

## ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ НИЖНЕ- И СРЕДНЕЮРСКОГО ТЕРРИГЕННОГО КОМПЛЕКСА БОЛЬШОГО КАВКАЗА (РАЙОН Р. ТЕРЕК)

© 1999 г. Ю. О. Гаврилов, В. А. Галкин\*, Д. И. Панов\*, В. Г. Талицкий\*

*Геологический институт Российской академии наук  
109017 Москва, Пыжевский пер., 7*

*\*Геологический факультет Московского государственного университета  
119899 Москва, Воробьевы горы*

Поступила в редакцию 16.06.98 г.

В статье на примере геологического профиля, пересекающего все поле развития нижне- и среднеюрских отложений центральной части Большого Кавказа, комплексно рассмотрены такие характеристики осадочных толщ складчатого сооружения, как степень дислоцированности слоев, развитие кливажа, минеральный состав пород, результаты стресс-анализа. Показано закономерное изменение этих характеристик в разных частях профиля. Результаты исследования свидетельствуют о значительном влиянии стрессовых напряжений на интенсивность вторичных преобразованиях терригенных толщ Большого Кавказа.

На площади развития нижне- и среднеюрских терригенных отложений Большого Кавказа в разных ее частях происходит закономерное изменение таких параметров осадочных толщ, как степень дислоцированности слоев, выраженность вторичных тектур – кливажа, вещественный состав пород. В том или ином аспекте каждая из этих характеристик осадочных толщ рассматривалась геологами достаточно детально и с различных позиций. Однако до сих пор отсутствует цельная картина этих изменений, не вполне решен вопрос о факторах, их обусловивших, в частности существовало ли разнообразие причин, вызвавших постседиментационные структурно-текстурные и вещественные преобразования толщ, либо ведущим в преобразованиях был какой-либо определенный фактор.

Перед нами стояла задача рассмотреть эти характеристики в совокупности, в единой системе с привлечением современных методов изучения такого рода объектов. На данном этапе работ проведены комплексные исследования нижне- и среднеюрских отложений вдоль профиля, пересекающего все поле их развития в центральной части Большого Кавказа (долина р. Терек).

### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В процессе исследования полосы развития нижне- и среднеюрских толщ вдоль Военно-Грузинской дороги проводилось изучение литологии отложений, осуществлялась ревизия имеющихся, а также были получены новые данные по страти-

графии района; работы сопровождалась геологическим картированием территории. В тех случаях, когда собственно в долине р. Терек геологические наблюдения были по тем или иным причинам затруднены, соответствующие интервалы юрских толщ изучались на прилегающих территориях (долины притоков, водоразделы между ними). На основе этих исследований был построен геологический профиль вдоль долины р. Терек, пересекающий всю область развития  $J_{1-2}$  отложений (рис. 1). Во время исследований были выполнены наблюдения за развитием в юрских толщах кливажа, устанавливалось его соотношение со складчатой структурой. В последующем характер кливажа изучался в шлифах.

Существенная неоднородность развития кливажа в пределах профиля потребовала для оценки степени его интенсивности ввести количественные показатели. Первые признаки кливажа, фиксируемые в шлифах по появлению отдельных разобщенных кливажных зон, проявляются при 5–7% деформации укорочения; при 10–12% укорочения в породах наблюдается отчетливая текстура, а при 20–25% деформации кливаж насквозь пронизывает породу и выглядит вполне совершенным. Такая корреляция между степенью выраженности кливажа и величиной деформации пород на уровне минеральных зерен может быть использована для приблизительной оценки величины деформации пород. Соответствующая шкала применена нами в настоящей работе.

Анализ складчатой структуры и развития кливажа сопровождался исследованиями минерального

состава глинистых пород: устанавливался фазовый состав глинистых минералов, прослеживались изменения их ассоциаций, а также политипных модификаций слюдястых образований; для образцов из различных частей профиля оценивался индекс кристалличности слюд. С этой целью с помощью дифракционных методов была изучена представительная коллекция образцов. Рентгеновское изучение более 80 ориентированных препаратов и порошков глинистой фракции  $<0.001$  мм проводилось на дифрактометре ДРОН-2 ( $\text{CuK}\alpha$ -излучение). Электронографическое изучение 35 образцов осуществлялось с помощью метода косых текстур и было выполнено с целью выявления политипных модификаций слюд, определения параметров их элементарных ячеек. Исследования проводились на электронографе ЭР-100 с ускоряющим напряжением в 100 кВ.

Наряду с перечисленными выше исследованиями для выявления параметров напряженного состояния пород при деформации применялся метод стресс-анализа. Этот метод подразумевает выделение стресс-фаций ( $\sigma$ -фации), в пределах каждой из которых определенному уровню номинальных и локальных напряжений соответствует определенная деформационная структура минерального зерна (в нашем случае в качестве индикаторного минерала выступает кварц). В ряду от недеформированных пород, в которых кварцевые зерна не несут следов напряжений, до интенсивно переработанных пород с грануляцией зерен кварца и многочисленными следами разрушения по краям, выделяются  $\sigma$ -фации, которые в свою очередь разбиваются на подфации.

Полученные в результате проведенных исследований данные показаны на рис. 2.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА НИЖНЕ-И СРЕДНЕЮРСКОГО ТЕРРИГЕННОГО КОМПЛЕКСА

В пересечении по Военно-Грузинской дороге ниже- и среднеюрские отложения слагают полосу шириной около 45 км, представляющую собой осевую часть мегантиклинория Большого Кавказа. Крупным продольным надвигом (Н.А. Энна назвал его Шаухохским разрывом) эта полоса разделяется на две части (см. рис. 2).

Северная часть – Джерахско-Дарьяльская подзона, по [Ренгартен, 1932] – представляет собой западное окончание Дарьяло-Богосского антиклинория [Гущин, Панов, 1992], который, как и на Восточном Кавказе, резко асимметричен, но имеет здесь веерообразный характер. В его осевой части из-под нижеюрских толщ выступают палеозойские гранитоидные массивы (массивы палеозойских гранитоидов) – Дарьяльский и Гвилетский. Южное крыло, на Восточном Кавказе вооб-

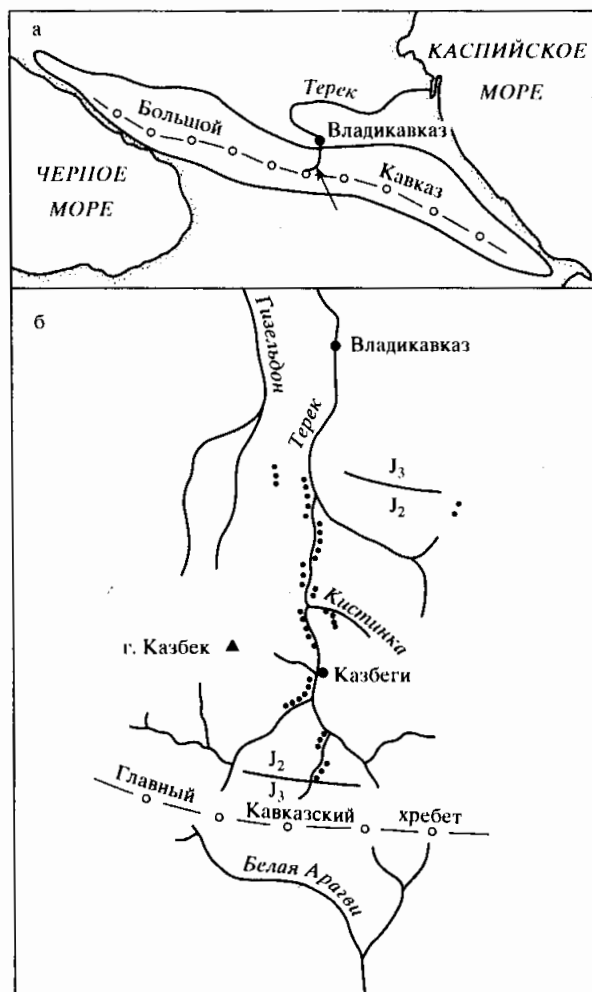
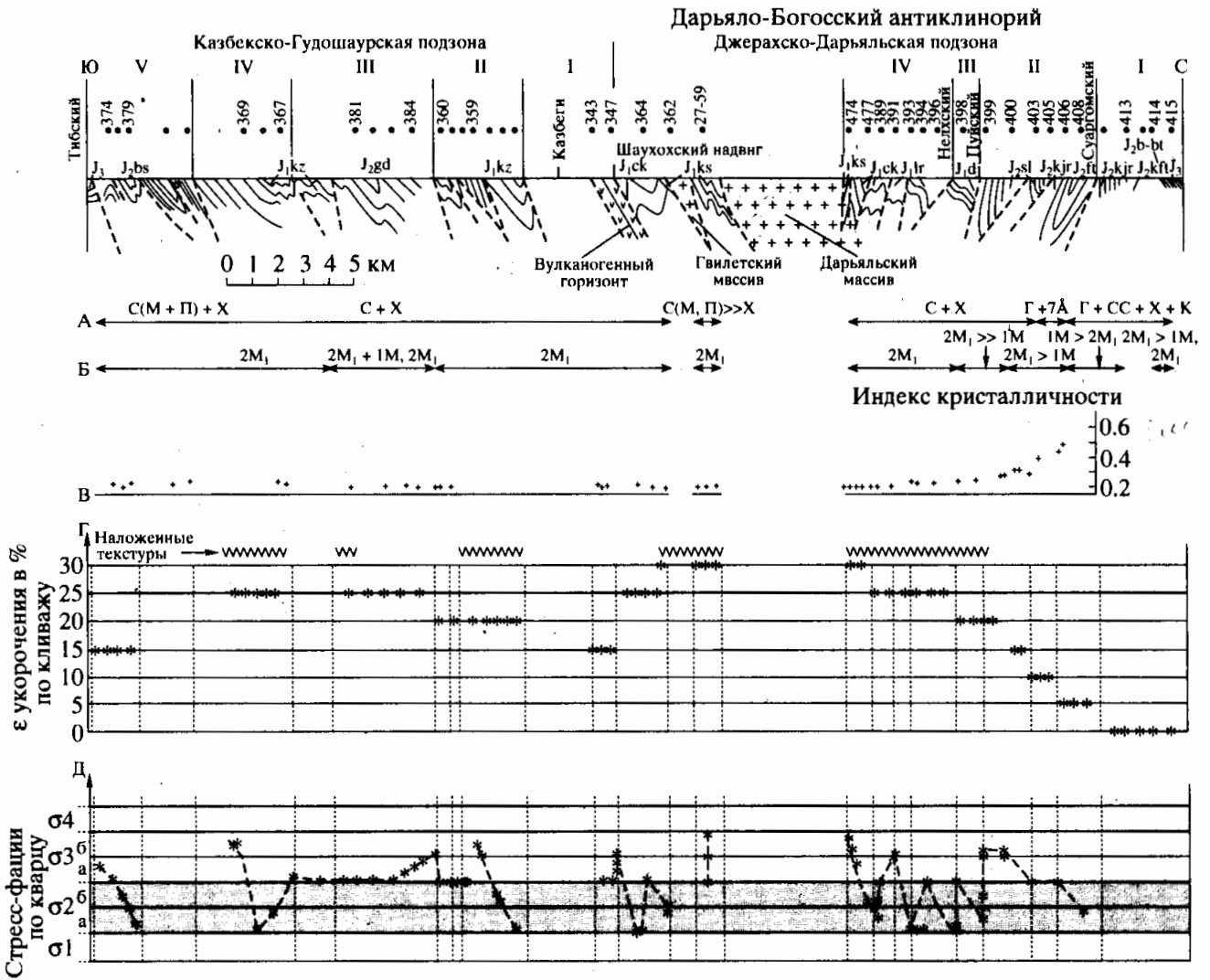


Рис. 1. Схемы расположения района исследования (а) и изученных разрезов (отмечены точками) в бассейне р. Терек (б).

