые. 1999. № 4. С. 389–399.

Ясаманов Н.А. Палеотермометрия палеогеновых морей юга СССР // Изв. АН СССР. Геология. 1977. № 4. С. 134–141.

Ясаманов Н.А. Ландшафтно-климатические условия юры, мела и палеогена юга СССР. М.: Недра, 1978. 224 с.

Ясаманов Н.А. Палеотермометрия юрского, мелового и палеогенового периодов некоторых районов СССР // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1980. Т. 55. № 3. С. 117–125.