

УДК 551

## К-Аг СИСТЕМА, ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЮРСКОГО ТЕРРИГЕННОГО КОМПЛЕКСА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

© 2012 г. Ю. О. Гаврилов<sup>1,2</sup>, Ю. В. Кущева<sup>1</sup>, И. В. Латышева<sup>1</sup>, Д. О. Герцев<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт РАН  
119017 Москва, Пыжевский пер., 7;  
E-mail: gavrilov@ginras.ru

<sup>2</sup>Геологический факультет МГУ  
119991 Москва, Ленинские горы, МГУ, д. 1

Поступила в редакцию 21.05.2012 г.

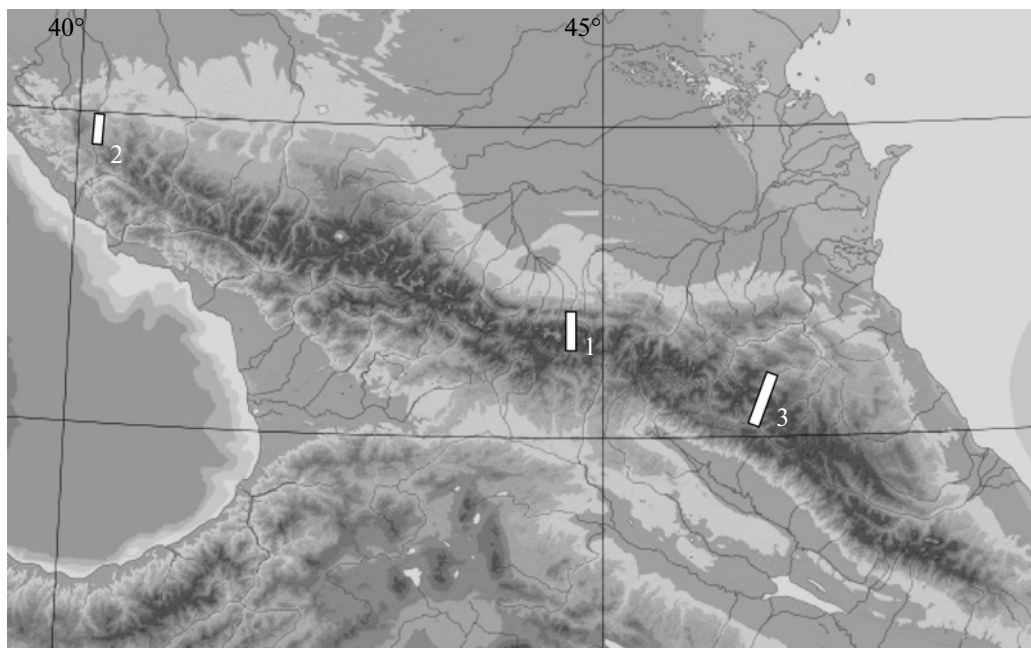
Рассмотрены изменения вещественного состава и структурно-текстурных характеристик юрского терригенного комплекса вдоль профиля по р. Аварское Койсу (Дагестан), пересекающего зоны с существенно различным типом деформаций отложений — от зоны моноклинали до зоны интенсивных деформаций и развития кливажа. Показано, что эти изменения заключаются в смене ассоциаций глинистых минералов, политипных модификаций слюнистых минералов, их индекса кристалличности, объемного веса пород, отражательной способности витринита и др. Нарастание степени вторичных преобразований пород, и прежде всего интенсивности кливажа, сопровождается существенным уменьшением измеренного с помощью К-Аг метода радиологического возраста отложений при одновременном увеличении их стратиграфического возраста.

Нижне- и среднеюрский осадочный комплекс Большого Кавказа в процессе своего постседиментационного развития претерпел различные преобразования от диагенетических до тех, которые были связаны с погружением на значительные глубины, а также воздействием на него интенсивных боковых нагрузок (стресса) и образованием кливажа. Эти преобразования сопровождались глубокими минералогическими и геохимическими изменениями пород. Как было установлено в результате наших предыдущих исследований [Гаврилов, 2005; Гаврилов, Ципурский, 1987; Гаврилов и др., 2000, 2001; Буякайте и др., 2003; Кущева и др., 2007 и др.], преобразования глинистых отложений выражались прежде всего в изменении минеральных ассоциаций, степени окристаллизованности минералов, их политипии и др. Развитие кливажа сопровождалось растворением части исходных терригенных минералов и образованием новых; при этом, естественно, происходило перераспределение элементов или их соединений, что вызывало изменения в соотношении материнских и дочерних изотопов. Перестройка изотопных систем приводила к новому “запуску радиологических часов”, что позволяет с той или иной степенью точности установить время постдиагенетических преобразований отложений. Проблема изменений изотопных систем в глинистых породах крупного терригенного комплекса ранее рассматривалась нами на примере ниже- и среднеюрских отложений центральной части Боль-

шого Кавказа. Исследования проводились вдоль геологического профиля, пересекающего все поле распространения ниже- и среднеюрских толщ Центрального Кавказа по долине р. Терек [Буякайте и др., 2003; Гаврилов, 2005]. Было установлено, что измеренный радиологический возраст показывает существенное “омоложение” пород по сравнению с их реальным стратиграфическим возрастом. Выяснилось также, что в разных частях Большого Кавказа, например, в западной его части — профиль по р. Белой (Адыгея) [Кущева и др., 2007], такого рода изменения осадочных толщ различаются по интенсивности. Поскольку перед нами стояла задача установить характер и динамику развития вторичных преобразований юрского терригенного комплекса в пределах всей площади его развития, требовалось проведение соответствующих исследований в пределах восточной части Большого Кавказа — в Дагестане (рис. 1).

### ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования на Восточном Кавказе были проведены вдоль долины р. Аварское Койсу и ее истокам по профилю, пересекающему большую часть поля развития  $J_{1-2}$  отложений (рис. 2, 3). Данные по стратиграфии этого района изложены в работе [Гущин, Панов, 1983]. По сравнению с другими изученными ранее профилями [Буякайте и др., 2003; Кущева и др., 2007] дагестанский



**Рис. 1.** Схематическая карта Большого Кавказа и расположение на ней разрезов (геологических профилей), для которых получены данные К-Аг измерений радиологического возраста пород.

Профили по рекам: 1 — Терек, 2 — Белая, 3 — Аварское Койсу.

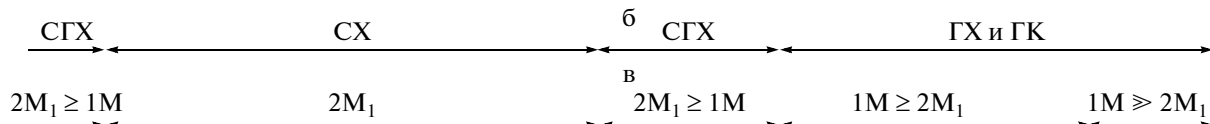
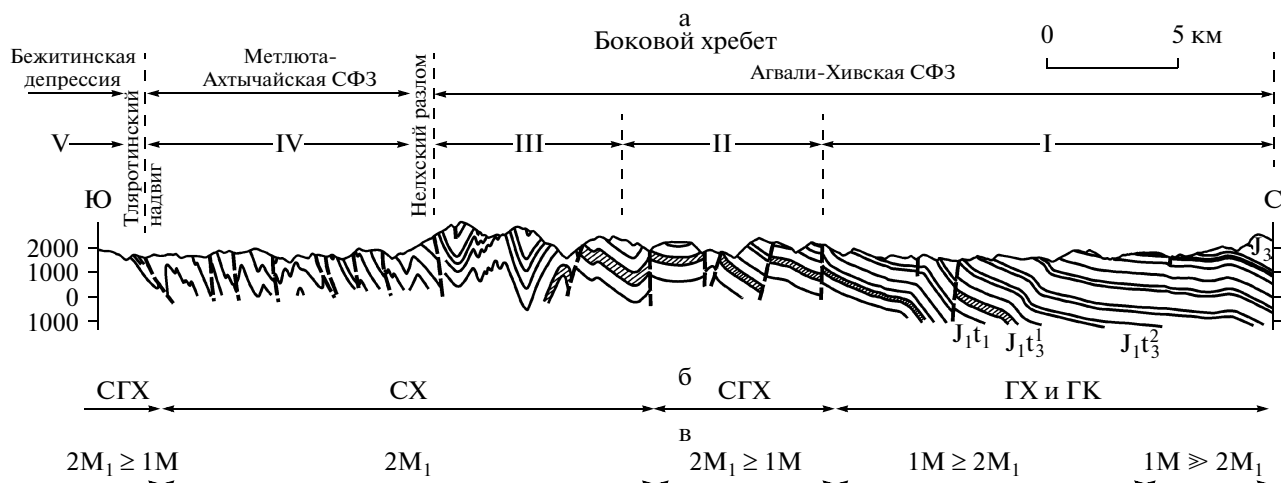
характеризуется несколькими более отчетливо выраженными зонами с одинаковым типом деформаций. Здесь выделяются: зона моноклинали, зона флексур и коробчатых складок, зона острых прямых и наклонных складок, зона Бежитинской депрессии с неоднородным типом деформаций. В пределах профиля в породах некоторых зон наблюдается интенсивное развитие кливажа, в других он отсутствует; между ними прослеживаются промежуточные переходные зоны. При проведении исследований фиксировался характер деформационных структур и текстур в разных частях профиля. Для изучения вещественного состава отложений (литологического, минералогического, геохимического) вдоль профиля было отобрано около 100 образцов пород из толщ всех возрастов — от верхнего плинсбаха до бата. Образцы исследовались комплексом методов.

Для характеристики глинистых минералов из разных частей профиля проводилось рентгеновское изучение образцов [Гаврилов, Ципурский, 1987; Гаврилов, 2005]. С целью определения фазо-

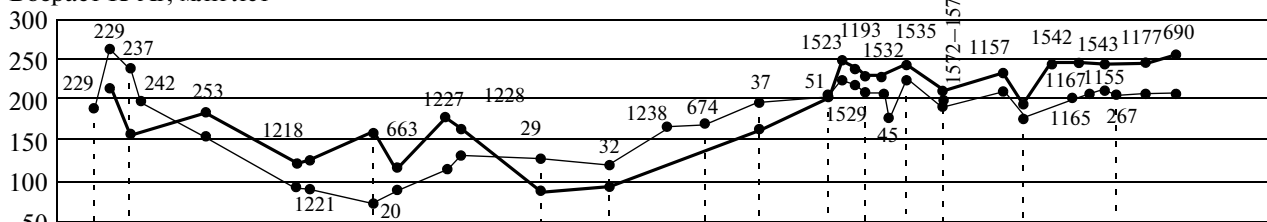
вого состава фракции  $<0.001$  мм глинистых пород было проведено исследование ориентированных препаратов и порошков этих образцов на дифрактометре ДРОН-2 (Cu K $\alpha$ ). Было установлено присутствие в образцах слюдистых минералов, каолинита и хлорита в разных соотношениях. На дифрактограммах природных ориентированных препаратов выявляются целочисленные или очень близкие к целочисленным серии базальных отражений  $00l$  с  $d(001) \approx 10 \text{ \AA}$ , характерные для слюдистых минералов. При насыщении препаратов глицерином на дифрактограммах ряда образцов наблюдаются небольшие смещения первого базального отражения  $001$  в сторону больших углов, что свидетельствует о присутствии в минералах разбухающих (2 : 1) слоев [Дриц, Сахаров, 1976]. Следуя классификации слюдистых минералов с различным содержанием разбухающих слоев [Омельяненко и др., 1982], изученные слюды были нами разделены на две группы: серициты, содержащие менее 5% разбухающих слоев, и гидрослюда, в которых количество разбухающих

**Рис. 2.** Геологический профиль по р. Аварское Койсу (Дагестан) и текстурно-структурные, минералогические и геохимические параметры юрских терригенных отложений.