ще почти полностью отсутствующее, здесь сохранилось лишь фрагментарно, будучи срезано Шаухохским надвигом, и образовано системой опрокинутых к югу складок. Северное крыло, более широкое, представляет собой очень крутую, иногда запрокинутую моноклираль с отдельными складками, опрокинутыми уже к северу, и рассеченную многочисленными разрывами, также круто наклоненными к северу. К северу от с. Чми ниже- и среднеюрские отложения несогласно перекрываются верхнеюрскими отложениями северного крыла мегантиклинория. Южная часть ниже- и среднеюрской полосы принадлежит уже чешуйчато-надвиговой системе южного склона, имеющей аккреционный тип строения. Это серия тектонических пластин, разделенных надвигами, падающими к северу. Возраст отложений, слагающих пластины, последовательно омолаживается с севера на юг, а сами отложения в каждой пластине располагаются в нормальной стратиграфической последовательности с падением слоев на



**Рис. 2.** Геологический профиль через поле развития ниже- и среднеюрских отложений Центрального Кавказа (р. Терек) и характерные для них минералогические и структурно-геологические параметры.  
 А – распределение ассоциаций глинистых минералов: Г + СС + X + К – гидрослюда – смешанослойный минерал иллит/сметит – хлорит – каолининовая ассоциация; С + X – серицит – хлоритовая ассоциация; С(М, П) – серицит мусковитового ряда с примесью парагонита; Г + 7 Å – ассоциация гидрослюда – бертьерин.  
 Б – распределение и соотношение различных политипных модификаций 1M и 2M<sub>1</sub> слюдистых минералов.  
 В – диаграмма изменения индекса кристалличности слюд.  
 Г – диаграмма изменения степени выраженности в породах кливажа.  
 Д – параметры стресс-фаций по кварцу.

север. Тибский надвиг [Варданянц, 1935] отделяет эту систему от расположенного южнее Чиауро-Дибрарского синклиория, выполненного флишевыми верхнеюрскими и меловыми отложениями.

Структура северной части полосы J<sub>1-2</sub> отложений. Северной крыло Дарьяло-Богосского антиклинория системой круто падающих к югу разрывов разбивается на ряд пластин (блоков), различающихся по возрасту и составу слагающих их отложений; интенсивности тектонических деформаций, развитию кливажа и т.п. Самая север-

ная пластина (I; см. рис. 2) – это почти вертикально стоящая моноклираль верхнеааленских отложений койрахской и фортаухской свит [Панов, Гушин, 1993; Юра Кавказа, 1992] – четко слоистые толщи чередующихся аргиллитов, алевролитов, песчаников, обнажающиеся в обрывах между устьем р. Суаргом и селом Чми. Севернее, уже под эскарпами Скалистого хребта, местами обнажаются более полого залегающие байосско-батские отложения, несогласно перекрывающиеся известняками верхней юры.

Следующая к югу пластина II (см. рис. 2), заключенная между Суаргомским (устье р. Суаргом) и Пуйским (северная окраина с. Нижний Ларс) разломами, сложена верхнетюарскими, нижне- и верхнеааленскими отложениями: чередующимися аргиллитами, алевролитами и песчаниками джимаринской и койрахской и аргиллитами – алевролитами салгинской и фортаухской свит [Панов, Гушин, 1993; Юра Кавказа, 1992]. Эти слои образуют опрокинутую к северу сильно сжатую крупную синклинальную складку, северное крыло которой почти полностью срезано Суаргомским разрывом, а широкое южное крыло, представляющее собой крутую, местами запрокинутую моноклинал, осложнено несколькими разрывами, падающими к югу. Эти разрывы, как и Пуйский разлом, ограничивающий пластину с юга, выражены мощными (до нескольких десятков метров) зонами дробления и разлинзования пород с многочисленными кварцевыми жилами. Здесь же, в южной части пластины, визуальнo отмечается слабо выраженный кливаж, также падающий к югу.

Расположенная южнее, между Пуйским и Нелхским (или Бурон-Ларским) разломами [Гушин, Панов, 1992], пластина III (см. рис. 2), сложена целиком верхнетюарскими аргиллитами и глинисто-алевролитовыми породами джимаринской свиты и образует выполаживающуюся к северу моноклинал с нормальным падением от  $70^\circ$  до  $25^\circ$ . Кливаж в породах визуальнo не фиксируется. Нелхский разлом, падающий к югу под углом до  $50^\circ$  и ограничивающий пластину с юга, также выражен мощной зоной дробления и разлинзования пород с зеркалами скольжения и многочисленными кварцевыми жилами.

Самая южная пластина (IV, см. рис. 2) северного крыла (между ядром и Нелхским разломом) в основном сложена глинистыми и полосчатыми глинисто-алевритовыми сланцами циклаурской (верхний плинсбах–нижний тоар) и ларской (тоар) свит [Панов, 1976; Панов, Гушин, 1987], а также незначительным по мощности фрагментом кистинской свиты (синемюр–нижний плинсбах), представленной здесь кварцитами и алевролитами. В пределах этой пластины развита система складок, погружающихся к северу и осложненных рядом разрывов. Складки разной величины – от нескольких десятков метров до 300–350 м, открытые, симметричные, с углом падения до  $60^\circ$ – $70^\circ$  или слегка запрокинутые к северу, местами приобретающие “стулообразный” характер. Интенсивно развит кливаж, плоскости которого почти вертикальны или круто падают на юг. Разрывные нарушения – главным образом взбросы, круто падающие к югу, выражены зонами дробления, смятия и окварцевания пород. В южной части пластины породы циклаурской свиты пронизаны многочисленными явно секущими дайками диабазов,

которые в свою очередь, нередко разлинзованы и будинированы.

Осевая часть Дарьяло-Богосского антиклинария ограничена с севера системой субвертикальных разрывов у северного входа в Дарьяльское ущелье, а с юга – Гвилетским взбросом в районе села Гвилети. В двух массивах – Дарьяльском на севере и Гвилетском на юге (см. рис. 2) здесь вскрывается на поверхности доюрский фундамент – верхнепалеозойские гранитогнейсы, по периферии которых местами отмечаются мало мощные пачки пестроцветных кварцитов и филлитов баддонской свиты верхнего карбона. Оба массива облекаются кварцитовидными песчаниками, гравелитами и глинистыми сланцами кистинской свиты синемюра–нижнего плинсбаха [Панов, 1976] и представляют собой, видимо, бескорневые, диапироподобные по форме антиклинальные складки, подрезанные с юга разрывами и сформированные в ходе альпийской деформации доюрского фундамента и осадочного чехла. Контакт кистинской свиты с гранитогнейсами в основе своей стратиграфический, на что указывает состав пород кистинской свиты и присутствие в ней галек дарьяльских гранитогнейсов [Кипиани, 1985], но в большинстве случаев тектонически сорванный в процессе деформаций. Гранитогнейсовые породы на контакте ороговикованы и гидротермально изменены. На восточной периферии Дарьяльского массива в районе горы Гургала отмечен тектонический покров – налегание гранитогнейсов и нижней части кистинской свиты на верхнюю часть кистинской свиты с амплитудой горизонтального перемещения как минимум 1 км.

Непосредственно в ущелье Терека Дарьяльский массив с севера ограничен субвертикальными разрывами, между которыми зажаты клинья (до нескольких десятков метров) пород кистинской свиты, а с юга Амалийским взбросом, плоскость которого падает на север под углом  $65^\circ$ – $75^\circ$  [Кипиани, 1985]. Дарьяльский массив по этому взбросу надвинут на северное крыло Гвилетского массива, сложенное интенсивно смятыми в сильно сжатые складки слоями кистинской свиты. Южное крыло Гвилетского массива, сложенное породами кистинской свиты и представляющее собой вертикально стоящую или круто запрокинутую к югу моноклинал, осложненную многочисленными разрывами, сохранилось лишь фрагментарно, будучи почти полностью срезано Гвилетским сбросом, плоскость которого также падает к северу под углом  $60^\circ$ – $70^\circ$ . Породы кистинской свиты интенсивно кливажированы и густо насыщены секущими дайками диабазов, которые в свою очередь также интенсивно будинированы.

Южное крыло Дарьяло-Богосского антиклинория в ущелье Терека – это узкая (1.5 км) полоса очень круто залегающих полосчатых глинисто-алевритовых сланцев циклаурской свиты, которые на правом склоне долины, на водоразделе с р. Кистинкой согласно перекрываются полосчатыми глинисто-алевритовыми и песчано-алевритовыми сланцами ларской свиты. Породы интенсивно кливажированы и образуют сопряженные сильно сжатую синклиналичную и опрокинутую к югу антиклиналичную складки с углами падения на крыльях  $75^{\circ}$ – $90^{\circ}$ . В толще глинистых сланцев залегают многочисленные косо секущие слоистость будинированные дайки диабазов, которые местами даже преобладают над вмещающими их породами. Шаухохский разлом, ограничивающий Дарьяло-Богосский антиклинорий с юга, представляет собой надвиг, плоскость которого падает к северу под углом до  $50^{\circ}$ , и выражен мощной зоной разлинзования и смятия пород с обилием кварцевых жил, которая визуалью отчетливо прослеживается по правому берегу Терека и была показана еще на карте В.П. Ренгартена [1932].

Чешуйчато-надвиговая система Южного склона (Казбекско-Гудошаурская подзона, по [Ренгартен, 1932]), как уже отмечалось, расчленена продольными разрывами на ряд пластин, из которых пять наиболее крупные (см. рис. 2). Первая (с севера) сложена глинистыми сланцами циклаурской свиты, в которых заключены очень частые пластовые тела диабазов, согласные с вмещающими сланцами, кливажированные вместе с ними и, видимо, представляющие собой доскладчатые силлы, а также несколько горизонтов эффузивов – миндалекаменных, с подушечной отдельностью. Везде, где это можно установить, слои находятся в нормальном залегании с падением к северу под углами  $60^{\circ}$ – $80^{\circ}$ , т.е. образуют крутую моноклиаль. Магматические породы преобладают в северной (верхней) части разреза, которая отделена от южной крупным взбросом, в южной (нижней) части разреза резко преобладают сланцы. С юга первая пластина в целом ограничена крупным Адайком-Казбекским взбросо-надвигом [Варданянц, 1935; Ренгартен, 1932], плоскость которого падает на север под углом  $40^{\circ}$ – $60^{\circ}$ .

Вторая пластина, вскрывающаяся в долине Терека между селами Гергети и Паншети, сложена чередованием глинистых сланцев, полосчатых песчано-алевритовых сланцев и пластов и пачек песчаников казбекской (тоар) свиты [Панов, 1976; Панов, Гущин, 1987]. В целом слои казбекской свиты образуют крутую моноклиаль с нормальным падением слоев на север под углами  $60^{\circ}$ – $85^{\circ}$ , осложненную серией взбросов, надвигов, плоскости которых также падают к северу под углами  $60^{\circ}$ – $70^{\circ}$ . Благодаря этому происходит частичное повторение разреза, однако в целом нор-

мальная последовательность слоев не нарушается: в южной части полосы вскрывается нижняя часть казбекской свиты, примерно наполовину сложенная песчаниками, а в северной – верхняя, где преобладают полосчатые сланцы. Все породы казбекской свиты интенсивно кливажированы; плоскости кливажа падают к югу или очень круто (до  $85^{\circ}$ – $90^{\circ}$ ) к северу. Дайки диабазов (как и в последующих пластинах) отсутствуют. С юга пластина ограничивается взбросом, плоскость которого, по данным Я.Р. Кипиани, падает к северу под углом  $55^{\circ}$ – $60^{\circ}$ . Лишь в непосредственно прилегающей к нему южной части полосы слои казбекской свиты смяты в серию складок, местами запрокинутых к югу, размером 100–300 м.

