

УДК 551.25

Ю.О. Гаврилов¹, Ю.В. Кущева², И.В. Латышева³, А.И. Гуцин⁴, А.Л. Соколова⁵**МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ, ИЗОТОПНЫЕ (K–AR) И СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЮРСКОГО ТЕРРИГЕННОГО КОМПЛЕКСА В РАЗНЫХ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ (БОЛЬШОЙ КАВКАЗ, ЧЕЧНЯ — ГРУЗИЯ)⁶**

Рассмотрены изменения структурно-текстурных, минералогических и геохимических (радиологических) характеристик терригенных отложений J_{1-2} вдоль профиля по р. Чанты-Аргун (Горная Чечня и Грузия), который пересекает зоны с различным типом деформаций отложений — от северной зоны с относительно слабо измененными породами до южной зоны с интенсивными деформациями слоев и развитием кливажа. Вдоль профиля — в южном направлении — эти изменения сопровождаются сменой ассоциаций глинистых минералов, политипных модификаций слюдястых минералов, их индекса кристалличности и др. Возрастание интенсивности вторичных изменений пород, степени развития кливажа приводит к изменениям в поведении K–Ar-системы, что выражается в существенном уменьшении измеренного радиологического возраста отложений при одновременном увеличении их стратиграфического возраста.

Ключевые слова: Большой Кавказ, терригенный комплекс, постдиагенетические преобразования, глинистые минералы, K–Ar изотопная система, радиологический возраст, стресс, кливаж.

The variations in structural, textural, mineralogical and geochemical (radiometric) characteristics in the lower to middle Jurassic siliciclastic sediments of the transect across Chanty-Argun R., Mountain Chechnya and Georgia are considered. This transect crosses areas of different types of deformations from northern zone of weak deformation to southern zone of intensive deformation and cleavage. The southward change in clay mineral associations, polytypical modifications of mica minerals, their crystallinity index, a.o. are observed along the transect. The increase of intensity of secondary alternations of the rocks and dimensions of cleavage enabled the change in K–Ar-system. This is resulted in significantly younger values of measured radiologic age corresponding to older stratigraphic age.

Key words: Greater Caucasus, terrigenous complex, postdiagenetic alterations, clay minerals, K–Ar isotopic system, radiometric age, stress, cleavage.

Введение. Юрский терригенный комплекс занимает в структуре Большого Кавказа особое положение, будучи наиболее крупной по объему формацией, мощность которой достигает в осевой части горного сооружения 8–10 км, комплекс распространен на большей части его территории. Формирование комплекса происходило на протяжении ранней и средней юры, т.е. в течение более 35 млн лет. Вместе с тем литологически он довольно однороден — преобладают песчано-глинистые отложения, в резко подчиненном количестве присутствуют вулканогенно-осадочные образования, известняки крайне редки. Занимая значительную территорию складчатого сооружения Б. Кавказа, ниже- и среднеюрские толщи в разных его частях испытали существенно различные деформации и

претерпели разные по интенсивности постседиментационные преобразования.

Исследование и реконструкция этих процессов на площади развития терригенного комплекса, оценка временных интервалов их проявления чрезвычайно важны для выяснения динамики формирования как этого мощнейшего осадочного комплекса, так и сооружения Б. Кавказа в целом. Наиболее эффективный подход к разрешению этой проблемы — исследования вдоль геологических профилей, пересекающих все поле развития ниже- и среднеюрских (J_{1-2}) отложений вкост их общекавказского простираения от зон, в которых вторичные изменения проявились слабо, до зон, где породы претерпели наиболее интенсивные преобразования. Ранее такого рода исследования

¹ Геологический институт РАН, заведующий лабораторией, докт. геол.-минерал. н.; *e-mail:* gavrilov@ginras.ru; yugavrilov@gmail.com

² Геологический институт РАН, науч. с.; *e-mail:* kushcheva@ginras.ru

³ Геологический институт РАН, науч. с.; *e-mail:* irkalatysheva@gmail.com

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, канд. геол.-минерал. н., доцент; *e-mail:* alexmsu-824@mail.ru

⁵ Геологический институт РАН, главный специалист; *e-mail:* gin@ginras.ru

⁶ Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 15-05-07556).

выполнены вдоль профилей по долинам рек Терек (Центральный Кавказ), Белая (Адыгея), Аварское Койсу (Дагестан) [Буякайте и др., 2002, Гаврилов, 2005; Гаврилов и др., 2012; Кушева и др., 2007]. Близкие по целям и задачам исследования И.М. Симанович провел в Южном Дагестане на правом берегу р. Самур [Симанович и др., 2004].

Мы приводим результаты структурно-текстурных, минералогических и изотопных исследований по профилю вдоль долины р. Чанты-Аргун в горной части Чечни и Грузии (рис. 1). Если характеристики осадочных толщ, которые пересекает профиль по р. Терек, отображают обстановки седиментогенеза и вторичных преобразований, присущих центральной части Б. Кавказа — Дигоро-Осетинской и Псеашхинской структурно-фациальным зонам (СФЗ), а профиль по р. Аварское Койсу — восточной части Б. Кавказа — Агвали-Хивской и Метлюта-Ахтычайской СФЗ, то профиль по р. Чанты-Аргун занимает промежуточное положение, пересекая отложения в области, переходной между ними. Однако отметим, что по характеру выделяемых здесь литолого-стратиграфических комплексов осадочные толщи в районе р. Чанты-Аргун больше тяготеют к Восточному Кавказу.

Предыдущие исследования ниже- и среднеюрского комплекса Б. Кавказа показали, что его породы претерпели разного рода постдиагенетические преобразования, происходившие вследствие воздействия на них повышенных температуры, геостатического давления, но прежде всего преобразования обусловлены влиянием импульсов интенсивных боковых нагрузок (стресса), вызвавших глубокие вещественные трансформации и формирование кливажа. Ранее в работах [Гаврилов, 2005; Гаврилов, Ципурский, 1997; Гаврилов и др., 1992, 2012; Буякайте и др., 2003; Кушева и др., 2007] показано, что преобразования рассматриваемых отложений заключались в изменении минеральных ассоциаций глинистых минералов, полиптипии и степени окристаллизованности слю-

дистых минералов и др. Формирование кливажа сопровождалось растворением части исходных терригенных минералов и образованием новых, при этом происходило перераспределение элементов или их соединений, что сопровождалось, в частности, изменениями в соотношении материнских и дочерних изотопов. С периодами перестройки изотопных систем связан новый запуск «радиологических часов», что позволяет с определенной долей погрешности оценить временной интервал постдиагенетического преобразования пород.

Проблема изменения изотопных систем в глинистых породах J_{1-2} ранее рассматривалась на примере других отложений в западной, центральной и восточной частях Б. Кавказа. Установлено, что в зонах, в которых отложения не подверглись интенсивным вторичным преобразованиям, радиологический возраст заметно больше стратиграфического и в той или иной мере отражает возраст пород источников сноса осадочного материала, соответствует позднему, а иногда и среднему палеозою. В зонах развития кливажа, напротив, наблюдается омоложение пород по сравнению со стратиграфическим возрастом на несколько десятков миллионов лет, а иногда более чем на 100 млн лет.

При этом установлено, что в разных зонах интенсивность вторичных изменений толщ различна. Выяснение характера и динамики проявления постдиагенетических преобразований юрского терригенного комплекса на значительной площади позволит построить модель его формирования, что в свою очередь существенно уточнит сценарий развития Б. Кавказа в целом.

Объект и методы исследований. При исследованиях юрского терригенного комплекса фиксировался общий тип деформаций, характер деформационных структур и текстур в разных частях профиля. Для комплексного изучения минералогических особенностей отложений отобрано около 90 образцов пород из толщ с возрастом от позднего плинсбаха до бата.

