Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Российской академии наук

На правах рукописи

Buy-

Латышева Ирина Валерьевна

ПОСТДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ЮРСКОГО ТЕРРИГЕННОГО КОМПЛЕКСА В РАЗНЫХ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫХ ЗОНАХ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Специальность 25.00.06 – Литология 25.00.03 – Геотектоника и геодинамика

ДИССЕРТАЦИЯ на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель: Доктор геол.-мин.наук Ю.О. Гаврилов

Москва-2018

оглавление

Введение6
Глава 1. Общие сведения о геологическом строении и истории формирования
складчатого сооружения Большого Кавказа11
1.1. Геологическое строение и история формирования складчатого сооружения Большого
Кавказа11
1.2. Структурно-фациальная зональность нижне- и среднеюрских отложений
Большого Кавказа и краткое описание изученных разрезов
<u>1.2.1.Лабино-Малкинская СФЗ</u> 16
Разрез по р. Тызыл16
<u>1.2.2. Тырныауз-Пшекишская СФЗ</u> 19
Разрез Кестантинской впадины (р. Кестанты, правый приток р. Баксан) .20
Разрез балки Большой Мукулан22
<u>1.2.3.Архыз-Гузерипльская СФЗ</u> 22
Разрез по р. Белой и ее притоку р. Молчепе
Разрез верховьев р. Зеленчук (долина р. Архыз, водораздел София – Дукка) .26
Разрез Кыртыкской впадины (левобережье р. Баксан)
<u>1.2.4. Дигоро-Осетинская СФЗ</u> 29
Разрез по р. Ардон
Разрез по р. Терек
<u>1.2.5. Псеашхинская СФЗ</u>
Разрез по р. Терек
<u>1.2.6. Бзыбско-Казбегская СФЗ</u>
Разрез по р. Терек
<u>1.2.7. Агвали-Хивская СФЗ</u>
Разрез по р. Аварское Койсу
Разрез по р. Чанты-Аргун40
<u>1.2.8. Метлюта-Ахтычайская СФЗ</u> 45
Разрез по р. Аварское Койсу45
Разрез по р. Чанты-Аргун46
<u>1.2.9. Бежитинская СФЗ</u> 46
Разрез по р. Аварское Койсу46

Глава 2. Методика исследований	49
2.1. Микротекстуры, использованные для оценки постдиагенетических	
преобразований пород	49
2.1.1. Наиболее распространенные постседиментационные структуры	
<u>и текстуры:</u>	50
а) стилолитовые швы	50
б) текстура «con-in-con»	50
в) хлорит-мусковитовые порфиробласты	51
г) структуры гравитационной коррозии	52
д) шиповидные структуры	52
2.1.2. Наиболее распространенные деформационные микротекстуры:	52
а) межзерновой кливаж	52
б) кливажные швы и муллионы	55
в) синтектонические каймы (бороды) нарастания в тенях давления	
крупных зерен	56
г) сланцеватость	61
д) наложенная текстура кливажа плойчатости	63
е) минеральные жилы	63
ж) милонитовая текстура	64
2.2. Определение химического состава и условий образования аутигенных	
минералов (слюд и хлоритов)	65
2.3. История исследований постдиагенетических микротекстур и величины	
деформации в юрских породах Северного Кавказа	67
Глава 3. Микротекстурные наблюдения	71
3.1. Лабино-Малкинская СФЗ	71
3.1.1. Разрез по р. Дах	71
3.1.2. Разрез по р. Тызыл	71
3.2. Тырныауз-Пшекишская СФЗ	72
3.2.1. Разрез Кестантинской впадины (р. Кестанты, правый	
приток р. Баксан)	72
3.2.2. Разрез балки Большой Мукулан	75
3.3. Архыз-Гузерипльская СФЗ	79
3.3.1. Разрез р. Белой и ее притока р. Молчепы	79
3.3.2. Разрез верховьев р. Зеленчук (долина р. Архыз, водораздел	
София – Дукка)	92

3.3.3. Разрез Кыртыкской впадины (левобережье р. Баксан)
3.4 . Дигоро-Осетинская СФЗ
3.4.1. Разрез по р. Ардон
3.4.2. Разрез по р. Терек (и его притоку р. Армхи) и р. Мидаграбиндон104
3.5. Псеашхинская СФЗ
3.5.1. Разрез по р. Ардон113
3.5.2. Разрез по р. Терек120
3.6. Бзыбско-Казбегская СФЗ 133
Разрез по р. Терек133
3.7. Агвали-Хивская СФЗ
3.7.1. Разрез по р. Аварское Койсу142
3.7.2. Разрез по р. Чанты-Аргун
3.8. Метлюта-Ахтычайская СФЗ152
3.8.1. Разрез по р. Аварское Койсу152
3.8.2. Разрез по р. Чанты-Аргун159
3.9. Бежитинская СФЗ162
3.9.1. Р. Аварское Койсу162
Глава 4. Аутигенные минералы в терригенных породах нижне- и среднеюрского
терригенного комплекса как показатель условий постдиагенетических
преобразований
4.1. Три генерации аутигенных минералов
а) докливажная генерация А1166
б) синдеформационная генерация А2168
в) постдеформационная генерация АЗ169
4.2. Химический состав и условия образования аутигенных минералов169
а) слюды
б) хлориты172
4.3. Изменение условий постдиагенетических преобразований
Глава 5. Обсуждение результатов и выводы
5.1. Некоторые обобщения по изученным геологическим профилям
5.2. Соотношение факторов литогенеза: геостатический фактор и
боковой стресс

5.3. Последовательность формир	ования постдиагенетических микротекстур
в нижне- и среднеюрских порода	x

Заключение	207
Список использованной литературы	209
Список публикаций	221

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования

Нижне- и среднеюрские терригенные породы представляют собой хороший объект для исследований по нескольким причинам. Они широко распространены в пределах складчатого сооружения Большого Кавказа и для них составлена единая схема стратиграфического расчленения и корреляции в разных структурно-фациальных зонах. Кроме того, ранее проводилось достаточно много детальных исследований этого комплекса пород с целью построения палеогеографических и палеотектонических схем Кавказа, выявления их внутренней структуры и основных закономерностей геологического развития. Вместе с тем, в целом нижне- и среднеюрские терригенные отложения изучены крайне неравномерно. Анализ микротекстур пород, образовавшихся на разных стадиях преобразований пород, и сопоставление их с другими литологическими характеристиками позволяет определить основные факторы, влияющие на постдиагенетические изменения пород и, таким образом, оценить некоторые особенности геологического развития

Цель и задачи работы

Целью работы являлось выяснение основных факторов постдиагенетических преобразований юрского терригенного комплекса в различных структурно-фациальных зонах Большого Кавказа.

В задачи работы входило: 1) изучение вторичных (постдиагенетических) микротекстур в нижне- и среднеюрских терригенных породах Северного Кавказа, установление последовательности и условий образования этих микротекстур; 2) определение численного значения величины деформации по степени развития в породах межзернового кливажа; 3) сравнение наблюдаемых микротекстур в разных частях исследуемых профилей вкрест простирания горно-складчатого сооружения Кавказа и выделение на площади развития нижне- и среднеюрских пород зон с различной степенью развития микротекстур; 4) определение химического состава аутигенных минералов (слюд и хлоритов) разных генераций и оценка условий постдиагенетических преобразований пород.

Научная новизна работы

В работе обобщены имеющиеся данные о литолого-минералогических характеристиках (минеральный состав глин, степень кристалличности слюдистых

минералов, политипные модификации гидрослюд) нижне- и среднеюрских терригенных пород в комплексе со степенью их деформации. Изучены морфологические особенности постдиагенетических микротекстур и величина деформации пород на уровне зерен. Изучение проведено в нескольких пересечениях, что позволило установить изменчивость микротекстур вкрест простирания горно-складчатого сооружения Большого Кавказа. Показано, что полуколичественный метод определения величины деформации по степени развития межзернового кливажа, предложенный В.Г. Талицким, может быть применен для оценки примерной величины деформации породы с использованием неориентированных шлифов, отобранных для литологических исследований. Определена последовательность образования микротекстур и минеральных ассоциаций и примерные температуры и давления постдиагенетических преобразований нижне- и среднеюрских терригенных пород. На примере нескольких геологических профилей вкрест простирания Большого Кавказа показано, что основные факторы и степень постдиагенетических преобразований пород пространственно соотносятся с выделяемыми на Большом Кавказе структурнофациальными зонами.

Теоретическая и практическая значимость

Выявленные закономерности постдиагенетических преобразований могут быть использованы для определения стадии преобразования породы в сложной истории формирования горно-складчатых сооружений. Применение метода полуколичественного определения величины деформации показало, что, используя прозрачно-полированные неориентированные шлифы, можно определить примерную величину деформации, не прибегая для этого к другим более трудоемким методам стрейн-анализа. Результаты использованы для тектонических исследования могут быть И геодинамических реконструкций складчатых областей, а также для дальнейшей разработки методов стадиального и структурно-парагенетического анализа.