Третья пластина сложена песчаниками и глинисто-алевритовыми сланцами казбекской свиты в южной части и глинистыми сланцами гудошаурской свиты (аален) в северной и образует в целом моноклиаль с нормальным падением слоев к северу под углами  $60^{\circ}$ – $80^{\circ}$ . С юга она ограничивается Аршинским взбросо-надвигом (падение к северу под углом около  $50^{\circ}$ ), который выражен мощной зоной рассланцевания и дробления пород с кварцевыми жилами. Около него слои казбекской свиты, отделенные с севера от гудошаурской еще одним взбросом, образуют довольно крупную антиклиналичную структуру коробчатой формы, осложненную мелкими складками, запрокинутыми к югу вблизи Аршинского разлома. Довольно крупные (до 500–600 м) симметричные складки, с углами падения на крыльях  $60^{\circ}$ – $70^{\circ}$  отмечаются и среди гудошаурских сланцев, но они лишь осложняют в целом моноклиальное залегание слоев, будучи приурочены главным образом к северному краю пластины, под Архотским взбросом.

Четвертая пластина в долине Терека сложена породами казбекской свиты, образующей моноклиаль с нормальным падением на север под углами  $45^{\circ}$ – $65^{\circ}$ , и лишь в самой северной части под Аршинским сбросом появляются складки, несколько запрокинутые к югу. С юга пластина также ограничена крупным разломом типа взброса-надвига с падением плоскости на север под углом  $50^{\circ}$ .

Последняя – пятая пластина, сложенная глинистыми сланцами и песчаниками бусарчильской свиты (байос или бат), несколькими взбросо-надвигами с падением плоскостей к северу под углом  $50^{\circ}$ – $70^{\circ}$  разбивается, по крайней мере, на 4 чешуи. Каждая чешуя – это крутая моноклиаль с нормальным падением слоев на север под углом  $40^{\circ}$ – $75^{\circ}$ , возле разрывов обычно осложненная мелкими, чаще всего запрокинутыми к югу складками. Породы, как и в предыдущих пластинах, интенсивно кливажированы с падением плоскостей кливажа на север под углами  $60^{\circ}$ – $90^{\circ}$ . С юга вся Казбекско-Гудошаурская подзона ограничена крупным

Тибским надвигом [Варданянц, 1935; Ренгартен, 1932], по которому последняя, пятая пластина, надвинута на флишевые верхнеюрские и меловые толщи.

### ХАРАКТЕРИСТИКА КЛИВАЖА

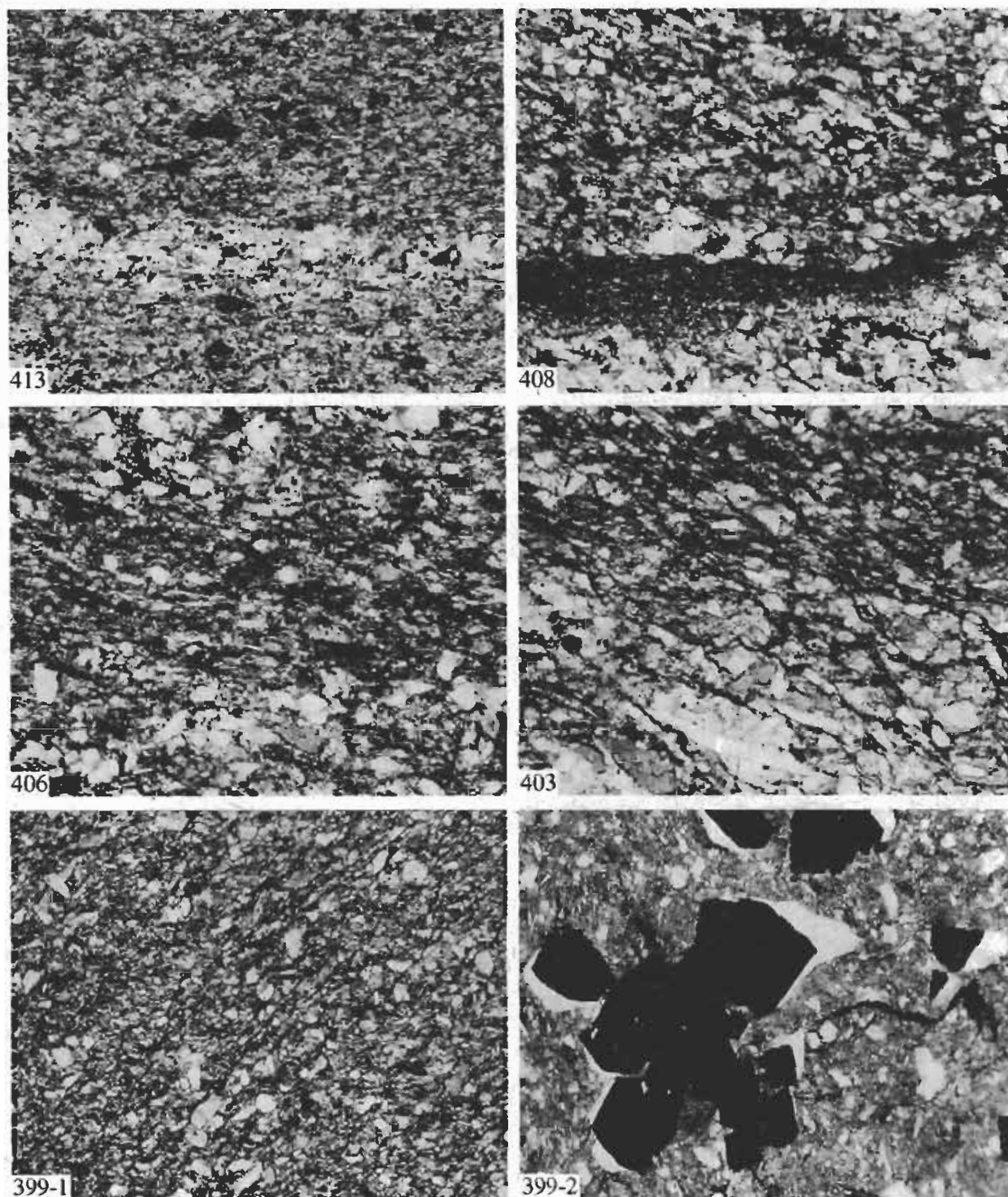
В пределах изученного разреза породы юры в различной степени затронуты кливажем. Отметим, что в отличие от принятого в отечественной литературе определения кливажа как **способности пород расщепляться на тонкие пластинки и линзочки**, мы, вслед за участниками Пенроузской конференции 1976 г., специально посвященной проблеме кливажа [Atlas..., 1982; Powell, 1979], термином “кливаж” обозначаем **микротекстуры определенного строения**, способствующие появлению в породах анизотропии механических свойств [Талицкий, Галкин, 1988]. По микростроению выделяются два типа таких текстур: **межзерновой кливаж и кливаж плейчатости**.

Межзерновой кливаж наблюдается исключительно в породах, имеющих неоднородное зернистое строение – в алеволитах, песчаниках, туфопесчаниках, некоторых типах известняков и т.п. В таких породах, в шлифах, ориентированных вкрест простирания текстуры, наблюдается система тонких субпараллельных нитевидных зон, разбивающих породу на тонкие пластинки или линзочки (рис. 3). Нитевидные зоны (кливажные зоны) и линзочки (микролитоны) резко различаются по минеральному составу и строению (рис. 4). Нитевидные зоны представляют собой скопления очень мелких чешуек глинистых (обычно слюдяных) минералов, пылевидных зернышек рудных минералов, тонкодисперсного органического вещества. Минеральный состав этих зон всегда относительно постоянен, независимо от состава самой породы. Основной особенностью минерального состава кливажных зон является практически полное отсутствие в них таких минералов, как кварц, кальцит, полевые шпаты. Состав микролитонов, заключенных между кливажными зонами, является собственно минеральным составом породы. Зерна в микролитонах чаще всего ориентированы закономерно, реже бывают несколько удлиненными по направлению простирания кливажных зон. В других случаях на торцах более или менее изометричных зерен наблюдаются “бороды нарастания”, состоящие из мелких новообразованных зерен кварца, кальцита и некоторых других минералов. В этом случае весь агрегат, состоящий из зерна и “бород”, имеет удлинение, параллельное кливажным зонам (см. рис. 4).

Кливаж плейчатости развивается в породах, уже ранее имевших анизотропное строение – в сланцеватых породах, или породах, содержащих хорошо выраженный межзерновой кливаж. При

наблюдении такой текстуры под микроскопом можно видеть, что плоскости ранней текстуры смяты в микроскопические складочки (микроплойчатость) или микрофлексуры. Крылья вложенных одна в другую микроскладочек или смыкающие крылья расположенных одна над другой микрофлексур формируют обычно прямолинейные зоны, причем выраженность этих зон тем лучше, чем круче наклонены крылья микроскладочек или смыкающие крылья микрофлексур. Такие зоны (кливажные зоны) разбивают породу на полосы или линзочки (микролитоны), в которых заключены замки микроплек или пологие крылья микрофлексур. Зоны крыльев практически полностью сложены чешуйками слюд, мелкими зернышками рудных минералов и тонкодисперсным органическим веществом. В линзочках наблюдаются реликты ранней текстуры, образующей либо замки микроскладочек, либо пологие крылья микрофлексур. По отношению к зонам крыльев линзочки всегда обогащены кварцем, кальцитом, полевыми шпатами.

Представление кливажа как текстуры с определенным строением важно с той точки зрения, что на основании особенностей морфологии появляется возможность изучать генезис кливажа различного типа. В изученных юрских терригенных комплексах Большого Кавказа основным типом кливажа является межзерновой кливаж, поэтому прежде всего имеет смысл рассмотреть генезис этой текстуры. Механизм образования такого кливажа связывается с неоднородностью строения пород на уровне зерен. При сжатии пород на контактах зерен, нормальных к оси сжатия, возникает повышенное давление, причем при определенном значении сжимающей силы давление тем выше, чем меньше площадь контакта (давление равно силе, отнесенной к площади контакта  $P = F/S$ ). В местах повышенных давлений структура кристаллов более “рыхлая” (в этих местах повышена концентрация вакансий), что создает условия для интенсивного растворения вещества во флюиде. Такие процессы ориентированного растворения ведут к деформации укорочения в направлении оси сжатия, а в зонах растворения концентрируется нерастворимое вещество, образуя кливажные зоны (в результате растворения точечные контакты преобразуются в плоскостные). Растворенное вещество переносится флюидом и переносится в местах с пониженным давлением – на гранях зерен, параллельных оси сжатия, в микропустотах, микротрещинах и т.п. Более подробно механизм формирования межзернового кливажа описан в работах [Николя, 1992; Талицкий, 1989а]. Механизм формирования кливажа плейчатости аналогичный и отличается лишь тем, что разница давлений при его образовании возникает между крыльями и замками микроплек или между короткими и длинными крыльями



**Рис. 3.** Микрофотографии образцов пород из разных блоков северной части профиля – от зоны аргиллитов без следов кливажа (обр. 413) до зоны развития интенсивно кливажированных глинистых сланцев (обр. 391–396).

Номера на фотографиях соответствуют номерам образцов на рис. 2. Ширина горизонтальной рамки фотографий 1 мм.

микрофлексур [Талицкий, 1983; Cosgrove, 1976; Gray, 1979]. Реальность механизма растворения под давлением при формировании кливажа подтверждена многочисленными наблюдениями в кливажированных породах частично растворенных органических остатков, оолитов и других объектов с известной морфологией. Более того, такие наблюдения свидетельствуют о том, что макроскопически отчетливо выраженный кли-

важ появляется в породах при деформациях сокращения ~20–25%. При меньших деформациях текстура наблюдается лишь под микроскопом.