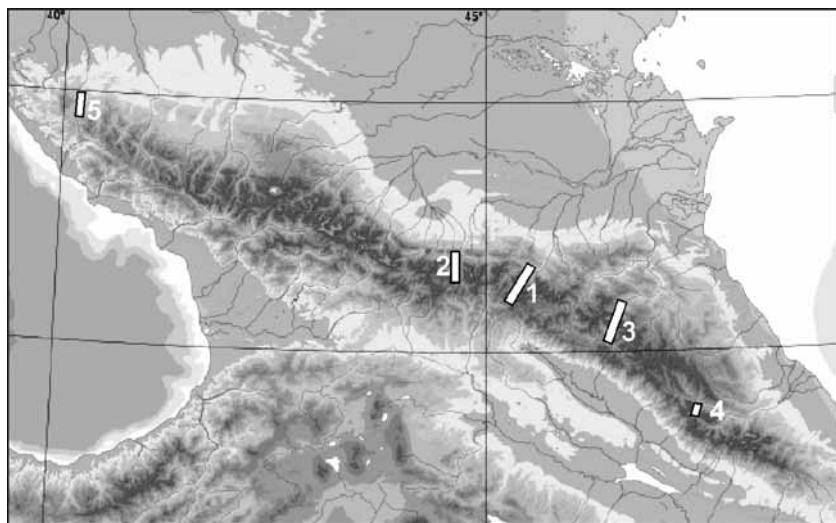


Рис. 1. Карта рельефа Большого Кавказа и расположение на ней разрезов (геологических профилей), пересекающих поле развития юрских терригенных отложений, для которых получены данные К-Аг измерений радиологического возраста пород, их текстурно-структурные и минералогические характеристики: 1–5 — профили: 1 — р. Чанты-Аргун, 2 — р. Терек, 3 — р. Аварское Койсу, 4 — правобережье р. Самур, 5 — р. Белая

Для определения фазового состава фракции <0,001 мм глинистых пород исследованы ориентированные препараты и порошки этих образцов с помощью дифрактометров «ДРОН-2» (Cu K α) и «D8 Advance» (фирма «Bruker»). Установлено присутствие в образцах слюдяных минералов, каолинита и хлорита в разных сочетаниях. На дифрактограммах природных ориентированных препаратов выявлены целочисленные или очень близкие к целочисленным серии базальных отражений 00l с $d(001) \approx 10 \text{ \AA}$, характерные для слюдяных минералов. При насыщении препаратов глицерином на дифрактограммах ряда образцов наблюдаются небольшие смещения первого базального отражения 001 в сторону больших углов, что свидетельствует о присутствии разбухающих (2:1) слоев в слюдяных минералах [Дриц, Сахаров, 1976]. В соответствии с классификацией слюдяных минералов с разным содержанием разбухающих слоев [Омельяненко и др., 1982] изученные слюды разделены нами на 2 группы: серициты, содержащие <5% разбухающих слоев, и гидрослюды, в которых количество разбухающих слоев колеблется в пределах 5–10%, в некоторых образцах до 15%.

Для установления возможных отличий политипных модификаций слюд и определения параметров их элементарных ячеек часть образцов изучена с помощью электронографического метода косых текстур (ЭКТ). Образцы, содержащие хлорит, были подвергнуты предварительной обработке для его удаления. Исследования проводили на электронографе ЭР-100 при ускоряющем напряжении 100 кВ. Расшифровка полученных ЭКТ, выполненная С.И. Ципурским, позволила установить, что в образцах присутствуют слюдяные минералы политипных модификаций 1М и 2М₁, соотношения которых в разных частях профиля существенно меняются [Гаврилов, 2005].

В разных частях профиля степень кристаллизованности слоистых силикатов различна. Для оценки этого параметра часто используют индекс кристалличности (ИК). Несмотря на то что ИК обладает рядом недостатков [Freu, 1970; Drits et al., 1997], при большом количестве определений значения ИК демонстрируют статистически достоверную картину, реально отображающую изменения, которые происходили со слоистыми силикатами. Мы определяли ИК слюд путем измерения ширины рефлекса 10 \AA слюдяного минерала на его полувысоте в $^{\circ}2\theta$ [Kübler, 1964; Kisch, 1991]. Результаты измерений ИК показаны на рис. 2, В.

В связи с тем, что в пределах профиля кливаж развит неравномерно, для оценки его интенсивности необходимы количественные показатели [Талицкий, 1989; Гаврилов и др., 1999, 2012]. Первые признаки кливажа, фиксируемые в шлифах в виде разобщенных кливажных зон, проявляются при 5–7%-й деформации укорочения; при 10–15%-й —

в породах наблюдается отчетливая текстура, а при 20–25%-й — кливаж пронизывает породу по всей площади и выглядит вполне совершенным. Эту шкалу мы применили для приблизительной оценки величины деформации пород на уровне минеральных зерен (рис. 2, Г).

Для выявления основных трендов эволюции изотопных систем вследствие интенсивных вторичных преобразований проведены исследования с использованием К–Аг-метода, который по ряду причин оказался наиболее информативным для решения этих задач. Анализировали как выделенную из пород глинистую фракцию <0,001 мм, так и сами породы. Содержание радиогенного аргона измеряли из навесок массой 60–90 мг на масс-спектрометрическом комплексе МИ 1201ИГ методом изотопного разбавления. Плавление проб происходило при температуре 1600–1800 $^{\circ}\text{C}$. Чистота трасера — моноизотопа ^{38}Ar — составляла 97,5%. Погрешность определения содержания радиогенного аргона не превышала $\pm 1\%$. Доля воздушного аргона в пределах 5–10%. Погрешность рассчитанного возраста составляла 2–2,5%; она контролировалась сходимостью повторных измерений проб, а также по воспроизводимости анализов стандартных образцов. В расчетах возраста использовали константы $\lambda_{\epsilon} = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; $\lambda_{\beta} = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; $^{40}\text{K}/\text{K} = 1,167 \cdot 10^{-4}$ [Steiger, Jäger, 1977]. Отметим, что в работах [Буякайте и др., 2002; Симанович и др., 2005], в которых обсуждалась проблема вторичных изменений J_{1–2} пород Кавказа, исследовалось также поведение Rb–Sr-системы, показана хорошая сходимость результатов определения радиологического возраста, полученных этими методами.

Структурно-фациальная зональность, характер залегания и степень дислоцированности нижне- и среднеюрских отложений. Для ранне- и среднеюрского палеобассейна Б. Кавказа была характерна продольная структурно-фациальная зональность [Леонов, 1966; Панов, 1988; Панов, Ломизе, 2007; Юра Кавказа, 1992]. Различным СФЗ присущ свой тип разреза, под которым понимают его стратиграфический объем, полноту слагающих его отложений, их вещественный состав, мощность и др. Выделенные на этой основе зоны соответствуют определенным палеотектоническим элементам прогиба Б. Кавказа: в раннеюрское и ааленское время — осевому трогу и его обрамлению — северному и южному бортам; в байосе и бате — системам прогибов северного и южного склонов и разделяющей их полосе центральных геоантиклинальных поднятий [Панов, 1988]. Структурно-фациальные зоны, выделяемые в западной и центральной частях Северного Кавказа, несколько отличаются от зон, характерных для восточнокавказского сегмента.

Разрез по р. Чанты-Аргун расположен между изученными нами ранее профилями по долинам