Фактический материал и методы исследования

В основе работы лежит изучение коллекции шлифов терригенных нижне- и среднеюрских пород, предоставленной автору Ю.О. Гавриловым. В процессе работы детально описано около 1450 прозрачно-полированных шлифов. Материал анализировался с точки зрения соотношений между различными микротекстурами и составом пород. При исследованиях использовался полуколичественный метод определения величины В.Г. Талицким. деформации разработанный Наблюдаемые В пород. прозрачнополированных шлифах степень развития в породе межзернового кливажа и форма зерен зависят от величины деформации укорочения породы. Визуально, по выбранным «эталонным» образцам определялась величина деформации пород, составлялись схемы,

показывающие распространение вторичных микротекстур вдоль исследуемых геологических профилей. Полученные профили сравнивались между собой для выделения площадных зон с разной степенью развития межзернового кливажа и других микротекстур.

Для образцов из геологического профиля вдоль долины р. Белой было проведено сравнение величин деформации, полученных полуколичественным методом В.Г. Талицкого (*Талицкий, 1997*) и методом Н. Фрая (*Fry, 1979; Fry, 2001*). Показано, что полученные разными методами результаты имеют хорошую сходимость (*Латышева, Кирмасов, 2018*).

В исследованных породах наблюдается три генерации аутигенных минералов (слюд и хлоритов). В некоторых образцах сильно деформированных пород из профилей по р. Белой и р. Тереку определен химический состав аутигенных минералов (слюд и хлоритов) всех трех генераций. Химический состав получен в лаборатории Физических методов определения породообразующих минералов ГИН РАН на сканирующем электронном микроскопе MV 2300 с приставкой для энергетического дисперсионного рентгеновского микроанализа INCA 200, аналитики Горькова Н.В., Савичев А.Т. и Михеев В.В. На основе химических анализов (около ста точек) в минеральных зернах разных генераций с использованием геотермометров и геобарометров (*Cathelineau, Nieva, 1985; Котельников и др., 2012; Ganne, 2012; Кориковский и др., 1995; Massonne, Schreyer, 1987*) были определены интервалы температур и давлений при их образовании и изменение во времени условий постдиагенетических преобразований пород.

Защищаемые положения

1. Вдоль нескольких геологических профилей, пересекающих поле развития нижнеи среднеюрских отложений Северного Кавказа (от Адыгеи до Дагестана), проведена оценка факторов литогенеза, повлиявших на постдиагенетические преобразования пород, и выделены области преимущественного воздействия: 1) геостатических факторов и 2) боковых стрессовых нагрузок. К области преимущественного воздействия геостатических факторов относятся Лабино-Малкинская структурно-фациальная зона и северная часть Архыз-Гузерипльской, Дигоро-Осетинской и Агвали-Хивской структурно-фациальных зон. К области преимущественного воздействия боковых стрессовых нагрузок относятся отдельные районы Тырныауз-Пшекишской шовной зоны, Псеашхинская и южная часть Метлюта-Ахтычайской структурно-фациальные зоны. К области комплексного действия двух факторов относятся Бзыбско-Казбегская, Бежитинская, южная часть Архыз-Гузерипльской, Дигоро-Осетинской и Агвали-Хивской структурно-фациальных зон. Локально, в местах повышенного теплового потока, существенное влияние на вторичные изменения пород оказывал температурный фактор.

2. В нижнеюрских терригенных породах Большого Кавказа в числе аутигенных минералов присутствуют слюды и хлориты трех генераций. Ранняя генерация сформировалась на стадии метагенеза при T~300 градусов при возрастающей геостатической нагрузке. Вторая генерация образовалась одновременно с межзерновым кливажом при перераспределении вещества в результате воздействия боковых стрессовых нагрузок. Третья генерация образовалась при T~200 градусов на этапе снижения интенсивности деформаций.

3. B среднеюрских Большого Кавказа нижне-И терригенных породах микротекстуры, связанные с воздействием боковых стрессовых нагрузок, представлены в основном межзерновым кливажом, каймами нарастания в тенях давления, минеральными жилами, стилолитовыми швами, кливажом плойчатости, кливажными муллионами. Характер пространственного распределения этих микротекстур подчиняется следующей закономерности – в осевой части Большого Кавказа и приближенных к ней структурно-(Бзыбско-Казбегская, Псеашхинская, Метлюта-Ахтычайская) фациальных зонах деформационные микротекстуры представлены максимально полным набором. По мере удаления к северу (Архыз-Гузерипльская, Дигоро-Осетинская и Агвали-Хивская) выраженность микротекстур ослабевает. В Лабино-Малкинской структурно-фациальной зоне и в северной части Архыз-Гузерипльской, Дигоро-Осетинской и Агвали-Хивской зон деформационные микротекстуры отсутствуют. Границы зон, характеризующихся различной степенью развития микротекстур, совпадают с региональными разломами (в ряде случаев – конседиментационными) и границами структурно-фациальных зон.

Апробация работы

Основные результаты работы изложены в журналах «Литология и полезные ископаемые» и «Вестник Моск. Ун-та. Серия Геология». Результаты исследований также представлялись на кафедре Динамической геологии геологического факультета МГУ, на молодежных и Всероссийских конференциях (Яншинские чтения, 2003; Всероссийская конференция «Строение литосферы и геодинамика», 2003, 2005, 2009; Молодежная секция Всероссийского Тектонического Совещания, 2004; VIII Всероссийское Литологическое совещание, 2015; Всероссийское совещание «Юра России», 2015; IV Тектонофизическая конференция ИФЗ РАН, 2016; L Всероссийское Тектоническое Совещание, 2018). По теме диссертации опубликовано 14 работ, в том числе 4 статьи в реферируемых журналах, рекомендованных ВАК.

Объем и структура работы

Диссертация состоит из 5 глав, введения, заключения, изложенных на 222 страницах, содержит 94 рисунка, 2 таблицы. Библиография включает 170 наименований.

Благодарности

Автор выражает искреннюю благодарность научному руководителю Ю.О. Гаврилову за предоставленные материалы, руководство и внимание на разных этапах подготовки работы. За профессиональные консультации и ценные советы спасибо А.Б. Кирмасову, Е.В. Щепетовой, Н.Б. Кузнецову, Т.А. Ивановской, М.И. Тучковой, В.В. Петровой, В.Б. Курносову, А.Н. Стафееву, Т.В. Сухановой, В.Л. Косорукову. За проведение работ на сканирующем электронном микроскопе благодарю сотрудников лаборатории Физических определения породообразующих минералов ГИН PAH Н.В. Горькову, методов А.Т. Савичева и В.В. Михеева. Спасибо также всем, кто оказывал разностороннюю помощь и поддержку на разных этапах подготовки работы: Т.А. Садчиковой, Ю.В. Кущевой, В.Ю. Лаврушину, О.Е. Киквадзе, С.В. Рудько, и другим сотрудникам ГИН РАН. Особую благодарность выражаю моим родителям за поддержку и терпение.

ГЛАВА 1. Общие сведения о геологическом строении и истории формирования складчатого сооружения Большого Кавказа

<u>1.1. Геологическое строение и история формирования складчатого сооружения</u> <u>Большого Кавказа</u>

Большой Кавказ является частью коллизионного Средиземноморского пояса, протягивающегося от Гибралтара до Индокитая, и представляет собой сложное горноскладчатое сооружение. Это обширная горная страна, находящаяся к югу от Восточно-Европейской платформы, и занимающая область от Азовского и Черного морей на западе до Каспийского моря на востоке.

Благодаря работам «отца кавказской геологии» Германа Вильгельмовича Абиха стало известно о существовании на Кавказе юрских отложений. С 1842 года Г.В. Абих переехал в Россию и большую часть своего времени проводил на Кавказе, «исследованию которого всецело себя посвятил» (*Венгеров, 1889*). Многолетними исследованиями «неутомимого ученого», и особенно его последним четырехтомным трудом с атласами карт (*«Научные исследования в Кавказских землях», 1882*), была основана геология Кавказа, до Абиха практически не разработанная.

«...Между всеми исследователями Кавказа Абиху практически нет равного; в продолжении с лишком 30 лет он исходил Кавказ вдоль и поперек, никакие трудности, лишения, а иногда даже опасности не оставляли его рвения, он с поразительною энергиею забирался на самые высокие пики и проходил весьма доступные ущелья...» (Отзыв ... 1882 г.)

Во второй половине XIX века к изучению геологии Кавказа приступили геологи Кавказского Горного Управления, многие работы которых, как, например, труды Н.Н. Барбот де Марни (1884, 1885, 1888), А.М. Коншина (1892, 1896, 1909), А.А. Иностранцева (1895) и др. не теряли своей ценности в течение долгого времени.

В начале XX века основы представлений о геологическом строении Кавказа были заложены в работах многих исследователей: В.В. Белоусова (1937, 1939), В.Н. Робинсона (1932, 1937), О.С. Вялова (1934), Б.М. Келлера (1947), и др. В дальнейшем большой вклад в изучение геологического строения, структурно-фациальной зональности и тектонической истории Кавказа внесли геологи Кавказской экспедиции МГУ (В.Е. Хаин, С.Л. Афанасьев, Ч.Б. Борукаев, В.М. Муратов, М.Г. Ломизе, Д.И. Панов, А.И. Гущин и др.), Краснодарского филиала ВНИИ (В.А. Гроссгейм, В.Л. Егоян, А.Н. Шарданов и др.), геолого-поисковых контор Краснодарнефть, Ставропольнефтегаз, Грознефть, Дагнефть, научно-

исследовательского сектора Ростовского университета, комплексной экспедиции АН СССР и других производственных и научных организаций.