Изучение степени выраженности межзернового кливажа под микроскопом позволяет грубо оценивать степень деформированности пород на уровне зерен. На рис. 5 представлен график зависимости площадей контакта ( $S$ ) зерен сферической формы с диаметром, принимаемым за едини-

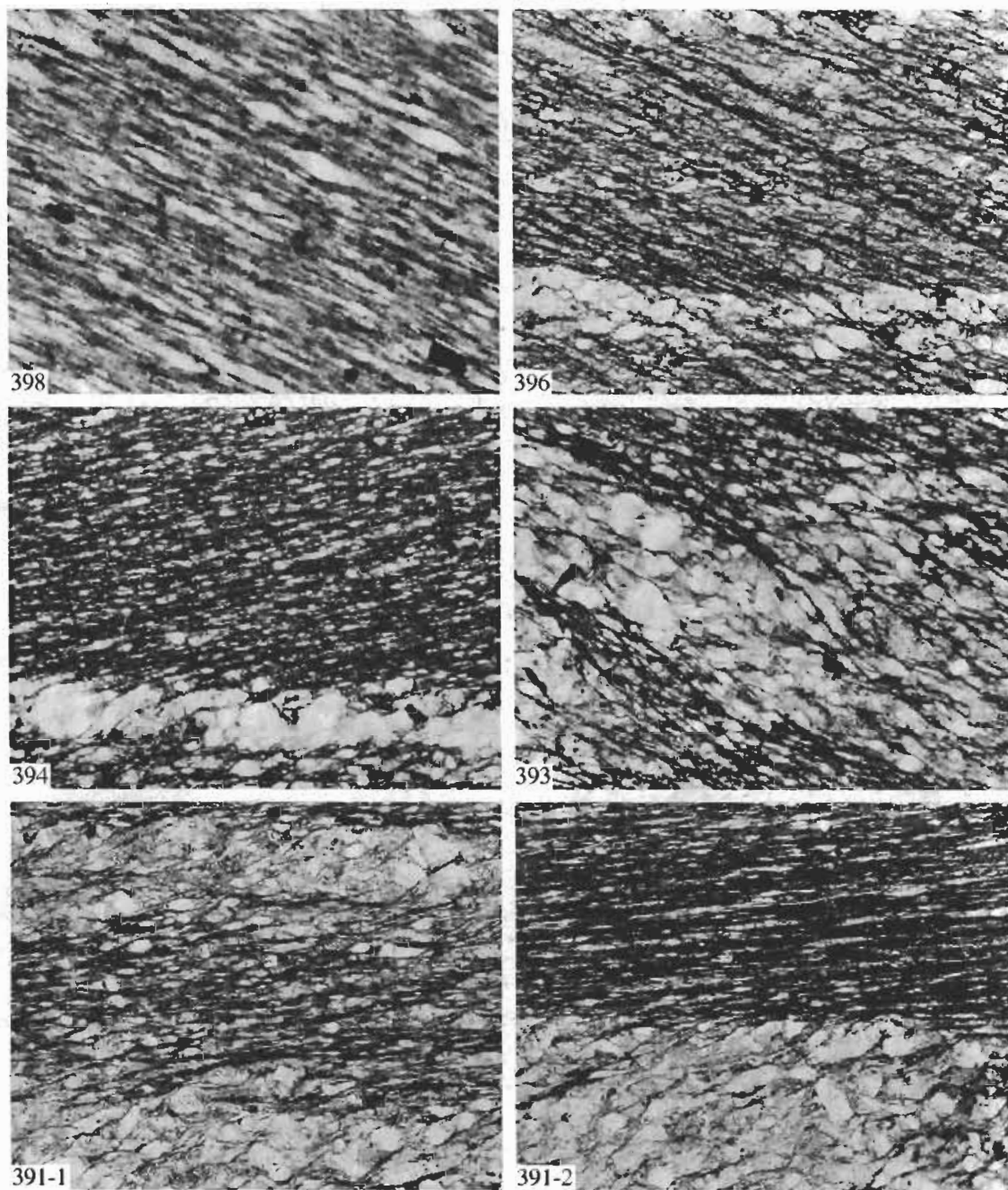


Рис. 3. Окончание.

цу ( $d = 1$ ), от давления ( $P$ ) на этих площадях при постоянно действующей силе ( $F$ ), равной единице. На этом графике показаны также деформации сокращения в %. Из графика следует, что при увеличении площади контакта в результате растворения, давление постоянно падает. При деформациях сокращения от 5 до 50% давление на контактах падает почти на порядок, при этом наиболее существенное падение давления отмечается при деформациях от 5 до 15%. Затем, от 15 до 20–25% зависимость между падением давления

и площадью контактов почти пропорциональная, а при больших деформациях – падение давления резко замедляется. Такой характер кривой говорит о том, что деформации в результате растворения под давлением – это типичные деформации с упрочнением. Наиболее легко они протекают при небольшой площади контактов зерен (5–15%). При деформациях от 15 до 20–25% в породах возникает отчетливая плоскостная текстура (значительно увеличивается площадь контактов зерен),





Рис. 4. Микрофотография (сканирующий микроскоп) глинисто-алевритовых сланцев из зоны развития интенсивного кливажа блока IV северной части профиля (обр. № 394, см. рис. 2, 3).

В кливажных зонах преобладает аутигенная слюда (серицит), между ними в микролитонах – зерна кварца.

вследствие чего дальнейшие деформации резко замедляются.

Ранее нами уже проводился генетический анализ соотношения кливажа со складками продольного изгиба [Талицкий, 1989б], из которого следует, что повсеместно развитый проникающий кливаж формируется либо на ранней стадии складчатой деформации, на стадии продольного укорочения слоев, либо на поздней стадии – на

стадии общего сплющивания, т.е. либо до изгиба слоев в складки, либо после прекращения изгиба. Признаком формирования кливажа на ранней стадии является веерообразное расположение кливажных зон в складках и их преломление на границах слоев в крыльях; признаком же его формирования на поздней стадии является параллельный кливаж осевой плоскости, пронизывающий все слои независимо от их литологического состава. В дополнение к аргументам генетического соотношения кливажа со складками, приведенным в упомянутой выше статье, может быть использован приводимый здесь график S–P. Очевидно, что при совместной деформации продольного укорочения слоев мелкообломочных и грубообломочных пород, в мелкообломочных породах межзернистый кливаж формируется быстрее (в мелкозернистых породах кливаж всегда лучше выражен, например, см. рис. 3), т.е. такие породы быстрее упрочняются, что вызывает рост контраста вязкости, потерю устойчивости слоистой толщи и смятие ее в складки. Дальнейшее совершенствование кливажа в таких складках происходит уже на стадии общего сплющивания. На этой стадии может возникать совершенный кливаж в грубообломочных породах. Таким образом, по степени выраженности кливажа в тех или иных породах можно в какой-то степени судить о напряженности складчатой деформации.

В породах рассматриваемого разреза юры Кавказа кливаж изучался как макроскопически, так и под микроскопом. Макроскопически фиксировалась степень выраженности расщепляемости пород и ее ориентировка. Микроскопически определялся морфологический тип кливажа и оценивалась степень деформированности пород при формировании этой текстуры. Всего было изучено около 300 шлифов. Выше уже отмечалось, что основной текстурой, развитой в изученных породах, является межзерновой кливаж. В некоторых блоках фиксировалось наложение на межзерновой кливаж кливажа плейчатости. Кроме того, местами в породах наблюдались текстуры, отличные от кливажа, о чем будет сказано ниже, при описании этих пород. Во всех шлифах, где имелись элементы слоистости, наблюдалось преломление кливажных поверхностей при переходе из слоя в слой (см. рис. 3), что позволяет отнести изучаемый кливаж к “доскладчатому” кливажу, возникшему на стадии продольного укорочения слоев. В дальнейшем, в процессе складчатой деформации кливаж перестраивался и совершенствовался.

По степени развития кливажа северная и южная части профиля различаются: если в южной части все породы интенсивно кливажированы, то в северной части в целом кливаж развит слабее, а в некоторых блоках отсутствует вовсе. Степень деформированности пород, оцененная по клива-

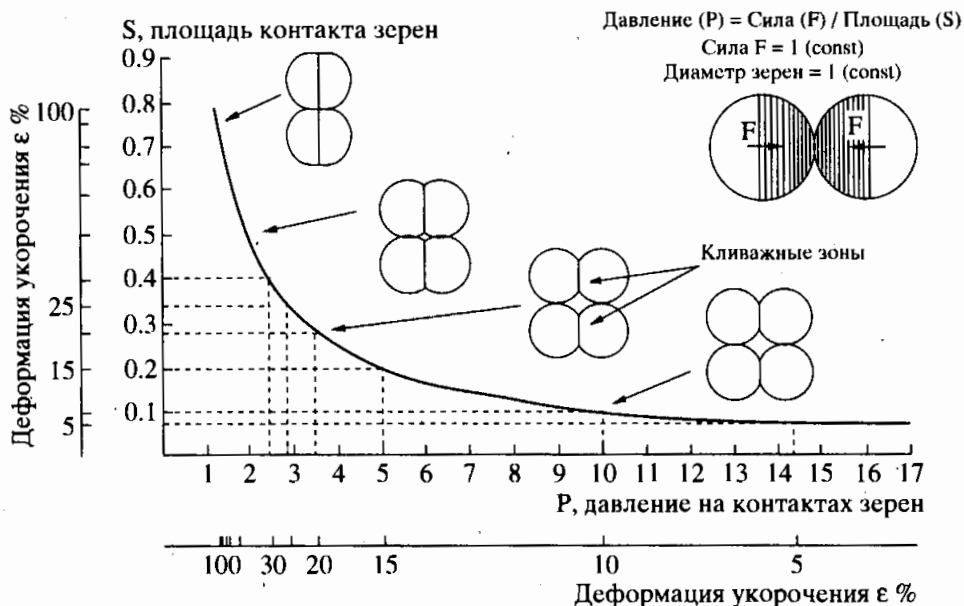


Рис. 5. График зависимости площадей контакта зерен (S) от давления (P) при постоянно действующей силе (F).

жу, приведена на рис. 2г. На рис. 3 приведена серия микрофотографий, где показано изменение степени выраженности кливажа в пределах разных блоков северной части профиля.

В разрезе Северного крыла Дарьяло-Богосского антиклинория в породах пластины I кливаж полностью отсутствует (см. рис. 3, обр. № 413). Впервые макроскопически видимая слабо выраженная текстура отмечается лишь в южной части пластины II. Здесь поверхности кливажа круто падают на юг. При микроскопическом изучении пород первое появление кливажа фиксируется в северной части пластины II; в южном направлении степень кливажированности пород постепенно возрастает (см. рис. 3, обр. № 408–399). Если в северной части этого блока в породах наблюдаются лишь отдельные разобщенные короткие кливажные зоны, то в южной части в некоторых шлифах мелкозернистых алевролитов наблюдается уже вполне совершенный кливаж. В кремнистых конкрециях около включений кристаллов пирита развиты образованные в результате стрессовых напряжений “тени давления”, заполненные аутигенным кварцем (см. рис. 3, обр. № 399-2).

Далее к югу, в пределах пластин III и IV макроскопически кливаж развит по-разному. В породах пластины II макроскопически он практически не зафиксирован, в то время как микроскопически кливаж выражен уже вполне отчетливо (см. рис. 3, обр. № 398). В породах пластины IV отмечена хорошо выраженная субвертикальная или круто падающая на юг текстура; под микроскопом в глинистых алевролитах также отмечается интенсивно выраженный кливаж (см. рис. 3, обр. № 391–396),

степень деформации укорочения по которому оценивается в 25 % (см. рис. 2г).