а — геологический профиль и зоны с различной степенью деформированности отложений: I — зона моноклинали; II — зона флексур и коробчатых складок, III — зона прямых дугообразных складок, IV — зона острых и наклонных складок, V — Бежитинская депрессия с неравномерно дислоцированными отложениями; б — ассоциации глинистых минералов (г — гидрослюда, к — каолинит, х — хлорит, с — серицит); в — соотношение политипных модификаций слюдистых минералов  $1M$  и  $2M_1$ ; г — рассчитанный К-Аг возраст отложений, полученный по данным измерений породы (1), фракции  $<0.001$  мм (2); д — величина укорочения по кливажу (в процентах); е — индекс кристалличности слюдистых минералов, ж — диаграмма изменения химического состава конкреций, %.



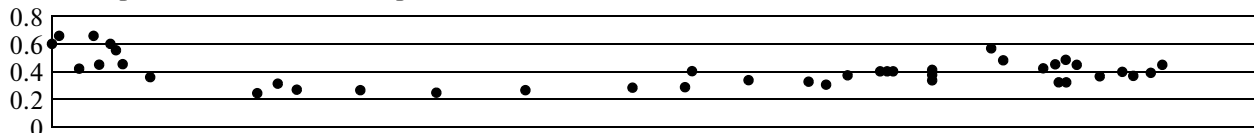
Возраст К-Аг, млн лет



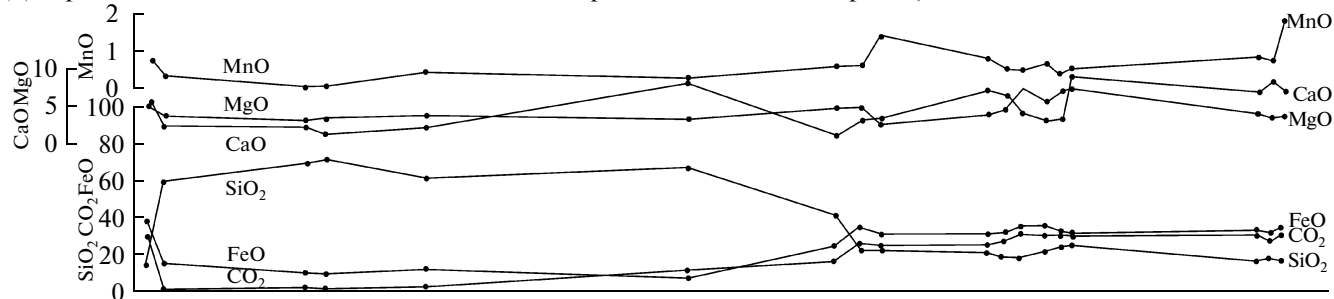
Величина деформации укорочения по кливажу, %

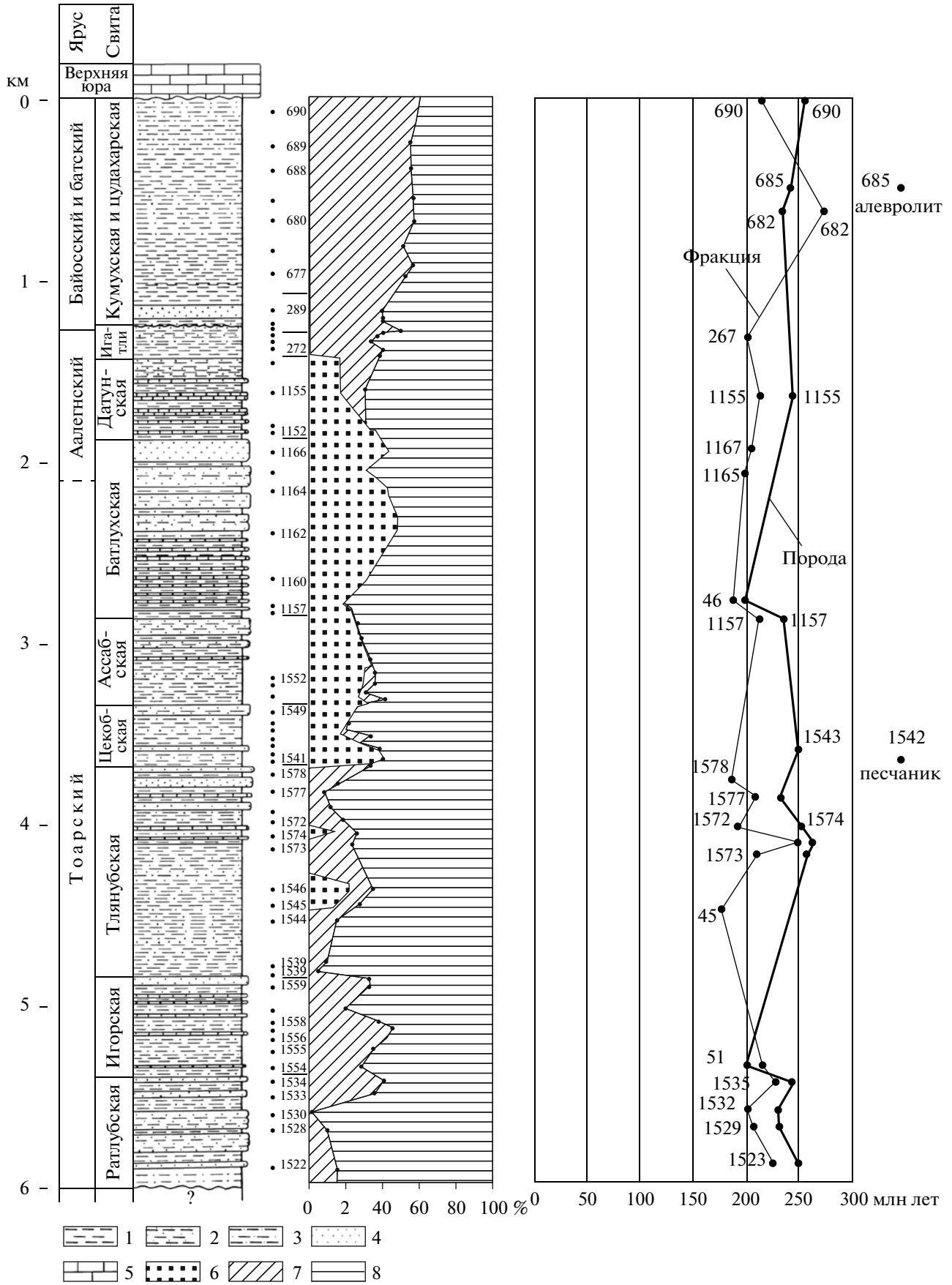


Индекс кристалличности Кюблера



Ж Диаграмма изменения химического состава конкреций в глинистых породах, %





слоев колеблется в пределах 5–10%, в некоторых образцах до 15%.

Для установления возможных различий в политипных модификациях слюды и определения параметров их элементарных ячеек часть образцов была изучена с помощью электронографического метода косых текстур (ЭКТ). Образцы, содержащие хлорит, были подвергнуты предварительной обработке для его удаления. Исследования проводились на электронографе ЭР-100 при ускоряющем напряжении в 100 кВ. Расшифровка полученных ЭКТ позволила установить, что в образцах присутствуют различные комбинации слюдястых минералов политипных модификаций 1М и 2М<sub>1</sub>, соотношения которых в разных частях профиля меняются от преобладания слюды 1М, через приблизительно равные содержания слюды 1М и 2М<sub>1</sub> до существенно преобладающих и практически чистых слюды 2М<sub>1</sub> [Гаврилов, Ципурский, 1987; Гаврилов, 2005].

Анализ дифрактограмм глинистых пород показывает, что в разных частях профиля степень окристаллизованности слоистых силикатов различна. Для ее оценки используют различные индексы кристалличности (ИК). Несмотря на то, что этот метод обладает рядом недостатков [Frey, 1970; Eberl, Velde, 1989; Drits et al., 1997 и др.], при достаточно большом количестве определений ИК можно получить статистически достоверную картину, реально отображающую изменения, происходящие со слоистыми силикатами. В связи с этим индекс кристалличности слюды и других минералов широко используется геологами для оценки интенсивности постседиментационных преобразований пород [Arkai, Lelkes-Felvari, 1993; Bastida et al., 1999; Battaglia et al., 2004; Biševac et al., 2010; Bozkaya, Yelçin, 2004; Brime et al., 2008; Frey, 1987, 1988; Garcia-Lopes et al., 1997; Gutierrez-Alonso, Nieto, 1996; Offler, Brime, 1994; Potel, 2007; Verdel et al., 2011 и др.]. Нами в работе определялись индексы кристалличности слюды по методике, изложенной в работах [Kübler, 1964; Kisch, 1991a, 1991b]. ИК определялся путем измерения ширины 10 Å рефлекса слюдястого минерала на его полувысоте (в °Δ 2θ). Результаты измерений ИК показаны на рис. 2е.

Было проведено также определение отражательной способности витринита остатков органического вещества в аргиллитах и в кливажированных сланцах, а также изменение объемного веса пород вдоль профиля.

В связи с тем, что в пределах профиля наблюдается неравномерное развитие кливажа, для оценки его интенсивности были использованы количественные показатели [Талицкий, 1989; Гаврилов и др., 1999]. Первые, фиксируемые в шлифах признаки кливажа в виде разобренных кливажных зон, проявляются при 5–7% деформации укорочения; при 10–15% в породах наблюдается отчетливая текстура, а при 20–25% деформации кливаж насквозь пронизывает породу и выглядит вполне совершенным. Эта шкала использована нами в настоящей работе для приблизительной оценки величины деформации пород на уровне минеральных зерен (см. рис. 2д).

Было установлено, что залегающие в глинистых отложениях диагенетические конкреции (преимущественно сидеритовые) в зоне интенсивных вторичных преобразований и развития кливажа существенно меняют свой первоначальный состав и замещаются кремнисто-хлоритовой массой с образованием обильной сульфидной (в основном пиритовой) минерализации в виде многочисленных вкраплений [Гаврилов, 1982, 2005]. Эти преобразования конкреций также рассмотрены нами в контексте изменений, которые претерпели вмещающие их глинистые породы.

Изменения вещественного состава и текстурно-структурных особенностей толщ, возникающие в результате интенсивных вторичных преобразований, влияют на состояние изотопных систем минеральной массы пород. Радиологический возраст осадочных пород, измеренный с помощью К-Аг и других методов изотопного датирования, широко используется в практике геологических исследований для определения времени тектонических и магматических событий, вызвавших эти изменения [Буякайте и др., 2003; Гаврилов 2005; Кущева и др., 2007; Belmar et al., 2004; Biševac et al., 2010; Crouzet et al., 2007; Doublier et al., 2006; Fergusson, Phillips, 2001; Hunziker et al., 1986; Kligfield et al., 1986; Kover et al., 2009; Muller, 2003; Muller et al., 2000; Reuter, Dallmeyer, 1989; Sherlock et al., 2003; Wemmer et al., 2011 и др.]

Для выявления основных трендов эволюции изотопных систем в юрских терригенных толщах Дагестана были проведены соответствующие исследования глинистых пород с использованием К-Аг метода, который по ряду причин оказался наиболее информативным для решения этих задач. Анализировалась как глинистая фракция <0.001 мм, выделенная из пород, так и сами породы.