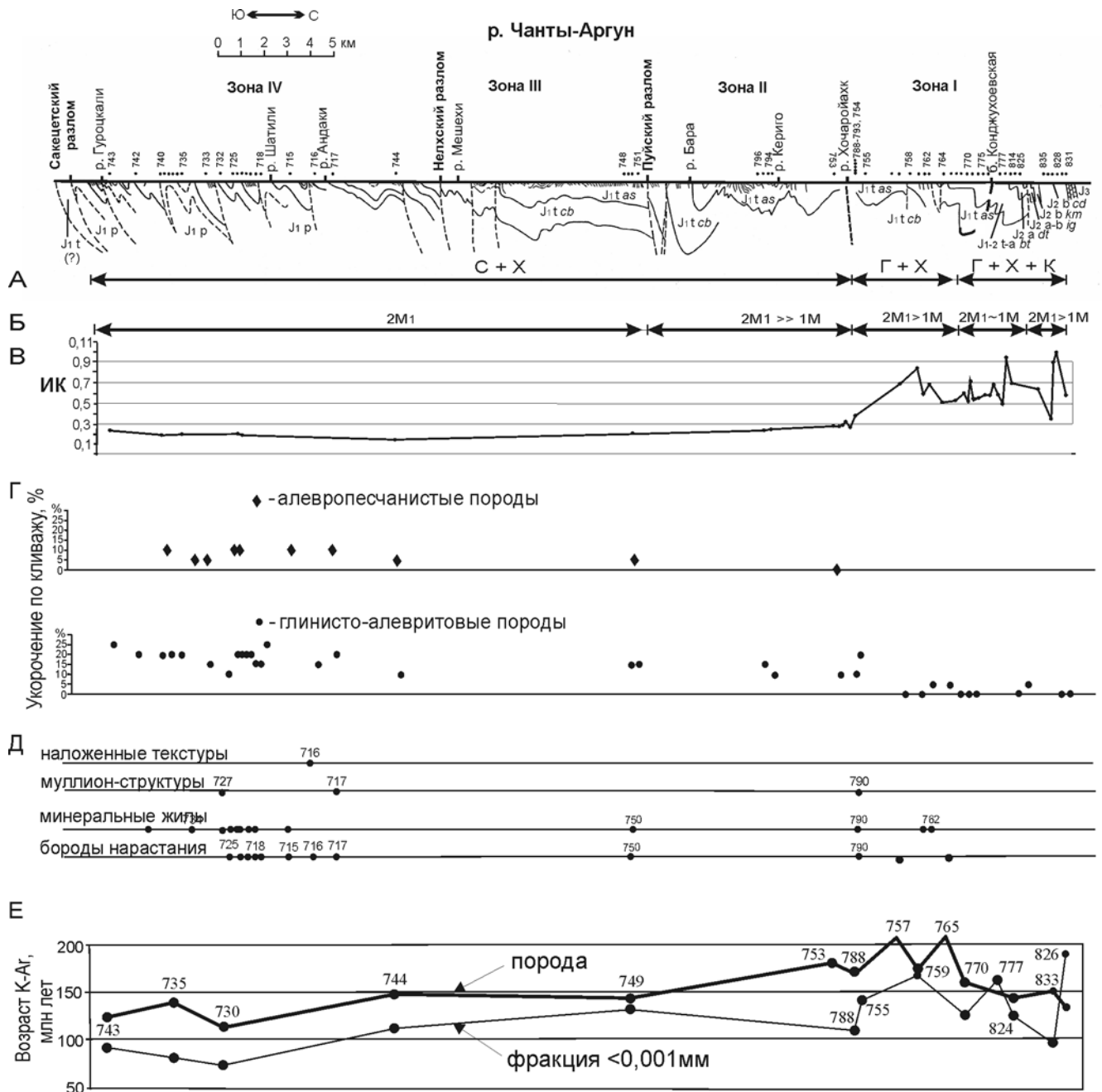


Рис. 2. Геологический профиль по р. Чанты-Аргун (построен А.И. Гушиным и Д.И. Пановым) и текстурно-структурные, минералогические и геохимические характеристики юрских терригенных отложений: А — ассоциации глинистых минералов (г — гидрослюда, к — каолинит, х — хлорит, с — серицит); Б — соотношение политипных модификаций слюдяных минералов 1М и 2М₁; В — индекс кристалличности слюдяных минералов (ИК); Г — величина укорочения по кливажу для песчано-алевритовых и для алевритово-глинистых пород (в процентах); Д — текстурно-структурные образования, возникшие в результате интенсивных постдиагенетических процессов; Е — рассчитанный К-Аг-возраст отложений, полученный по данным измерений по породе (толстая линия), по фракции <0,001 мм (тонкая линия). Цифры — номера образцов

рек Терек (Центральный Кавказ) и Аварское Койсу (Восточный Кавказ). Палеогеографически эти районы существенно различались. В лейасе-аалене в центральнокавказском секторе бассейна область Дигоро-Осетинской СФЗ представляла собой ступенчатый склон бассейна — от мелководных шельфовых отложений на севере до относительно более глубоководных на юге. Псеашинская СФЗ соответствовала северному обрамлению осевого трога бассейна. Образование осадочных толщ в восточной (прежде всего в Дагестанской) части

бассейна происходило под влиянием крупной реки — дельтовый комплекс протягивался с юго-востока на северо-запад более чем на 200 км. Проксимальная часть авандельты определяла режим седиментации в пределах Агвали-Хивской СФЗ, а дистальная — в Метлюта-Ахтычайской СФЗ.

В целом характер разрезов ниже- и среднеюрских отложений в чеченской части бассейна — промежуточный, но все же больше тяготеет к восточнокавказскому, так как здесь можно вы-

делить близкие по литологическому наполнению региональные свиты Восточного Кавказа, наиболее отчетливо выраженные в разрезах Дагестана. Нижне- и среднеюрские отложения в районе р. Чанты-Аргун представлены морскими фациями, преимущественно более глубоководными, чем в разрезе района р. Аварское Койсу, т.е. генетически отложения ассабской–игатлинской свит (рис. 3) представляют собой образования дистальных частей авандельты. Их песчаность уменьшается, а мощность увеличивается, при этом сохраняется общий характер цикличности [Гаврилов, 2005; Панов, Гущин, 1993; Фролов, 1965].

В раннебайосское время в результате тектонической перестройки региона и развития мощной трансгрессии дельта переместилась на несколько сотен километров севернее [Гаврилов, 2005; Гаврилов и др., 1989]. Толща байоса–бата представлена морскими глинисто-алевритовыми породами (рис. 3), которые с угловым несогласием перекрыты карбонатной верхнеюрской толщей.

Геологический профиль по р. Чанты-Аргун пересекает с севера на юг следующие СФЗ: Агвали-Хивскую, соответствующую северному борту прогиба; Метлюта-Ахтычайскую — северное обрамление трога; южнее, по мнению Д.И. Панова, расположена система крупных тектонических пластин, принадлежащих системе Главного Кавказского хребта, которые можно отнести к образованиям трога палеопргиба Большого Кавказа.

Вдоль профиля степень дислоцированности слоев с севера на юг заметно возрастает. Учитывая разный характер деформаций, а также степень развития в породах кливажа, распределение в отложениях ассоциаций глинистых минералов, значения индекса кристалличности слюдястых минералов и их политипных модификаций, а также ряд других параметров, в пределах профиля можно выделить 4 зоны (рис. 2). В этих зонах перечисленные параметры характеризуются сходством их количественных и качественных значений, изменяясь при переходе в смежную зону. В зоне I слои смяты в широкие открытые складки, осложненные разрывами, и только в самой северной ее части слои байосских и батских отложений образуют узкую крутую моноклиаль с падением слоев в северных румбах. По характеру деформаций эта зона имеет бóльшее сходство с профилем по р. Терек, чем по р. Аварское Койсу, где слои образуют широкую и пологую моноклиаль. На юге зона I протягивается до устья р. Хачаройахк — правого притока р. Чанты-Аргун.

Южнее выделяются следующие зоны: II — до Пуйского разлома, III — между Пуйским и Нелхским разломами, IV — на юг от Нелхского разлома. Степень дислоцированности слоев в пределах зоны IV максимальна. Здесь развиты небольшие (от нескольких метров до нескольких десятков метров) складки, преимущественно с острыми килевид-

ными замками, встречаются также наклонные и редкие опрокинутые складки. Толща разбита многочисленными разрывами разной амплитуды, содержит альпийские жилы, заполненные кварцем и хлоритом.

С севера на юг меняется также тип пород. В зоне I глинистые породы представлены светло- и темно-серыми аргиллитами, часто с коричневатым оттенком, который зависит от степени обогащения пород органическим веществом. В породах хорошо различимы седиментационные структуры и текстуры. В зонах с интенсивной складчатостью и кливажом (особенно в среднелейасовой толще)

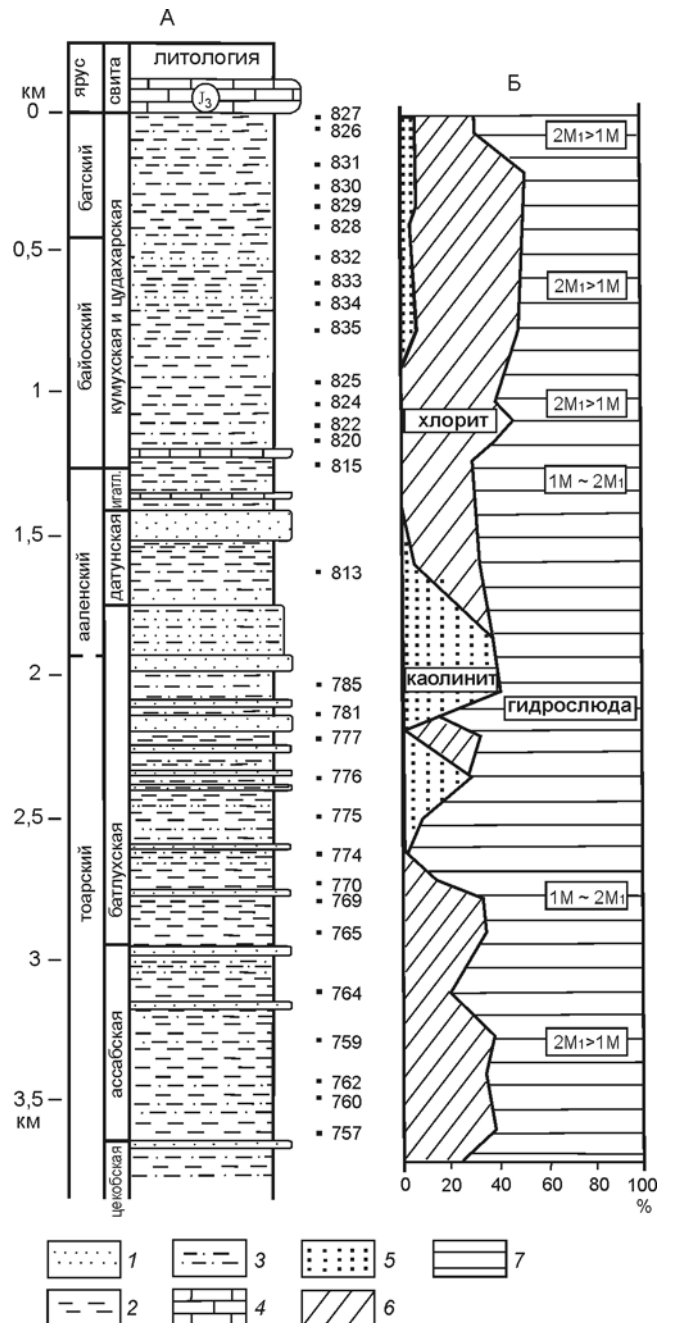


Рис. 3. Литолого-стратиграфическая колонка тоар-батских отложений зоны I (А) и распределение в них ассоциаций глинистых минералов (Б): 1 — песчаники, 2 — глинистые отложения, 3 — глинисто-алевритовые отложения, 4 — известняки, 5 — каолинит, 6 — хлорит, 7 — слюдястые минералы

распространены твердые, раскалывающиеся со звоном и расщепляющиеся на уплощенные пластинки вдоль кливажных плоскостей глинистые сланцы. Цвет сланцев темно-серый, часто почти черный. Седиментационные текстуры в кливажированных сланцах распознаются с трудом.