По современным представлениям Большой Кавказ обладает асимметричным строением. В осевой зоне, в поднятиях типа горстов и горст-антиклиналей обнажаются породы доальпийского основания. Доальпийское основание Большого Кавказа состоит из сменяющих друг друга по латерали различных по составу и в разной степени метаморфизованных комплексов. В разных частях осевой зоны встречаются как неметаморфизованные и слабо метаморфизованные карбонатные и терригенные породы, вулканогенные породы палеозойского возраста, так и амфиболиты и глубоко метаморфизованные гнейсы докембрия. К северу и к югу от осевой зоны в строении Кавказа участвуют полого залегающие или смятые в складки породы мезозоя и кайнозоя.

Асимметричность складчатого сооружения Большого Кавказа хорошо проявляется в строении отложений, слагающих альпийский структурный этаж. Мелководно-морские отложения северного склона достаточно полно охарактеризованы фаунистически и обладают значительной фациальной изменчивостью. На южном склоне присутствуют мощные толщи однообразных по составу глубоководных отложений, фаунистически охарактеризованные слабо (*Панов, Ломизе, 2007*).

Раннеальпийский структурный этаж альпийского структурного комплекса сложен терригенными породами нижне- и среднеюрского возраста, которые имеют большое значение в строении Большого Кавказского хребта. Изменчивость состава и мощностей этих отложений подчиняется структурно-фациальной зональности северо-западного простирания. В.Н. Робинсон (1932) впервые отметил, что Северо-Западный Кавказ характеризуется наличием продольных тектонических зон, имеющих определенный, свойственный лишь данной зоне, характер разреза, и выделил структурно-фациальные зоны, которые впоследствии были детализированы другими авторами (*Хаин В.Е., Ростовцев К.О., Панов Д.И., Гущин А.И., Леонов Ю.Г., Пруцкий Н.И.*).

В мощных толщах нижней и средней юры отмечается и небольшая доля вулканических пород, размещение которых также подчиняется структурно-тектонической зональности Кавказа. Вулканиты встречаются на нескольких стратиграфических уровнях (Зоненшайн и др., 1990; Панов, Ломизе, 2007).

В среднеюрских (аален-байосских) толщах вулканиты занимают значительное место среди других пород, базальты ассоциируют с риолитами, мощность от первых сотен до 3000 м. Их образование связывается с растяжением и образованием Большекавказского бассейна на активной окраине океана Тетис (*Панов, Ломизе, 2007; Зоненшайн и др., 1990*).

Вкрест простирания Большого Кавказского хребта к северу и югу от его оси нижнеи среднеюрские терригенные породы сменяются породами мелового и кайнзойского возраста.

В пределах Большого Кавказа имеются участки более сложного и менее сложного геологического строения. Северный склон сложен моноклинально залегающими породами, по направлению к осевой части структура усложняется, породы смяты в линейные складки разной морфологии и разделены на блоки разрывными нарушениями.

Представления о покровно-надвиговой структуре Большого Кавказа, сформированной под воздействием внешнего бокового сжатия и являющейся серией тектонических покровов, перемещенных с севера на юг, были разработаны еще в начале XX века в работах В.П. Ренгартена, В.Н. Робинсона, О.С. Вялова, Б.М. Келлера и В.В. Меннера, и получили «второе рождение» уже в конце XX века (*Борукаев, 1964; Хаин, 1979; Дотдуев, 1989; Гамкрелидзе, 1989; Зоненшайн и др., 1990*).

В середине XX века широкое распространение приобрели взгляды на структуру Кавказа как на систему продольных и поперечных блоков, приподнятых «колебательными движениями» на разную высоту (*В.В. Белоусов, И.Г. Кузнецов, В.Е. Хаин и др.*), а вся эволюция складчатого сооружения связывалась с глыбово-волновыми движениями земной коры (*Хаин, 1958*).

Некоторые авторы рассматривают Кавказ как коллаж террейнов, характеризующихся весьма гетерогенным строением (*Гамкрелидзе, Шенгелия, 2005*).

В настоящее время Большой Кавказ рассматривается большинством исследователей как складчатая система, образовавшаяся в обстановке коллизии Африкано-Аравийской и Евразийской литосферных плит. Кавказский синтаксис находится на самом острие северной части огромного жесткого индентора – Аравийской плиты (Зоненшайн и др., 1990).

Основные черты истории развития осадочного бассейна и складчатого сооружения Большого Кавказа в целом можно представить следующим образом.

Альпийский этап развития Кавказа начинается с геттангского века, с начала распространения на пассивную окраину Тетиса (область Скифской плиты) морской трансгрессии с юга (*Панов, Ломизе, 2007*). В раннеюрско-ааленское время Кавказский регион развивался в режиме пассивной окраины, в байос-батское – в режиме активной окраины, на которой формировался Закавказский вулкано-плутонический пояс (*Ломизе, Панов, 1992, 2001*).

На раннеальпийском этапе развития (раннеюрско-ааленское время) палеобассейн представлял собой единый линейный прогиб рифтового типа на континентальной коре, протягивался в субширотном направлении более чем на тысячу километров и характеризовался преимущественно терригенным типом осадконакопления (*Панов, Ломизе,* 2007; Гаврилов, 2005). По мнению некоторых исследователей, растяжение седиментационного палеобассейна было незначительным и не привело к разрыву континентальной коры, а привело лишь к ее утонению (*Панов, Ломизе, 2007*). Согласно другим исследователям, растяжение могло быть значительным и образовавшаяся в результате раздвига Скифской и Закавказской плит Большекавказская рифтовая впадина была аналогична Красноморской (*Дотдуев, 1986, Хаин, 1984*).

Ширина пассивной континентальной окраины, по некоторым оценкам, могла достигать 500-600 км, с юга она ограничивалась континентальным склоном (*Ломизе, Панов, 2001*). Морская трансгрессия пришла на континентальную окраину с юга и перекрыла гетерогенное основание. В раннем синемюре трансгрессия захватила эту область и осевую часть палеобассейна Большого Кавказа, а в позднем синемюре-раннем плинсбахе распространилась на его северный борт, на площадь современной Архыз-Гузерипльской и южную часть Дигоро-Осетинской СФЗ. Большая часть территории к северу от Тырныауз-Пшекишского шва в синемюре-раннем плинсбахе оставалась приподнятой, являясь источником сноса обломочного материала для северного борта прогиба.

В плинсбахе трансгрессия проникла на южную окраину Скифской плиты, а в тоареаалене – в ее внутренние части. В это время происходит обособление структурных единиц окраины Тетиса: Закавказского массива, прогиба Большого Кавказа и Скифской плиты. Четко выделяется осевая часть прогиба, где фациально изменчивые отложения сменяются мощными однообразными глубоководными турбидитовыми песчано-алеврито-глинистыми толщами (*Панов, Гущин, 1987*).

В конце аалена – начале байоса произошла тектоническая перестройка района, пассивная Крымско-Кавказская окраина Евразии преобразовалась в активную, начал свою деятельность Закавказский вулканический пояс. В осевой части ранее единого палеобассейна Большого Кавказа возникли поднятия, и палеобассейн распался на систему северных и южных прогибов. Тектонические события, которые привели к смене пассивного тектонического режима активным режимом, выразились в предбайосской складчатости на северной окраине прогиба Большого Кавказа и общем поднятии территории. Начало амагматической фазы субдукции (отжимание литосферной плиты и погружение ее) могло осуществиться только при сильном горизонтальном сжатии. Это сжатие сопровождало амагматическую фазу субдукции на всем ее протяжении, около 3 млн.лет (*Ломизе, Панов, 2000, 2001*).

В байосском веке отмечается максимум магматической активности, в батское время вулканический пояс сузился, его активность сосредоточилась на Малом Кавказе (*Ломизе*, *Панов*, 1992).

Единый прежде прогиб Большого Кавказа разделился полосой центральных поднятий на две системы прогибов – северную и южную. По мере роста центральных поднятий северные прогибы смещались к северу, что сопровождалось морской трансгрессией на южную часть Скифской плиты.

В конце средней юры вследствие общего поднятия территории произошла регрессия, и северные прогибы замкнулись. Начиная с поздней юры план структурно-фациальной зональности Кавказского палеобассейна заметно изменился (*Хаин, Ломизе, 1961*), меняется и характер отложений. В прогибе Большого Кавказа начали накапливаться карбонатные, красноцветно-эвапоритовые, флишевые отложения (*Ломизе, Панов, 1992*).

Кавказская окраина Тетиса продолжала развиваться в субдукционном режиме, но на рубеже средней и поздней юры активность вулканизма резко снизилась.

В позднеюрское время Кавказский палеобассейн представляет собой серию субширотных прогибов, отчасти унаследовавших раннеюрскую структуру, разделенных поднятиями и рифовыми массивами (*Ломизе, Панов, 1992*).