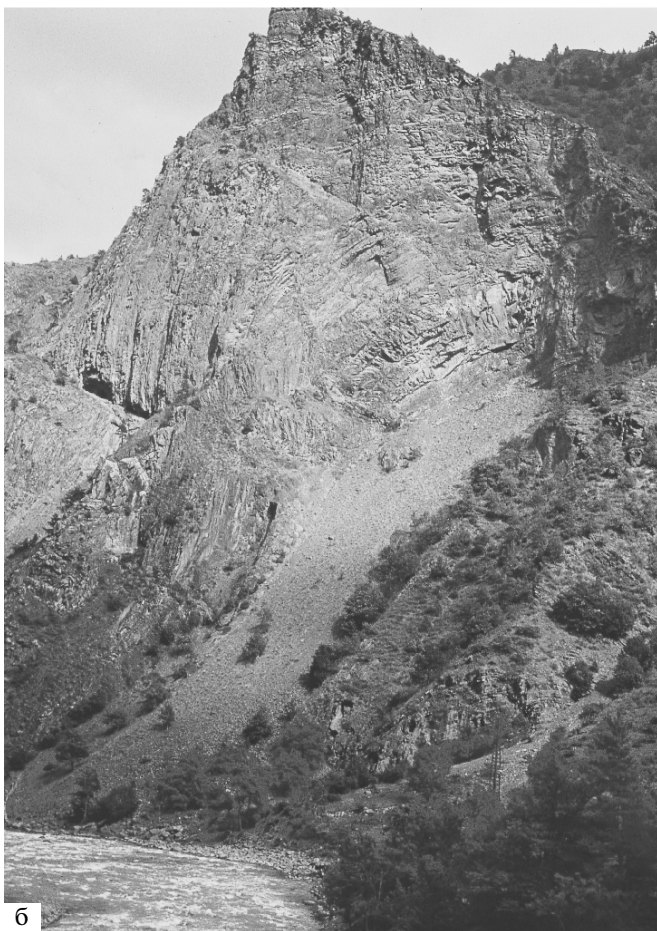
Измерение содержания радиогенного аргона проводилось из навесок в 60–90 мг на масс-спек-

← **Рис. 3.** Литолого-стратиграфическая колонка тоар-батских отложений моноклиальной зоны и данные К-Аг измерений радиологического возраста пород.

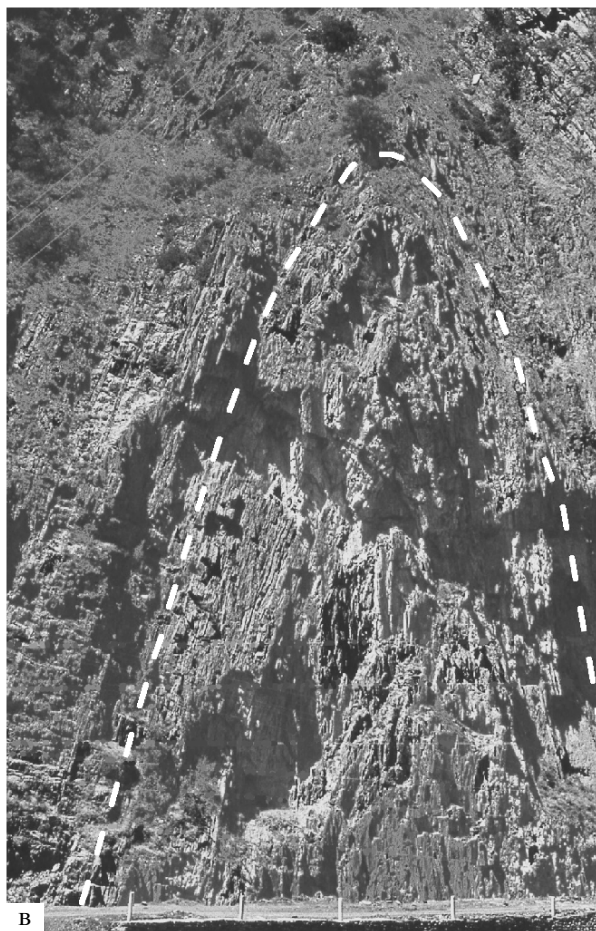
1 – глинистые породы (аргиллиты), 2 – переслаивание слоев аргиллитов и песчаников, 3 – алевролиты, 4 – песчаники, 5 – известняки верхней юры, 6 – каолинит, 7 – хлорит, 8 – гидрослюда.



а



б



в



← **Рис. 4.** Характер залегания слоев юрских отложений в разных частях профиля по р. Аварское Койсу.

а — зона моноклинали, б — зона флексур и коробчатых складок, в — зона полной складчатости (острых и наклонных складок), г — соотношение кливажа со слоистостью в ядре антиклинальной складки (длина молотка 0.7 м — показан стрелкой).

тронетрическом комплексе МИ 1201ИГ методом изотопного разбавления при плавлении проб при температуре 1600–1800°C. Чистота трасера — моноизотопа  $^{38}\text{Ar}$  — составляла 97.5%. Погрешность определения содержания радиогенного аргона не превышала  $\pm 1\%$ . Доля воздушного аргона варьировала в пределах 5–10%. Концентрация калия измерялась на атомном абсорбере ААС-3 в химико-аналитической лаборатории ГИН РАН с ошибкой менее 1%. Погрешность рассчитанного возраста составляла 2–2.5%; она контролировалась по сходимости повторных измерений проб и по воспроизводимости анализов стандартных образцов. В расчетах возраста использовались константы  $\lambda_{\epsilon} = 0.581 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$ ;  $\lambda_{\beta} = 4.962 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$ ;  $^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \times 10^{-4}$  [Steiger, Jäger, 1977].

#### СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ, ХАРАКТЕР ЗАЛЕГАНИЯ И СТЕПЕНЬ ДИСЛОЦИРОВАННОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ $J_{1-2}$

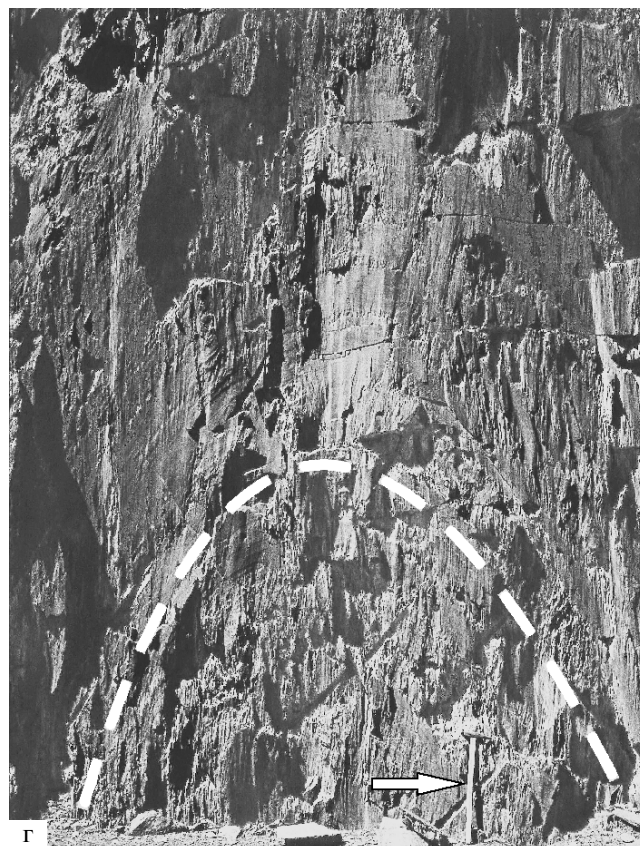
Как отмечалось многими исследователями, ранне- и среднеюрский прогиб Большого Кавказа характеризовался отчетливо выраженной продольной структурно-фациальной зональностью, которая резко отличала его от смежных областей — Скифской плиты на севере и Закавказского срединного массива на юге, где такой зональности нет [Леонов, 1966; Панов, 1988; Панов, Ломизе, 2007; Юра Кавказа, 1992 и др.]. В лейасе—аалене зоны соответствовали разным частям прогиба: осевому трогу и его обрамлению — северному и южному бортам; в байосе и бате — системам прогибов северного и южного склонов и разделяющей их полосе центральных геантиклинальных поднятий [Панов, 1988]. Разным структурно-фациальным зонам присущ свой тип разреза. Под типом разреза понимается его стратиграфический объем, полнота, последовательность слагающих его отложений, их литологический состав, мощность и др. Выделенные на этой основе зоны соответствуют определенным палеотектоническим элементам.

Рассматриваемый нами профиль по р. Аварское Койсу пересекает следующие структурно-фациальные зоны (с севера на юг, см. рис. 2): Агвали-Хивскую — соответствующую северному борту прогиба, и Метлюта-Ахтычайскую — северное обрамление трога; южнее (к югу от Тляротинского надвига), по мнению Д.И. Панова [Панов, Ломизе, 2007], располагается система крупных тектонических пластин, принадлежащих системе

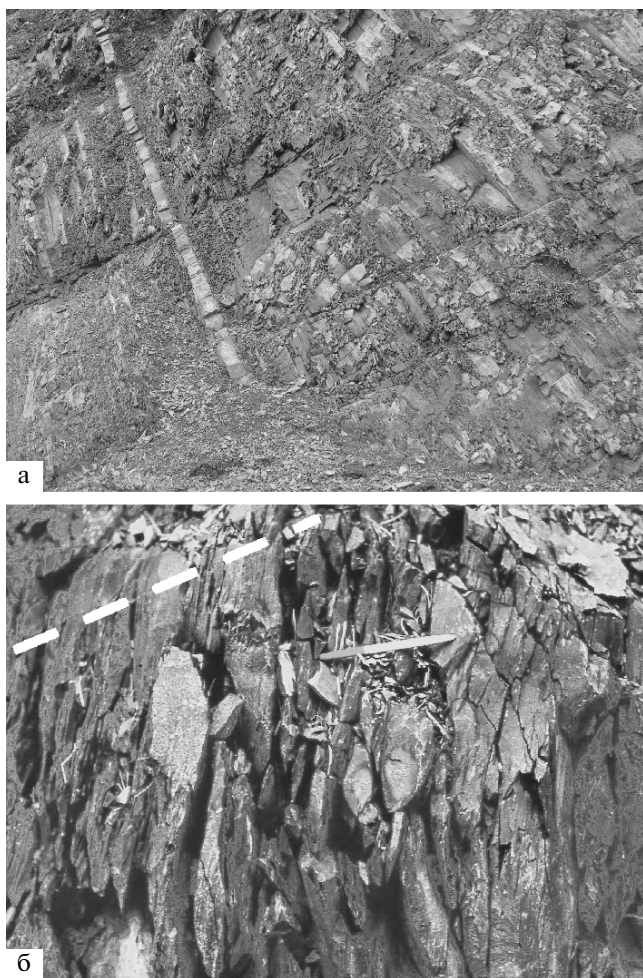
Главного Кавказского хребта, наиболее северной из которых является Бежитинская пластина, сложенная тоарскими отложениями. Последние можно отнести к образованиям осевого трога палеопргиба Большого Кавказа.

Как видно на профиле (см. рис. 2), построенном по левобережью р. Аварское Койсу и р. Джурмут, степень дислоцированности слоев в разных его частях различна. На севере профиля (к югу от выходов карбонатных отложений верхней юры) прослеживается довольно широкая полоса полого падающих на север слоев (зона моноклинали, см. рис. 2а, 1; рис. 4а). Моноклираль осложняется немногочисленными мелкими флексурами и разрывными нарушениями. Слагают эту структуру отложения верхне-тоарского и среднеюрского возраста.

Южнее, по мере приближения к оси Бокового хребта, степень дислоцированности толщ возрастает: появляются крупные крутые флексуры



**Рис. 4.** Продолжение.



**Рис. 5.** Отложения Бежитинской депрессии с неравномерно развитым кливажом.

а – глинистые отложения без проявления кливажа; мощность песчаного пласта 20 см; б – кливажированные породы, длина карандаша 15 см (штриховой линией показано направление седиментационной слоистости).