Аргиллиты и глинистые сланцы существенно различаются по степени воздействия на них постдиagenетических процессов и представляют собой крайние члены ряда глинистых пород, между которыми существуют переходные разности.

Распределение глинистых минералов в нижне- и среднеюрских отложениях. Распределение глинистых минералов в разрезе J_{1-2} вдоль профиля по долине р. Чанты-Аргун вполне закономерное и имеет черты сходства с таковым в более восточных и западных разрезах. Здесь в пределах зоны I, соответствующей северной части Агвали-Хивской СФЗ, сохранились ассоциации, которые сформировались в основном на стадии осадконакопления тоар-батских отложений, их состав в значительной степени зависел от состава источников осадочного материала. Как видно на рис. 2, А, здесь развита преимущественно гидрослюда-хлорит-каолинитовая ассоциация. Каолинит в этом разрезе присутствует в существенном количестве только в отложениях батлукской свиты и в виде второстепенной примеси в датунской свите, относительно небольшое его количество появляется в верхнебайосских и батских аргиллитах. Распределение в разрезе хлорита и слюдяных минералов также варьирует, что установлено по соотношению интенсивности рефлексов 7 и 10 Å. Максимум содержания слюдяных минералов наблюдается в нижней половине батлукской свиты, а в байосе и бате, как и в разрезе по р. Аварское Койсу, количество слюдяных минералов уменьшается до <50% (в более низких частях разреза такое соотношение не отмечено).

В расположенной южнее части профиля (юг Агвали-Хивской СФЗ и Метлюта-Ахтычайская СФЗ, зоны II–IV) развиты минеральные ассоциации, возникшие в результате интенсивных вторичных преобразований и перекристаллизации первичного силикокластического вещества. При движении в южном направлении исчезает каолинит, уменьшается количество разбухающих смектитовых межслоев в гидрослюдах и, наконец, появляется серицит-хлоритовая ассоциация, развитая на большей части профиля.

Отчетливо выражены также закономерности распределения политипных модификаций слюдяных минералов. Из разных частей профиля методом электронографии изучены 10 образцов (табл. 1, образцы 730–833, исследования выполнены С.И. Ципурским). Вне зоны развития кливажа в аргиллитах повсеместно фиксируются 2 фазы слюдяных минералов — 1М и 2М₁ в разных соотношениях. В кливажированных глинистых

сланцах содержится только слюда 2М₁, в составе которой иногда выделяются слюды, несколько различающиеся по составу, что согласуется с дифрактометрическими данными. Особо отметим, что на дифрактограммах некоторых образцов значение $d(001)$ слюд превышает 10 Å, что может быть показателем присутствия в их структурах катионов NH_4^+ , частично замещающих межслоевой калий.

Таблица 1

Параметры элементарных ячеек слюдяных минералов в отложениях разреза J_{1-2} по р. Чанты-Аргун

Номер образца	Параметры элементарной ячейки				Политипные модификации слюдяных минералов и их соотношения		Стратиграфический возраст отложений, в которых отобраны образцы
	a, Å	b, Å	c, Å	β , град.			
826	5,21	9,03	20,14 10,23	95,7 101,27	2М ₁ 1М	2М ₁ >1М	бат
833	5,21	9,03	20,1 10,21	95,77 101,17	2М ₁ 1М	2М ₁ >1М	байос
824	5,21	9,02	20,1 10,18	95,68 101,26	2М ₁ 1М	2М ₁ >1М	
815	5,21	9,02	20,15 10,23	95,7 101,4	2М ₁ 1М	2М ₁ ~1М	
770	5,21	9,02	20,14 10,23	95,77 101,32	2М ₁ 1М	2М ₁ ~1М	аален
759	5,21	9,02	20,15 10,24	95,7 101,22	2М ₁ 1М	2М ₁ >1М	
788	5,21	9,02	20,15 10,21	95,79 101,26	2М ₁ 1М	2М ₁ >>1М	
755	5,21	9,03	20,08 10,19	95,72 101,18	2М ₁ 1М	2М ₁ >>1М	тоар
735	5,21	9,03	20,12	95,75	2М ₁		верхний плинсбах
730	5,21	9,03	20,1	95,75	2М ₁		

С севера на юг вдоль профиля вполне закономерно меняется степень кристаллизованности слюдяных минералов. В пределах зоны I величина индекса кристалличности варьирует от 0,5 до ~1,0. Но уже в зоне II ИК снижается до 0,3, а далее в зонах III и IV до 0,19–0,2 (в одном образце даже до 0,15). Область наиболее резких изменений глинистых минералов совпадает с зоной быстрого нарастания степени кливажированности пород.

Таким образом, в нижне- и среднеюрском разрезе по р. Чанты-Аргун в целом закономерности распределения в разрезах глинистых минералов схожи с теми, которые были установлены в Северной Осетии и Грузии (р. Терек), а также в Дагестане (р. Аварское Койсу).

Характеристика деформационных текстур. Деформационные текстуры в песчаниках, алевролитах, аргиллитах, глинистых сланцах изучали в шлифах. Характер деформационных текстур в породах из разных зон существенно различен. В северной зоне (зона I, образцы № 758–777, 813–831) деформационные текстуры отсутствуют (рис. 4, А, а); только в единичных образцах глинистых пород (образцы № 764 и 826) наблюдаются редкие зоны

растворения, величина деформации укорочения в которых не превышает 5% (рис. 4, А, б). Образование этих зон растворения, видимо, связано с локальным стрессовым напряжением вблизи разрывных нарушений. Изредка в породах этой зоны встречаются минеральные жилки небольшой мощности ($<0,1$ мм) — плоскостные, изогнутые, иногда ветвящиеся, заполненные изометричными кристаллами кварца (рис. 4, А, в), образовавшиеся в условиях локального растяжения. Морфология кристаллов свидетельствует об их свободном росте в условиях быстрого раскрытия трещин [Кирмасов, 2011].

В пределах зоны II почти во всех образцах пород развивается зональный кливаж. Насыщенные породы кливажными плоскостями неравномерное — в породе наблюдается чередование зон сгущения кливажа и его отсутствия (рис. 4, А, г). Кливаж лучше выражен в глинистых прослоях, деформация укорочения в которых достигает 10%, иногда 15% (рис. 4, А, д), а в одном образце (№ 790) в некоторых прослоях — до 20% (рис. 4, А, е). В песчанистых прослоях кливажные зоны развиты слабее, чем в глинистых.

Механизм образования кливажных зон подробно описан в работе [Талицкий, 1989]. Разная величина деформации укорочения в соседних прослоях связана в первую очередь с различным количеством в них контактов зерен, на которых происходят концентрация напряжений и растворение под давлением. Поэтому при переходе кливажных зон из песчанистых прослоев в глинистые увеличивается их количество, но при этом они становятся более тонкими (рис. 4, А, з).

Иногда протяженные кливажные зоны разделяют фрагменты более прочного алевролитового прослоя, в которых кливаж отсутствует (рис. 4, А, ж). Такая картина может возникнуть на начальной стадии образования кливажных муллионов — деформационной текстуры, представляющей собой фрагменты более крупнозернистых прослоев в форме длинных брусвидных образований, разделенных кливажными зонами [Кирмасов, 2011].

В породах повсеместно наблюдается изгибание и образование пучков кливажных плоскостей на границах слоев разного гранулометрического состава (рис. 4, А, з), что свидетельствует о доскладчатом происхождении кливажа на стадии продольного укорочения слоев [Талицкий, 1989]. В одном образце кливажные зоны расположены вдоль осей мелких складок, простирание практически не меняется в замках и на крыльях. Такое соотношение кливажа со складками может быть связано с тем, что образование кливажа продолжалось и после образования складок, на стадии общего сплющивания толщ вследствие стресса. Установлены и другие деформационные текстуры, которые можно отнести к одному структурному парагенезу с кливажными зонами, в частности,

бороды нарастания в тенях давления рудных зерен. Они представляют собой симметричные минеральные новообразования на противоположных краях включений рудных минералов. Бороды нарастания, образовавшиеся в условиях локального растяжения [Кирмасов, 2011], сложены мелкими волокнистыми кристаллами кварца и чешуйками серицита, ориентированными параллельно кливажным зонам, длина которых не превышает 0,05 мм (рис. 4, А, е).

