

УДК 551

К-Аг И Rb-Sr ИЗОТОПНЫЕ СИСТЕМЫ ПОРОД ЮРСКОГО ТЕРРИГЕННОГО КОМПЛЕКСА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

© 2003 г. М. И. Буйкайте, Ю. О. Гаврилов, Д. О. Герцев, Д. И. Головин,
Д. И. Панов*, Ю. В. Кущева

Геологический институт Российской академии наук

119017 Москва, Пыжевский пер., 7, e-mail: gavrilov@geo.tv-sign.ru

**Геологический факультет Московского государственного университета*

119899 Москва, Воробьевы горы

Поступила в редакцию 26.03.2003 г.

Рассматривается поведение К-Аг и Rb-Sr изотопных систем глинистых пород юрского терригенного комплекса Большого Кавказа, отобранных вдоль геологического профиля по р. Терек. Показано, что эти породы испытали интенсивные постдиагенетические преобразования, сопровождавшиеся существенными изменениями минерального состава пород и изотопных К-Аг и Rb-Sr систем. Ведущим фактором вторичных минеральных и геохимических преобразований пород в зонах развития кливажа являлся боковой стресс. Величина уменьшения радиологического возраста пород по сравнению с их стратиграфическим возрастом достигает 100 млн лет и более. Установленная в пробах южного крыла антиклинория цифра возраста около 50 млн лет является отражением палеоцен-эоценовой фазы тектонической активности, проявления которой известны как на Кавказе, так и в других местах Средиземноморского складчатого пояса.

Крупные осадочные комплексы складчатых областей в процессе своей эволюции от стадии диагенеза до этапов погружения их на значительные глубины, а также воздействия на них интенсивных боковых нагрузок (стресса) и образования кливажа претерпевали глубокие минералогические и геохимические изменения. В терригенных комплексах минеральные преобразования глинистых отложений выражаются прежде всего в изменении минеральных ассоциаций, увеличении степени окристаллизованности минералов, изменении их полиптипии и др. Развитие кливажа сопровождается растворением части исходных терригенных минералов и образованием новых; при этом, естественно, происходит перераспределение элементов или их соединений. Эти геохимические процессы вызывают изменения в соотношении материнских и дочерних изотопов. Такая перестройка изотопных систем может приводить к новому запуску радиологических часов, что позволяет фиксировать время постдиагенетических преобразований отложений. Поэтому данные изотопных исследований нередко используют для оценки времени преобразования пород под воздействием повышенных температур и давлений, в том числе времени деформаций пород, формирования кливажа. В частности, С. Тернер с соавторами [Turner et al., 1994] показали, что химическая дифференциация вещества, связанная с кливажом, привела к новому запуску рубидий-стронциевых часов в позднпротерозойских метаосадках Аделаиды, что позволило датировать это событие. Подобные работы по рубидий-стронциевым

системам вторичных минералов выполнены В. Мюллером с соавторами [Muller et al., 2000], а результаты изучения калий-аргоновых систем изложены в работах [Dallmeyer, Reuter, 1989; Fergusson, Phillips, 2001; Hailiang et al., 1997; Kraus et al., 1999; Sherlock et al., 2003, Wright, Dallmeyer, 1991 и др.].

Проблема изменений изотопных систем в глинистых породах крупного терригенного комплекса рассматривалась нами на примере ниже- и среднеюрских отложений центральной части Большого Кавказа. Исследования проводились вдоль геологического профиля, пересекающего все поле распространения ниже- и среднеюрских толщ Центрального Кавказа по долине р. Терек (рис. 1). Образцы пород были отобраны из толщ всех возрастов от синемюра до бата.

СТРОЕНИЕ ЮРСКОГО ТЕРРИГЕННОГО КОМПЛЕКСА И МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПО ПРОФИЛЮ ВДОЛЬ р. ТЕРЕКА

Геологическое строение района, его тектоническое развитие и стратиграфия юрских толщ рассматривалось в многочисленных публикациях [Ренгартен, 1932; Гуцин, Панов, 1992; Юра Кавказа, 1992; Панов, 2001, 2003 и др.], минеральный состав пород и их вторичные преобразования обсуждались в работах [Гаврилов, 2003; Гаврилов и др., 1992, 1999, 2000].

На профиле по р. Терек тесно сближены несколько структурно-фациальных зон нижней и