и осложненные разрывами коробчатые складки, морфология которых подчеркивается мощными пластами песчаников ратлубской свиты (зона коробчатых складок и крутых флексур, см. рис. 2а, II; рис. 4б). Как отмечалось в работах В.Н. Шолпо [1964, 1978], в замках антиклинальных складок более глубокие слои сильнее смяты, а вблизи разрывов появляются мелкие складки с относительно острыми замками. Уже в этой зоне местами в глинистых породах отмечается однонаправленная система трещиноватости общекавказского простирания, свидетельствующая о зарождении кливажа.

Далее к югу появляются складки, преимущественно прямые дугообразные, с относительно округлыми замками; размеры складок по сравнению с коробчатыми уменьшаются до первых сотен и десятков метров (зона прямых дугообраз-

ных складок). Здесь много разрывов, амплитуда которых различна, но преобладает смещение в пределах нескольких десятков метров. Кливаж в этой зоне проявляется уже вполне отчетливо. Такой характер деформаций прослеживается до Нелхского (Тлимкапуслинского) разлома (см. рис. 2а, III), отделяющего поле развития тоарских отложений от среднелейасовых.

Сланцевые толщи среднего лейаса наиболее интенсивно дислоцированы: здесь встречаются небольшие по размеру (первые десятки метров и меньше) складки преимущественно с острыми килевидными замками, развиты также наклонные и редкие опрокинутые складки. Толща разбита многочисленными разрывами различной амплитуды. В сланцах прослеживается интенсивный, совершенный кливаж, плоскость которого падает круто, часто почти вертикально (см. рис. 2а, IV, рис. 4г). В смятых в складки и кливажированных породах нередко встречаются альпийские жилы, заполненные кварцем.

Южнее, за Тляротинским разрывом (надвигом), плоскость которого наклонена к северу, распространены песчано-глинистые отложения бежитинской свиты (верхний тоар). Степень дислоцированности бежитинских отложений меньше, чем среднелейасовых, и заметно неодинакова на площади: на одних участках слои смяты довольно сильно, развит хорошо выраженный кливаж, на других – они залегают сравнительно спокойно (см. рис. 2а, V; рис. 5а, 5б).

При переходе от зоны слабодислоцированных пород к зоне с интенсивной складчатостью глинистые отложения претерпевают существенные изменения. В пределах моноклинали глинистые породы представлены аргиллитами. Цвет их меняется от светло- до темно-серого с коричневатым оттенком, что зависит от обогащения пород органическим веществом. Аргиллиты при выветривании распадаются на комковатую или уплощенную вдоль слоистости щебенку. В аргиллитах наблюдаются относительно хорошо сохранившиеся седиментационные структуры и текстуры. Из аутигенных минералов встречаются возникшие на стадии диагенеза глобулярный пирит, сидерит, слагающий конкреции, редко оолиты железистого хлорита.

В зоне, где развита складчатость и интенсивный кливаж, и особенно в среднелейасовой части, распространены глинистые сланцы – темно-серые, часто почти черные, коричневые оттенки здесь исчезают. Сланцы твердые, раскалываются со звоном, расщепляются на уплощенные кусочки вдоль кливажных плоскостей. Седиментационные текстуры в сланцах часто затушеваны кливажем и распознаются с трудом.

Сравнение аргиллитов и сланцев показывает, что они значительно отличаются друг от друга.



Вместе с тем отметим, что между этими породами, представляющими собой крайние члены ряда глинистых пород, существуют переходные разности, в различной степени подвергшиеся воздействию постдиагенетических процессов. Изменение внешнего облика отложений сопровождается рядом преобразований минерального состава пород.

### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ОТЛОЖЕНИЯХ ПРОФИЛЯ

Исследование глинистых минералов из разных частей разреза и профиля (изучено около 100 образцов) показывает, что в целом здесь развиты те же минералы из группы слоистых силикатов, что и в разрезе по р. Терек [Гаврилов и др., 1999]. Здесь также намечаются вполне закономерные тенденции их распределения на площади и по разрезу.

В отложениях профиля устанавливается отчетливая смена ассоциаций глинистых минералов (см. рис. 2б) [Гаврилов, Ципурский, 1987; Гаврилов, 2005]. Так, в пределах весьма широкой (в отличие от профиля по р. Терек) зоны моноклинального залегания слоев, где воздействие на породы вторичных изменений определялось прежде всего нагрузкой вышележащих толщ, устанавливаются гидрослюда-хлоритовая, гидрослюда-каолинитовая и смешанная гидрослюда-хлорит-каолинитовая ассоциации. Для отложений различных свит в основном характерны свои ассоциации глинистых минералов и, как видно из рис. 2, 3, их соотношение в разрезе тоара-бата заметно меняется.

Сравнительно разнообразный набор глинистых минералов в отложениях моноклинали при переходе к зоне развития кливажа и складчатых деформаций сменяется однотипной гидрослюда (серицит)-хлоритовой ассоциацией; ни в одном из анализированных образцов каолинит не обнаружен. Здесь серицит или гидрослюда являются основными минералами, лишь в единичных образцах преобладает хлорит; причем для отложений южной части Агвали-Хивской СФЗ и для глинистых отложений бежитинской свиты также характерна гидрослюда-хлоритовая ассоциация.

Анализ структурных особенностей гидрослюды и серицитов в пределах профиля показывает, что число смектитовых слоев в них не остается постоянным. В тоарских и среднеюрских отложениях моноклинальной зоны в гидрослюдах обычно содержится около 5–10% смектитовых слоев, в единичных пробах до 15%, встречаются также разности, где содержание разбухающих слоев менее 5% (серицит); причем определенной закономерности изменения их количества сверху вниз по разрезу не обнаруживается. Следует отметить, что в пределах свит распространены слюдястые минералы, схожие по содержанию разбухающего компонента. Например, в аргиллитах игатлинской свиты этот компонент составляет не менее 5–10%, в то же вре-

мя в отложениях цудахарской и батлукской свит отмечены единичные образцы с содержанием разбухающих межслоев менее 5%.

К югу от моноклинальной зоны, по мере перехода к зонам все более усиливающимся складчатым деформаций (см. рис. 2) и развития кливажа, в глинистых минералах наблюдается закономерное уменьшение количества разбухающих слоев, причем довольно быстрое. Так, в отложениях северной части зоны флексур (см. рис. 2, II) и коробчатых складок распространен серицит с содержанием разбухающего компонента <5%, в южной ее части, по мере приближения к зоне дугообразных складок, он исчезает вовсе. Отметим, что приблизительно на том же уровне (несколько южнее) намечается также исчезновение слюды политипной модификации 1М. В пределах зон дугообразных и острых наклонных складок (см. рис. 2а, III, IV) распространены неразбухающие разности серицита. Таким образом, уже в пределах южной части Агвали-Хивской СФЗ формируется ассоциация глинистых минералов, широко распространенная в расположенной к югу Метлюта-Ахтычайской СФЗ. Южнее антиклинория Бокового хребта (соответственно, к югу от Метлюта-Ахтычайской СФЗ), в пределах Бежитинской депрессии развиты глинистые породы, в которых встречаются как серициты с содержанием разбухающих слоев <5%, так и гидрослюды, где их содержание составляет 5–10%, в одном образце даже 10–15% (см. рис. 2а, V).

Вполне отчетливая тенденция обнаруживается в изменении политипных модификаций слюдястых минералов по разрезу  $J_{1-2}$ . Как видно из рис. 2в, в самых верхних его частях преобладают гидрослюды политипа 1М. Вниз по разрезу постепенно увеличивается количество минералов модификации  $2M_1$ . В пределах моноклинальной зоны эта тенденция прослеживается в соответствии с увеличением возраста пород. В зонах усиливающейся складчатости увеличение количества гидрослюды политипа  $2M_1$  наблюдается уже в разновозрастных тоарских отложениях по мере роста степени их смятия и усиления интенсивности кливажа; причем в наиболее дислоцированных и кливажированных тоарских породах установлен только политип  $2M_1$ .

В среднелейасовой толще, подвергавшейся максимальному смятию и где развит наиболее интенсивный кливаж (см. рис. 2в), распространен серицит только политипной модификации  $2M_1$ . Именно здесь в глинистых сланцах в ряде образцов установлено присутствие двух фаз серицита с несколько различающимися параметрами элементарной ячейки.

В отложениях бежитинской свиты присутствует смесь гидрослюды политипных модификаций 1М и  $2M_1$  (преобладает  $2M_1$ ).

Химический анализ серицитовой и гидрослюды фаз из фракции <0.001 мм показывает, что

переход от тоарских и ааленских отложений к среднелейасовым, т.е. от аргиллитов к глинистым сланцам, сопровождается отчетливым увеличением содержания в минералах  $Al_2O_3$  и менее рельефным  $Na_2O$ ,  $TiO_2$ ; количество  $MgO$ ,  $FeO$ ,  $H_2O$ , напротив, уменьшается; о содержании  $SiO_2$  судить сложнее, поскольку вместе с гидрослюдой и серицитом в анализировавшихся образцах присутствовала некоторая примесь кварца. Практически во всех образцах обнаружены две разновидности гидрослюды и серицита — в одних случаях смесь поли типов  $1M$  и  $2M_1$ , а в других — двух фаз  $2M_1$  [Гаврилов, 2005].

Обращает на себя внимание несколько заниженное количество  $K$  в составе слюдистых минералов при одновременном увеличении содержания  $Na$ , особенно в нижней, среднелейасовой части разреза. По-видимому, происходит замещение части калия натрием, т.е. осуществляется процесс парагонитизации серицита. Часть калия, как и в разрезе по р. Терек, видимо, замещается аммонием.

По всей вероятности, параллельно с изменением гидрослюды в разрезе происходит смена политипных модификаций хлорита по схеме, схожей с установленной на примере других регионов [Карпова, 1972 и др.]. Однако постоянное присутствие в образцах гидрослюды, мешающей определению политипии хлорита, не позволило, как и в разрезе по р. Терек, установить точные соотношения разных модификаций хлорита. Вместе с тем, рентгеновское изучение образцов дает возможность охарактеризовать структурные особенности хлорита в разных частях разреза  $J_{1-2}$ . Для этого было получено несколько рентгенограмм порошковых препаратов глинистых фракций. В результате установлено изменение параметра  $b$  элементарной ячейки хлорита от  $9,24 \text{ \AA}$  для образцов среднеюрских отложений зоны моноклинали до  $9,29-9,30 \text{ \AA}$  для среднелейасовых отложений М.-А. СФЗ. Выявленная тенденция может свидетельствовать об увеличении степени железистости хлорита в изученном разрезе от менее к более измененным ката- и метагенетическими процессами породам. Об относительно высокой железистости хлорита свидетельствуют также данные, полученные при микронзондовом анализе глинистых сланцев [Гаврилов, 2005].

#### ХАРАКТЕРИСТИКА ДЕФОРМАЦИОННЫХ ТЕКСТУР

В юрских терригенных отложениях профиля кливаж изучался как макроскопически, так и под

микроскопом. Макроскопически оценивался характер расщепляемости пород, ориентировка кливажных плоскостей, их взаимоотношение со слоистостью отложений; устанавливались зоны появления кливажа в разрезах. Микроскопически определялся морфологический тип кливажа, проводились количественные оценки степени деформированности пород при формировании этой текстуры. Всего было изучено более 250 шлифов. Исследования показали, что основной текстурой в породах является межзерновой кливаж, так же как и в разрезах по р. Терек [Гаврилов и др., 1999].

По степени развития кливажа зоны с разным типом деформаций существенно различаются (см. рис. 2д). В породах зоны моноклинали кливаж отсутствует.

В зоне флексур и коробчатых складок появляется кливаж, причем величина деформации пород в этой части профиля довольно быстро возрастает до 10–15%, но встречаются также породы, в которых деформационные текстуры отсутствуют.