В целом породы в зоне II характеризуются средними значениями величины деформации укорочения (10–15%), однако в породах, около границы зон I и II отмечены ее более высокие значения — до 20%; здесь же встречаются бороды нарастания, минеральные жилы, а также признаки начальных стадий формирования муллионов.

В пределах зоны III величина деформации укорочения в глинистых породах составляет ~15%, в алевропесчаниках она не превышает 5%. Характер кливажа в породах этой зоны свидетельствует о том, что он образовался также на стадии продольного укорочения слоев. В отличие от пород, слагающих зону II, во всех образцах пород из зоны III наблюдаются деформационные текстуры. Кливажные зоны отмечены и в песчанистых прослоях. По характеру складчатых и разрывных деформаций эта зона переходная между двумя соседними зонами. Породы, слагающие ее, характеризуются средними значениями деформации, сходными со значениями для пород зоны II, их можно считать переходными от относительно слабодеформированных пород к сильнодеформированным.

Породы зоны IV претерпели наиболее сильные деформации в пределах всего профиля по р. Чанты-Аргун. Здесь наблюдается наибольшее разнообразие деформационных микротекстур (рис. 2, Д). В глинистых породах отмечено интенсивное развитие совершенного кливажа, величина деформации укорочения в них составляет $>20\%$ (рис. 4, Б, б). В алевропесчаниках и алевролитах деформационные текстуры проявлены слабее. Направление кливажных плоскостей в алевроитовых и глинистых прослоях часто не совпадает, т.е. кливаж преломляется на границе слоев (рис. 4, Б, а), что также указывает на преимущественно доскладчатое образование кливажа [Гаврилов и др., 1999]. На границах гранулометрически разных прослоев часто образуются пучки кливажных зон за счет сгущения кливажных поверхностей (рис. 4, Б, в).

В породах зоны IV часто наблюдаются кливажные муллионы — вытянутые фрагменты алевролитового прослоя, недеформированные внутри, но смещенные один относительно другого вдоль кливажных зон или пучков кливажа (рис. 4, Б, г). Кливажные муллионы образуются в результате неравномерного развития кливажа в слоистых породах при сжатии вдоль слоистости. В глинистых

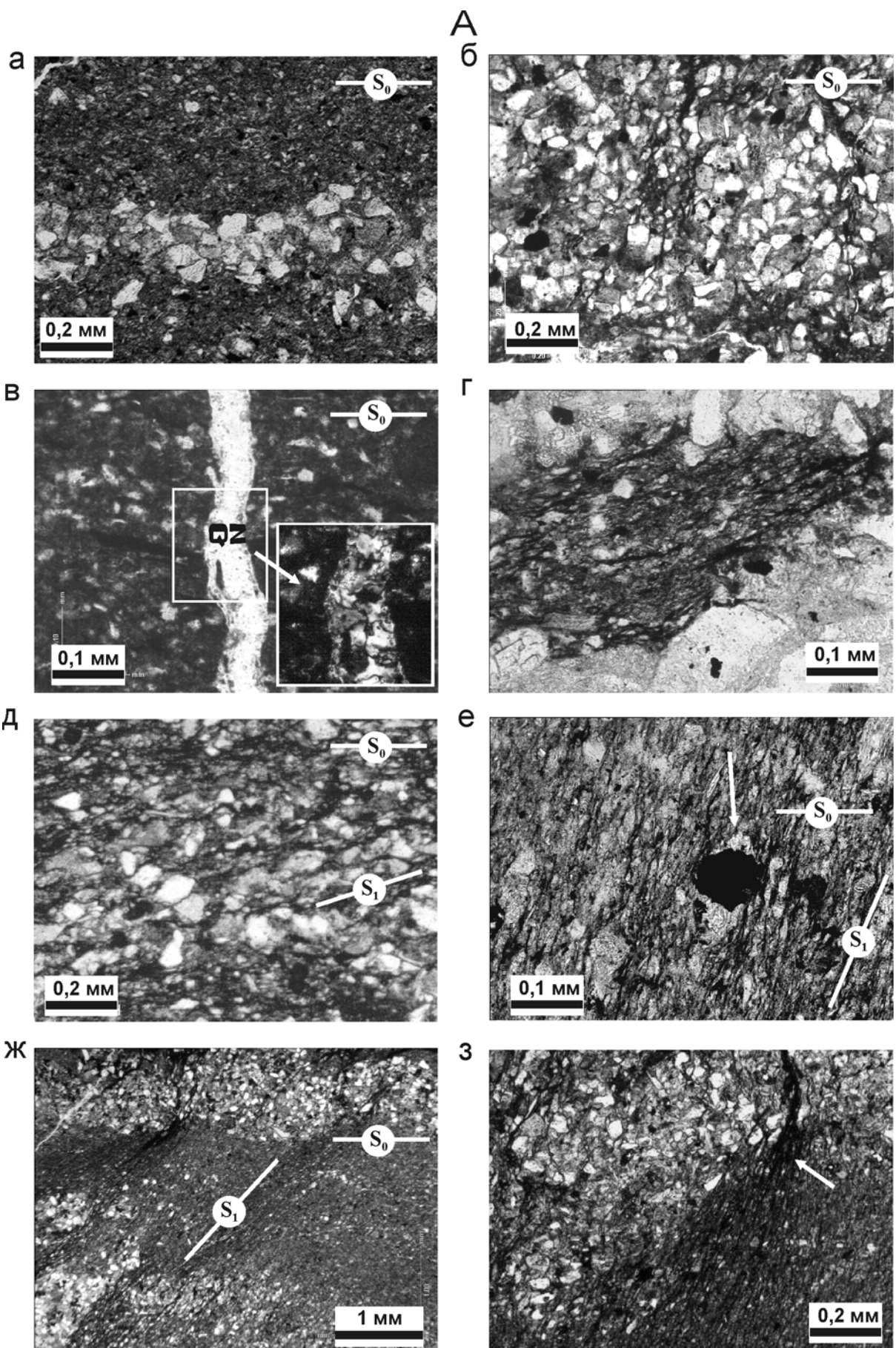


Рис. 4. Микрофотографии пород из разных частей профиля с различной степенью выраженности деформационных текстур. S_0 — ориентировка слоистости, S_1 — ориентировка межзернового кливажа, S_2 — ориентировка кливажа плейчатости, Qz — кварц, Chl — хлорит, Ser — серицит. А — деформационные текстуры пород в северной и центральной частях профиля, зона I: а — недеформированная порода (образец 829); б — величина деформации укорочения <5% (образец 826); в — кварцевая жилка (образец 759); зона II: г — величина деформации укорочения 10%, кливаж зональный (образец 753); д — то же, 15% (образец 795); е — то же, 20% (образец 790); ж — зональный послынный кливаж и начальная стадия образования муллионов (образец 790); з — пучки кливажа на границе слоев (образец 790)

породах развивается более частый кливаж, а в алевритовых прослоях — редкий. При дальнейшей деформации отдельные фрагменты слоев все сильнее смещаются вдоль кливажных швов [Кирмасов, 2011]. Присутствие кливажных муллионов может свидетельствовать о более сильной и длительной деформации этих пород по сравнению с породами из других частей профиля.

В породах, слагающих этот блок, иногда наблюдается кливаж плейчатости — кливажные

зоны разделяют микролитоны, внутри которых наблюдается более ранняя текстура межзернового кливажа. Во время изгиба слоев в складки в результате изменения структурного плана деформации по образовавшимся ранее кливажным зонам (S_1) формируются новые кливажные зоны (S_2) другого простирания (рис. 4, Б, д). Кливаж плейчатости всегда сопровождается микроскопической складчатостью, в которую сминаются образовавшиеся ранее кливажные зоны [Талицкий, 1989].