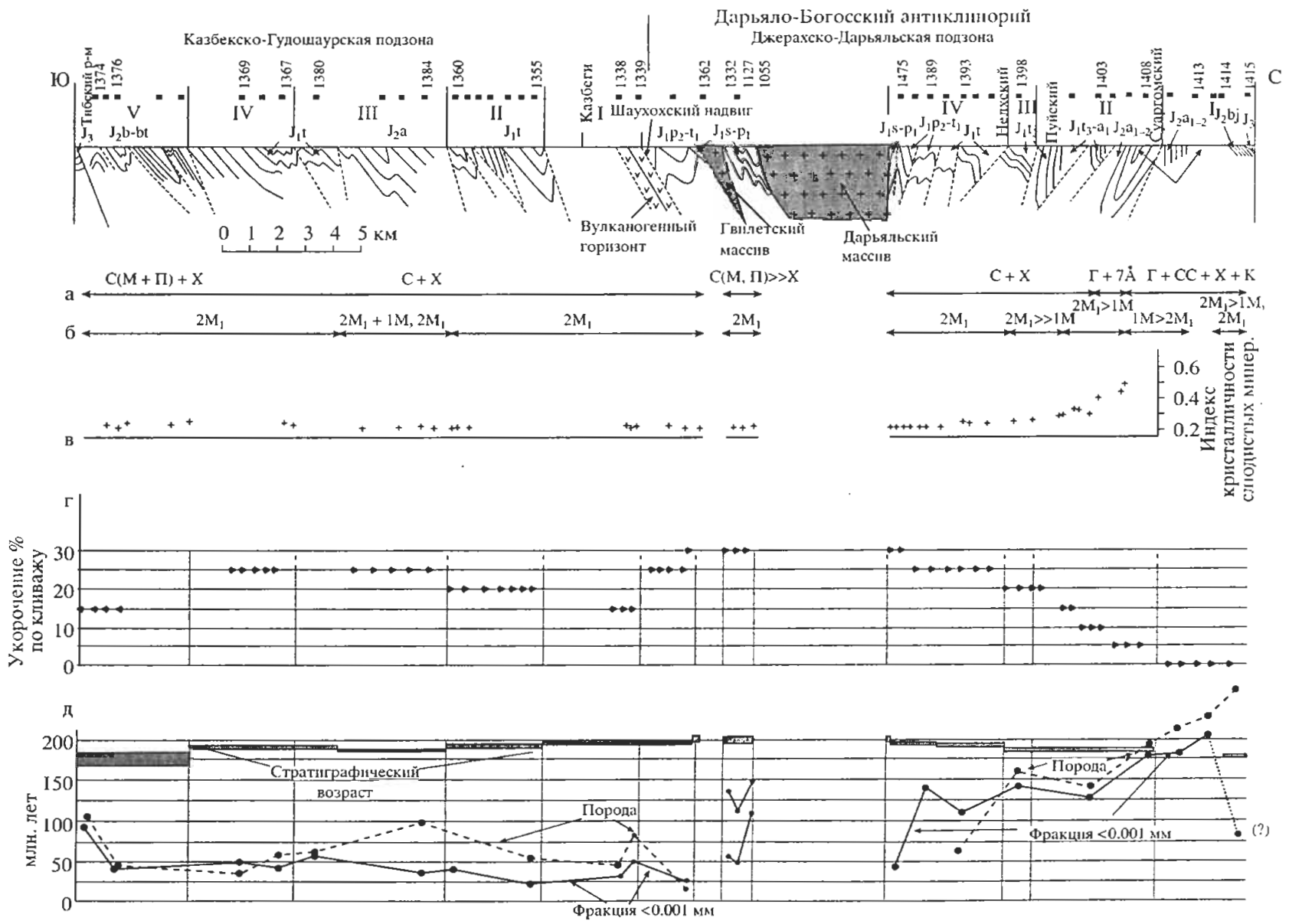


Рис. 1. Геологический профиль по долине р. Терек и распределение вдоль него минералогических, петроструктурных и геохимических характеристик пород. а – ассоциации глинистых минералов (К – каолинит, Х – хлорит, СС – смешанослойный минерал слюда-сметит, С – серицит, М – мусковит, Π – парагонит, 7 Å – бертьери); б – соотношение политипных модификаций слюдястых минералов; в – индекс кристалличности слюдястых минералов; г – величина укорочения по кливажу (в процентах); д – стратиграфический и рассчитанный К-Аг возраст отложений.

средней юры, которые различаются своими стратиграфическими разрезами, тектонической структурой, составом отложений и степенью их постдиагенетических преобразований.

Нижне- и среднеюрские отложения слагают здесь осевую часть мегантиклинория Большого Кавказа. Продольным Шаухохским надвигом полоса их выходов разделяется на две части (см. рис. 1). Северная часть – западное окончание асимметрично построенного Дарьяло-Богосского антиклинория. В его осевой части выступают Дарьяльский и Гвилетский массивы палеозойских гранитоидов. Южное крыло сохранилось фрагментарно, будучи срезано Шаухохским надвигом. Более широкое северное крыло представляет собой крутую моноклинал с отдельными складками, расчлененную продольными разрывами (Суаргомский, Пуйский, Нелхский) на 4 блока (пластины). В этой части профиля с севера на юг стратиграфический возраст отложений увеличивается от байоса до синемюра.

Южная часть полосы нижне- и среднеюрских отложений представляет собой чешуйчато-надвиговую систему южного склона аккреционного типа строения. Это серия тектонических пластин (5 наиболее крупных), разделенных надвигами, падающими к северу. Возраст отложений, слагающих пластины, последовательно уменьшается с севера (верхний плинсбах) на юг (байос–бат), а сами отложения в каждой пластине располагаются в нормальной стратиграфической последовательности с падением слоев на север.

Северная и южная части профиля в целом различаются по степени развития кливажа: в южной части интенсивно кливажированы все породы, в северной – кливаж развит слабее, а в некоторых блоках отсутствует вовсе (см. рис. 1г). Так, в пластине I северного крыла Дарьяло-Богосского антиклинория кливаж не отмечен. В пластине II он появляется, и степень кливажированности пород увеличивается к югу. Отчетливо выраженный кливаж отмечается в пластинах III и IV и особенно интенсивно в осевой части антиклинория. В последнем случае это сопровождается возникновением мплонитовых или катаклазитовых текстур. В южной части профиля кливаж развит повсеместно, но особенно интенсивно в III и IV пластинах, где им затронуты как мелко – так и грубообломочные породы, что свидетельствует о значительных складчато-надвиговых деформациях [Гаврилов и др., 1999, 2001].