В осевой части Дарьяло-Богосского антиклинория юрские породы кистинской свиты, как алевролиты, так и песчаники интенсивно кливажированы. Здесь в некоторых пачках глинистых алевролитов отмечаются крупные порфириобласты андалузита. Докливажные порфириобласты обычно округлые, “обтесанные”. В процессе деформации, приведшей к формированию кливажа, эти порфириобласты испытывали повороты, вследствие чего поверхности кливажа вокруг порфириобластов часто бывают искривленными, смятыми в причудливые микроскладки.

В кварцитовидных песчаниках кистинской свиты развита своеобразная текстура, называемая иногда милонитовой или катаклазитовой. Эта текстура представлена крупными кварцевыми зернами с зазубренными границами, окруженными многочисленными мелкими зернами кварца. Крупные зерна кварца часто бывают вытянутыми в одном направлении. Такая текстура формируется при ориентированном сжатии пород в результате полигонизации и ротационной рекристаллизации [Пуарье, 1988]. Ротационной рекристаллизацией оказываются затронуты краевые части крупных кварцевых зерен, в то время как в ядрах отмечается волнистое и облачное погасание, указывающее на полигонизацию, но до рекристаллизации в них процесс не дошел.

Породы циклаурской свиты южного крыла Дарьяло-Богосского антиклинория сильно кливажированы. При микроскопических наблюдениях отмечено, что интенсивный кливаж развит как

в алевролитах, так и в песчаниках. В этих породах измеренная по кливажу в песчаниках деформация сокращения составляет ~25%.

В первом к югу от Шаухохского надвига блоке развиты вулканогенные и осадочные породы циклаурской свиты. В породах вулканогенного горизонта микроскопически отмечается относительно слабо развитый кливаж. Деформация сокращения по этому кливажу оценивается в 15%. В осадочной части разреза этого блока, также как и в породах следующего блока II макроскопически фиксируется хорошо выраженный кливаж с крутым субвертикальным падением. Под микроскопом в породах этих блоков наблюдается интенсивный кливаж в алевролитах и сравнительно слабо развитый в песчаниках. Деформация при образовании такого кливажа составляет около 20%.

Третья и четвертая пластины сложены, соответственно, породами средней и нижней юры, тем не менее эти породы как макроскопически, так и микроскопически кливажированы в одинаковой степени. В породах этих блоков интенсивный кливаж развит как в алевролитах, так и в песчаниках, что говорит о значительной степени деформированности пород.

В последнем, пятом блоке южной части разреза макроскопически отмечен интенсивный кливаж, однако при микроскопическом наблюдении относительно хорошо развитый кливаж наблюдается лишь в алевролитах, а в песчаниках он либо не развит вообще, либо имеются лишь зачаточные, весьма слабо обозначенные кливажные зоны. Деформация по такому кливажу составляет величину ~15–20%.

Проведенное микроскопическое изучение кливажа показало, что в пределах рассмотренного профиля Большого Кавказа кливаж в породах юры развит неравномерно. Наиболее слабо он проявлен в северной части северного крыла Дарьяло-Богосского антиклинория, а наиболее интенсивно в ядре этой структуры. В южной части разреза деформации, связанные с кливажем, были значительными, но также неравномерными. Наиболее интенсивно они проявились в III и IV блоках в породах гудошаурской свиты средней юры и казбекской свиты нижней юры, где интенсивный кливаж развит не только в мелко-, но и в грубообломочных породах. Интенсивное развитие кливажа в таких породах свидетельствует, видимо, об интенсивно развитых складчатых деформациях.

По линии профиля в различных блоках пород в шлифах наблюдаются структуры, наложенные на межзерновой кливаж. Такие структуры проявляются в виде отдельных редких кинк-зон, а также в виде различным образом проявленного кливажа плейчатости. При макроскопических исследованиях такие структуры не фиксировались и не

измерялись, поэтому в рамках проведенного исследования они детально не описываются, но факт их присутствия отмечен на разрезе (см. рис. 2) специальным знаком.

## ХАРАКТЕРИСТИКА ПАРАМЕТРОВ СТРЕСС-АНАЛИЗА

В терригенных породах профиля помимо распространения кливажа изучались микроскопические деформационные структуры, развитые в зернах кварца. Наличие таких структур позволяет качественно оценивать уровень напряжений, воздействовавших на породы при их деформации. Методика такой оценки подробно описана в работе [Галкин, 1992].

Микроскопическое изучение деформационных структур, фиксируемых в зернах кварца в различных типах деформированных пород, позволяет установить некоторую общую последовательность в развитии таких структур (стресс-фации):

( $\sigma_1$ ) – породы недеформированные, следы плоскостных, линейных и других ориентированных текстур отсутствуют; кварцевые зерна не несут следов деформации в краевых зонах и в ядре или эти деформации не обнаруживают каких-либо пространственных закономерностей (захороненные структуры);

( $\sigma_2$ ) – породы приобретают элементы ориентированной текстуры разной степени выраженности;

( $\sigma_{2a}$ ) – кварцевые зерна могут быть корродированы по краям (в низкотемпературной фации), другие деформационные структуры отсутствуют;

( $\sigma_{2b}$ ) – кварцевые зерна в краевых зонах гранулируются, в центральных частях деформационные структуры отсутствуют;

( $\sigma_{3a}$ ) – кварцевые зерна обнаруживают волнистое погасание, полосы Бёма в центральных частях;

( $\sigma_{3b}$ ) – интенсивное волнистое погасание, разориентировка отдельных частей с появлением таких границ субзерен, обычно с разделением зерна на 3–4 субзерна;

( $\sigma_4$ ) – грануляция и многочисленные разрушения зерен по краям и в центральных частях.

В разработанной методике принято, что последовательность этих фаций отражает постепенное увеличение внешнего (номинального) напряжения.

В северной части профиля в пределах блока II наблюдается закономерное увеличение уровня напряжений, действовавших на породы. Эта картина хорошо согласуется с наблюдаемым усилением в том же направлении степени выраженности кливажа и, как будет показано ниже, измене-

ниями минерального состава глинистых пород. Во всех других – более южных блоках, как северной, так и южной частей профиля, параметры стресс-фаций демонстрируют существенные колебания, причем внутри блоков.

На графике стресс-фаций (см. рис. 2) темным тоном выделена фация  $\sigma_2$ . При напряжениях, соответствующих этой фации, в породах формировался кливаж. На рисунке видно, что многие точки попадают в поле развития фации  $\sigma_2$ , однако имеются точки, выходящие за пределы этой фации. Как правило, такие точки приурочены к зонам, примыкающим к разрывам, из чего можно сделать вывод, что после формирования в породах кливажа и складок, дальнейшее увеличение нагрузки на объем пород приводило к неравномерному их упрочнению, и в местах максимального упрочнения происходило формирование разрывов. Дальнейшая деформация осуществлялась перемещениями блоков по разрывам.

К сожалению, имеющийся в нашем распоряжении материал не позволяет построить кривую палеонапряжений по всему профилю с большим количеством точек наблюдений, поэтому сделанный вывод является предварительным, требующим дальнейших исследований.

## ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

В пределах изученного профиля в породах  $J_{1-2}$  наибольшее распространение имеют слюдястые минералы и хлорит; гораздо в меньшей степени развиты каолинит, смешанослойные слюда-сметитовые минералы; другие слоистые силикаты встречаются редко. Несмотря на близость фазового состава глинистых пород, разным частям профиля присущи свои минералогические особенности, характеризующие специфику формирования тех или иных частей толщи. На рис. 2 приведены некоторые минеральные параметры пород, развитых в пределах профиля.

**Слюдястые минералы.**<sup>1</sup> Во всех изученных образцах профиля в больших или меньших количествах неизменно присутствует диоктаэдрический слюдястый минерал в основном мусковитового ряда, практически не содержащий разбухающих межслоев.

В северной части профиля – в области отсутствия кливажа – располагается зона отложений, заметно отличающихся от развитых южнее. Здесь в глинистых породах блока I и северной части блока II наряду с собственно слюдой появляются сме-

шанослойные слюда-сметитовые минералы, в которых содержится до 20–25% разбухающих межслоев [Гаврилов и др., 1992]. Анализ дифрактограмм образцов свидетельствует о том, что переслаивание слюдястых и сметитовых слоев в смешанослойном минерале осуществляется с тенденцией к упорядоченному чередованию. Подобные дифракционные картины наблюдаются практически для всех образцов этой части разреза. В некоторых образцах блока I в слюдястом минерале, представляющем собой основную фазу, появляются разбухающие межслои, количество которых иногда достигает 10–15%. Отметим также, что на дифрактограммах многих прокаленных образцов значение  $a$  третьего порядка сильно занижено ( $d_{003} = 3.31\text{--}3.32 \text{ \AA}$  при  $d_{001} = 9.98\text{--}10 \text{ \AA}$ ), что, вероятно, связано с высокой дисперсностью слюдястых минералов.

Анализ полученных электронограмм косых текстур позволил установить, что слюдястые минералы представлены различными политипными модификациями –  $1M$  и  $2M_1$ , распределение которых в разрезе достаточно закономерно (см. рис. 2). В отложениях кистинской свиты содержится слюда политипной модификации  $2M_1$ . К северу от Дарьяльского гранитогнейсового массива прослеживается довольно широкая полоса развития тех же слюд  $2M_1$  (блок IV, область развития интенсивного кливажа). В породах блока III появляются следы слюд модификации  $1M$ . Далее к северу – в пределах блока II сначала в минимальных, а затем все в более значительных количествах появляется слюда модификации  $1M$ , которая в ааленских отложениях начинает преобладать. Как видно из рис. 2, в этом же направлении происходит закономерное ослабление степени выраженности кливажа.

В байосских и батских толщах опять ведущую роль играет слюда  $2M_1$ , причем, в некоторых образцах слюда  $1M$  отсутствует вовсе.

В интенсивно кливажированных отложениях южной части профиля в основном распространена слюда политипной модификации  $2M_1$ . Однако в некоторых образцах из гудошаурской свиты появляется заметная примесь слюды  $1M$ .

В образцах слюд из глинистых сланцев кистинской свиты базальное отражение первого порядка нередко характеризуется необычно низким значением  $d = 9.82 \text{ \AA}$ , а у рефлексов следующих порядков наблюдается отчетливое расщепление: 4.97 и 4.83; 3.32 и 3.21; 1.994 и 1.928  $\text{\AA}$ . Специальные исследования показали, что появление дополнительной серии рефлексов свидетельствует о присутствии в породах парагонита. Кроме того, наличие слабых по интенсивности рефлексов с межплоскостным расстоянием 4.90; 3.26 и 1.960  $\text{\AA}$  позволяет предполагать существование некото-

<sup>1</sup> Термины “гидрослюда” и “серицит” в работе используются в соответствии с классификацией, изложенной в работе [Омельяненко и др., 1982], а именно, под серицитом подразумеваются тонкодисперсные слюдястые минералы (мусковитового ряда) с количеством разбухающих слоев <5%.

рого количества смешанослойной парагонит-мусковитовой фазы [Freu, 1970, 1987].

Изучение образцов с наибольшим содержанием парагонита с помощью электронографического метода косых текстур вполне определенно показывает наличие фазовой смеси парагонита и мусковита, причем обе диоктаэдрические слюды характеризуются политипной модификацией  $2M_1$ .

Парагонит присутствует не во всех изученных образцах кистинской свиты. Наибольшее его количество – до 30–40% – отмечено в самых низах разреза, в слоях, находящихся вблизи контакта с гранитоидными Дарьяльским массива (район г. Гургала); существенно меньше его ( $\approx 10\%$ ) в образцах верхней части свиты (южный склон горы Молчечкорт), в некоторых образцах парагонит отсутствует.

В отложениях других стратиграфических интервалов парагонитовая фаза достоверно не устанавливается. Вместе с тем на дифрактограммах ряда образцов из самых верхов разреза южного крыла (бусарчильская свита) отмечаются слабые рефлексы с  $d \approx 4.87$  и  $3.25 \text{ \AA}$ , что, возможно, может указывать на присутствие в слюдах некоторого количества парагонитовых слоев.