В системе обособленных южных прогибов на участке между Скифской и Закавказской плитами накапливалась мощная толща терригенно-карбонатных турбидитов. На Скифской плите образовался субплатформенный прогиб, состоявший также из нескольких полуизолированных кулисно расположеных прогибов.

На большей части Кавказа осадконакопление происходило непрерывно на протяжении юры и мела, только в пределах узкой полосы северного склона отмечается пред-позднеюрская фаза деформации (Зоненшайн и др., 1990). Накопление глинистых толщ сменилось флишоидными мергелистыми осадками мела и палеогена. Верхнеюрскоэоценовый комплекс осадочных пород образует мощный и относительно однородный структурный этаж, отличающийся от ранне- и среднеюрского резким преобладанием карбонатных пород над терригенными, более слабым развитием и приуроченностью вулканогенных пород к Закавказской плите.

В олигоцене – раннем миоцене существовал однообразный обширный замкнутый бассейн, в котором накопилась мощная толща майкопских глин.

Горно-складчатое сооружение Большого Кавказа начало формироваться в позднем миоцене (*Милановский, Хаин, 1963; Милановский, 1968, Зоненшайн и др., 1990*). В это время уже четко обозначилось поднимающееся горное сооружение и передовые прогибы – Терско-Каспийский, Азово-Кубанский и Закавказские межгорные впадины. Большой

Кавказ приобретает асимметричное строение с крутым южным и пологим северным склонами. Главная фаза формирования горно-складчатого сооружения Большого Кавказа приходится на конец позднего миоцена – начало плиоцена. Со второй половины сарматского века началось формирование грубых молассовых толщ в северных передовых прогибах, свидетельствующих о быстром росте горных сооружений, хотя кристаллическое ядро Большого Кавказа в то время еще не было вскрыто.

Рост горно-складчатого сооружения, начавшийся в миоцене, продолжается до настоящего времени.

<u>1.2. Структурно-фациальная зональность нижне- и среднеюрских отложений</u> Большого Кавказа и краткое описание изученных разрезов

Объект настоящего исследования – нижне- и среднеюрский осадочный комплекс Большого Кавказа – сформировался в бассейне, который располагался на северной периферии океана Тетис (Северный Перитетис).

На основании строения разрезов, условий осадконакопления и проявлений магматизма в пределах Кавказа и прилегающих территорий усилиями многих исследователей (Робинсон В.Н., Леонов Ю.Г., Хаин В.Е, Пруцкий Н.И., Панов Д.И., Гущин А.И и др.) проведено выделение структурно-фациальных зон (СФЗ). В настоящей работе используется стратиграфическая и структурно-фациальная схема, приведенная в работе Д.И. Панова и А.И. Гущина (*Панов, Гущин, 1987*).

Породы нижне- и среднеюрского возраста широко распространены практически во всех тектонических (структурно-фациальных) зонах Большого Кавказа. Состав и строение нижне-среднеюрских пород отличаются значительным разнообразием. От зоны к зоне изменяются объем, полнота разрезов, литологический состав, мощности, характер взаимоотношений толщ друг с другом, подстилающие их толщи. Каждая тектоническая зона характеризуется определенным типом строения разреза нижне-среднеюрских терригенных пород, что обусловлено различной историей их геологического развития (*Гущин, 1986*).

Автором было изучено несколько разрезов нижне- и среднеюрских пород, вкрест простирания Большого Кавказского хребта в западной, центральной и восточной его частях. Все изученные разрезы, по большей части, находятся в пределах северного склона, и обычно пересекают несколько СФЗ (рис. 1.1). Геологический профиль вдоль долины р. Терек захватывает также отложения, накопившиеся в пределах южного склона палеобассейна вблизи его осевой части.

В пределах западной части Большого Кавказа на его северном склоне район исследований охватывает Лабино-Малкинскую, Тырныауз-Пшекишскую и Архыз-Гузерипльскую СФЗ. Породы, слагающие центральную часть Большого Кавказа, относятся к Дигоро-Осетинской, Псеашхинской и Бзыбско-Казбегской СФЗ. На Восточном Кавказе изученные профили пересекают Агвали-Хивскую СФЗ, Метлюта-Ахтычайскую СФЗ и Бежитинскую СФЗ (рис. 1.1, 1.2).



Рис. 1.1. Схема структурно-фациального районирования территории Большого Кавказа для ранне- и среднеюрского времени (*Панов, Гущин, 1987*) и положение изученных разрезов. 1- Эпигерцинская Скифская плита (ЛМ – Лабино-Малкинская зона); 2- переходная зона между Эпигерцинской плитой и раннеальпийским Кавказским прогибом (ТП – Тырныауз- Пшекишская зона, ВБ – Восточно-Балкарская зона); 3-8 - прогиб Большого Кавказа в ранней юре и аалене: 3- северный борт прогиба (АГ – Архыз-Гузерипльская, ДО – Дигоро- Осетинская, АХ – Агвали-Хивская зоны); 4- северное обрамление осевого трога (Пс – Псеашхинская зона, МА – Метлюта-Ахтычайская, Сп – Сперозская зоны); 5- осевой трог прогиба (БК – Бзыбско-Казбегская, АД – Алазань-Диндидагская зоны); 6-южное обрамление осевого трога (Св – Сванетская, ДМ – Даличай-Мазинская зоны); 7-8 - южный борт прогиба (АР – Абхазо-Рачинская, Шк – Шекинская, Кр – Краснополянская, Ск – Сакаурская, Др – Дуруджинская зоны).

В байосе и бате: 3 - Балкаро-Осетино-Дагестанский прогиб (ДО и АХ); 4 - система центральных геоантиклинальных поднятий (МА); 5-6 - система прогибов южного склона; 7 - Закавказский вулканогенный прогиб; 8 - полоса с переходным, вулканогенно-осадочным типом разреза байосских отложений; 9 - Кахетино-Лечхумская шовная зона; 10- Закавказский срединный массив (в байосе - часть закавказского вулканогенного прогиба).

11 - границы распространения нижне- и среднеюрских отложений на поверхности; 12 - положение на карте исследованных разрезов.

Цифрами обозначены изученные профили: 1 — по долине р. Белой и Молчепы; 2 - Архызская депрессия; 3- Кыртыкская впадина и балка Большой Мукулан; 4 - Кестантинская впадина; 5 — по долине р. Тызыл, 6 — по долине р. Ардон; 7 — по долине р. Терек; 8 — по долине р. Чанты-Аргун, 9 — по долине р. Аварское Койсу.

Структурно- фациальная зона		Скифская переходная. плита область		Прогиб Большого Кавказа					
				Северный борт прогиба			Северное обрамление осевого трога		осевой трог
		ЛМ	ТП	АГ	до	AX	П	MA	БК
ис	район следований	р. Тызыл р. Дах	р. Кестанты балка Мукулан	р. Белая р. Зеленчук р. Кыртык	р. Ардон р. Терек	р. Аварское Койсу р. Чанты-Аргун	р. Терек	р. Аварское Койсу	р. Терек
		1						ľ	?
Ξĭ	батский	h			~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	цудахарская			бусарчильская
품	байосский	AKOPCK39	ажорская		ЗГИДСКАЯ	SAN AND AND AND AND AND AND AND AND AND A			?
	азпонский			~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	койрахская	ИГАТЛИНСКАЯ			
년 (1)	ааленский				салгинская	батлухская	2		Тудошаурокая
		джигиатская	джигиатская	тубинская	Салтинская	ассабская	· · · ·		
			.,	джимаринская	цекобская	ларская		казбекская	
	тоарский	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	ксуртская	игорская		цеилаханская	
					галиатская	ратлубская		?	
		-	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~		Талиатская		циклаурская	хваршинская	циклаурская
7			безенгийская		MIASVDCKAR			глясудинская	
Ĩ	плинсбахский			чубинская	мизурская			•	
Į				~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~				
<u>1</u>	s	хумаринская		DODUNOTOVOZ					
		h		вериютская	салонская				
					соденения		кистинская		
	синемюрский			~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~					
					~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~				
	FOTTOLIFORM	{					~~~?~~~~	-	
	тепанский	J							

Рис. 1.2. Схема сопоставления изученных свит в различных СФЗ, по (Панов, Ломизе, 2007), с упрощениями.

Буквами обозначены: ЛМ– Лабино-Малкинская, ТП– Тырныауз-Пшекишская, АГ– Архыз-Гузерипльская, ДО– Дигоро-Осетинская, АХ– Агвали-Хивская, П– Псеашхинская, МА– Метлюта-Ахтычайская БК– Бзыбско-Казбегская СФЗ.

## Западный Кавказ

### 1.2.1. Лабино-Малкинская СФЗ

Лабино-Малкинская СФЗ в ранне- и среднеюрское время относилась к южной окраине Скифской плиты. В пределах этой зоны отчетливо выделяются западная и восточная части. Сейчас Лабино-Малкинская зона сложена полого залегающими и практически недеформированными породами. Нижне- и среднеюрские породы, слагающие восточную часть Лабино-Малкинской СФЗ были изучены в разрезе, находящемся на правобережье р. Тызыл (левый приток р. Баксан). Также была изучена серия образцов нижнеюрских пород из разреза по р. Дах (правый приток р. Белой).