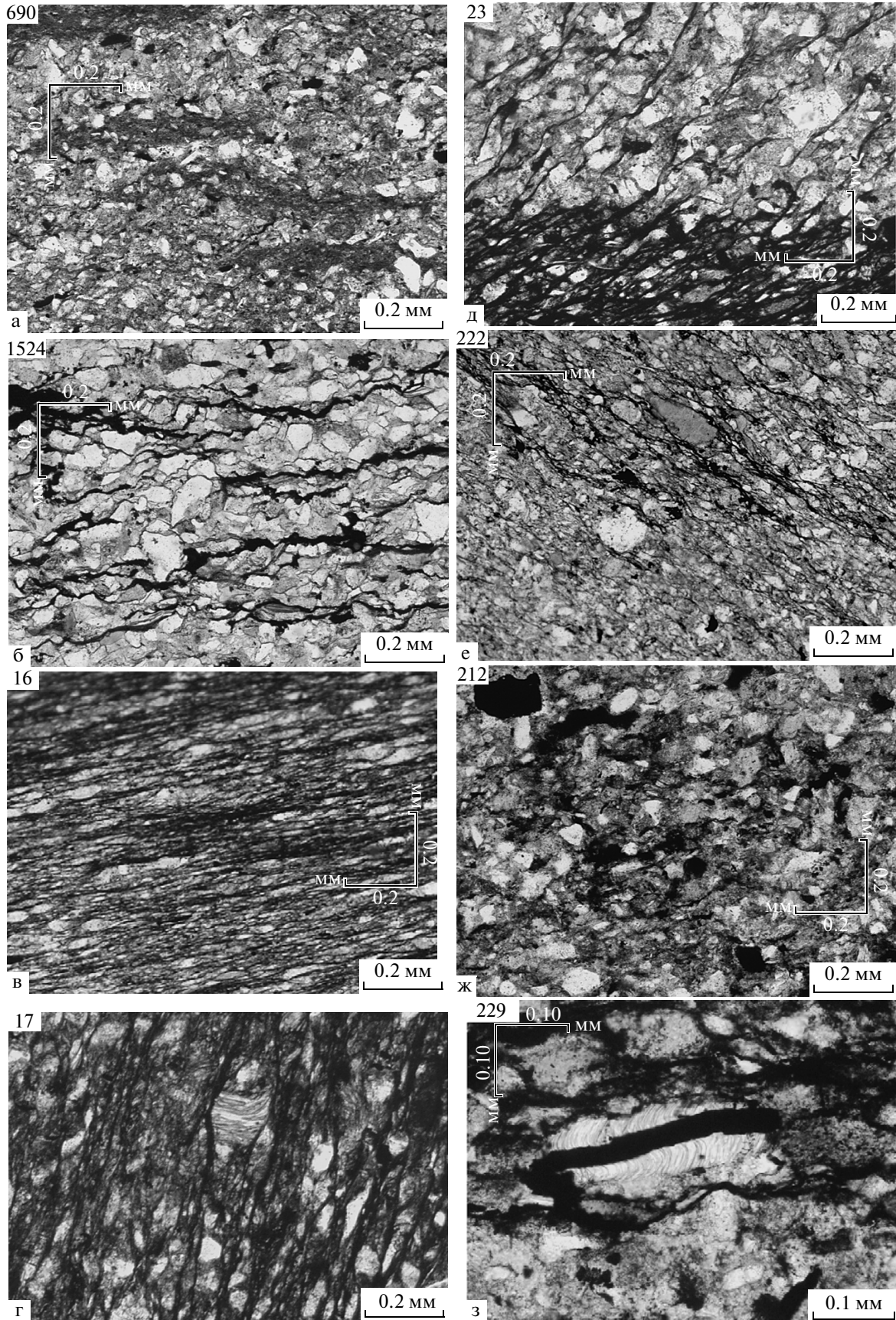
Максимальное развитие кливажа отмечено на том участке профиля, где слои смяты в отчетливо выраженные складки: в южной части Агвали-Хивской СФЗ величина деформации укорочения достигает 20%, а в пределах Метлюта-Ахтычайской СФЗ даже 25%.

Южнее, в пределах Бежитинской депрессии, кливаж развит неравномерно: величина деформации укорочения, определенная по кливажу, широко варьирует — от 0 до 15%, иногда достигает 20%. На рис. 6 приведены микрофотографии, показывающие разную степень деформированности пород из этой части профиля.

В шлифах видно, что направления кливажа в алевритовых и глинистых прослоях часто не совпадают. Такая картина наблюдается довольно часто. По этим взаимоотношениям можно судить о том, что кливаж в большинстве случаев относится к доскладчатому, возникшему на стадии продольного укорочения слоев. В дальнейшем, в процессе складчатой деформации кливаж перестраивался и совершенствовался. Можно полагать, что еще на доскладчатом этапе существования пород происходили существенные изменения структурного и вещественного состава глинистых минералов.

Рис. 6. Микрофотографии пород из разных частей профиля с различной степенью выраженности кливажа.

а, б — породы из зоны моноклинали без признаков кливажа: а — алевритистый аргиллит из батских отложений верхов разреза (глинистые линзочки — следы биотурбации), б — глинистый углистый алевролит из тоарских отложений низов разреза (ратлубская свита), черные полосы — углистое вещество; в–д — кливажированные глинистые сланцы из зоны интенсивной складчатости (Метлюта-Ахтычайская СФЗ); е–ж — глинисто-алевоитовые породы Бежитинской депрессии: е — с несовершенным кливажем, ж — без следов кливажа; з — аутигенные силикатные минералы в тенях давления.



Результаты К-Аг измерений валовых проб (порода) и тонких фракций образцов ниже- и среднеюрских глинистых пород Северо-Восточного Кавказа (район р. Аварское Койсу)

№ обр.	К, %	Аг <sub>рад.</sub> , мм <sup>3</sup> /г	Т, млн лет	№ обр.	К, %	Аг <sub>рад.</sub> , мм <sup>3</sup> /г	Т, млн лет
682ф	3.88	0.04387	270	1193п	3.05	0.03224	253
682п	2.71	0.02648	235	1193ф	4.07	0.03787	225
684ф	3.67	0.06088	383	51п	2.22	0.01824	200
685п	2.22	0.02235	242	51ф	3.9	0.03355	209
267ф	3.91	0.03256	202	37п	4.72	0.0312	162
1167ф	4.42	0.03717	204	37ф	5.71	0.0461	196
46п	3.11	0.0249	195	674ф	5.27	0.03647	175
46ф	5.02	0.0377	183	32п	2.06	0.0077	93.5
48ф	3.62	0.03178	213	32ф	4.21	0.0205	122
1542п	2.84	0.04366	358	29п	2.49	0.00841	85
1543п	2.89	0.03264	270	29ф	4.05	0.02089	128
1543п	2.97	0.03079	249	20п	2.09	0.0133	156
1572ф	5.87	0.046	191	20ф	3.66	0.0102	70
1573ф	5.03	0.04351	210	253п	2.53	0.01883	182
1573п	3.07	0.0333	260	253ф	3.86	0.0249	158.8
1577ф	5.85	0.04939	205	222ф	4.13	0.031	184
1577п	3.38	0.0368	230	229п	2.31	0.0205	213
1578ф	5.31	0.03984	183	229ф	2.76	0.03035	262
1574ф	4.64	0.04809	249	237п	4.07	0.0249	151
1574п	3.08	0.03434	266	237ф	4.1	0.04084	239
45Аф	5.6	0.03937	172	242ф	4.21	0.03438	199
1532п	3.43	0.03367	236	1221п	2.68	0.013737	127.3
1532ф	4.61	0.0382	201	1221ф	4.06	0.014318	88.5
1523п	2.68	0.02798	250	1228п	2.63	0.017153	160
1523ф	4.07	0.0377	224	1228ф	3.56	0.019113	133
1535п	4.46	0.04537	244	1227п	2.95	0.020892	173.5
1535ф	5.92	0.05561	228	1227ф	3.93	0.018018	114
1529п	4.06	0.03981	236	1218п	2.77	0.01373	123
1529ф	5.79	0.04996	209	1218ф	4.08	0.01504	93
1177ф	3.49	0.02977	207	826ф	5.2	0.04016	188
1177п	2.09	0.02172	249	826п	4.2	0.02303	135
690п	2.35	0.02482	253	1238ф	3.63	0.02496	172
690ф	3.15	0.0278	214	1238п	2.4	0.02377	217
1165ф	5.42	0.04294	193	1242ф	5.53	0.04042	179
1157п	2.89	0.02808	234	1242п	4.06	0.03683	219
1157ф	4.17	0.03743	217	663ф	5.97	0.0221	93
1155ф	4.37	0.03881	215	663п	5.18	0.02431	117
1155п	3.12	0.03215	247				

Примечание. В номере образца буква "п" обозначает, что анализировалась порода, буква "ф" – фракция <0.001 мм.

## РАДИОЛОГИЧЕСКИЙ ВОЗРАСТ ПОРОД РАЗНЫХ ЧАСТЕЙ ПРОФИЛЯ

Результаты исследования К-Аг изотопной системы в отложениях профиля приведены на рис. 2г и в таблице.

Геохимические данные показывают, что существенных изменений в изотопной системе пород зоны моноклиналильного залегания слоев почти не происходит. Величина измеренного радиологического возраста пород составляет около 250 млн лет, что соответствует низам триаса. “Возраст” глинистой фракции пород — около 200 млн лет, т.е. почти на 50 млн лет меньше (верхи триаса); результаты анализа одного из образцов показали значение 383 млн лет (верхний девон). Стратиграфический возраст этого интервала отложений зоны моноклинали — самые верхи тоара-бат, т.е. примерно 180–165 млн лет. Таким образом, радиологический возраст этих отложений примерно на 30–90 млн лет больше стратиграфического.

В южной части Агвали-Хивской СФЗ на фоне изменения состава и структуры глинистых минералов (переход к серицит-гидролюда-хлоритовой ассоциации, преобладание слюд  $2M_1$  над  $1M$ , а далее полное доминирование  $2M_1$ ) наблюдается довольно быстрое увеличение степени кливажированности пород. Одновременно меняются изотопные характеристики отложений — проявляется достаточно отчетливая тенденция к уменьшению их радиологического возраста; важно подчеркнуть, что при этом происходит увеличение стратиграфического возраста.

Далее на юг, при переходе от Агвали-Хивской к Метлюта-Ахтычайской СФЗ, изменения проявляются еще сильнее. Величина деформации укорочения здесь достигает максимальных значений в пределах профиля — до 25%, а индекс кристалличности слюд 0.22. Напротив, радиологический возраст образцов из северной части этой зоны имеет минимальные значения — менее 100 млн лет (опускаясь до 70 млн лет, см. таблицу, обр. 20). Как отмечалось выше, стратиграфический возраст отложений здесь оценивается как верхний плинсбах, т.е. соответствует примерно 183–185 млн лет. Таким образом, “омоложение” пород за счет их интенсивных преобразований и частичной потере радиогенного аргона может достигать 100 млн лет и более. Отметим, что эти значения не являются экстремальными для юрского терригенного комплекса Б. Кавказа: в пределах изученного нами ранее профиля в районе р. Терек (Центральный Кавказ) были зафиксированы значения радиологического возраста в 25–50 млн лет [Буякайте и др., 2003; Гаврилов и др., 2000, 2001].

Южная часть профиля пересекает северную зону Бежитинской депрессии, заполненную тоарскими отложениями, которые весьма неравномерно подверглись вторичным преобразованиям: здесь выделяются участки, где развиты аргилли-

ты, похожие на разновозрастные отложения северной моноклинали в пределах Агвали-Хивской СФЗ (см. рис. 5а), но в то же время местами наблюдаются довольно интенсивные дислокации и развитие кливажа (см. рис. 5б). Радиологический возраст образцов из этой зоны увеличивается до 150–250 млн лет, т.е. здесь опять начинает сказываться древний возраст пород источников сноса осадочного материала.

## ИЗМЕНЕНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И КАРБОНАТНЫХ МИНЕРАЛОВ В ОТЛОЖЕНИЯХ ПРОФИЛЯ

Возрастание степени вторичных преобразований отложений от зоны моноклиналильного залегания слоев к зоне, где они сильно дислоцированы, сопровождалось существенными изменениями всех параметров вещественного состава пород. Так, вдоль профиля установлены радикальные изменения органического вещества: отражательная способность витринита меняется в широких пределах. В верхнетоарских-нижнеааленских породах из верхней части разреза моноклиналильной зоны (батлукская свита) содержатся растительные остатки и прослой угля,  $R^0$  которых составляет 1.12–1.15, что соответствует концу стадии жирных углей и началу коксовой стадии переработки вещества. В области развития среднелейасовых кливажированных сланцев значения  $R^0$  значительно увеличиваются — до 8–8.5, т.е. здесь степень изменения органического вещества достигла уже стадии антрацита [Гаврилов, Ципурский, 1987; Гаврилов, 2005]. В том же направлении меняются физические свойства пород: если в северной части зоны моноклинали объемный вес глинистых пород варьирует в пределах 2.5–2.6 г/см<sup>3</sup>, то в среднелейасовых, наиболее измененных и кливажированных породах он достигает 2.7–2.72 г/см<sup>3</sup>.

Интенсивная переработка глинистых пород под действием возраставших Р-Т параметров, и в частности, стрессовых нагрузок, сказалась также на минеральном составе заключенных в них диагенетических конкреций. Слагавший их сидерит в условиях повышенных давлений и температур становился неустойчивым и метасоматически замещался другими минералами. В результате возникли своеобразные стяжения, сложенные мелкозернистой породой, состоящей из кварца и хлорита, часто с обильной вкрапленностью пирита, образовавшегося за счет железа разложившегося сидерита [Гаврилов, 1982, 2005]. Эта тенденция хорошо прослеживается в горизонтах разновозрастных отложений, схожих в фациальном отношении и протягивающихся из зоны моноклиналильного залегания слоев в область развития интенсивных дислокаций и кливажа (см. рис. 2, 5б). Как видно из приведенной на рис. 2 диаграммы химического состава конкреций, в разных частях профиля их состав существенно изменяется.

В пределах северной части моноклиальной зоны, где развиты сидеритовые конкреции, содержание  $\text{CO}_2$  и  $\text{FeO}$ , а следовательно собственно сидерита, меняется слабо; количество  $\text{SiO}_2$  (15–20%) отражает присутствие в конкрециях силикокластического материала. Содержания  $\text{MgO}$  и  $\text{MnO}$  незначительны: часть их входит в виде изоморфной примеси в состав сидерита и отчасти, видимо, в состав глинистых минералов осадков, захваченных во время роста стяжений,  $\text{CaO}$  находится в составе кальцита, присутствующего в конкрециях в виде незначительной примеси (его слабые рефлексы фиксируются на дифрактограммах). На участке профиля, где появляются отчетливые признаки кливажа, происходит существенное изменение состава конкреций: содержание  $\text{SiO}_2$  резко возрастает – до 60% и более; напротив, количество  $\text{CO}_2$  и  $\text{FeO}$  заметно уменьшается, причем в конкрециях из среднелейасовых сланцев отмечаются только следы  $\text{CO}_2$ . Наиболее заметные изменения состава конкреций происходят в пределах сравнительно узкого интервала, шириной в несколько километров.

Как видим, литолого-геохимические характеристики юрских терригенных (силикокластических) отложений в пределах профиля в целом претерпевают существенные изменения. При этом на некоторых участках эти изменения происходят постепенно (зона моноклинали), а на других весьма быстро, в пределах довольно узких зон.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенные выше данные свидетельствуют о глубоких преобразованиях вещественного состава пород юрского терригенного комплекса, и особенно его нижних и наиболее древних по возрасту горизонтов. Результатом этих преобразований, сопровождавшихся частичной потерей радиогенного  $\text{Ar}$ , стало существенное уменьшение радиологического возраста пород по сравнению со стратиграфическим. Как видно из рис. 2, наиболее резкие изменения минеральных, структурно-текстурных и геохимических характеристик отложений наблюдаются при переходе от зоны моноклиального залегания слоев к зонам их интенсивных деформаций и развития кливажа.

На отложения, вскрывающиеся вдоль профиля, воздействовали три фактора: геостатическая нагрузка, температура и боковой стресс. Влияние этих факторов на изменения минерального состава пород нами ранее обсуждалось [Буякайте и др., 2003].

В зоне моноклинали ведущим фактором в преобразовании отложений была геостатическая нагрузка и нарастающая с глубиной температура. Эта зона характеризуется тем, что в ее пределах параметры глинистых минералов и геохимические изотопные параметры ведут себя по-разному.

Состав глинистых ассоциаций в разрезе  $J_{1-2}$  заметно варьирует: в верхней и нижней частях разреза развита гидрослюда-хлоритовая ассоциация, при этом с глубиной количество слюдяных минералов возрастает; в средней части разреза значительную роль играет каолинит. Такая картина распределения глинистых минералов, по крайней мере в средней и верхней частях разреза, в значительной мере была обусловлена первичными седиментационно-фациальными условиями образования отложений. Что касается нижней части разреза, то в фациальном отношении отложения батлукской и ратлубской свит схожи, в связи с чем можно предполагать, что первоначально на стадии осадконакопления в ратлубских отложениях также присутствовал каолинит, но в дальнейшем под действием геостатического давления вышележащих толщ (5 км тоар-батских отложений и не менее 3 км верхнеюрских и меловых толщ) произошло его разрушение и формирование новообразованных аутигенных силикатных минералов, среди которых, видимо, преобладали слюдяные разновидности. Характеризуя зону моноклинали в целом, следует отметить, что вдоль профиля с севера на юг, т.е. вниз по разрезу, наблюдается постепенная и закономерная смена пород с явным преобладанием гидрослюд политипной модификации  $1M$  над  $2M_1$ , на отложения, в которых количество гидрослюды  $1M$  незначительно превышает или примерно равно  $2M_1$ . Это свидетельствует о том, что по мере погружения на значительные глубины осадочный материал претерпевал определенные изменения под влиянием возрастающих давлений и температуры. При этом, как видно из рис. 2 и 3, радиологический возраст пород заметно не меняется. Объясняется это, видимо, тем, что осадочные слюдяные минералы оказались в этих обстановках достаточно консервативными, устойчивыми к перекристаллизации: они в основном сохраняли “возрастную метку” осадочного материала источников сноса. Причем породы пребывали в достаточно закрытой системе: отсутствуют следы масштабного перераспределения вещества, кварцевые жилы и т.д.

Существенно иная картина наблюдается в зоне развития кливажа. Здесь фиксируются многочисленные следы растворения осадочных минералов, сопровождавшегося перемещением растворенного вещества: в тенях давления возникают “бороды”, образованные различными аутигенными силикатными минералами (см. рис. 63), вдоль кливажных плоскостей формируются листочки аутигенной слюды, на макроуровне возникают жилы с кварцевым или кварц-хлоритовым заполнением (жилы “альпийского” типа), что свидетельствует о достаточно масштабном процессе миграции вещества. Тем самым породная система в зоне развития кливажа становится более открытой по сравнению с зоной моноклинали. Независимым свидетельством перемеще-



ния некоторых компонентов является процесс метасоматического замещения карбонатных (сидеритовых) конкреций кварц-хлорит-сульфидной массой, т.е. осуществлялся процесс привноса в конкреции  $\text{SiO}_2$ , ряда катионов, серы, в то же время происходил вынос, удаление одного из продуктов разрушения сидерита —  $\text{CO}_2$ . В новых условиях под действием стресса, т.е. интенсивного бокового давления, имела место перекристаллизация осадочного материала. На все эти процессы изменения вещественного состава пород достаточно чутко реагировала К-Аг система — существенное обновление минеральной составляющей приводило к потере радиогенного аргона, в результате чего возникал эффект “омоложения” пород.

Ранее нами отмечалось [Гаврилов, 2005], что импульсы стресса не были единичными явлениями, связанными с крупными тектоническими событиями, перестройками, но начинали проявляться еще в бассейне седиментации Большого Кавказа, т.е. некоторые из этих импульсов (возможно, не самые интенсивные) были конседиментационными. Вследствие этого наиболее древние отложения юрского разреза подверглись воздействию большего количества импульсов стресса по сравнению со стратиграфически более молодыми и, соответственно, оказались в наибольшей степени кливажированы. Появление в осадочной толще кливажа обуславливает возникновение совершенно иных анизотропных свойств пород (вертикальная анизотропия) по сравнению с отложениями, залегающими субгоризонтально. Нам представляется, что появление в осадочной толще совершенного, ориентированного субвертикально кливажа обуславливает образование в этом направлении путей миграции растворов, которые могут эвакуироваться из породной системы во время проявления очередного импульса стресса. Соответственно, осадочная толща, в которой развит кливаж, в гораздо большей степени предрасположена к возобновлению процессов перестройки минерального состава пород под действием интенсивного бокового давления, чем не кливажированные стратифицированные отложения. С этим обстоятельством, по всей видимости, связаны максимальные низкие радиологические возрасты пород, фиксируемые в наиболее древних толщах профиля (верхний плинсбах, Метлюта-Ахтычайская СФЗ), в которых развит наиболее совершенный кливаж. Эти возраста отражают воздействие на породы и перестройку К-Аг системы наиболее “молодых” импульсов стресса.

В Бежитинской депрессии наблюдается неравномерное развития кливажа на площади вплоть до его отсутствия, т.е. по сути в этой зоне происходит ослабление проявлений вторичных процессов по сравнению с М.-А. СФЗ. За пределами Бежитинской депрессии, далее на юг в пределах северного склона Главного Кавказского хребта,

степень деформации пород вновь возрастает. Как показали исследования И.М. Симановича с соавторами [2004], в бассейне р. Самур и ее правого притока р. Ахтычай в тоар-ааленских отложениях развивается хорошо выраженный кливаж. Вместе с тем, преимущественная величина индекса кристалличности (Кюблера) в наиболее интенсивно кливажированных породах составляет 0.30 (в 2-х образцах — 0.27 и 0.29), т.е. не достигает таких низких величин, как в М.-А. СФЗ. Наиболее “молодые” значения измеренного радиологического возраста — 137 и 148 млн лет (получены по валовым пробам) и 151 млн лет (по фракции  $<0.001$  мм), остальные пробы показали более “древние” значения — более 160 млн лет, для двух образцов (тоже фракции  $<0.001$  мм) получены цифры 259 и 262 млн лет. Как видим, даже в наиболее измененных отложениях степень “омоложения” пород здесь также меньше, чем в среднеплейстоценовых толщах профиля по Аварскому Койсу. Из аналитических данных, полученных для юрских отложений смежного района — бассейна р. Самур [Симанович и др., 2004], видно, что наиболее “молодые” значения радиологических возрастов приурочены к наиболее древним в регионе отложениям (нижний и верхний тоар), вскрывающимся в ядре антиклинальной структуры.

Как следует из приведенных данных по разрезам района р. Аварское Койсу, а также из результатов исследований в бассейне р. Самур, намечается эмпирическая закономерность: с удревнением стратиграфического возраста отложений происходит возрастание степени их изменений вследствие увеличения воздействия на них температуры и давления, и в частности, стресса, что обуславливает глубокую перестройку вещественного состава и структурно-текстурных особенностей пород; параллельно этому происходит уменьшение их радиологического возраста. Причины установленной тенденции требуют обсуждения.