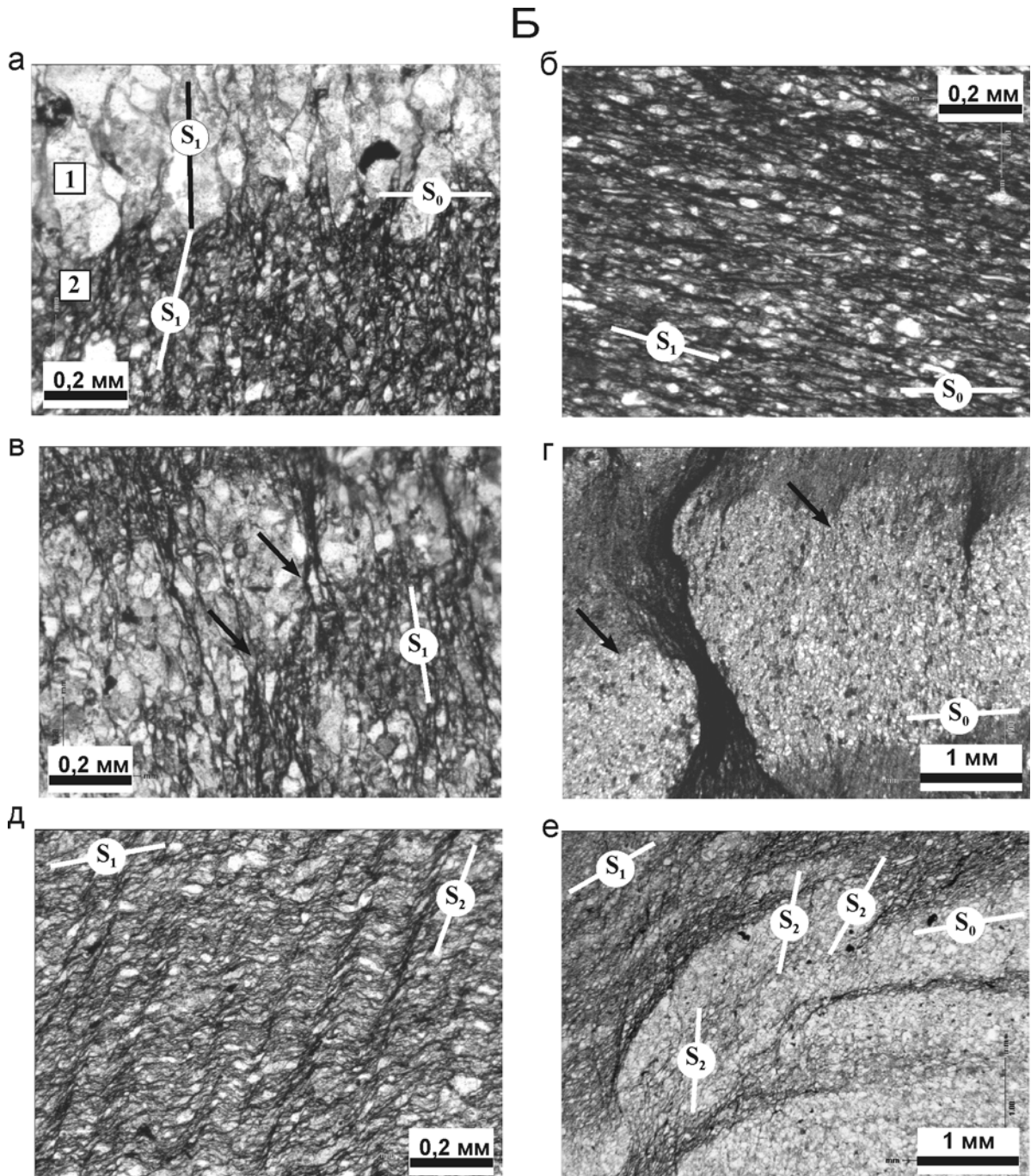


Рис. 4 (продолжение). Б — деформационные текстуры пород в южной части профиля (зона IV), слоистость пород ориентирована горизонтально: а — послойный кливаж сопровождается преломлением кливажных зон на границе слоев, величина деформации укорочения различна — в песчаных прослоях 5%, в алевритовых 20% (образец 717); б — величина деформации укорочения 25% (образец 723); в — пучки кливажа на границах слоев (образец 717); г — кливажные муллионы (образец 727); д — текстура кливажа плейчатости S_2 , наложенная на межзерновой кливаж S_1 (образец 716); е — кливаж плейчатости S_2 в замке микроскладки (образец 716)

В замках некоторых складок кливажные зоны веерообразно расходятся (рис. 4, Б, е). Веерообразные кливажные зоны представляют собой зоны кливажа плейчатости (S_2), который сформировался до смятия слоев в складки и, следовательно, также имеет доскладчатое происхождение. Так как кливаж плейчатости выявлен не во всех образцах, то его образование можно связать с повышенным напряжением вблизи разрывных нарушений или в замках складок. Аналогичные текстуры установлены также в сходных обстановках при изучении терригенных пород профиля по долине р. Терек. Появление в породах кливажа плейчатости, наложенного на межзерновой кливаж, обусловлено неоднократным воздействием сильных стрессовых напряжений на толщу пород [Гаврилов и др., 1999].

В образцах пород из этого блока наблюдается наибольшее количество бород нарастания, образовавшихся в тенях давления зерен. Широкая распространенность и относительно большая длина этих деформационных текстур свидетельствуют о самой значительной величине деформации пород в пределах изученного профиля. Бороды нарастания имеют полиминеральный состав, а около крупных зерен пирита часто бывают зональными — внутренняя зона сложена хлоритом, внешняя — волокнистым кварцем (рис. 4, Б, ж). Некоторые бороды нарастания сложены волокнистыми кристаллами кварца и серицита (рис. 4, Б, з), ориентировка которых близка к простиранию кливажных зон, поэтому, они, вероятно, образовались в условиях одного поля напряжений, их можно отнести к одному структурному парагенезу. Разное строение бород нарастания может свидетельствовать об изменчивости условий деформации пород даже в пределах одного блока. Видимо, в связи с этим последовательность формирования минералогической зональности может не совпадать в разных микротекстурах. В пределах зоны IV присутствуют минеральные жилки с разными строением и составом, сложенные изометричными кристаллами кальцита, кварца. Некоторые жилки пересекают как слоистость, так и кливажные зоны, что указывает на их образование после кливажа или на поздней стадии его формирования.

Как видно на рис. 2, Д, в породах зоны IV наблюдается большое разнообразие микротекстур, что свидетельствует о неоднократно происходивших импульсах деформаций.

В целом полученные данные свидетельствуют о неоднородности деформаций пород в пределах профиля — с севера на юг, т.е. в направлении к осевой части Кавказского хребта величина деформации возрастает, наблюдаются наложенная текстура кливажа плейчатости, зональные минеральные жилы и бороды нарастания в тенях давления (рис. 2, Г, Д). Образование кливажа началось в условиях сжатия, на начальной стадии продольного укорочения, до складчатости.

Величина деформации укорочения, определяемая по кливажу, различна в разных породах. Глинистые породы, как правило, характеризуются большим количеством кливажных зон, чем песчанистые, и наблюдаемые значения величины деформации укорочения в глинистых породах выше. При переходе из песчанистых пород в глинистые кливажные зоны становятся более частыми и тонкими, как правило, образуют пучки кливажа. Деформация слоистого блока пород в целом складывается из величины деформации на разных уровнях — внутризерновом, межзерновом, уровне слоев и блоков [Талицкий, 1997]. Различную величину деформации на уровне зерен (по степени развития межзернового кливажа) можно объяснить тем, что они компенсируются неоднородной деформацией на других уровнях — при смятии слоев в складки (уровень слоев) и перемещении по разрывам отдельных блоков пород (уровень блоков).

Образование кливажа плейчатости связано с изменением ориентировки полей напряжений в процессе деформации. На более поздних этапах, в условиях небольшого растяжения образовались минеральные жилки разного состава. Деформация пород происходила в несколько этапов, в разной степени затрагивая отложения разных частей профиля. Наиболее сильным и длительным изменениям подверглись породы в южной части профиля в результате неоднократных проявлений импульсов стресса.

Результаты изотопных исследований. Данные изотопных исследований приведены на рис. 2, Е и в табл. 2. Комплекс параметров, присущих глинистым минералам, свидетельствует об относительно слабых постдиагенетических преобразованиях глинистых ниже- и среднеюрских отложений в северной части профиля (зона I). Поэтому здесь данные радиологического изучения возраста пород в наибольшей степени соответствуют возрасту источников сноса осадочного материала. Как видно на рис. 2, Е в соответствии с данными табл. 2 наибольшие значения изотопного К–Аг-возраста характерны для тоар-ааленской части разреза зоны I, превышая в некоторых пробах 200 млн лет; в байос-батских отложениях радиологический возраст пород меньше.

В расположенных южнее зонах II, III, IV наблюдается закономерное уменьшение значений измеренного радиологического возраста, минимальные значения отмечены для самой южной части профиля (75–92 млн лет в образцах фракций <0,001 мм, рис. 2, Е). Подчеркнем, что в пределах всего профиля значения радиологического возраста, измеренные в образцах фракций, как правило, меньше измеренных в валовых образцах пород (за исключением единичных образцов).

Результаты исследований и их обсуждение. Полученные данные свидетельствуют о суще-

ственных различиях интенсивности проявления вторичных преобразований пород в пределах профиля, пересекающего юрские терригенные толщи в горной части Чечни и Грузии. К факторам, которые обусловили эти преобразования, относятся геостатическая нагрузка, температура, боковой стресс. Воздействие этих факторов на минералогеохимические и текстурно-структурные особенности юрских пород ранее обсуждались в работах [Буякайте и др., 2003; Гаврилов, 2005; Гаврилов и др., 2012].