Увеличение интенсивности кливажа от полного отсутствия до максимального развития сопровождается в том же направлении минеральными изменениями (особенно резкими в блоке II северной части профиля): происходит смена ассоциаций глинистых минералов от гидрослюда + смешанослойный минерал гидрослюда/сметит + ка-

олинит + хлоритовой к серицит + хлоритовой, изменение соотношения политипных модификаций слюд (от $1M > 2M_1$ к $2M_1 \gg 1M$), увеличение степени кристалличности слюд (см. рис. 1а, 1б, 1в).

Породы юрского терригенного комплекса претерпели в некоторых его частях существенные минеральные и петроструктурные преобразования, так что вполне естественным было ожидать также изменений в изотопных системах. Для установления характера и степени этих изменений были проведены соответствующие геохимические исследования.

МЕТОДИКА ПОДГОТОВКИ ПРОБ И АНАЛИТИЧЕСКАЯ ТЕХНИКА

Исследовалась представительная выборка глинистых пород, отобранных из отложений, обнажающихся вдоль профиля по долине р. Терек и ее притоков, который пересекает все поле развития нижне- и среднеюрских толщ в центральной части Большого Кавказа. Положение изученных проб на профиле показано на рис. 1.

Всего изучены 23 образца валовых проб и выделенных из них тонких фракций меньше одного микрона. Породы представляли собой как аргиллиты (из наименее измененных вторичными процессами отложений), так и глинистые кливажированные сланцы из зоны развития кливажа, а также переходные между ними разновидности. При изучении валовых проб порода дробилась и просеивалась на ситах; исследовалась размерная фракция 0.16–0.312 мм. Для выделения тонкой фракции (<0.001 мм) образцы растирались резиновым пестиком с последующим отмучиванием требуемой фракции в дистиллированной воде.

Калий-аргоновый анализ. Измерение содержания радиогенного аргона проводилось из навесок 60–150 мг на масс-спектрометрическом комплексе МИ 1201 ИГ методом изотопного разбавления выделившегося при вакуумной плавке ($T 1600–1800^\circ\text{C}$) и прошедшего двухступенчатую очистку аргона. Чистота трасера ^{38}Ar составляет 97.5%. Точность определения содержания радиогенного аргона не ниже $\pm 1\%$.

Содержание калия в пробах определялось с помощью атомного абсорбера ААС-3 с точностью порядка 1% в химико-аналитической лаборатории ГИН РАН (аналитик И.В. Кислова).

Погрешность рассчитанного возраста составляет 2–2.5%; она контролировалась сходимостью параллельных измерений проб и воспроизводимостью анализов стандартных образцов. В расчетах возраста использовались константы $\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; $\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; $^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \times 10^{-4}$ [Steiger, Jäger, 1977].

Подготовка проб для рубидий-стронциевого изотопного анализа заключалась в следующем.

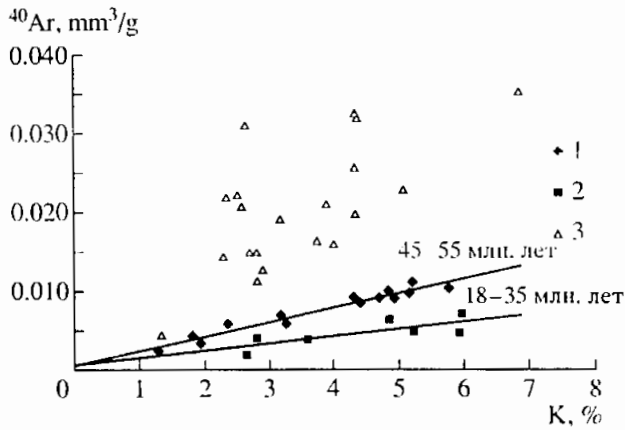


Рис. 2. Результаты калий-аргоновых изотопных исследований в координатах $K-Ar_{\text{рад}}$. 1 – пробы с $K-Ar$ с возрастом 45–55 млн лет; 2 – пробы с возрастом 18–35 млн лет; 3 – остальные пробы, имеющие более древние цифры возраста.

Навески растертой пробы весом около 200 мг разлагались смесью фтористоводородной и азотной кислот при комнатной температуре с добавлением смшанного трасера $^{84}Sr-^{87}Rb$ в течение суток. После этого пробы выпаривались с добавлением хлорной кислоты. Фракции Rb и Sr выделялись методом ионообменной хроматографии. Для лучшей подготовки препаратов к изотопному анализу применялись две ступени очистки фракций. Изотопные измерения Rb и Sr велись на масс-спектрометре MAT-260. Точность измерения отношений $^{87}Rb/^{86}Sr$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ составляет около $\pm 1\%$ и ± 0.0002 соответственно [Виноградов и др., 1994].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В таблице и на рис. 1д приведены результаты изучения $K-Ar$ изотопных систем валовых проб и их тонких фракций. Здесь же приведены временные интервалы возрастов свит (стратиграфический возраст по данным Д.И. Панова [2003], абсолютный возраст этих временных интервалов по [Харленд и др., 1985]). Как видим, интервал накопления юрского терригенного комплекса от синемюра до бата в численном выражении соответствует примерно возрасту от 205 до 170 млн лет; причем вдоль профиля стратиграфический возраст отложений меняется от относительно молодых байосских отложений на северной и батских на южной перифериях профиля (~170–180 млн лет) до наиболее древних синемюрских (~200–205 млн лет) в центральной части профиля.