# <u>Разрез по р. Тызыл</u>

На левобережье р. Баксан выделяются следующие свиты: хумаринская, джигиатская, джорская.

Хумаринская свита несогласно залегает на доюрских отложениях, сложена в нижней части аргиллитами с прослоями углей, с горизонтами конкреций, конгломератами; в верхней части – песчаниками. Мощность свиты около 80-100 м. Возраст свиты определяется как нижнеплинсбахский (*Юра Кавказа, 1992; Гаврилов, 2005*).

Джигиатская свита несогласно залегает на породах хумаринской свиты, разделяется на три подсвиты. Нижняя подсвита («нижнегижгитские слои») – базальный горизонт красно-бурых гравелитов, выше – переслаивание темных аргиллитов и алевролитов с сидеритовыми конкрециями и горизонтами массивных песчаников, мощность около 100 м. Средняя подсвита («верхнегижгитские слои») – серые и бурые массивные песчаники с прослоями аргиллитов, алевролитов и органогенных известняков, мощность 130-150 м. Возраст свиты определяется как тоар-ааленский (*Юра Кавказа, 1992*).

В рамках настоящего исследования всего было изучено 39 образцов пород хумаринской свиты, а также нижней и средней подсвит джигиатской свиты.

## 1.2.2.Тырныауз-Пшекишская СФЗ

С юга Лабино-Малкинская СФЗ ограничена Тырныауз-Пшекишской шовной зоной, которую можно проследить от р. Белой на западе до р. Чегем на востоке. Эта зона является переходной зоной между областью Скифской плиты и рифтогенным прогибом Большого Кавказа, и обладает сложным строением. На большем своем протяжении она выражена преимущественно одним крупным разрывным нарушением, но на востоке (междуречье Баксан – Чегем) и на западе (бассейн р. Белой) Тырныауз-Пшекишская зона имеет более сложное строение, здесь в ее пределах выделяется несколько узких блоков (подзон),

разделенных разрывами (Панов, 1962 и др.). Разрез нижне- и среднеюрского терригенного комплекса здесь отличается очень резкой фациальной изменчивостью отложений и резкими колебаниями мощностей сложенных ими свит – от многих сотен метров до полного выклинивания в разных блоках (Панов, Бызова, 1964). В пределах восточной части СФЗ, благодаря системе конседиментационных разрывных нарушений в ранне- и среднеюрское время возникла впадина, известная под названием Кестантинской.

В восточной части Тырныауз-Пшекишской шовной зоны изучены разрезы по притокам р. Баксан – р. Кестанты (Кестантинская впадина) и балке Большой Мукулан.

#### Разрез Кестантинской впадины (р. Кестанты, правый приток р. Баксан)

Восточная подзона Тырныауз-Пшекишской шовной зоны располагается в междуречье рек Баксана и Чегема, и образована несколькими блоками шириной до 3-5 км и длиной до 20 км. Среди них выделяется Кестантинский блок, в пределах которого находится наиболее мощный разрез нижне-среднеюрского терригенного комплекса в Тырныауз-Пшекишской СФЗ (*Объяснительная записка..., 1973*). Наиболее детально строение этой зоны и, в частности, Кестантинской впадины, изучено Д.И. Пановым (*Панов, 1962; 1965; Панов и др., 1964*).

Нижне-среднеюрские породы несогласно залегают на породах докембрия и палеозоя и подразделяются здесь на безенгийскую, джигиатскую и джорскую свиты.

Безенгийская свита представлена преимущественно песчаниками, в нижней части с линзами гравелитов и конгломератов, в средней части – алевролитами с линзами аргиллитов и сидеритовыми конкрециями, в верхней части – массивными мелкозернистыми песчаниками с линзами алевролитов и сидеритовыми конкрециями. Общая мощность свиты в Кестантинской впадине составляет 320 м (*Объяснительная записка..., 1973*). В осевой части Кестантинской впадины переход от безенгийской свиты к джигиатской постепенный, без признаков перерыва и несогласия. Возраст свиты определяется как нижний плинсбахтоар (*Объяснительная записка..., 1973*).

Джигиатская свита сложена преимущественно аргиллитами с подчиненными прослоями песчаников, алевролитов и большим количеством сидеритовых конкреций, в основании характерный пласт кварцевых гравелитов. Вверх по разрезу постепенно увеличивается количество мелкозернистых песчаников с подчиненными прослоями аргиллитов, и затем они переходят в толщу аргиллитов с прослоями алевролитов, массивных песчаников и линзами конглобрекчий. Мощность свиты достигает 1450 м. Возраст свиты определяется как верхний тоар-нижний байос. (*Объяснительная записка..., 1973*).



**Рис. 1.3.** Схема отбора образцов по р. Кестанты (Тырныауз-Пшекишская СФЗ). Условные обозначения: 1-реки и ручьи; 2-грунтовые дороги; 3-горные вершины с названиями; 4населенные пункты; 5-точки отбора образцов.

Джорская свита сложена аргиллитами и алевролитами с прослоями среднезернистых массивных песчаников, с прослоями сидеритовых и глинисто-кальцитовых конкреций, мощность свиты около 1100 м. Возраст свиты определяется как байосский.

Исследовано около 70 шлифов из образцов пород из нижней (тоарской) части джигиатской свиты, отобранных в Кестантинской впадине (рис. 1.3).

## Разрез балки Большой Мукулан (Левобережье р. Баксан)

Породы, обнажающиеся в балке Большой Мукулан, (расположена к северо-западу от пос. Тырныауз), относятся также к восточной подзоне Тырныауз-Пшекишской шовной зоны. Глинистые породы мукуланской толщи по тектоническому контакту граничат с гранито-гнейсами палеозойского возраста.

Мукуланская толща представлена глинистыми отложениями с прослоями песчаников и алевролитов, с большим количеством сидеритовых конкреций, на геологической карте листа К-38-I-VII (Энна, 2004 г.) относится к джигиатской свите (тоараален). Из-за близости к гранитоидным массивам эльджуртинского комплекса и большого количества разрывных нарушений в толще наблюдается ороговикование, интенсивное рассланцевание в глинистых прослоях, будинаж (Гаврилов, 2005). Мощность отложений джигиатской свиты до 460 м.

Из мукуланской толщи (джигиатской свиты балки Большой Мукулан) было изучено 50 образцов пород (рис. 1.4.).

## 1.2.3. Архыз-Гузерипльская СФЗ

Северному борту палеобассейна в западной части Большого Кавказа соответствует Архыз-Гузерипльская СФЗ. В современной структуре Главного Кавказского хребта эти отложения заполняют несколько грабен-синклиналей, и местами сохранились на сводах горст-антиклиналей.

Нижне- и среднеюрские породы Архыз-Гузерипльской СФЗ представлены мелководно-морскими, преимущественно песчано-глинистыми толщами с многочисленными и разнообразными органическими остатками. По сравнению с другими зонами, относящимися к палеобассейну Большого Кавказа, отложения отличаются меньшей мощностью, неполнотой разрезов и наличием перерывов. Породы обычно достаточно сильно дислоцированы и иногда в той или иной степени метаморфизованы. Проявления юрской магматической активности почти полностью отсутствуют (*Панов, 1976*). Исходя из стратиграфической полноты разреза и литологического состава отложений Архыз-Гузерипльская зона разделяется на три подзоны: западную, центральную и восточную (*Объяснительная записка..., 1973*).

В пределах Архыз-Гузерипльской СФЗ разрезы нижне- и среднеюрских отложений



Рис. 1.4. Схема отбора образцов мукуланской свиты в балке Большой Мукулан и Кыртыкской впадине. Условные обозначения см. на рис.1.3.

изучены вдоль долин рек Белой и Молчепы (западная часть СФЗ), а также в верховьях р. Зеленчук – вдоль рек Архыз, Дукка, в районе г. София (центральная часть СФЗ) и Кыртыкской впадины (левобережье р. Баксан, восточная часть СФЗ).

## Разрезы по р. Белой и ее притоку р. Молчепе

В качестве типового разреза западной подзоны Архыз-Гузерипльской СФЗ принимается разрез по р. Белая от пос. Гузерипль до Суворовского моста и по долинам рек Молчепы и Жолобной (притоки р. Белой) (*Объяснительная записка..., 1973*). Вдоль р. Белой исследованный геологический профиль протягивается примерно на 10 км с севера на юг, выше по течению (к югу) от с. Гузерипль, в западной части Архыз-Гузерипльской СФЗ (*Панов, Гущин, 1987*). Дополнительный профиль располагается вдоль долины р. Молчепы и протягивается на 1,5 км от ее устья вверх по течению. Детальные схемы стратиграфического расчленения разработаны Д.И. Пановым (*Панов, 1965; Панов, Пруцкий, 1983*) и К.О. Ростовцевым (*Ростовцев, 1967, 1968*). Породы нижне- и среднеюрского возраста, представленные в долине р. Белой тремя свитами, здесь залегают несогласно на известняках триасового возраста (рис. 1.5).

Вериютская свита («песчано-алевритовая толща», Объяснительная записка..., 1973) представлена темно-серыми слюдисто-алевритовыми аргиллитами, с прослоями и линзами песчаников и сидеритовыми конкрециями. Мощность свиты не превышает 200-300 м и довольно сильно изменяется. Возраст свиты определяется как верхний синемюр – нижний плинсбах.