Степень кристалличности слюд. Сравнение дифрактограмм образцов из разных частей профиля показывает, что характер окристаллизованности минералов различен. Для оценки этого параметра слоистых силикатов используют различные индексы кристалличности (Уивера, Кюблера, Вебера, Флеминга). Как отмечалось рядом исследователей [Freu, 1970; Drits et al., 1997 и др.], индексы кристалличности (ИК) обладают рядом недостатков, поскольку отчасти зависят от некоторых обстоятельств, прямо не связанных с состоянием минералов. Тем не менее, при достаточно большом количестве определений ИК дает статистическую картину, реально отображающую существующие тенденции в преобразовании слоистых силикатов. Для изученного профиля были определены индексы кристалличности слюды по методике, изложенной в работах [Kübler, 1964; Kisch, 1991a]. Индекс Кюблера наиболее применим к породам, претерпевшим значительные постдиagenетические преобразования, которые как раз и получили наибольшее распространение в пределах изученного профиля. На рис. 2в показано, как меняются значения ИК в разных частях профиля. В пределах Джерахско-Дарьяльской подзоны наименьшие значения ИК присущи отложениям кистинской, циклаурской и низам ларской свиты ( $0.21^\circ \Delta 2\theta$ ), в которых отмечается наиболее интенсивно развитый кливаж. По направлению к северу величины ИК возрастают, достигая  $0.5^\circ \Delta 2\theta$ ; одновременно степень выраженности кливажа убывает. В ааленских отложениях блока I, в которых кливаж полностью отсутствует, в ряде образцов

рефлексы на дифрактограммах становятся весьма широкими за счет наложения рефлексов от собственно слюд и от смешанослойных иллит-сметтитовых образований. Интересно, что в байосских и батских отложениях ширина рефлексов несколько уменьшается.

В пределах развития кливажированных пород Казбекско-Гудошаурской подзоны величины ИК меняются гораздо в меньшей степени (см. рис. 2в). Для циклаурской, казбекской и гудошаурской свит наблюдаются близкие значения ИК ( $0.20\text{--}0.22^\circ \Delta 2\theta$ ); для более молодых отложений бусарчильской свиты характерны несколько более высокие значения ИК – до  $0.25^\circ \Delta 2\theta$ .

Хлорит является вторым по распространенности глинистым минералом после слюдяных минералов. Содержание его в породах профиля меняется достаточно закономерно. В пределах северной части профиля за исключением единичных образцов из низов ларской свиты, где хлорит доминирует, практически повсеместно он находится в подчиненных количествах. В самой северной части разреза – там, где в ааленских отложениях появляется каолинит, количество хлорита сокращается, и в некоторых образцах он полностью вытесняется каолинитом.

Особое положение занимают отложения кистинской свиты, в которых хлорит либо отсутствует вовсе, либо находится в резко подчиненных количествах.

Иначе ведет себя хлорит в отложениях южной части профиля; в породах циклаурской свиты он повсеместно преобладает, причем, в прослоях глинистых сланцев из вулканогенно-осадочной толщи его количество существенно возрастает, достигая максимальных содержаний. В средней части южного разреза – в породах казбекской и гудошаурской свит соотношение слюд и хлоритов бывает различным, с преобладанием то одного, то другого минерала. В верхней части разреза наблюдается преобладание слюды над хлоритом.

Как и в случае слюд, вдоль профиля – и особенно в пределах его северной части меняется окристаллизованность хлорита: пределы вариаций ИК заметно ниже, чем у слюды ( $0.2\text{--}0.25^\circ \Delta 2\theta$ ). В целом степень их окристаллизованности изменяется в одном направлении.

Установление политипии хлоритов представляет определенную сложность из-за постоянного присутствия в образцах слюдяных минералов, рефлексы которых накладываются на характеристические рефлексы хлоритов для разных политипных модификаций. Достаточно уверенно можно судить о политипии только там, где наблюдается резкое преобладание хлорита над слюдой. Так в породах циклаурской свиты достаточно уверенно устанавливается политипная модификация хлорита  $1\beta$ . В кварцевых жилках аль-

пийского типа (циклаурская и казбекская свиты) встречаются довольно обильные выделения хлорита, который тоже легко идентифицируется, как  $3b$ . Учитывая, что эта разновидность хлорита является наиболее устойчивой для пород, сформированных в условиях повышенных давлений и температур, можно достаточно уверенно говорить о распространении хлорита  $3b$  в пределах области развития кливажа.

Гораздо сложнее установить характер политипных модификаций хлорита в наименее измененных аргиллитах северной части профиля, в которых среди минералов преобладает гидрослюда. Тем не менее имеются данные, свидетельствующие о присутствии здесь хлорита, относящегося к политипной модификации  $1b$  [Гаврилов и др., 1992].

В пределах северной части профиля область перехода от аргиллитов к глинистым сланцам представляет особый интерес, так как в ней происходят наиболее существенные минеральные трансформации. Здесь, в частности, в пределах блока II выделяется неширокая (первые километры) полоса отложений, в которой при движении в южном направлении в слюдистых минералах наблюдается заметное сокращение и затем исчезновение признаков смешанослойности. Однако эта зона выделяется прежде всего тем, что в глинистых породах здесь развита минеральная фаза, не встречающаяся в других частях профиля. На дифрактограммах образцов фиксируются рефлексы с межплоскостными расстояниями 7.1 (наиболее интенсивные рефлексы) и 3.53 Å. По этим и ряду других признаков эту фазу можно рассматривать как бертьерин.

Каолинит в породах профиля встречается только в пределах его северного края в аргиллитах средней юры (северная часть блока II и блок I) и находится в подчиненном количестве по сравнению с гидрослюдой; кливаж в этих отложениях отсутствует.

Помимо глинистых минералов в сланцах местами отмечены другие аутигенные силикатные минералы. Весьма характерным для некоторых горизонтов кистинской свиты является появление в них андалузита (хиастолита), в тех же горизонтах иногда встречается Mg-кордиерит. В нижней части кистинской свиты – в относительной близости от контакта с гранитогнейсами – в одной из глинистых пачек встречаются выделения кристаллов хлоритоида, особенно обильных в мелких (1–2 мм) трещинках, рассекающих глинистые сланцы. На дифрактограммах фракции <0.001 мм иногда отмечаются рефлексы, свидетельствующие о присутствии в ней примеси полевых шпатов. Эти рефлексы становятся более отчетливо выраженными в направлении увеличения степени вторичных преобразований пород, т.е. в южном направлении. Максимальные количества полевых шпатов отмечены в горизонтах

глинистых сланцев из вулканогенно-осадочной толщи; судя по данным химического анализа, они представлены здесь натриевыми разновидностями. Сходным образом ведет себя аутигенный кварц – его рефлексы на дифрактограммах становятся наиболее отчетливыми в зоне наиболее интенсивного развития кливажа.

## ХАРАКТЕРИСТИКА КОНКРЕЦИОННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

В глинисто-алевритовых отложениях профиля встречаются конкреции различного минерального состава – карбонатные, сульфидные, кремнистые. Наиболее широко они распространены в верхнетюркских-ааленских и байос-батских толщах; в кистинской, циклаурской, ларской и казбекской свитах конкреции редки. Вдоль профиля – и прежде всего в пределах его северной части – наблюдается изменение состав конкреций в отложениях, подвергшихся в различной степени вторичным преобразованиям. Для самых северных частей профиля – блок I и прилегающие к нему части блока II – характерно развитие диагенетических карбонатных, преимущественно сидеритовых стяжений; однако начиная уже с южной части блока II и далее на юг, вместо сидеритовых конкреций получают развитие конкреции, схожие с ними по морфологии (линзовидные, эллипсоидальные) и размеру – 10–20 см в диаметре, но иного минерального состава. Как правило, они сложены мелкозернистой кварц-хлоритовой массой, в которой иногда встречается обильная сульфидная минерализация в виде хорошо ограненных кристаллов пирита или их сростков (см. рис. 3, обр. № 399-2). Следует подчеркнуть, что как сидеритовые, так и кварц-хлоритовые конкреции залегают в отложениях, накапливавшихся в весьма сходных фациальных условиях, где процессы диагенетического минералообразования также реализовывались в целом одинаково. То есть в раннем диагенезе в рассматриваемых терригенных отложениях формировались преимущественно сидеритовые и местами кальцит-сидеритовые конкреции.

Как видим, изменение минерального состава конкреций происходит на том же отрезке профиля, где наблюдается наибольший градиент изменений других минеральных и текстурных характеристик юрских отложений. Аналогичная картина описывалась нами ранее в разрезах  $J_{1-2}$  Западного Дагестана [Гаврилов, 1982], отмечалась при переходе от слабоизмененных лейасовых отложений Лабино-Малкинской структурно-фациальной зоны к претерпевшим интенсивные изменения породам мукуланской свиты Пшекиш-Тырныузской шовной зоны [Гаврилов, Ципурский, 1987]. Эта тенденция вообще фиксируется в юрских терригенных отложениях Большого Кавказа везде, где наблюдается переход от аргилли-

тов к зонам развития пород, в которых в той или иной степени проявляется кливаж.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Рассмотренный выше материал показывает, что в пределах изученного профиля наблюдается закономерное и согласованное изменение таких характеристик осадочных толщ, как степень их дислоцированности, развитие кливажа, параметры стресс-анализа, минеральный состав глинистых пород (минеральные ассоциации, степень кристалличности минералов, политипные модификации слюд и хлорита), минеральный состав конкреционных образований. Схожие зависимости между развитием кливажа и некоторыми минералогическими параметрами прослеживаются в других складчатых областях [Aller et al., 1987; Garcia-Lopes et al., 1997; Kisch, 1991; Weaver et al., 1984 и др.].

Достаточно очевидно, что современный минеральный состав терригенных отложений, ряд их текстурно-структурных особенностей сформировались преимущественно в результате разнообразных постдиагенетических процессов. Для оценки направленности этих преобразований важно знать каков был первоначальный минеральный состав пород. Ранее этот вопрос обсуждался [Гаврилов и др., 1992] и было показано, что по крайней мере для северной части профиля (соответственно для северной части ранее- и среднеюрского бассейна Центрального Кавказа) минеральный состав отложений реконструируется с большой долей вероятности.

В наименьшей степени подверглись вторичным изменениям аргиллиты самой северной части профиля. Поскольку в домерское-ааленское время принципиальных различий в источниках сноса терригенного материала не было, можно с достаточной вероятностью считать, что минеральный состав аргиллитов аалена северной части разреза в наибольшей степени отражает первичный состав осадков также и домер-тоарской толщи. Как было показано выше, в ааленских породах содержатся: гидрослюда, смешанослойный минерал гидрослюда-сметит, каолинит и хлорит. Отложения этого стратиграфического интервала опускались примерно на глубины 3,5–4 км. В связи с этим можно предполагать, что первоначально в смешанослойных минералах присутствовал несколько более высокий процент смектитовых слоев. Соотношения хлорита и каолинита варьировали в отложениях различных фаций, но, как показывают наши данные по распределению глинистых минералов, в разрезах более северных районов в тоарских отложениях преобладал хлорит, среди слюдястых минералов ведущую роль играла гидрослюда политипной модификации 1М [Гаврилов, Ципурский, 1987].

Формирование отложений кистинской свиты, залегающей в основании разреза, происходило в несколько иных обстановках, в связи с чем по ряду минералогических и геохимических параметров она отличается от отложений остальной части юрской толщи. Как было показано выше, особенностью глинистых пород кистинской толщи является преобладание в их составе слюдястых минералов при явно подчиненном количестве хлорита или его полном отсутствии. Кроме того, в сланцах часто отмечается андалузит (хиастолит) и продукты его замещения. Для пород этой толщи характерно также появление помимо слюды мусковитового ряда примеси парагонита, иногда достаточно значительной. Формирование современной ассоциации силикатных минералов в сланцах обуславливалось не только интенсивными постдиагенетическими преобразованиями, но и в значительной степени было предопределено первоначальным минеральным и химическим составом лейасовых осадков. Реконструировать первоначальный состав осадков можно с учетом условий их образования.