На рисунке 1д видно также, что при движении по профилю с севера на юг постепенно меняется рассчитанный $K-Ar$ возраст пород. Причем сопоставление результатов по валовым пробам и тонкой фракции показывает, что последняя дает си-

стематически более молодой возраст. Появление этого различия может быть обусловлено как генетическими, так и методическими причинами. Генетические причины состоят в том, что глинистые породы (а, соответственно, и валовые пробы) содержат некоторое количество песчано-алевритовой примеси, которая в меньшей степени, чем собственно глинистый материал, подверглась переработке вторичными процессами и сохранила в себе возрастную информацию о древних источниках осадочного материала. Методические причины могут заключаться в потере некоторого количества радиогенного аргона в процессе подготовки проб при выделении фракции размером меньше 0.001 мм [Гаврилов и др., 2000]. вполне вероятно, что на различия в возрасте между валовыми пробами глинистых пород и их тонкой фракции оказали совокупное влияние обе причины. Вместе с тем, следует отметить, что в трех образцах наблюдается обратная картина – в валовых пробах устанавливаются более низкие значения возраста (см. таблицу, обр. 1369, 1362, 1393).

Наиболее древний $K-Ar$ возраст характерен для валовых проб северной периферии профиля (см. таблицу, обр. 1413–1415), достигая 212–278 млн лет, что заметно превышает (на 30–90 млн лет) стратиграфический возраст развитых здесь отложений. К югу в пределах северного крыла мегантиклинория происходит постепенное закономерное уменьшение значений $K-Ar$ возраста валовых проб и тонких фракций, при том, что стратиграфический возраст отложений в том же направлении возрастает (см. рис. 1д). Важно подчеркнуть, что изменения возраста пород происходят на фоне усиления интенсивности кливажа (см. рис. 1г).

Возраст валовых проб пород из наиболее древних в разрезе отложений кистинской свиты, залегающих в ядре антиклинория, от 115 до 147 млн лет, а тонких фракций – на 34–76 млн лет меньше.

В пределах южной части профиля получены низкие значения $K-Ar$ возраста как валовых проб, так и тонких фракций. Самые низкие значения (18 и 24 млн лет, обр. 1362) отмечены непосредственно к югу от Гвилетского гранитоидного массива; по сравнению с возрастом образования этих отложений породы “омоложены” примерно на 170 млн лет. Другие пробы этой части профиля также имеют низкие значения измеренного возраста; причем выделяется группа проб с возрастом около 45–55 млн лет. Интересно то, что в некоторых образцах разница между возрастом валовой пробы и тонкой фракции очень незначительна – 1.5–2 млн лет (см. рис 1д и таблицу, обр. 1376, 1380), что свидетельствует о глубокой геохимической переработке пород.

Полученные результаты калий-аргоновых исследований удобно представить также на диаграмме в координатах $K-Ar_{\text{рад}}$ (рис. 2). Эта диа-

Результаты К-Аг и Rb-Sr измерений валовых проб (п) и тонких фракций (ф) образцов нижне- и среднеюрских глинистых пород (район р. Терек)

№ пробы	Аргон рад., мм ³ /г	К, %	Возраст К-Аг, млн. лет	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Свита, стратиграфический возраст
1374п	0.0126	2.9	108					Бусарчильская свита, байос-бат (?)
1374ф	0.0158	4.02	98					
1376п	0.00606	3.25	47.5	66.15	79.31	2.414	0.71200	Казбекская свита, верхи нижнего тоара – верхний тоар
1376ф	0.0101	5.77	46	201.5	77.61	7.519	0.71652	
1369п	0.0039	2.81	35.5					
1369ф	0.00851	4.4	49					
1367п	0.00412	1.82	57					Гудошаурская свита, аален
1367ф	0.0093	4.94	47					
1380п	0.00686	3.18	55	141.7	169.7	2.417	0.71473	Казбекская свита, верхи нижнего тоара – верхний тоар
1380ф	0.009	4.35	53					
1384п	0.0112	2.82	100	118.2	100	3.423	0.71503	Циклаурская свита, верхний плинсбах – низы нижнего тоара
1384ф	0.00641	4.85	34	180.5	112.6	4.639	0.71644	
1360ф	0.00689	5.97	38					Кистинская свита, синемюр- нижний плинсбах
1355п	0.00913	4.71	51	141.1	64.52	7.678	0.71795	
1355ф	0.0051	5.93	22	177.4	119.3	4.303	0.71366	Ларская свита (t ₁ ² -t ₂)
1338п	0.00343	1.93	45					
1338ф	0.00382	3.6	27					Джимаринская свита, верхний тоар
1339п	0.00427	1.35	80					
1339ф	0.00239	1.3	48					Салгинская свита, нижний аален
1362п	0.0019	2.65	18	81.71	83.21	2.844	0.71735	
1362ф	0.00493	5.22	24					Койрахская, фортаухская свиты, верхний аален
1127/1п	0.0148	2.81	130					
1127ф	0.011	5.21	54					Згидская свита, байос
1132п	0.0162	3.75	115					
1132ф	0.00982	4.84	51					
1055п	0.0189	3.18	147					
1055ф	0.0196	4.35	113					
1475ф	0.00982	5.16	48					
1389ф	0.0208	3.9	132					
1393п	0.00591	2.36	63.5					
1393ф	0.0226	5.08	111					
1398п	0.0143	2.29	154					
1398ф	0.0256	4.34	143					
1403п	0.0148	2.70	134					
1403ф	0.0352	6.85	128					
1408п	0.0205	2.58	195					
1408ф	0.0324	4.35	181					
1413п	0.0220	2.52	212					
1413ф	0.0321	4.37	179					
1414п	0.0217	2.34	224					
1414ф	0.0305	3.67	202					
1415п	0.0309	2.64	278					
1415ф	0.0117	3.61	81 (?)					