**Рис. 1.6.** Схема отбора образцов в долине р. Белой и ее притока Молчепы (составлена Ю.О. Гавриловым). Условные обозначения см. на рис. 1.3.

Чубинская свита («песчано-глинистая толща», *там же*) – флишоидное чередование тонкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов, с линзовидными прослоями массивных песчаников (*Ростовцев, 1967; Панов и др., 1964, Панов, 1965*). Мощность достигает 400 м, возраст свиты определяется как верхний плинсбах.

Тубинская свита завершает разрез терригенного комплекса, представлена аргиллитами и глинистыми сланцами с сидеритами. В основании свиты отмечается горизонт конгломератов и песчаников, общая мощность более 1500 м. Возраст свиты средний и верхний тоар – аален (*Объяснительная записка ..., 1973*).

Общая мощность отложений нижнего и среднего отдела юрской системы в этом районе около 2100-2500 м (*Ростовцев, 1967*).

Вдоль р. Молчепы, правого притока р. Белой, обнажены породы, относящиеся к вериютской и чубинской свитам. Вся толща нижне-среднеюрских пород смята в складки и разбита разрывными нарушениями на отдельные блоки.

Изучено около 200 образцов пород разного литологического состава, относящихся ко всем трем свитам, представленным в разрезах по р. Белой и ее притоку р. Молчепе, точки отбора образцов показаны на схеме (рис. 1.6).

## Разрез верховьев р. Зеленчук (долина р. Архыз, водораздел София – Дукка)

Архызская и Аксаут-Софийская грабен-синклинали расположены в центральной части Архыз-Гузерипльской СФЗ. В их пределах выделяются две различные толщи, разделенные несогласием (рис. 1.7).

Нижняя толща – «песчано-алевролитовая толща» нижнего плинсбаха (Объяснительная записка..., 1973), угленосная свита (Ростовцев, 1967, 1968). Нижняя толща, залегающая на породах палеозойского возраста с признаками несогласия, представлена массивными полимиктовыми песчаниками с линзами гравелитов и пачками алевролитов и аргиллитов. Мощность толщи от 180 до 500 м.

Верхняя толща – тубинская свита, «алевролито-глинистая толща», представлена аргиллитами и глинистыми сланцами, в основании отмечаются пласты гравелитов и конгломератов в сидеритовом цементе. Залегает с размывом по резкой литологической границе на песчано-алевролитовой толще нижнего плинсбаха. Видимая мощность до 1800 м. Возраст свиты средний тоар – аален.

Более молодые отложения среднеюрского возраста в центральной части Архыз-Гузерипльской СФЗ не установлены (*Объяснительная записка..., 1973*).



Рис. 1.7. Фрагмент геологической карты К-37-VI, 1964 г. Условные обозначения: 1-четвертичная система, аллювиальные отложения; 2-3 – отложения юрской системы: 2-нижний отдел, тоарский ярус – средний отдел, ааленский ярус, алевролиты, песчаники, аргиллиты, 0-900 м; 3-нижний отдел, плинсбахский ярус, песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты, угли, 225-1400 м; 4отложения триасовой системы, красноцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты и конгломераты с галькой верхнепермских известняков, > 480 м; 5-6 – отложения пермской системы, нижнего отдела: 5-кинырчадская свита, красноцветные конгломераты, гравелиты, песчаники, 0-1200 м; 6-аксаутская свита, красноцветные и сероцветные алевролиты, аргиллиты и песчаники с редкими прослоями кремнистых сланцев,0-810 м; 7-9 – отложения каменноугольной системы: 7-верхний отдел, конгломераты, песчаники, алевролиты, реже угли, аргиллиты, 0-1000 м; 8-средний отдел, конгломераты, песчаники, алевролиты, реже угли, аргиллиты, 0-1000 м; 8-средний отдел, конгломераты, песчаники, аргиллиты, кремнистые сланцы, конгломераты, прослои угля, 0-370 м; 9-нижний отдел, кварцево-хлоритовые, филлитовидные сланцы, песчаники, туфы, лавы, аргиллиты, алевролиты, песчаники, известняки, > 2075 м; 10-11 – отложения девонской системы: 10-верхний отдел, пастуховская свита, песчаники, алевролиты, известняки, аргиллиты, кремнистые сланцы, конгломераты, гравелиты, ревелиты, э

60-895 м; 11-средний и верхний отделы, картджюртская свита, туфы смешанного состава, туфопесчаники, аргиллиты, алевролиты, туфоконгломераты с галькой эффузивов, плагиогранитов, известняков, 120-1940 м; 12-отложения протерозоя; 13-габбро-диориты, 14-16 — граниты верхнего палеозоя: 14-третьей фазы внедрения, 15-второй фазы внедрения, 16-первой фазы внедрения; 17-геологические границы, 18-разрывные нарушения: а-достоверные, б-предполагаемые; 19-элементы залегания.



**Рис. 1.8.** Схема отбора образцов в верховьях р. Архыз (долины рек Дукка и София). Условные обозначения см. на рис. 1.3.

Изучено около 150 образцов тубинской свиты, отобранных в верховьях р. Архыз, в долине р. Дукка (правый приток р. Архыз) и на водоразделе рек София и Кызгыч в пределах Архызской и Аксаут-Софийской грабен-синклиналей (рис. 1.8).

### Разрез Кыртыкской впадины (левобережье р. Баксан)

В восточной подзоне Архыз-Гузерипльской СФЗ присутствуют только отложения плинсбахского и тоарского возраста. Они выполняют здесь Кыртыкскую грабенсинклиналь, расположенную в левом борту долины р. Кыртык (левый приток Баксана). Разрез Кыртыкской впадины имеет общие черты состава и строения с разрезом нижне- и среднеюрских пород, слагающих долину р. Тызыл в восточной части Лабино-Малкинской СФЗ (*Гаврилов, 2005*).

В районе г. Уллу-Кая выделяется две свиты (*Геологическая карта* масштаба 1:200 000, новая серия, К-38-I-VII, Кавказгеолсъемка, 2004), разрез в целом похож на разрез западной подзоны Архыз-Гузерипльской СФЗ.

Безенгийская свита – толща чередующихся массивных песчаников, аргиллитов, алевролитов, с растительными остатками и тонкими линзами угля, с пачкой базальных конгломератов и песчаников в основании, общая мощность свиты 280 м. Возраст свиты определяется как плинсбахский (Объяснительная записка..., 1973). Выше с размывом залегает джигиатская свита (тоар-аален) – аргиллитовая толща с прослоями песчаников, алевролитов, с конкрециями сидерита, в верхней части черные аргиллиты с линзовидными свиты 970 пачками песчаников, общая мощность джигиатской достигает Μ (Объяснительная записка..., 1973).

Всего было изучено 60 образцов пород безенгийской и джигиатской свит по ручьям Гитче-Артыкол и Уллу-Артыкол (притоки р. Кыртык) (рис. 1.4).

## Центральный Кавказ

## 1.2.4. Дигоро-Осетинская СФЗ

В раннеюрско–ааленское время в Центральнокавказском секторе палеобассейна область Дигоро-Осетинской СФЗ представляла собой ступенчатый палеосклон – от мелководных шельфовых отложений на севере до относительно более глубоководных на юге. Породы, слагающие Дигоро-Осетинскую СФЗ были изучены в долине р. Терек (и его притока р. Армхи), в разрезе по р. Мидаграбиндон, а также в долине р. Ардон с притоками (балка Ксурт, р. Архондон).

В пределах Дигоро-Осетинской СФЗ выделяется две подзоны: северная Урух-Фиагдонская и южная Штулу-Геналдонская, разрезы обеих подзон сходны между собой, отмечается увеличение мощности и глинистости отложений в южной подзоне по сравнению с северной (*Юра Кавказа, 1992*).

## <u>Разрез по р. Ардон</u>

В долине р. Ардон нижне-среднеюрские породы приурочены к двум полям распространения – северному (в среднем течении, от пос. Бурон до Нижнего Унала – балка Ксурт и правый приток Архондон) и южному (верхнее течение, район пос. Зарамаг, притоки Айдарком и Мамихдон) – см. рис. 1.9. Первая стратиграфическая схема отложений Дигоро-Осетинской СФЗ в долине р. Ардон была разработана Л.А. Варданянцем (1935). Впоследствии схема была пересмотрена и уточнена в процессе работы Кавказской экспедиции МГУ и ВНИИГАЗа.

Садонская свита – несогласно залегает на палеозойских отложениях и представлена фациально изменчивой толщей эффузивных и терригенных пород. В основании свиты залегает горизонт терригенных пород, представленный грубозернистыми песчаниками, глинистыми и иногда графитовыми сланцами (*Объяснительная записка..., 1973*). Мощность терригенной толщи изменчива, обычно не превышает первых десятков метров. Вулканогенная толща мощностью до 500-600 м залегает либо на доюрском основании, либо на терригенной толще, представлена туфогенными породами среднего и средне-кислого состава. Возраст свиты определяется как синемюр-нижний плинсбах.