Можно было бы предположить, что по мере погружения пород на глубину в область более высоких значений  $P-T$  будет наблюдаться минералогическая и возрастная перестройка отложений, как, например, было продемонстрировано на примере Галф Коуст [Perry, 1974]. Однако, как было показано выше, в пределах многокилометрового разреза нижней и средней юры в зоне моноклинали, несмотря на наблюдаемые некоторые изменения минерального состава пород толщи при движении сверху вниз по разрезу, заметных изменений их радиологического возраста не происходило.

Существующая в настоящее время картина распределения минералого-геохимических и текстурно-структурных характеристик пород вдоль геологического профиля по р. Аварское Койсу формировалась длительное время, начиная со времени накопления этих отложений. Как было показано [Фролов, 1965; Гаврилов 1994, 2005], в

ранне- и среднеюрское время главную роль в поставке осадочного материала в северо-восточную часть бассейна Большого Кавказа играла крупная река, впадавшая в водоем с северо-востока. Источниками осадочного материала были как расположенные сравнительно близко палеозойские и триасовые толщи Скифской плиты, так и породы более удаленных районов Восточно-Европейской платформы. Причем произошедшая примерно на рубеже аалена и байоса тектоническая и палеогеографическая перестройка региона принципиально не повлияла на характер накапливающегося в бассейне осадочного материала. Глинистая часть поставляемого материала была представлена гидрослюдами с преимущественно 10–20% разбухающих межслоев, среди них преобладала политипная модификация 1М. В осадочный бассейн поступали также хлорит и в меньшей степени каолинит, который на определенных этапах (во время регрессивных эпизодов) активно формировался в озерно-болотных системах наземной части дельты и сносился в водоем, что приводило к резкому увеличению его количества в морских отложениях некоторых стратиграфических интервалов.

На основе анализа распространения в разрезах юры минералов тяжелой и легкой фракций песчаных пород В.А. Гроссгейм [1961] ранее также пришел к выводу о том, что осадочный материал в восточную часть бассейна поставлялся с севера, и характер осадочного материала в ранней и средней юре в общем был схожим и преимущественно представлял собой продукты разрушения осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов Скифской плиты.

Дополнительную информацию об источниках материала для осадочных толщ юры района Аварского Койсу дает состав песчаников и гравелитов. Тоарские и ааленские песчаники представлены здесь кварцевыми литокластическими граувакками, аналогичными песчаникам междуречья Сумура и Ахтычая [Симанович и др., 2004]. Содержание в них кварца – 40–60%, плагиоклазов – 5–10%, калиевых полевых шпатов – от единичных зерен до 2%, обломков пород – 30–50%. Последние представлены глинами, слабометаморфизованными слюдистыми сланцами, кремнями, эффузивами. Среди аксессуарных минералов отмечены циркон, турмалин, лейкоксен и др.

В.Т. Фролов [1965], детально рассматривавший вопрос об источниках сноса материала в Дагестане, пришел к выводу, что в составе питающих провинций присутствовали метаморфические образования, вероятно, ниже- и среднепалеозойского возраста, гранитоиды, осадочные и эффузивные толщи, отличающиеся слабым метаморфизмом или вообще неметаморфизованные, которые относятся к верхнему палеозою и нижнему мезозою.

Радиологический возраст отложений верхней части разреза в пределах моноклиальной зоны – в среднем 200–250 млн лет, а в некоторых случаях значительно больший, по нашему мнению, достаточно объективно отражает возраст пород питающих провинций, которые длительное время (средний лейас–бат) поставляли материал в бассейн осадконакопления. Нет никаких оснований сомневаться в том, что и самые древние отложения, вскрывающиеся в южной части профиля, – верхнеплинсбахские и нижнетоарские – слагались таким же осадочным материалом и первоначально характеризовались теми же радиологическими возрастными. Существенное “омоложение” радиологического возраста пород, вплоть до 70 млн лет, было связано с интенсивными вторичными их преобразованиями.

Примерный сценарий динамики развития постседиментационных преобразований осадочных толщ нам представляется следующим образом.

В возникшем в раннем лейасе прогибе Большого Кавказа накапливался терригенный осадочный материал, возраст которого определялся в основном возрастом пород Скифской плиты, т.е. палеозоом–триасом. Первоначально осадконакопление происходило в относительно узком прогибе, который на протяжении ранне- и среднеюрского времени расширялся. Морфология бассейна в значительной степени определялась существовавшими в нем конседиментационными разломами (Нелхский и другие), в связи с чем рельеф основания прогиба был, видимо, ступенчатым с опущенными южными блоками. Эти ступени при развитии сжимающих напряжений (стресса) могли играть роль жесткого упора. Поэтому развитые к югу от зон этих разломов отложения были в большей степени подвержены вторичным изменениям, в частности значительно сильнее кливажированы, чем отложения более северных частей бассейна.

Отметим этапы в развитии Большого Кавказа, связанные с проявлениями сжимающих напряжений, которые привели к радикальной перестройке вещественного состава пород. В ранне- и среднеюрской истории временем наиболее интенсивных тектонических процессов был конец аалена–начало байоса, когда произошла смена режима пассивной континентальной окраины на режим активной окраины, что выразилось в начале субдукции. В это время континентальная окраина испытала сжатие, поднятие и складчатость [Ломизе, Панов, 2001; Панов, Ломизе, 2007 и др.]. Помимо этой фазы деформаций, существенный вклад в формирование структуры юрских отложений внесли и другие фазы, главными из которых были предкелловейская, коньяк–раннесантонская и позднеальпийские (после среднего эоцена) [Панов, Ломизе, 2007 и др.].

Помимо главных фаз деформаций ниже- и среднеюрских отложений, существовали и более

слабые, но которые, видимо, также влияли на характер минералого-геохимического преобразования пород. К таким событиям можно отнести раннеарскую фазу [Ажгирей, 1963; Гаврилов, 2005; Леонов, 1969, 2007] и некоторые другие.

С появлением субвертикально ориентированного кливажа связана пространственная ориентация даек, имеющих преимущественно субкавказское простирание и залегающих в азербайджанском и дагестанском секторах Большого Кавказа вдоль Главного Кавказского хребта. Возраст первой генерации даек оценивается как лейасовый [Кашкай, 1976]. Таким образом, уже в лейасе сформировалась субвертикальная трещиноватость пород – протокливаж, контролировавший пути внедрения магматического расплава и формирование даек. По мнению М.А. Кашкай, время еще одного этапа динамометаморфизма – 127–132 млн лет (т.е. готерив–баррем, согласно международной стратиграфической шкале 2008 г.), что основывается на данных по К-Аг и Rb-Sr датированию сланцев из районов Филизчайского, Кацдагского и Кызылдеринского месторождений.

Следует также иметь в виду, что в известняковом Дагестане в позднем мелу–раннем палеогене происходил конседиментационный рост крупных складок, что устанавливается по многочисленным проявлениям крупномасштабных оползаний осадочных масс с крыльев этих складок [Москвин, Семихатов, 1956]. Образование этих складок происходило, очевидно, также вследствие действия сжимающих напряжений.

Таким образом, формирование современного минерального и геохимического состава (в том числе изотопного) нижне- и среднеюрских отложений Восточного Кавказа происходило на протяжении длительного времени вследствие многократных фаз сжатия.

Сравнивая значения радиологического возраста, полученные для пород центральной части Большого Кавказа (профиль по р. Терек) и для его восточной части (профиль по р. Аварское Койсу), видим, что для первых из них “омоложение” более существенное – до 50 млн лет, а в единичных пробах еще ниже. То, что для Восточного Кавказа установлены возраста не менее 70 млн лет, возможно, может свидетельствовать о пребывании этой части Кавказа в кайнозойское время в своеобразной “тектонической тени”, где по сравнению с более западными районами сжимающие напряжения (видимо, результат давления Аравийской плиты) были несколько ослаблены.

Для воссоздания более полной картины постседиментационных преобразований юрского терригенного комплекса Восточного Кавказа и выявления его геохимических параметров в будущем следует выполнить исследования, аналогичные проведенным нами, продолжив профиль по р. Аварское Койсу далее на юг, через Главный Кавказский хребет в зону его южного склона.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведены детальные структурно-геологические и минералого-геохимические исследования юрского терригенного (силикокластического) комплекса пород Восточного Кавказа. Вдоль профиля по долине р. Аварское Койсу, пересекающего вкрест простирания поле развития юрских отложений, в направлении с севера на юг наблюдается возрастание степени дислоцированности слоев – от моноклиналиного залегания до зоны интенсивной складчатости. Процесс деформации слоев сопровождается развитием кливажа – от его полного отсутствия в толщах Метлюта-Ахтычайской СФЗ. Нарастание вдоль профиля кливажированности пород происходит нелинейно: наиболее интенсивное усиление кливажа наблюдается в зонах, приближенных к крупным региональным разрывам, существовавшим длительное время и бывших в юрское время конседиментационными.

В направлении с севера на юг, к осевой части сооружения Большого Кавказа, происходит также закономерное возрастание интенсивности постседиментационных преобразований отложений, которые выражаются в изменении их минерального и химического состава. Существенные изменения претерпевают глинистые минералы: распространенная в северной части профиля гидрослюда-хлорит-каолинитовая ассоциация сменяется на серицит-хлоритовую, в слоистых силикатах исчезают разбухающие межслои, преобладающие в северной части профиля гидрослюды политипной модификации 1М в южной его части сменяются модификацией 2M<sub>1</sub>, в этом же направлении уменьшается величина индекса кристалличности. Установлено, что одновременно меняется объемный вес глинистых пород – с ~2.5 для аргиллитов до 2.7–2.72 г/см<sup>3</sup> для глинистых кливажированных сланцев. Меняется также отражательная способность витринита – R<sup>0</sup> возрастает с ~1.12 (конец стадии жирных углей) до 8–8.5 (стадия антрацита).

Согласованно с изменениями перечисленных характеристик пород из кливажированных отложений низов разреза исчезают диагенетические карбонаты, в основном сидерит. Последний в северной части профиля слагает диагенетические конкреции, но в зоне развития кливажа становится неустойчивым и метасоматически замещается кремнеземом и сульфидными минералами.

В самой южной части профиля, в верхнеарских отложениях Бежитинской депрессии, кливаж и отмеченные выше преобразования пород проявились неравномерно на ее площади, были менее интенсивными.