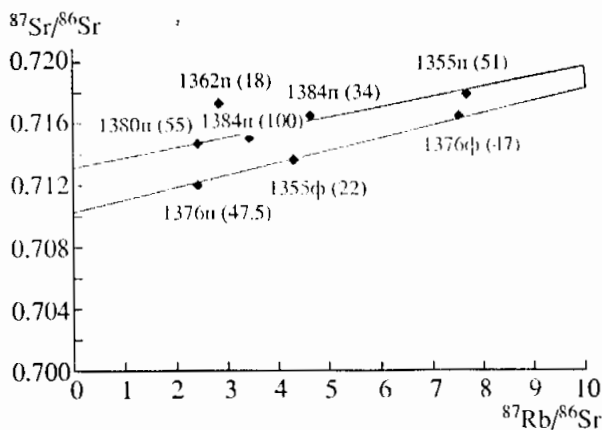


Рис. 3. Rb-Sr изохронная диаграмма для изученных образцов валовых проб (n) и тонких фракций (ф) глинистых пород; в скобках указаны цифры K-Ar возраста

грамма подобна изохронным диаграммам, широко применяемым в области рубидий-стронциевой изотопии. На полученной диаграмме хорошо выделяется тренд, соответствующий возрасту 45–55 млн лет, а также намечается тренд 18–35 млн лет. В верхней части диаграммы ряд точек образуют поле, соответствующее образцам в основном северной части профиля, которые в сравнительно слабой степени подверглись вторичным преобразованиям.

Rb-Sr исследования были проведены лишь для пород Казбекско-Гудошаурской подзоны (рис. 3, таблица). Видно, что на изохронной плоскости их можно аппроксимировать двумя прямыми, наклоны которых соответствуют цифрам возраста около 50 и 60 млн лет, что находится в согласии с K-Ar данными.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Установленные закономерности существенно уменьшения радиологического возраста пород по сравнению со стратиграфическим являются следствием глубоких вещественных преобразований, которые испытали нижне- и среднеюрские толщи. Принципиальное значение имеет вопрос о природе и причинах этих преобразований.

Как видно из рис. 1, наиболее существенные изменения минеральных и петроструктурных особенностей отложений наблюдаются в пределах северной части профиля – при переходе от его северного края в направлении Дарьяльского массива. В том же направлении происходит увеличение стратиграфического возраста отложений (от байосских к синемюр-нижнеплисбахским), т.е. в этом направлении развиты толщи, которые соответственно погружались на большую глубину.

То обстоятельство, что постдиагенетические процессы, сопровождающие погружение терригенных отложений, ответственны как за минеральные преобразования пород, так и за изменения изотопных систем, было установлено на примере различных геологических объектов. Так, определение K-Ar возраста пород из разных частей миоценовой толщи в районе Галф Коуст (Луизиана) показало, что погружение их на глубину до 5.5 км привело к “омоложению” изученных проб на многие десятки млн лет [Регу, 1974]. Другие примеры перераспределения изотопов в ходе метаморфизма погружения и сопутствующих минеральных преобразований рассмотрены в работе [Виноградов и др., 1998]. В этой же работе для рифейских отложений Учуро-Майской плиты перестройка изотопных систем последовательно от свиты к свите объясняется их погружением и последовательным прохождением пород через некоторый критический уровень глубины и температуры. Породы рифейских отложений Юдомо-Майского прогиба Восточной Сибири [Виноградов и др., 2000] изменены значительно больше, чем в платформенной части региона [Виноградов и др., 1998] и характеризуются начальной стадией метаморфизма. Омоложение K-Ar возраста связано здесь с процессами калиевого метасоматоза.

Рассматривая постдиагенетические изменения, происходившие в породах юрского терригенного комплекса Большого Кавказа, необходимо иметь в виду, что нижние горизонты толщи подвергались воздействию значительных геостатических нагрузок. По нашим оценкам, верхние горизонты юрского терригенного комплекса погружались на глубину примерно 2–2.5 км. Учитывая, что мощность лейас-ааленских отложений составляет примерно 5.5–6 км, общую мощность мезозойской толщи в осевой части палеобассейна Большого Кавказа можно оценить в 7.5–8.5 км. Можно полагать, что факторы геостатической нагрузки и температур погружения оказывали заметное влияние на ход минеральных преобразований и на изменение изотопных систем минеральных составляющих нижних частей комплекса.