Данные фацеального анализа, как полученные ранее [Чихрадзе, 1979 и др.], так и дополненные нашими наблюдениями, позволяют судить о том, что отложения кистинской свиты накапливались в мелководном бассейне. Водосем, очевидно, изобиловал островами; от него местами отшнуровывались отдельные его части, которые заболачивались, зарастали, что обуславливало накопление в осадках растительного органического вещества. Терригенный материал, сносившийся в водосем с суши, представлял собой продукты разрушения палеозойских кристаллических сланцев и гранито-гнейсов. Поэтому не вызывает сомнения то, что в осадках было достаточно много слюдястых минералов. Одновременно с берега, очевидно, поступал каолинит, который формировался в корах выветривания и в озерно-болотных системах. В пользу этого предположения свидетельствуют данные по минеральному составу континентальных толщ, развитых в более северных районах. Так, в глинистых породах угленосной хумаринской свиты (нижний плинсбах, Лабино-Малкинская структурно-фацеальная зона) ведущую роль играет каолинит, в то время как гидрослюда находится в подчиненных количествах [Гаврилов, Ципурский, 1987]. В одновозрастных морских отложениях (Кыртыкская впадина) установлена гидрослюда-каолинитовая ассоциация; сходный состав глинистых пород отмечен в породах и других мест.

Таким образом, в раннеплинсбахское время, когда в центральных частях прогиба Большого Кавказа формировалась кистинская свита, в смежных к северу районах в одновозрастных отложениях каолинит и гидрослюда были основными компонентами глинистых осадков. Кроме того, в водосемах, где происходило накопление отложений

кистинской свиты, обстановка была такова, что в осадках, интенсивно обогащенных органическим веществом растительного происхождения, в результате диагенетических процессов, видимо, формировался аутигенный каолинит. Поэтому с большой долей вероятности можно полагать, что минеральный состав осадков кистинской свиты определялся присутствием в них слюды, гидрослюды, каолинита (аллотигенного и аутигенного); хлорит находился в существенно подчиненном количестве.

В байосское и батское время в связи с перестройкой структурного плана района, выразившейся в появлении в центральной части бассейна системы поднятий, несколько изменились источники сноса терригенного материала, что, в частности, нашло отражение в появлении иной ассоциации акцессорных минералов в песчано-алевритовых породах [Безбородов, 1961]. Возникшие поднятия слагались терригенными добайосскими отложениями (помимо кристаллического фундамента), которые к тому времени уже претерпели существенные постдиагенетические изменения. В результате их разрушения и сноса осадочного материала в водоем в осадках появилось гораздо большее количество гидрослюды политипной модификации  $2M_1$  вплоть до абсолютного ее преобладания. Однако по сравнению с зоной развития кливажа, где слюды также представлены модификацией  $2M_1$ , байосские гидрослюды содержат некоторое количество разбухающих месжлов и хуже окристаллизованы.

Что касается возможного первоначального состава глинистых пород южной части профиля, то при общем сходстве существующих ныне минеральных парагенезов северного и южного разрезов, развитые здесь породы характеризуются рядом особенностей. Прежде всего следует отметить увеличение параметра  $b$  серицитов по сравнению со слюдистыми минералами северной части профиля. Причем максимальных значений параметр  $b$  достигает в глинистых сланцах из вулканогенно-осадочного горизонта циклаурской свиты. Обращает на себя внимание совпадение повышения величины  $b$  серицитов и увеличения количества хлорита в породах. Практически для всего разреза южного крыла характерна в большей или меньшей степени фенгитизация серицитов. Одна из наиболее вероятных причин этого явления – состав исходного терригенного материала, сносившегося с южной суши. Как отмечает Г.А. Чихрадзе [1979], среди минералов тяжелой фракции Дзирульской и Сванетской терригенно-минералогических провинций (ТМП), обеспечивавших поставку осадочного материала с юга, постоянно присутствуют биотит и хлорит, в то время как в Малка-Аргунской и Урух-Ардонской ТМП (в пределах северного борта) биотита нет. Появление биотита в исходном материале вполне могло на стадии интенсивных вторичных преобразований обусловить

фенгитизацию серицита [Гаврилов и др., 1992]. То есть изначальный минеральный состав глинистых осадков в южной части водоема был близок к таковому в северной части, но к нему добавлялся биотит.

Таким образом, первоначальный состав глинистых осадков центральной части ранне- и среднеюрского водоема Большого Кавказа с высокой степенью вероятности можно охарактеризовать следующим образом. В синемюр-раннеплинсбахское (кистинское) время для осадков была типична слюда–гидрослюда–каолинитовая ассоциация, в позднем плинсбахе–бате преобладала гидрослюда–смешанослойный гидрослюда/смектитовый минерал–каолинит–хлоритовая ассоциация, к которой в осевой и южной частях бассейна добавлялся, видимо, биотит. Конечно, на некоторых этапах соотношение минералов в рамках этого парагенеза в осадочном процессе могло заметно варьировать.

Следует отметить, что у нас нет оснований считать, что в осадках юрского водоема содержалось сколько-нибудь значительное количество монтмориллонита, присутствие которого в терригенной толще предполагали некоторые исследователи с последующими выводами о возможном механизме деформаций.

Современный минеральный состав глинистых пород в пределах большей части профиля, как было показано выше, представлен серицит-хлоритовой ассоциацией, возникшей в процессе интенсивных вторичных преобразований. Принципиальное значение для реконструкции динамики развития  $J_{1-2}$  осадочного комплекса имеет вопрос о природе этих вторичных преобразований. Изложенный фактический материал показывает, что вдоль профиля происходит закономерное изменение основных структурных, текстурных, минеральных параметров осадочных толщ. В этом отношении особый интерес представляет северное крыло Дарьяло-Богосского антиклинория, так как именно в его пределах происходит переход от зоны развития отложений, в наименьшей степени подвергшихся вторичным преобразованиям, к зоне максимальных преобразований. В пределах этого крыла в направлении с севера на юг происходит усложнение структуры залегания толщ (см. рис. 2) – от простой моноклинали в северном блоке (I) к достаточно сложно дислоцированным отложениям южного, прилегающего к Дарьяльскому массиву блоку (IV), где развита отчетливая складчатость. Промежуточные блоки представляют собой сжатую синклиналь (северная часть блока II) и моноклинали, осложненную мелкими складками в зонах разрывов.

В этом же направлении – с севера на юг – радикально меняется степень выраженности кливажа – от полного его отсутствия в блоке I до максимального развития в блоке IV (см. рис. 2, 3).



Причем в IV и III блоках фиксируются наложенные вторичные текстуры.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что наиболее резкие минеральные и текстурные изменения происходят внутри II блока. Это выражается в смене ассоциаций глинистых минералов (от гидрослюда–смешанослойный минерал–гидрослюда/сметит–каолинит–хлоритовой к серицит–хлоритовой), существенном изменении соотношения политипных модификаций слюды (от  $1M > 2M_1$  к  $2M_1 \gg 1M$ ), увеличении степени кристалличности слюды, изменении минерального состава конкреционных образований – от карбонатных (в основном сидеритовых) к кварц–хлорит–сульфидным, быстром нарастании степени выраженности кливажа по данным микроскопии. То есть в пределах этой зоны – между Суаргомским разрывом на севере и Пуйским на юге наблюдается наибольший градиент изменений минерального состава пород, текстурных особенностей (кливаж), параметров стресс-анализа осадочных пород. То обстоятельство, что разные по своему проявлению параметры обнаруживают одинаковые по направленности тренды, свидетельствует, видимо, об их обусловленности в основном одинаковыми причинами, а именно стрессовыми напряжениями. Выше отмечалось, что формирующийся под влиянием стресса кливаж сопровождается растворением многих компонентов, первоначально слагавших породу. Растворенное вещество в результате диффузии или миграции в растворах может переотлагаться в других местах. С этим явлением, видимо, связано появление в зоне Пуйского разлома и около разрывов в южной части блока II многочисленных кварцевых жил; около разрывных нарушений более северных частей профиля их существенно меньше. В обстановке нарастания стрессовых напряжений и развития кливажа неустойчивым оказывался также сидерит диагенетических конкреций, что приводило к его замещению силикатными (кварц, хлорит) и сульфидными (преимущественно пирит) минералами. Последние формировались, в частности, за счет железа, входившего ранее в состав сидерита.

Вместе с тем, необходимо учитывать, что помимо стресса нижние горизонты юрской толщи подвергались воздействию значительных геостатических нагрузок. При оценке величин этих нагрузок следует исходить из общей мощности лейас-ааленской толщи около 5.5–6 км.

Мощность послееааленской толщи, которая могла надстраивать осадочный разрез в центральной части прогиба, оценить непросто. В байос-батское время в связи со структурной перестройкой региона единый ранее бассейн распался на северный и южный, депоцентры которых располагались соответственно существенно севернее и южнее, чем у предыдущего. Кроме того,

уже в это время центральные поднятия размывались, поставляя материал в среднеюрские послееааленские водоемы. Таким образом, мощность байос-батской толщи в наших оценках можно не учитывать (по крайней мере для осевой части лейас-ааленского бассейна). Неясно также какая была мощность  $J_3$ –К толщи, однако, оценивая более северные и южные разрезы, следует считать что она вряд ли превышала 2–2.5 км. Таким образом при оценке геостатической нагрузки общую мощность мезозойской толщи в осевой части палеобассейна Большого Кавказа можно оценить в 7.5–8.5 км.

Актуальной научной проблемой является вопрос о соотношении ката- и метагенетических преобразований пород в результате их погружения и преобразований, являвшихся следствием развития стрессовых напряжений (так называемого стресс-метаморфизма или динамо-метаморфизма). Различные стороны этого вопроса рассматривались А.В. Лукьяновым [1991], В.Т. Лукьяновой [1995], А.А. Маракушевым [1988], О.В. Япаскуртом [1992] и др. Полученный нами фактический материал также позволяет обсудить некоторые аспекты этой проблемы.

Полезную информацию дает сравнение некоторых разновозрастных толщ, развитых в пределах северной и южной частей профиля. Так на севере ааленские отложения койрахской и фортаухской свит (блок I) не несут сколько-нибудь заметных следов стрессовых воздействий. Породы разновозрастной с ними гудошаурской свиты напротив интенсивно кливажированы. При этом нет оснований предполагать, что они погружались на различную глубину. Как видно из рис. 2 и приведенного выше описания, их минеральный состав существенно различается. В рассматриваемом случае можно достаточно уверенно говорить о стрессовых напряжениях как о главном факторе минеральных и текстурных различий между этими толщами.

Труднее оценить долю влияния на вторичные преобразования пород геостатической и стрессовой нагрузок в отложениях наиболее древних частей разреза  $J_{1-2}$  – кистинской и циклаурской свит. О том, что влияние стресса на преобразования пород кистинской свиты было весьма значительно убедительно свидетельствует развитый здесь интенсивный кливаж, а также появление аутигенной слюды, ориентированной вдоль кливажных плоскостей. Именно с развитием стрессовых напряжений, как нам представляется, связано также появление в отложениях кистинской свиты На-слюды–парагонита, который встречается на разных уровнях разреза свиты, но наибольшее его количество отмечается вблизи контакта с гранитогнейсами Дарьяльского массива. По данным Г.Д. Афанасьева [1958], палеозойский Дарьяльский массив изначально был сложен биотит-

кварц-олигоклазовыми плагиогранитами, претерпевшими в дальнейшем сильное разгнейсование. Очевидно, в процессе динамометаморфизма в породах массива разрушались богатые натрием минералы (олигоклаз и др.), высвобожденный Na уходил с растворами в перекрывающую гранитоиды кистинскую толщу. В последней в это время под действием тех же стрессовых нагрузок происходила перекристаллизация осадочного материала и Na вошел в состав новообразованных слюд в виде самостоятельной фазы – парагонита либо смешанослойного парагонит-мусковитового минерала.