В северной зоне I вскрыты верхнетюрские–баскские отложения мощностью ~4 км. В дальнейшем они были перекрыты верхнеюрскими, меловыми и, видимо, нижнепалеогеновыми толщами, мощность которых можно оценить в 3,5 км. Здесь при отсутствии развитого кливажа или локального и слабого его проявления факторы геостатической нагрузки и температуры играли ведущую роль в постдиагенетических процессах. Как показано выше, в этой зоне сохранились ассоциации таких глинистых минералов, как гидрослюда с разным содержанием смектитовых межслоев (до 15%), каолинит, хлорит. Можно предположить, что изначально в отложениях могла присутствовать примесь смектита, но в свободном виде она не сохранилась. Разнообразие минеральных ассоциаций свидетельствует о сохранении в значительной мере в этой зоне первичных ассоциаций, возникших на стадии осадконакопления. Возможно, с этими факторами связано также увеличение содержания в южной части зоны I политипной модификации слюдяных минералов 2M₁ по сравнению с содержанием модификации 1M. Но кардинальные литолого-геохимические изменения здесь не наблюдаются.

В зонах, расположенных южнее, напротив, происходили существенные изменения пород: усиливался кливаж, глинистые минералы представлены однообразной слюда-хлоритовой ассоциацией, в слюдах почти исчезли разбухающие межслои (<5%), уменьшаются значения индекса

Таблица 2

Результаты К–Аг-измерений валовых проб породы (в) и тонких фракций (ф) образцов глинистых пород J₁₋₂ Северо-Восточного Кавказа (район р. Чанты-Аргун)

Номер п.п.	Номер образца	К, %	Аг, мкг/г	Возраст, млн лет
1	743в	4,07	0,0203	124
2	743ф	4,98	0,0183	92,5
3	735в	2,51	0,01404	139
4	735ф	3,89	0,0136	85
5	730в	2,55	0,0117	115
6	730ф	4,23	0,0125	75,5
7	744в	2,64	0,0158	148
8	744ф	3,06	0,0131	111
9	749ф	3,77	0,0205	135
10	749в	2,54	0,01474	143
11	753в	2,59	0,01717	163
12	788ф	4,43	0,01997	112
13	788в	2,8	0,02165	189
14	755ф	3,8	0,022	143
15	757в	2,52	0,02152	207
16	759в	2,31	0,0162	172
17	759ф	4,05	0,028	170
18	765в	2,88	0,025	210
19	770в	3,25	0,0207	157
20	770ф	4,33	0,02153	124
21	777ф	4,94	0,0329	163
22	824в	2,61	0,015	142
23	824ф	4,57	0,02306	125
24	833в	2,16	0,01315	150
25	833ф	4,08	0,01578	97
26	826в	4,2	0,02303	136
27	826ф	5,2	0,04016	188

Кюблера, что свидетельствует о повышении степени кристалличности слюдяных минералов. С севера на юг зона совместного сосуществования политипных модификаций слюд 1M и 2M₁ сменяется областью развития модификаций слюд 2M₁, причем переход от зоны поликомпонентных

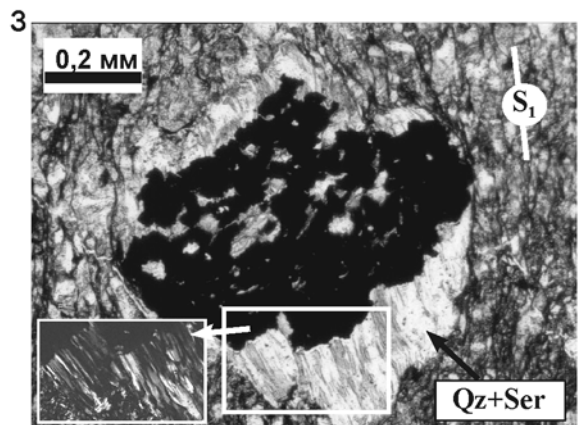
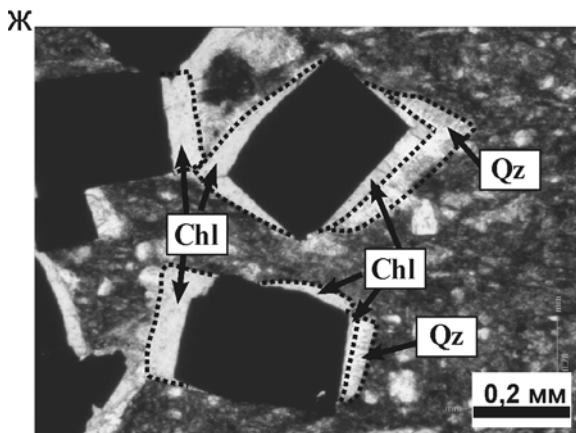


Рис. 4. Б (окончание) ж — зональные бороды нарастания в тенях давления около крупных кристаллов пирита (образец 723); з — бороды нарастания, сложенные волокнистыми кристаллами кварца и серицита (образец 717)

ассоциаций к серицит-хлоритовой ассоциации и области развития слюды модификации $2M_1$ достаточно быстрый и происходит на протяжении нескольких километров.

Особо рассмотрим изменения радиологического возраста пород вдоль профиля. Поскольку профиль по р. Чанты-Аргун пересекает ниже- и среднеюрские толщи, слагающие северное крыло мегантиклинория Б. Кавказа, то их стратиграфический возраст в северном направлении уменьшается от позднего плинсбаха (~190 млн л. н.) до бата (~165 млн л. н.).

В отличие от стратиграфических данных результаты определения радиологического возраста юрских пород показывают, что наиболее древний К-Аг-возраст характерен для южной части зоны I (северное окончание профиля), который достигает здесь в ааленских отложениях 210 млн лет (аален датируется 175,6–171,6 млн лет). В разрезе по р. Терек в отложениях, находящихся примерно в такой же структурной позиции, наиболее древние значения К-Аг-возраста достигают 212–278 млн лет, а в районе Аварского Койсу — 200–260 млн лет.

Для байос-батских отложений разреза по р. Чанты-Аргун, т.е. стратиграфически наиболее молодых, характерны более низкие значения радиологического возраста — ~97–150 млн лет (геохронологически интервал байос-бат датируется ~171,6–164,7 млн лет). Таким образом, измеренные значения возраста здесь существенно меньше стратиграфических и сопоставимы с радиологическим возрастом пород из южной части профиля, претерпевших существенные постдиагенетические преобразования. В разрезе по р. Терек в одном образце батских пород также установлен «молодой» возраст — ~90 млн лет.

Итак, изменения значений радиологического возраста вдоль профиля демонстрируют следующую тенденцию. Для всей южной части профиля (зоны II–IV) и северной части зоны I характерны «омоложенные» значения по сравнению со стратиграфическими. Южной части зоны I (верхний тоар-аален) присущи наиболее «древние» величины измеренного возраста (рис. 2, Е).

Нелинейно также распределение политипных модификаций слюд в пределах профиля. Как показано на рис. 2, Б, вся южная часть профиля представляет собой область распространения слюд $2M_1$; резкое преобладание слюд $2M_1$ над $1M$ характерно для северной и южной частей зоны I, в средней же части этой зоны установлена смешанная ассоциация слюд с примерно равным содержанием модификаций $1M$ и $2M_1$.

Чтобы судить о воздействии постдиагенетических процессов на минералогические и геохимические характеристики пород, следует оценить состав первичного осадочного материала, накапливавшегося в Северокавказском сегменте лейсааленского и байос-батского бассейнов.

Наиболее вероятный ответ на этот вопрос дают результаты исследования юрских отложений в Дагестане по профилю вдоль долины р. Аварское Койсу [Гаврилов и др., 2012]. Здесь по минералогическим и радиологическим параметрам терригенных толщ картина несколько иная, чем вдоль профиля по р. Чанты-Аргун: преобладание гидрослюды $1M$ над $2M_1$ в верхах разреза (в том числе в байосе и бате), значительные величины радиологического возраста пород (200–250 млн лет). Связано это с тем, что существовавшая в лейасе-аалене в восточной части палеобассейна дельта крупной реки, которая приносила сюда основную долю осадочного материала, хотя и мигрировала в байос-батское время на север, но по-прежнему играла ведущую роль в поставке осадочного материала в палеоводоем, что определяло характер накапливавшихся здесь осадков. При этом значительная величина радиологического возраста отражает возраст источников сноса материала, находившихся в более северных районах [Гаврилов и др., 2012].

Вместе с тем полученные данные показывают, что к западу от р. Аварское Койсу — в разрезах по р. Чанты-Аргун и р. Терек — в байос-батской части разреза доминирует слюда модификации $2M_1$, в существенно подчиненном количестве присутствует модификация $1M$; происходит также заметное омоложение радиологического возраста пород. Эти изменения, по нашему мнению, обусловлены следующими причинами.