Вместе с тем, обращает на себя внимание тот факт, что разновозрастные ааленские отложения северной и южной частей профиля, погружавшиеся примерно на одинаковую глубину и, соответственно, испытавшие одинаковые геостатические нагрузки, существенно различаются по минеральному составу и величине радиологического возраста. Важно подчеркнуть, что породы южной части профиля представлены интенсивно кливажированными глинистыми сланцами, тогда как в аргиллитах северной части следы кливажа отсутствуют. Анализ полученных изотопных данных позволяет сделать вывод, что закономерное и согласованное изменение вдоль профиля степени развития кливажа, минералогических и изотопных характеристик

отложенный свидетельствуют о ведущей роли бокового стресса в геохимических процессах минеральных преобразований.

По геологическим данным, ранние фазы формирования складчато-надвиговой структуры Большой Кавказа, начальные проявления стрессовых нагрузок на накопившиеся толщи относятся еще к добайосскому времени. Соответственно, к этому же периоду относятся и связанные с ними некоторые минералогические, геохимические и структурные преобразования лейас-ааленских отложений, которые к началу байоса слагали возникшую в осевой части Большого Кавказа систему центральных поднятий. В результате размыва этих поднятий в байос-батские бассейны начал поступать осадочный материал, который характеризовался параметрами, свойственными уже существенно измененным породам (преобладание слюд политипной модификации $2M_1$) [Гаврилов и др., 1992, 1999]. Очевидно, с этим связано относительно небольшое превышение измеренного возраста пород над стратиграфическим в нижебайосских отложениях северной части профиля (см. таблицу, обр. 1414). Вместе с тем, вещественные преобразования пород под воздействием стрессовых нагрузок продолжались и в последующем – вплоть до кайнозоя, о чем свидетельствуют данные радиологического возраста пород. Эти кайнозойские преобразования отложений в значительной мере изменили и затушевывали возрастные метки событий, происходивших в юрское и меловое время.

Наиболее низкие значения измеренного возраста характерны для южной части профиля, имеющей, как отмечалось выше, типичную аккреционную структуру. Формировалась эта структура на протяжении, видимо, достаточно длительного времени в результате проявления многих импульсов стресса. При этом тектонические пластины, разделенные крупными разрывными нарушениями, могли в разной степени воспринимать внешнюю нагрузку, с чем, очевидно, и связаны некоторые различия в поведении изотопных систем в породах разных пластин.

Как видно из рис. 1 и 2, выделяется большая группа образцов, возраст которых охватывает интервал времени в 45–55 млн лет. Этот возраст зафиксирован как K-Ar, так и Rb-Sr изотопными системами. По-видимому, эта цифра возраста связана с реальным событием в истории Большого Кавказа. Событие сопровождалось не только сбросом радиогенного аргона, но и интенсивным перераспределением калия, рубидия и стронция. Линия регрессии, построенная для калий-аргоновых образцов этого возраста (см. рис. 2), проходит почти точно через начало координат; это означает, что в момент окончания геологического эпизода K-Ar часы были установлены на нулевую

отметку. Вероятно, аналогично вела себя и Rb-Sr система (см. рис. 3), однако изотопное отношение стронция не успело полностью усредниться по всей породе. Поэтому мы видим два тренда с близкими наклонами и разными начальными отношениями стронция.

С этим временным интервалом совпадает период существенной активизации тектонических процессов, проявившихся как в кавказском регионе, так и в других районах Средиземноморского складчатого пояса. К среднеэоценовому времени приурочено закрытие южной ветви океана Тетис и причленение Аравийской плиты к аккреционному поясу Евразийской. На Большом Кавказе это выразилось в завершении формирования флишевых прогибов, основной фазе складчатости и надвигообразования в зоне южного склона [Зоненшайн и др., 1987, Короновский и др., 1997, Ломизе, 1987, Хаин, Балуховский, 1993; Панов, 2001 и др.].

Не исключено, что группа точек на рис. 2, отweichая тренду с миоценовым возрастом, также может являться отражением реальных процессов аттической эпохи тектогенеза.

В юрском разрезе для отложений кистинской свиты по трем валовым пробам получен возраст от 115 до 147 млн лет, а по тонкой фракции – от 51 до 113 млн лет. Как уже отмечалось, относительно “древний” возраст валовых проб может быть связан со значительным количеством в породах этой свиты песчано-алевритовой примеси, которая представляет собой продукты разрушения палеозойских гранитоидных массивов; соответственно, этот материал несет информацию о своем “древнем” происхождении. Кроме того, в мезозое и кайнозое массивы могли выступать в качестве относительно жесткого каркаса, который отчасти сдерживал, ослаблял воздействие стресса на прилегавшие к нему осадочные породы.