Установленные изменения состава пород сопровождаются также изменением измеренного с помощью К-Аг метода их радиологического возраста. Изначальный возраст осадков, отражаю-

ший возраст источников осадочного материала, оценивается как карбон-триасовый (возможно древнее). Однако вследствие интенсивных вторичных преобразований отложений, сопровождавшихся перекристаллизацией силикатных минералов и потерей радиогенного аргона, произошло уменьшение измеренного возраста пород, которое в разных частях профиля может достигать 100–200 млн лет. Преобразования пород происходили в значительной степени под влиянием сжимающих напряжений — стресса, импульсы которого за время существования юрского терригенного комплекса проявлялись, начиная с лейаса, неоднократно и продолжались до кайнозоя.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, проект № 12-05-01138.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ажгирей Г.Д.* К вопросу о главных этапах тектонической и магматической истории Большого Кавказа // Вестник МГУ. 1963. № 4. С. 3–14.
- Буякайте М.И., Гаврилов Ю.О., Герцев Д.О. и др.* К-Ag и Rb-Sr изотопные системы пород юрского терригенного комплекса Большого Кавказа // Литология и полез. ископаемые. 2003. № 6. С. 613–621.
- Гаврилов Ю.О.* Аутигенные образования юрских отложений Западного Дагестана // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 2. С. 32–46.
- Гаврилов Ю.О.* Нижне- и среднеюрский дельтовый осадочный комплекс Северо-Восточного Кавказа. Сообщение 1. Седиментологические аспекты формирования дельтового комплекса // Литология и полез. ископаемые. 1994. № 4. С. 77–104.
- Гаврилов Ю.О.* Динамика формирования юрского терригенного комплекса Большого Кавказа: седиментология, геохимия, постседиментационные преобразования. М.: ГЕОС, 2005. 301 с.
- Гаврилов Ю.О., Ципурский С.И.* Глинистые минералы нижне- и среднеюрских отложений Западного Дагестана // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 1. С. 105–121.
- Гаврилов Ю.О., Галкин В.А., Панов Д.И., Талицкий В.Г.* Литолого-минералогические и структурно-геологические характеристики нижне- и среднеюрского терригенного комплекса Большого Кавказа (район р. Терек) // Литология и полез. ископаемые. 1999. № 1. С. 58–77.
- Гаврилов Ю.О., Головин Д.И., Панов Д.И., Талицкий В.Г.* Постдиагенетические изменения вещественных и структурно-текстурных характеристик терригенных толщ при формировании складчатого сооружения Большого Кавказа // Тектоника неоген: общие и региональные аспекты / Материалы к XXXIV Тектоническому совещанию. Москва, 30.01-03.02 2001 г. М.: ГЕОС, 2001. С. 58–61.
- Гаврилов Ю.О., Головин Д.И., Шкитина Ю.В.* Минералогические, структурно-текстурные и возрастные изменения юрских терригенных пород Большого Кавказа // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты / Тез. докладов I Российской конференции по изотопной геохронологии. Москва, 15–17 ноября 2000 г. М.: ГЕОС, 2000. С. 103–105.
- Гроссгейм В.А.* История терригенных минералов в мезозое и кайнозое Северного Кавказа и Предкавказья. Л.: Гостоптехиздат, 1961. 376 с.
- Гущин А.И., Панов Д.И.* О стратиграфии нижнеюрских отложений антиклинория Бокового хребта (Дагестан) // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1983. № 5. С. 19–28.
- Дриц В.А., Сахаров Б.А.* Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. 350 с.
- Карнова Г.В.* Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. М.: Наука, 1972. 175 с.
- Кашкай М.А.* О возрасте метаморфических сланцев, даек и колчеданно-полиметаллического оруденения в прихребтовой юго-восточной части Большого Кавказа // Докл. АН Азерб. ССР. 1976. Т. XXXII. № 4. С. 44–47.
- Кущева Ю.В., Латышева И.В., Головин Д.И., Гаврилов Ю.О.* Текстульно-структурные, минералогические и изотопно-возрастные характеристики юрских терригенных отложений Северо-Западного Кавказа (разрез по р. Белой) // Литология и полез. ископаемые. 2007. № 3. С. 286–297.
- Леонов Ю.Г.* Структурно-фациальная зональность раннеюрского—ааленского прогиба Центрального и Западного Кавказа // Докл. АН СССР. 1966. Т. 167. № 1. С. 166–169.
- Леонов Ю.Г.* Ранне- и среднеюрские фазы поднятия и складкообразования Большого Кавказа // Геотектоника. 1969. № 6. С. 31–38.
- Леонов Ю.Г.* Киммерийская и позднеальпийская тектоника Большого Кавказа // Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. С. 317–340.
- Ломизе М.Г., Панов Д.И.* Амагматическая начальная фаза субдукции на Крымско-Кавказской окраине Тетиса // Геотектоника. 2001. № 4. С. 78–92.
- Москвин М.М., Семихатов М.А.* Подводно-оползневые нарушения в верхнемеловых и палеогеновых отложениях Дагестана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 10. С. 67–84.
- Омельяненко Б.И., Воловикова И.М., Дриц В.А. и др.* О содержании понятия серицит // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 5. С. 69–87.
- Панов Д.И.* Структурно-фациальное районирование Большого Кавказа на раннеальпийской стадии его развития (ранняя и средняя юра) // Бюллетень МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 1. С. 13–24.
- Панов Д.И., Ломизе М.Г.* Ранняя и средняя юра Большого Кавказа (стратиграфия и тектоника, вулканизм и геодинамическая эволюция) // Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. С. 39–110.
- Симанович И.М., Буякайте М.И., Головин Д.И. и др.* О влиянии геодинамических факторов на постседиментационный литогенез юрских терригенных комплексов Кавказа (Южный Дагестан) // Литология и полез. ископаемые. 2004. № 6. С. 638–650.
- Талицкий В.Г.* Механизм образования кливажа в обломочных горных породах // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1989. № 1. С. 19–27.
- Фролов В.Т.* Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических и палеогеографических исследований. М.: Изд-во МГУ, 1965. 180 с.
- Шолло В.Н.* Типы и условия формирования складчатости сланцевого Дагестана М.: Наука, 1964. 167 с.
- Шолло В.Н.* Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1978. 176 с.
- Юра Кавказа / Отв. ред. К.О. Ростовцев. СПб.: Наука, 1992. 192 с.

- Arkai P., Lelkes-Felvari Gy.* The effects of lithology, bulk chemistry and modal composition on illite “crystallinity” – a case study from the Bakony Mts., Hungary // *Clay Minerals*. 1993. V. 28. P. 417–433.
- Bastida F., Brime C., Garcia-Lopes S., Sarmiento G.N.* Tectono-thermal evolution in a region with thin-skinned tectonics: the western nappes in the Cantabrian Zone (Variscan belt of NW Spain) // *Int. J. Earth Sciences*. 1999. V. 88. P. 38–48.
- Battaglia S., Leoni L., Sartori F.* The Kubler index in late diagenetic to low-grade metamorphic pelites: a critical comparison of data from 10 Å and 5 Å peaks // *Clays and Clay Minerals*. 2004. V. 52. № 1. P. 85–105.
- Belmar M., Morata D., Munizaga F., et al.* Significance of K-Ar dating of very low-grade metamorphism in Triassic-Jurassic pelites from the Coastal Range of central Chile // *Clay Minerals*. 2004. V. 39. P. 151–162.
- Biševac V., Balogh K., Balen D., Tibljaš D.* Eoalpine (Cretaceous) very low- to low-grade metamorphism recorded on the illite-muscovite-rich fraction of metasediments from South Tisia (eastern Mt Papuk, Croatia) // *Geologica Carpathica*. 2010. V. 61. № 6. P. 469–481.
- Bozkaya Ö., Yalçin H.* Diagenetic to low-grade metamorphic evolution of clay mineral assemblages in Palaeozoic to early Mesozoic rocks of the Eastern Taurides, Turkey // *Clay Minerals*. 2004. V.39. P. 481–500.
- Brime C., Perri M.C., Pondrelli M., et al.* Polyphase metamorphism in the eastern Carnic Alps (N Italy–S Austria): clay minerals and conodont Colour Alteration Index evidence // *Int. J. Earth Sciences*. 2008. V. 97. № 6. P. 1213–1229.
- Crouzet C., Dunkl I., Paudel L., et al.* Temperature and age constraints on the metamorphism of the Tethyan Himalaya in Central Nepal: A multidisciplinary approach // *J. Asian Earth Sciences*. 2007. V.30. P. 113–130.
- Doublier M.P., Potel S., Wemmer K.* Age and grade of metamorphism in the eastern Monts de Lacaune – implications for the collisional accretion in Variscan externalides (French Massif Central) // *Geodinamica Acta*. 2006. V. 19. № 6. P. 391–407.
- Dritz V.A., Srodon Y., Eberl D.D.* XRD measurement of mean crystallite thickness of illite and illite/smectite: reappraisal of the Kübler index and the Scherrer equation // *Clays and Clay Minerals*. 1997. V. 132. № 2. P. 461–475.
- Eberl D.D., Velde B.* Beyond the Kubler index // *Clay Minerals*. 1989. V. 24. P. 571–577.
- Fergusson C.L., Phillips D.*  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  and K-Ar age constraints on the timing of regional deformation, south coast of New South Wales, Dachlan fold belt: problems and implication // *Australian J. Earth Sciences*. 2001. V. 48. P. 395–408.
- Frey M.* The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during Alpine orogenesis // *Sedimentology*. 1970. V. 15. № 3/4. P. 261–279.
- Frey M.* Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks // *Low temperature metamorphism*. Glasgow: Blackie, 1987. P. 9–58.
- Frey M.* Discontinuous inverse metamorphic zonation, Glarus Alps, Switzerland: evidence from illite “crystallinity” data // *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 1988. V. 68. P. 171–183.
- Garcia-Lopes S., Brime C., Bastida F., Sarmiento G.N.* Simultaneous use of thermal indicators to analyse the transition from diagenesis to metamorphism: an example from the Variscan Belt of northwest Spain // *Geol. Mag.* 1997. V. 134. № 3. P. 323–334.
- Gutierrez-Alonso G., Nieto F.* White-mica “crystallinity”, finite strain and cleavage development across a large Variscan structure, NW Spain // *J. Geol. Soc. London*. 1996. V. 153. № 2. P. 287–299.
- Hunziker J., Frey M., Clauer N., et al.* The evolution of illite to muscovite: mineralogical and isotopic data from the Glarus Alps, Switzerland // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1986. V. 92. № 2. P. 157–180.
- Kisch H.J.* Illite crystallinity: recommendations on sample preparation, X-ray diffraction setting and interlaboratory samples // *J. Metamorphic Geol.* 1991a. V. 9. № 6. P. 665–670.
- Kisch H.J.* Development of slaty cleavage and degree of very-low grade metamorphism: review // *J. Metamorphic Geol.* 1991b. V. 9. № 6. P. 735–750.
- Kligfield R., Hunziker J., Dallmeyer R.D., Schamel S.* Dating of deformation phases using K-Ar and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  techniques: results from the northern Apennines // *J. Struct. Geol.* 1986. V. 8. № 7. P. 781–798.
- Köver S., Fodor L., Judik K., et al.* Deformation history and napp stacking in Rudabanya Hills (Inner Western Carpathians) unraveled by structural geological, metamorphic petrological and geochronological studies of Jurassic sediments // *Geodinamica Acta*. 2009. V. 22. № 1–3. P. 3–29.
- Kübler B.* Les argiles, indicateurs de metamorphisme // *Rew. Inst. Franc. Petrol.* 1964. V. 19. P. 1093–1112.
- Muller W.* Strengthening the link between geochronology, textures and petrology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 206. P. 237–251.
- Muller W., Aerden D., Halliday A.N.* Isotopic dating of strain fringe increments: Duration and rates of deformation in shear zones // *Science*. 2000. V. 288. № 5474. P. 2195–2198.
- Offler R., Brime C.* Characterisation of the low-grade metamorphism in the Nambucca block (NSW, Australia) // *Revista Geologica de Chile*. 1994. V. 21. № 2. P. 285–293.
- Perry E.A., Jr.* Diagenesis and the K-Ar dating of shales and clay minerals // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1974. V. 85. P. 827–830.
- Potel S.* Very low-grade metamorphic study in the pre-Late Cretaceous terranes of New Caledonia (southwest Pacific Ocean) // *Island Arc*. 2007. V. 16. P. 291–305.
- Reuter A., Dallmeyer R. D.* K-Ar and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of cleavage formed during very low-grade metamorphism: a review // *Geol. Soc., London, Special Publications*. 1989. V. 43. P. 161–171.
- Sherlock S.C., Kelley S.P., Zalasiewicz J.A., et al.* Precise dating of low-temperature deformation: strain-fringe analysis by  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  laser microprobe // *Geology*. 2003. V. 31. № 3. P. 219–222.
- Steiger R.H., Jäger E.* Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. V. 36. P. 359–361.
- Verdel C., Niemi N., van der Pluijm B.A.* Variations in illite to muscovite transition related to metamorphic conditions and detrital muscovite content: insight from the Paleozoic passive margin of the southwestern United States // *J. Geol.* 2011. V. 119. P. 419–437.
- Wemmer K., Steenken A., Muller S., et al.* The tectonic significance of K/Ar illite-fraction ages from the San Luis Formation (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina) // *Int. J. Earth Sciences*. 2011. V. 100. P. 659–669.