В байосское время произошла структурная перестройка региона — в осевой части прогиба Б. Кавказа образовалась система поднятий, что привело к распаду единого бассейна на два — южный и северный. Соответственно в ряде районов северного палеобассейна возникли новые источники сноса терригенного материала. Это, в частности, нашло отражение в появлении иной ассоциации акцессорных минералов в песчано-алевритовых породах [Безбородов, 1961]. Возникшие поднятия были сложены терригенными добайосскими, очевидно, в основном лейасовыми отложениями, которые к тому времени претерпели существенные постдиагенетические изменения, в них уже был развит кливаж. В результате эрозии этих поднятий и сноса осадочного материала в водоем в осадках появилось гораздо больше гидрослюды политипной модификации $2M_1$ вплоть до ее абсолютного преобладания. Однако по сравнению с породами из зоны развития кливажа, где слюды также представлены модификацией $2M_1$, байос-батские гидрослюды содержат некоторое количество разбухающих межслоев и хуже кристаллизованы [Гаврилов, 2005; Гаврилов и др., 1999]. Этой же причиной объясняется и полученное по данным изотопных исследований существенное омоложение байос-батских пород, поскольку размывались отложения поднятий осевой зоны Б. Кавказа, уже

подвергшихся существенной переработке вследствие нескольких импульсов стресса.

На рис. 2 видно, что основные и наиболее резкие изменения минералого-геохимических и текстурно-структурных характеристик юрских отложений происходят на сравнительно узком интервале, приуроченном к одному из крупных разломов (видимо, аналог системы суаргомских разломов в более западных областях Северного Кавказа). Вопрос о возможных причинах возникновения такого рода переходных зон рассматривался при обсуждении их появления на профиле по р. Терек [Гаврилов, 2005]. По нашему мнению, это обусловлено следующими причинами. Такого рода крупные разломы субкавказского простирания были конседиментационными (к ним бывают приурочены оползневые тела). По таким разломам в лейасе и аалене происходило погружение расположенных южнее областей юрского прогиба, соответственно, склон палеобассейна здесь был ступенчатым с опущенными южными блоками. В дальнейшем при возникновении импульсов бокового стресса этот перегиб в рельефе склона выполнял функции жесткого упора, и толщи, накопившиеся в прогибе к югу от него, подвергались максимальному воздействию сжимающих напряжений, в то время как толщи, расположенные севернее, оставались относительно слабоизмененными. Расположенные на профиле южнее Пуйский и Нелхский разломы на начальных стадиях развития прогиба Б. Кавказа — при первых импульсах стресса — выполняли, очевидно, аналогичные функции и обусловили разную степень вторичных преобразований пород в разных блоках. Однако в дальнейшем более поздние импульсы стресса повлияли на их общую глубокую переработку, что сгладило существовавшие ранее между ними литолого-геохимические различия, привело к их унификации.

Как следует из приведенных выше данных, важный результат изучения особенностей развития кливажа и других вторичных текстур вдоль профиля по р. Чанты-Аргун — подтверждение многоактности его формирования, а соответственно, и проявления импульсов стресса. О неоднократно происходивших импульсах деформаций свидетельствует появление в породах кливажа плейчтости, а также большое разнообразие микротекстур — присутствие кливажных муллионов, разное строение борозд нарастания и др. Деформации пород, происходившие в несколько этапов, в разной

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Безбородов Р.С. Литология верхнелейасовых и среднеюрских отложений центральной части северного склона Кавказа в связи с перспективами их нефтегазоносности // Геология и нефтегазоносность юга СССР. Л.: Гостоптехиздат, 1961. С. 107–254.

Буякайте М.И., Гаврилов Ю.О., Герцев Д.О. и др. К–Аг и Rb–Sr изотопные системы пород юрского тер-

степени затрагивали отложения в разных частях профиля — наиболее интенсивным и длительным изменениям подверглись породы лейаса, приближенные к осевой части палеобассейна.

Заключение. В результате детальных структурно-геологических, минералогических и геохимических исследований ниже- и среднеюрского терригенного комплекса Восточного Кавказа установлено, что вдоль профиля по долине р. Чанты-Аргун (Чечня, Грузия), пересекающего поле развития юрских отложений, в направлении с севера на юг наблюдается увеличение степени дислоцированности отложений — от моноклинально залегающих или смятых в пологие складки слоев до зоны интенсивной складчатости. Усиление деформации отложений сопровождалось развитием кливажа — от его полного отсутствия в северной части профиля до совершенного в толщах Метлюта-Ахтычайской СФЗ. Наиболее интенсивный кливаж установлен в зонах, приближенных к крупным региональным разрывам, которые существовали длительное время и были в ранне- и среднеюрское время конседиментационными.

В том же направлении с севера на юг закономерно усиливалась интенсивность постседиментационных преобразований отложений, менялись их минералогические и геохимические характеристики. Существенные изменения претерпели глинистые минералы — распространенная в северной части профиля гидрослюда-хлорит-каолинитовая ассоциация сменилась на серицит-хлоритовую, в слюдяных минералах исчезли разбухающие межслои, в северной части профиля преобладают слюды политипной модификации 1М, которые в южной части профиля сменяются модификацией 2М₁, здесь же уменьшается величина индекса кристалличности слюд.

Преобразования сопровождаются изменением радиологического возраста пород, измеренного с помощью К–Аг-метода. Изначальный возраст осадков, отражающий возраст источников осадочного материала, оценивается как преимущественно каменноугольно-триасовый. Омоложение возраста отложений вследствие интенсивных вторичных преобразований в разных частях профиля могло достигать 100 млн лет и более. Преобразования пород юрского терригенного комплекса происходили в значительной степени под влиянием сжимающих напряжений — стресса, многократные импульсы которого начали проявляться в лейасе и продолжались до кайнозоя.

ригенного комплекса Большого Кавказа // Литология и полезные ископаемые. 2003. № 6. С. 613–621.

Гаврилов Ю.О. Динамика формирования юрского терригенного комплекса Большого Кавказа: седиментология, геохимия, постседиментационные преобразования. М.: ГЕОС, 2005. 301 с.

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 полезные ископаемые. 1999. № 1. С. 58–77.

Гаврилов Ю.О., Гуцин А.И., Стафеев А.Н. Динамика накопления осадочных толщ в ранне- и среднеюрское время на Северном Кавказе (опыт реконструкции) // Литология и полезные ископаемые. 1989. № 5. С. 82–102.

Гаврилов Ю.О., Кущева Ю.В., Латышева И.В., Герцев Д.О. К–Аг-система, литолого-минералогические и структурно-геологические характеристики юрского терригенного комплекса Северо-Восточного Кавказа // Литология и полезные ископаемые. 2012. № 6. С. 543–561.

Гуцин А.И., Панов Д.И. О стратиграфии нижнеюрских отложений антиклинория Бокового хребта (Дагестан) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1983. № 5. С. 19–28.

Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. 350 с.

Кирмасов А.Б. Основы структурного анализа. М.: Научный мир, 2011. 368 с.

Кущева Ю.В., Латышева И.В., Головин Д.И., Гаврилов Ю.О. Текстурно-структурные, минералогические и изотопно-возрастные характеристики юрских терригенных отложений Северо-Западного Кавказа (разрез по р. Белой) // Литология и полезные 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.

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) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63, вып. 1. С. 13–24.

Панов Д.И., Гуцин А.И. Стратиграфия нижне- среднеюрских отложений северного склона Восточного Кавказа (Агвали-Хивская зона) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68, вып. 1. С. 48–64.

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. 15–110.

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 полезные ископаемые. 2004. № 6. С. 638–650.

Талицкий В.Г. Механизм образования кливажа в обломочных горных породах // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1989. № 1. С. 19–27.

Талицкий В.Г., Галкин В.А. Структурная организация геологической среды и некоторые закономерности ее динамических перестроек // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1997. № 2. С. 12–17.

Фролов В.Т. Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических и палеогеографических исследований. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1965. 180 с.

Юра Кавказа. СПб.: Наука, 1992. 192 с.

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. Vol. 132, N 2. P. 461–475.

Frey M. The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during Alpine orogenesis // Sedimentology. 1970. Vol. 15, N 3/4. P. 261–279.

Kisch H.J. Illite crystallinity: recommendations on sample preparation, X-ray diffraction setting and interlaboratory samples // J. Metamorphic Geol. 1991. Vol. 9, N 6. P. 665–670.

Kübler B. Les argiles, indicateurs de metamorphisme // Rev. Inst. Franc. Petrol. 1964. Vol. 19. P. 1093–1112.

Steiger R.H., Jäger E. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmology // Earth Planet. Sci. Lett. 1977. Vol. 36. P. 359–361.

Поступила в редакцию
20.05.2015