Вместе с тем, палеозойские гранитоиды также были восприимчивы к воздействию на них бокового стресса. Интересные данные о возрасте Дарьяльского гранитоидного массива приведены в работе О.З. Дудаури с соавторами [2000 а, б]. Ими были исследованы с помощью K-Ar метода пробы пород из разных частей массива и получен довольно значительный разброс значений измеренного возраста. Анализ слюдястых минералов из сравнительно свежих и наименее катаклазированных пород массива показал возраст 321 ± 6 млн лет, что соответствует среднему карбону. Схожие цифры были получены при анализе пород Дзирульского и Локского массивов [Дудаури и др., 1999]. Вместе с тем, анализ биотитов из катаклазированных гранитоидов дал существенно иные значения возраста (163–182 млн лет). Следует, видимо, полагать, что процессы образования катаклазированных зон, которые были связаны с

развитием стрессовых нагрузок, вызвали заметное уменьшение радиологического возраста пород из некоторых частей Дарьяльского массива.

Таким образом, как в юрских терригенных отложениях, так и в палеозойских магматических породах под влиянием вторичных процессов, связанных, очевидно, с фазами проявления стресса, происходило изменение первоначальных изотопных систем с существенным уменьшением их радиологического возраста.

При сравнении пород вдоль изученного профиля отчетливо видно (см. рис. 1), что происходит весьма быстрый переход от относительно слабо измененных аргиллитов северной части профиля к кливажированным сланцам его центральных частей. Причем максимальный градиент изменения минерального состава пород и данных по радиологическому возрасту наблюдается на довольно узких интервалах шириной в первые километры. По нашему мнению возникновение такой картины объясняется следующими причинами.

В центральнокавказском районе существовали конседиментационные разломы, к которым приурочены оползневые тела [Гаврилов, 2003]. Один из таких разломов субкавказского простирания, установленный в бассейне р. Гизельдон, по простиранию выходит в долину р. Терек южнее устья р. Суаргом-дон – примерно в зону наиболее быстрых минеральных и геохимических изменений пород. По этому и системе сближенных с ним разломов аналогичной ориентации в раннеюрское и ааленское время происходило погружение расположенного южнее основания юрского прогиба, в котором накапливались мощные терригенные толщи. Таким образом, рельеф основания бассейна в этой зоне был, по всей видимости, ступенчатым с опущенными южными блоками, то есть основание бассейна имело здесь довольно крутой перегиб. Этот перегиб (ступень) в дальнейшем при развитии сжимающих напряжений (стресса) выполнял функции жесткого упора. Поэтому развитие к югу от этой линии разломов отложения претерпели значительные изменения, а к северу от нее остались слабоизмененными. В последующем, при дальнейших деформациях, связанных с формированием Большого Кавказа, кливажированные измененные стрессом отложения были приподняты и оказались на одном гипсометрическом уровне с неизменными аргиллитами. Нам представляется вполне обоснованным предположение о конседиментационном характере (помимо системы Суаргомских разломов в р-не р. Терек) других крупных нарушений – Пуйского и Нелхского разломов, северные блоки которых, по-видимому, на определенной стадии развития бассейна также служили жесткими упорами во время эпизодов проявления сжимающих

напряжений – стресса. В то же время в южной части профиля, для которого характерна аккреционная структура, все тектонические пластины испытывали более существенные стрессовые нагрузки, и слагающие их породы претерпели глубокие изменения минерального и изотопного состава.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Юрские терригенные отложения Большого Кавказа испытали интенсивные постдиагенетические преобразования, сопровождавшиеся существенными изменениями минерального состава пород и изотопных систем. Глинистые минералы в кливажированных породах полностью утратили первичные изотопные метки. Ведущим фактором вторичных преобразований пород в зонах развития кливажа являлся боковой стресс.