Ясно также, что нижние базальные части лейасовой толщи к началу байоса опускались на значительную глубину и геостатическая нагрузка, как один из основных факторов катагенеза, воздействовала на породы. Таким образом, как факторы стресс-метаморфизма, так и факторы ката- и метагенеза совокупно способствовали преобразованию пород.

Вместе с тем имеются некоторые косвенные свидетельства того, что развитие кливажа началось довольно рано – еще во время накопления лейасовой толщи. Выше отмечалось, что кливаж имеет доскладочный характер. Но проявление складчатости предполагается уже в позднелейасовое время [Короновский и др., 1997]. Обращает на себя внимание также то, что прорывающие отложения циклаурской свиты дайки, некоторые из которых служили подводными каналами при подводных излияниях лав, образуют систему тел, определенной общекавказской ориентации и залегающих, как правило, параллельно друг другу. Очевидно, их внедрение происходило по системе трещин на стадии растяжения, причем ориентация этих трещин была определена ранее в результате нормальных к простиранию Большого Кавказа стрессовых напряжений. При этом, как отмечал Г.Д. Ажгирей [1968], в расположенном к западу от р. Терек Садонском районе послеалаенские (то есть байосские) дайки секут слоистость и не несут следов динамометаморфизма, в то время как среднелейасовые – одновозрастные с эруптивными центрами – испытали сильнейший динамометаморфизм.

Таким образом можно считать, что стрессовые динамические нагрузки на юрскую терригенную толщу эпизодически начали проявляться уже на достаточно ранних стадиях ее формирования, то есть это явление имело конседиментационный характер, а соответственно активно влияло на преобразование накопившихся к тому времени отложений. В дальнейшем, в том числе в послеюрское время, неоднократные импульсы проявления стрессовых напряжений обуславливали появление кливажа в более молодых, чем юрские, отложениях, а также накладывались на уже возникший более ранний кливаж.

Нам представляется, что в пределах лейас-алаенского прогиба Большого Кавказа периодически проявлявшиеся стрессовые напряжения (сменявшиеся периодами растяжения) играли ведущую роль в вещественно-минералогических преобразованиях  $J_{1-2}$  толщ по сравнению с геостатическим фактором.

Особое место в проблеме вторичных преобразований пород занимает вопрос о роли температурного фактора. Некоторые аспекты его влияния на постседиментационные изменения нижне- и среднеюрских отложений были рассмотрены ранее [Гаврилов, Ципурский, 1987, 1988; Гаврилов и др., 1992].

С предположением о многократности импульсов стрессовых напряжений хорошо согласуется отмечаемое усложнение складчатой структуры и степени развития кливажа в наиболее древних отложениях юрского разреза (см. рис. 2). К такой схеме развития деформаций, вторичных текстур и вещественных преобразований приложима модель периодического развития сжимающих и растягивающих напряжений в древнем осадочном бассейне, предложенная в работе [Cloetingh, 1986 и др.]. Усиление и ускорение в результате стрессовых напряжений преобразований вещественного состава лейас-алаенской толщи явилось, видимо, причиной того, что ко времени структурной перестройки Большого Кавказа в начале байоса накопившиеся к тому времени в осевой части бассейна отложения были существенно переработаны. В результате этого осадочный материал, начавший поступать в байос-батские бассейны с Кавказского осевого поднятия (в пределах Центральнокавказского сегмента) характеризовался параметрами, свойственными для существенно измененных пород (преобладание слюд политипной модификации  $2M_1$ , см. рис. 2).

Стрессовые напряжения определяли общую направленность вещественных изменений пород, что в частности выражалось в переходе от относительно многокомпонентной ассоциации глинистых минералов, сформировавшейся в осадках водоема, к преимущественно двухкомпонентной серицит-хлоритовой, то есть происходила унификация минерального состава пород. При этом следует подчеркнуть, что напряжения в разных блоках могли заметно варьировать, что отразилось на сложном характере распределения стресс-фаций в пределах профиля.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Процесс формирования вещественных и структурно-текстурных характеристик терригенной толщи  $J_{1-2}$  был многоактным. Становление минерального состава глинистых отложений происходило как на стадии седиментогенеза и раннего диагенеза,

так и в результате интенсивных последующих преобразований. Анализ состава глинистых отложений позволяет с высокой степенью вероятности реконструировать первоначальный состав осадков юрского бассейна: для осадков синемюр-раннеплинсбахского бассейна (кистинская свита) была характерна слюда-гидрослюда-каолинитовая ассоциация, для позднеплинсбахского-ааленского бассейна – гидрослюда ( $1M > 2M_1$ )-смешанослойные минералы иллит-сметитового ряда-каолинит-хлоритовая ассоциация, в пределах южной части бассейна к ним, видимо, добавлялся биотит. В результате преобразований, происшедших на стадии погружения осадков и вследствие стресс-метаморфизма в глинистых породах сформировалась преимущественно серицит ( $2M_1$ )-хлоритовая ассоциация; в породах кистинской свиты помимо серицита мусковитового ряда присутствует парагонит.

Закономерное и согласованное изменение вдоль профиля **минералогических характеристик** отложений (минеральные ассоциации, политипные модификации слюд и хлорита, степень кристалличности глинистых минералов и др.) и степени развития **квиважа** свидетельствуют о ведущей роли стресса в процессах формирования вещественных и структурно-текстурных характеристик пород в зоне распространения квиважированных глинистых сланцев. Существенные преобразования лейас-ааленских отложений произошли, видимо, еще в процессе накопления толщи. Вследствие этого, когда на месте прогиба в результате предбайосской тектонической перестройки возникли поднятия, с них в байос-батские водоемы сносился терригенный материал, характерный для пород, уже претерпевших интенсивные вторичные изменения. В дальнейшем неоднократные проявления стресс-метаморфизма привели к усилению степени развития квиважа в толщах  $J_{1-2}$ , появлению в них наложенных текстур, а также обусловили образование квиважа в более молодых отложениях.

Работа выполнена при финансовой поддержке Федеральной целевой программы "Интеграция" и проекта РФФИ № 98-05-64092.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ажгирей Г.Д.* Геологический очерк Центрального Кавказа в пределах Северной Осетии и сопредельных территорий // Геология Центрального Кавказа. М.: Изд-во УДН, 1968. С. 3–37.
- Афанасьев Г.Д.* Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 139 с.
- Безбородов Р.С.* Литология верхнелейасовых и среднеюрских отложений центральной части северного склона Кавказа в связи с перспективами их нефтегазонасности // Геология и нефтегазонасность юга СССР. Л.: Гостоптехиздат, 1961. С. 107–254.
- Варданянц Л.А.* Горная Осетия в системе Центрального Кавказа // Тр. ЦНИГРИ. 1935. Вып. 25. 108 с.
- Гаврилов Ю.О.* Аутигенные образования юрских отложений Западного Дагестана // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 2. С. 32–46.
- Гаврилов Ю.О., Цикурский С.И.* Глинистые минералы ниже- и среднеюрских отложений разных структурно-фациальных зон Центрального Кавказа // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 6. С. 57–72.
- Гаврилов Ю.О., Цикурский С.И.* Постдиагенетические преобразования глинистых пород в условиях повышенных температур (на примере лейасовых отложений Центрального Кавказа) // Докл. АН СССР. 1988. Т. 303. № 2. С. 445–448.
- Гаврилов Ю.О., Соколова А.Л., Цикурский С.И.* Терригенные отложения Центрального Кавказа в различных обстановках постдиагенетических преобразований (нижняя и средняя юра) // Литология и полез. ископаемые. 1992. № 6. С. 42–66.
- Галкин В.А.* Стресс-анализ в петроструктурном изучении горных пород // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1992. № 4. С. 35–50.
- Гуцин А.И., Панов Д.И.* Структура зоны Бокового хребта на Восточном Кавказе // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1992. № 2. С. 25–37.
- Кипиани Я.Р.* Структура и геологическая история зоны сланцевой юры Главного Кавказского хребта (в пределах Хеви и Пшав-Хевсуретии) / Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Тбилиси: КИМС, 1985. 27 с.
- 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.
- Лукьянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.
- Лукьянова В.Т.* Катагенез в орогенных областях. М.: КМК Лтд, 1995. 174 с.
- Маракушев А.А.* Петрогенезис. М.: Недра, 1988. 293 с.
- Николя А.* Основы деформации горных пород. М.: Мир, 1992. 167 с.
- 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.* Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на раннеальпийском этапе развития // Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976. С. 154–207.
- Панов Д.И., Гуцин А.И.* Структурно-фациальное районирование территории Большого Кавказа для ранней и средней юры и регионально-стратиграфическое расчленение ниже-среднеюрских отложений // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 124–139.
- Панов Д.И., Гуцин А.И.* Стратиграфия ниже-среднеюрских отложений северного склона Восточного Кавказа (Агвали-Хивская зона) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68. Вып. 1. С. 48–64.

Пуарье Ж.-П. Ползучесть кристаллов. Механизмы деформации металлов, керамик и минералов при высоких температурах. М.: Мир, 1988. 287 с.

Ренгартен В.П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги // Тр. Всесоюз. геол.-развед. объединения ВСНХ СССР. 1932. Вып. 148. 79 с.

Талицкий В.Г. Кливаж пльчатости в метаморфических породах Макбальского брахиантиклинория (Северный Тянь-Шань) // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1983. № 5. С. 34–39.

Талицкий В.Г. Механизм образования кливажа в обломочных горных породах // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1989а. № 1. С. 19–27.

Талицкий В.Г. О соотношении кливажа со складками (генетический аспект) // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1989б. № 4. С. 3–14.

Талицкий В.Г., Галкин В.А. Морфологические и генетические различия сланцеватости и кливажа горных пород // Геотектоника. 1988. № 5. С. 15–24.

Чихрадзе Г.А. Литология ниже- и среднеюрских отложений южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1979. 203 с.

Юра Кавказа / Под ред. Ростовцева К.О. СПб: Наука, 1992. 184 с.

Янискурт О.В. Литогенез и полезные ископаемые миеосинклиналей. М.: Недра, 1992. 224 с.

Aller J., Bastida F., Brime C., Perez-Estaun A. Cleavage and its relation with metamorphic grade in the Cantabrian zone (hercinian of North-West Spain) // Sci. Geol. Bull. Strasbourg. 1987. V. 40. № 3. P. 255–272.

Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics. Berlin, Heidelberg, N.Y.: Springer-Verlag, 1982. 551 p.

Cloetingh S. Intraplate stresses: a new tectonic mechanism for fluctuations of relative sea level // Geology. 1986. V. 14. № 7. P. 617–620.

Cosgrove J.W. The formation of crenulation cleavage // J. Geol. Soc. 1976. V. 132. № 2. P. 155–178.

Drits 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. 45. P. 461–475.

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.

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.

Gray D.R. Microstructure of crenulation cleavage: an indicator of cleavage origin // Am. J. Sci. 1979. V. 279. № 2. P. 97–128.

Kisch H.J. Illite crystallinity: recommendations on sample preparation, X-ray diffraction settings 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.

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

Powell C.McA. A morphological classification of rock cleavage // Tectonophysics. 1979. V. 58. № 1–2. P. 21–34.

Weaver C.E., Broekstra B.R., Highsmith P.B. et al. Shale-slate metamorphism in Southern Appalachians // Developments in petrology. V. 10. Amsterdam, N.Y.: Elsevier, 1984. 239 p.