Мизурская свита залегает с размывом на вулканогенных породах садонской свиты, с базальным конгломератом в основании. В долине р. Ардон, ниже пос. Мизур, где находится типовой разрез мизурской свиты (*Объяснительная записка..., 1973*), разрез свиты представлен песчаниками, переслаивающимися с пачками алевритистых аргиллитов, в верхней части присутствует пачка аргиллитов с прослоями песчаников. Общая мощность свиты до 300-350 м. Возраст свиты верхний плинсбах – нижний тоар.

Ардонская свита. Согласно на мизурской свите, на левом берегу р. Ардон, в районе балки Ксурт, располагается типовой разрез свиты, состоящей из трех подсвит, хорошо прослеживающихся на площади. Нижняя подсвита (нижний тоар, галиатские слои по (*Безносов и др., 1960*), галиатская свита по (*Панов, Гущин, 1986*)) представляет собой толщу аргиллитов с сидеритовыми конкрециями и редкими прослоями песчаников в основании, мощность около 350 м. Средняя подсвита (нижний и средний тоар, ксуртские слои, песчано-алевролитовая толща, ксуртская свита по (*Панов, Гущин, 1986*)) представляета собой толщо, песчано-алевролитовая толща, ксуртская свита по (*Панов, Гущин, 1986*)) представлена переслаиванием аргиллитовых пачек с прослоями алевролитов и пачек песчаников с прослоями алевролитов. Мощность подсвиты около 550 м на юго-востоке (р. Армхи), к северо-западу уменьшается до 170-200 м (р. Урух). Верхняя подсвита, верхний тоар-аален, (зинцарские слои, алевролито-глинистая толща, игатлинская свита по (*Крымов, 1968*)) представлена мощной толщей аргиллитов с прослоями алевролитов и песчаников, с сидеритовыми и размыва с глинисто-



**Рис. 1.9.** Схема распространения нижне-среднеюрских пород в долине р. Ардон и точки отбора образцов (по геологической карте 1:200 000, Кавказская серия, листы К-38-IX и К-38-VIII). Условные обозначения: 1-реки и ручьи, 2-дороги, 3-населенные пункты, 4-точки отбора образцов, 5-поля распространения нижне-среднеюрских терригенных пород (J₁₋₂) и верхнеюрских пород (J₃).

карбонатными конкрециями. Верхняя подсвита разделяется на джимаринские, салгинские, койрахские и фортаухские слои (джимаринская, салгинская, койрахская, фортаухская свиты по (*Панов, Гущин, 1986*)). Суммарная мощность ардонской свиты колеблется от 1000 до 3500 м (*Юра Кавказа, 1992*). Возраст свиты определяется как тоар-ааленский.Згидская свита – толща аргиллитов балкарского комплекса по (*Безносов и др., 1960*). Аргиллиты черные с конкрециями глинисто-карбонатными и сидеритовыми, видимой мощностью около 800 м, выше по разрезу сменяются аргиллитами алевритистыми и алевролитами, видимая мощность около 350-400 м. В верхней части свиты среди аргиллитов наблюдается прослой аркозовых песчаников с крупными листочками биотита, мощностью около 2 м. Возраст свиты определяется как байосский. В долине р. Ардон на разные горизонты згидской свиты несогласно налегают отложения келловея (*Объяснительная записка..., 1973*).

Изученные образцы пород (около 225 шлифов) относятся к садонской, мизурской и ардонской свитам. Макроскопически в породах часто наблюдаются изоклинальные складки, сланцеватость, кливаж. В южной части профиля, относящейся уже к Псеашхинской СФЗ, в рассланцованных породах кистинской свиты видны плоскости кливажа, по простиранию не совпадающие со слоистостью и сланцеватостью пород.

#### Разрез по р. Терек (с притоком р Армхи) и р. Мидаграбиндон

Геологический профиль вдоль р. Терек является наиболее полным среди всех изученных геологических профилей – он охватывает как весь северный склон, так и часть южного склона Большого Кавказа. Всего вдоль геологического профиля вдоль р. Терек (и притоков р. Кистинки, р. Артхмосцкали) и р. Мидаграбиндон из всех СФЗ было изучено 420 шлифов пород, относящихся к кистинской, циклаурской, казбекской (ларской), джимаринской, койрахской, фортаухской, згидской, гудошаурской, бусарчильской свитам (рис. 1.11).

В долине р. Терек в пределах Дигоро-Осетинской СФЗ принято более дробное расчленение верхней подсвиты ардонской свиты.

Салгинская свита – однообразная толща темно-серых аргиллитов и алевролитов с конкрециями и иногда прослоями конкреционного конгломерата, мощность свиты 650–1000 м (*Панов, 1997*). Возраст свиты – нижний и средний тоар. В районе рек Терек и Армхи салгинская свита не обнажается.

В северной части геологического профиля вдоль р. Терек (в пределах пластин II и III на геологическом профиле, см. рис. 3.25 к Главе 3) обнажается джимаринская свита

верхнего тоара (*Панов, 1997*). Аргиллиты и глинистые сланцы с прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников, группирующиеся в маломощные пачки. Толща в пределах всей полосы выходов дислоцирована. Мощность джимаринской свиты около 1000 м. По стратиграфической схеме 1970 года джимаринская свита соответствует нижней части джерахской свиты (*Объяснительная записка..., 1973*), на фрагменте геологической карты 1:200 000 (рис. 1.10) джимаринская свита отвечает нижней подсвите ардонской свиты (верхний тоар – аален).

Койрахская свита выделяется на геологическом профиле вдоль р. Терек (см. рис. 3.25) в пределах пластины II и южной части пластины I (*Гаврилов и др., 1999*). Представлена глинисто-алевритовыми отложениями, в которых залегают пачки (до 10–15 м) с пластами песчаников. Венчается свита пачкой (~90 м) с многочисленными пластами маломощных песчаников (до первых дм), в которых отмечается косая слоистость, иногда разнонаправленная; на кровле пластов – знаки ряби (*Гаврилов, 2005*). Мощность свиты в бассейне р. Армхи (правый приток р. Терек) до 950–1160 м (*Панов, 1997*). Возраст свиты определяется как ааленский.

Фортаухская свита обнажается в пределах пластины II (северный край пластины II, рис.3.25). На стратиграфической схеме расчленения юрских отложений объединенные койрахская и фортаухская свита отвечают герчечской свите. На фрагменте геологической карты ааленская часть фортаухской свиты обозначена как верхняя подсвита ардонской свиты (глинисто-алевритовая толща ардонской свиты = фортаухские слои аалена по *Безносов, 1967*). В целом свита сложена глинистыми и глинисто-алевролитовыми породами: аргиллитами буровато-черными с тонкими пропластками алевролитов и многочисленными горизонтами перемыва в виде прослоев известковистых песчано-глинистых алевролитов (*Объяснительная записка..., 1973*). От всех других свит ее отличает присутствие в нижней части уровней со следами существования осадков в зоне мелководья и даже кратковременного осушения. Возраст свиты определяется как верхний аален – нижний байос, мощность свиты около 600 м (*Гаврилов, 2005*).

Згидская свита. В основании разреза залегают известняки органогенно-обломочные глинистые с члениками криноидей и галькой из обломков конкреций. Встречаются гастроподы и неопределимые обломки аммонитов (до 2 м). Выше залегают аргиллиты черные с редкими прослоями глинистых алевролитов и крупными глинистоизвестняковыми и сидеритовыми конкрециями. В верхней части свиты – черные аргиллиты и алевролиты с карбонатными и железисто-карбонатными конкрециями и биотитовые песчаники (2 м). Суммарная мощность свиты около 1350 м. Отложения свиты отмечаются на профиле вдоль р. Терек только в пределах самой северной части. Возраст свиты определяется как

байосский. Далее к северу от с. Чми нижне- и среднеюрские отложения несогласно перекрываются верхнеюрскими отложениями, слагающими северное крыло мегантиклинория Большого Кавказа.

#### 1.2.5. Псеашхинская СФЗ

Псеашхинская СФЗ в раннеюрско–ааленское время соответствовала северному обрамлению осевого трога палеобассейна в его центральной части. Отложения, находящиеся в пределах этой СФЗ были изучены по образцам из центральной части геологического профиля вдоль р. Терек (рис. 3.25 к Главе 3), и относятся к кистинской, циклаурской и ларской свитам. Небольшая часть разреза кистинской свиты была изучена по образцам из южной части долины р. Ардон, а также часть циклаурской свиты – по образцам на р. Мидаграбиндон (левобережье р. Терек).

#### <u> Р. Терек</u>

В центральной части Псеашхинской СФЗ из-под нижнеюрских толщ выступают палеозойские гранито-гнейсовые массивы – Дарьяльский и Гвелетский. В районе с. Нижний Ларс Псеашхинская СФЗ отделяется от находящейся севернее Дигоро-Осетинской СФЗ Нелхским разломом.