2. Полученная в пробах южного крыла антиклинория цифра возраста около 50 млн лет фиксирует время палеоцен-эоценовой фазы интенсивной тектонической активности, проявления которой известны как на Кавказе, так и в других районах Средиземноморского складчатого пояса.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ: проекты № 01-05-64997 и № 02-05-64477, а также ФЦП “Интеграция”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Виноградов В.И., Вейс А.Ф., Буюкайте М.И., Головин Д.И., Муравьев В.И.* Изотопные свидетельства эпигенетических преобразований докембрийских отложений Юдомо-Майского прогиба Восточной Сибири и проблема возраста гиостратотипа рифея // Литология и полез. ископаемые. 2000. № 2. С. 168–180.
- Виноградов В.И., Покровский Б.Г., Головин Д.И. и др.* Изотопные свидетельства эпигенетических преобразований и проблема возраста рифейских отложений Учуро-Майского прогиба // Литология и полез. ископаемые. 1998. № 6. С. 629–646.
- Виноградов В.И., Покровский Б.Г., Пустыльников А.М. и др.* Изотопно-геохимические особенности и возраст верхнедокембрийских отложений Западной Сибирской платформы // Литология и полез. ископаемые. 1994. № 4. С. 49–76.
- Гаврилов Ю.О.* Динамика формирования юрского терригенного комплекса Большого Кавказа: седиментология, геохимия, постседиментационные преобразования. М.: ГЕОС, 2003. 350 с.
- Гаврилов Ю.О., Соколова А.Л., Ципурский С.И.* Терригенные отложения Центрального Кавказа в различных обстановках постдиагенетических преобразований (нижняя и средняя юра) // Литология и полез. ископаемые. 1992. № 6. С. 42–66.
- 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., Шкиттина Ю.В. Мипералогические, структурно-текстурные и возрастные изменения юрских терригенных пород Большого Кавказа // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тезисы докладов I Российской конференции по изотопной геохронологии. 15–17 ноября 2000 г., Москва, ИГЕМ РАН. М.: GEOS, 2000. С. 103–105.
- 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 неогена: общие и региональные аспекты. Материалы к XXXIV тектоническому совещанию. Москва, 30.01–03.02 2001 г. М.: GEOS, 2001. С. 58–61.
- Гуцин А.И., Панов Д.И. Структура зоны Бокового хребта на Восточном Кавказе // Вестник МГУ. Сер.4. Геология. 1992. № 2. С. 25–37.
- Дудаури О.З., Тогоидзе М.Г., Ваиакидзе Г.Т. Региональные проблемы изотопной геологии // Тр. ГИП АН Грузии. Нов. сер. 1999. Вып. 114. С. 118–132.
- Дудаури О.З., Цимакуридзе Г.К., Ваиакидзе Г.Т., Тогоидзе М.Г. Новые данные о возрасте гранитоидов Дарьяльского массива // Материалы научной сессии, посвященной 110-летию со дня рождения академика А.И. Джанелидзе / Труды Геол. ин-та им А.И. Джанелидзе. Новая серия. Вып. 115. 2000а. С. 306–310.
- Дудаури О.З., Цимакуридзе Г.К., Ваиакидзе Г.Т., Тогоидзе М.Г. K-Ar возраст гранитоидов Дарьяльского ущелья // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тезисы докладов I Российской конференции по изотопной геохронологии. 15–17 ноября 2000 г., Москва, ИГЕМ РАН. М.: GEOS, 2000б. С. 135–138.
- Зоненшайн Л.П., Декур Ж., Казьмин В.Г., Риду Л.-Э. и др. Эволюция Тетиса // История океана Тетис. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1987. С. 104 – 115.
- Короновский Н.В., Ломизе М.Г., Гуцин А.И. и др. Главные события в тектонической эволюции Кавказского сегмента Средиземноморского складчатого пояса // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1997. № 4. С. 5–12.
- Ломизе М.Г. Региональные и глобальные события в развитии Кавказской геосинклинали // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 21–34.
- Панов Д.И. Северная окраина Тетиса в юрское и меловое время (Кавказский сегмент) // 7-ая Международная конференция по тектонике плит им. Л.П. Зоненшайна. Тезисы докладов. М.: Научный мир, 2001. С. 270–272.
- Панов Д.И. Проблема корреляции ниже-среднеюрских отложений Большого Кавказа // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 1. С. 64 – 77.
- Ренгартеи В.И. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги // Тр. Всесоюз. геол.-развед. объединения ВСНХ СССР. 1932. Вып. 148. 79 с.
- Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Историческая геотектоника. М.: АВИАР, 1993. 451 с.
- Харленд У.Б., Кокс А.В., Ллевеллин П.Г. и др. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 140 с.
- Юра Кавказа / Под ред. Ростовцева К.О. СПб.: Наука, 1992. 182 с.
- Dallmeyer R. D., Reuter A. ^{40}Ar - ^{39}Ar whole-rock dating and the age of cleavage in the Finnmark autochthon, northernmost Scandinavian Caledonides // Lithos. 1989. V. 22. P. 213–227.
- Fergusson C. L., Phillips D. ^{40}Ar - ^{39}Ar and K-Ar age constraints on the timing of regional deformation, south coast of New South Wales, Lachlan fold belt: Problems and implication // Australian Journal of Earth Sciences. 2001. V. 48. P. 395–408.
- Hailianga D., Halla C.M., Halliday A.N. et al. ^{40}Ar - ^{39}Ar illite dating of Late Caledonian (Acadian) metamorphism and cooling of K-bentonites and slates from the Welsh Basin, U.K. // Earth Planet. Sci. Letters. 1997. V. 150. P. 337–351.
- Kraus I., Chernyshev I. V., Šucha V. et al. Use of illite for K/Ar dating of hydrothermal precious and base metal mineralisation in Central Slovak neogene volcanic rocks // Geologica Carpathica. 1999. V. 50. № 5. P. 353–364.
- Muller W., Aerden D., Halliday N. Isotopic dating of strain fringe increments: Duration and rates of deformation in shear zones // Sciences. 2000. V. 288. P. 2195–2198.
- Perry E.A. Diagenesis and the K-Ar dating of shales and clay minerals // Geol. Soc. Amer. Bull. 1974. V. 85. P. 827 – 830.
- Sherlock S.C., Kelley S.P., Zalasiewicz J.A. et al. Precise dating of low-temperature deformation: Strain-fringe analysis by ^{40}Ar - ^{39}Ar laser microprobe // Geology. 2003. V. 31. № 3. P. 219–222.
- Steiger R.H., Jager E. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmology // Earth Planet. Sci. Letters. 1977. V 36. P. 359–361.
- Turner S., Sandiford M., Flottmann T., Foden J. Rb/Sr dating of differentiated cleavage from the upper Adelaidean metasediments at Hallett Cove, southern Adelaide fold belt // J. Struct. Geol. 1994. V. 16. № 9. P. 1233–1241.
- Wright T.O., Dallmeyer, R.D. The age of cleavage development in the Ross orogen, northern Victoria Land, Antarctica: Evidence from ^{40}Ar - ^{39}Ar whole-rock slate ages // J. Struct. Geol. 1991. V. 13. P. 677–690.