Кистинская свита обнажается только в центральной части геологического профиля, между Гвелетским и Дарьяльским гранито-гнейсовыми массивами в пределах пластины V (рис 3.25). В пределах Дигоро-Осетинской СФЗ ей соответствует садонская свита (*Юра Кавказа, 1992*). Отложения кистинской свиты залегают на Дарьяльских гранитах. По р. Кистинка (приток р. Терек) обнажается типовой разрез кистинской свиты. ЕЕ отложения представлены кварцитами, переслаивающимися с конгломератами и брекчиями, глинисто-алевролитовыми сланцами, глинистыми сланцами и пластами серицитизированных эффузивов. Возраст свиты определяется как синемюр-нижний плинсбах. Общая мощность свиты до 550 м (*Объяснительная записка..., 1973*).

Циклаурская свита представлена глинистыми сланцами с прослоями и пачками песчаников и сильно измененных эффузивов основного состава в нижней ее части. Мощность свиты составляет 1000-1500 м. На основе находок позднеплинсбахских аммонитов циклаурская свита определяется как верхнеплинсбахско-нижнетоарская, и сопоставляется с мизурской свитой, развитой западнее в долине р. Ардон (*Объяснительная записка..., 1973*). Циклаурская свита слагает южную часть пластины IV на геологическом профиле вдоль р. Терек (рис. 3.25).

Ларская свита в Осетии (Псеашхинской СФЗ) в полном объеме сопоставляется с казбекской свитой Бзыбско-Казбекской СФЗ и частично соответствует джимаринской свите



Рис. 1.10. Фрагмент геологической карты масштаба 1:200 000, листы К-38-IX и К-38-XV. Условные обозначения: 1-4 четвертичная система,: 1- голоцен, ледниковые отложения, галечники, суглинки; 2- верхний плейстоцен-голоцен, обвальные отложения, глыбы, щебень, суглинки; 3верхний плейстоцен-голоцен, аллювиальные отложения, валуны, галечники, пески, суглинки, супеси; 4- плейстоцен, андезиты; 5- неогеновая система, верхний плиоцен, андезиты; 6- меловая система, нижний отдел, песчаники, глинистые сланцы и аргиллиты с прослоями песчаников и мергелей; 7- юрская система, верхний отдел — меловая система, нижний отдел, валанжинский → ярус, мергели, известняки, конгломераты с прослоями песчаников; 8- юрская система, верхний отдел, известняки, мергели, доломиты, кремни, песчаники; 9- юрская система, нижний и средний отдел, тоарский и ааленский ярус, ардонская свита, верхняя подсвита, аргиллиты, редко алевролиты, песчаники; 10-18 - юрская система, нижний отдел: 10- ардонская свита, средняя подсвита, аргиллиты, алевролиты, песчаники; 11- ардонская свита, нижняя подсвита, аргиллиты, редко алевролиты, песчаники; 12- юрская система, нижний отдел, верхний подотдел, нерасчлененный, глинистые сланцы с прослоями песчаников; 13-15 юрская система, нижний отдел, тоарский ярус, циклаурская свита: 13- верхняя подсвита, аргиллиты, спилиты; 14- средняя подсвита, аргиллиты. прослои алевролитов. песчаники: 15- нижняя подсвита, аргиллиты: 16-18 юрская система, нижний отдел, плинсбахский ярус, 16- мизурская свита, песчаники, алевролиты, аргиллиты; 17- кистинская свита, верхняя подсвита, песчаники, кварциты, аргиллиты; 18- кистинская свита, нижняя подсвита, гравелиты, филлиты, кварциты, аргиллиты, алевролиты, песчаники, туфопесчаники, туфы, лавы среднего состава; 19- палеозойская система, нерасчлененная, известняки, мраморы, конгломераты, песчаники, филлиты, амфиболиты, гнейсы; 20- андезиты и дациты четвертичные; 21- плиоценовые интрузии теплинского комплекса, порфировидные гранодиориты; средне-позднепалеозойские 22интрузии кассарского комплекса, микроклинизированные массивные и милонитизированные граниты и плагиограниты; 23среднеюрские интрузии казбекского комплекса, дайки диабазов, диабазовых порфиритов; 24геологические границы; 25- тектонические контакты: а- достоверные, б- предполагаемые, вскрытые под более молодыми образованиями.

Дигоро-Осетинской СФЗ. Казбекская свита связана с нижележащей циклаурской свитой постепенным переходом, представлена глинисто-алевритовыми полосчатыми сланцами с прослоями и пачками песчаников. Полосчатость обусловлена тонкими линзовидными пропластками мелкозернистых песчаников и алевролитов. В подошве и кровле свиты количество и мощность прослоев песчаников увеличивается. Мощность казбекской свиты 1000-1500 м (*Объяснительная записка..., 1973*). Казбекская свита слагает на профиле вдоль р. Терек северную часть пластины IV и пластину III (рис. 3.25). Возраст казбекской свиты определяется как нижний–средний тоар. На приведенном фрагменте геологической карты масштаба 1:200 000 казбекская свита соответствует средней подсвите ардонской свиты (рис. 1.10).

Долина <u>р. Мидаграбиндон</u> протягивается параллельно р. Терек в 10 км западнее и расположена на продолжении субширотно вытянутых зон, разделенных разрывными нарушениями (рис. 1.10). В районе р. Мидаграбиндон нижнеюрские породы представлены кливажированными сланцами циклаурской свиты (верхний плинсбах), из которых было изучено 45 образцов.

#### <u>1.2.6. Бзыбско-Казбегская СФЗ</u>

Бзыбско-Казбегскую СФЗ относят к осевому трогу Центральнокавказского сектора палеобассейна. Породы, слагающие ее, были изучены по разрезу вдоль <u>*р. Терек*</u>.

Полоса нижне-среднеюрских пород, распространенных к югу от Шаухохского надвига, относится уже к чешуйчато-надвиговой структуре южного склона Большого
Кавказа (Бзыбско-Казбегская СФЗ) – это система тектонических пластин, разделенных надвигами, падающими к северу. В пределах каждой пластины отложения располагаются в нормальной стратиграфической последовательности, надстраивая разрез к северу, но по направлению с севера на юг от пластины к пластине возраст отложений в целом омолаживается. От расположенной южнее Чиауро-Дибрарской СФЗ, сложенной флишем верхнеюрского и мелового возраста, Бзыбско-Казбегская СФЗ отделяется Тибским надвигом (*Варданянц, 1935*).

В Южной части профиля по р. Терек, соответствующей Бзыбско-Казбегской СФЗ, нижнеюрско-ааленские отложения представлены следующими свитами: циклаурской, казбекской, гудошаурской и бусарчильской.

Строение циклаурской и казбекской свит в пределах Бзыбско-Казбегской СФЗ не отличается от описанных в Псеашхинской СФЗ (зона Бокового Хребта) (*Юра Кавказа,* 1992).

Гудошаурская свита Бзыбско-Казбегской СФЗ обнажается в верховьях р. Терек, (на геологическом профиле находится в пределах пластины VIII, см. рис. 3.25). Представляет собой однородную толщу глинистых сланцев с редкими маломощными прослоями алевролитов и карбонатных песчаников. Иногда встречаются конкреции сидеритов. Мощность свиты около 1500 м. Предполагается ааленский возраст свиты (*Юра Кавказа, 1992*).

Бусарчильская свита представлена черными хрупкими глинистыми сланцами с сидеритами, переслаивающимися со средне- и толстослоистыми, преимущественно некарбонатными песчаниками (36-40 м). Встречаются линзы крупнозернистого криноидного известняка. Мощность свиты составляет до 1000 м. Возраст определяется как байос-бат (*Юра Кавказа, 1992*). В долине р. Терек свита отмечается в самой южной части профиля, в пределах пластины X (рис. 3.25).

В южном направлении геологический профиль вдоль р. Терек наращивается разрезом вдоль р. Артхмосцкали.

Рис. 1.11 (стр. 38). Схема отбора образцов в долине р. Терек. Условные обозначения: 1- реки; 2дороги; 3- Главный Кавказский хребет и граница России и Грузии; 4- высотные отметки; 5населенные пункты; 6- точки отбора образцов и их номера. →



Рис. 1.11.

# Восточный Кавказ

Образование осадочных толщ в восточной части палеобассейна Большого Кавказа происходило под влиянием крупной реки – дельтовый комплекс протягивался с юговостока на северо-запад более чем на 200 км. Проксимальная часть авандельты определяла режим седиментации в пределах Агвали-Хивской СФЗ, а дистальная – в Метлюта-Ахтычайской СФЗ. По разрезам вдоль рек Аварское Койсу и Чанты-Аргун были изучены образцы пород, слагающих обе эти структурно-фациальные зоны. Всего в ходе проведения настоящего исследования в пределах Бокового хребта из всех выделяемых свит, с возрастом от позднего плинсбаха до бата, изучено около 200 образцов пород, слагающих долину р. Аварское Койсу (рис. 1.12), и около 120 образцов пород, слагающих долину р. Чанты-Аргун. Южная часть геологического профиля по р. Аварское Койсу включает в себя одну из тектонических пластин Главного хребта (Бежитинскую СФЗ), которая относится к осевому трогу палеопрогиба Большого Кавказа.

# 1.2.7. Агвали-Хивская СФЗ

Агвали-Хивская СФЗ относится к северному борту прогиба Большого Кавказа. Условия осадконакопления на территории всей Агвали-Хивской СФЗ определяла деятельность крупной дельты. На юго-востоке района проксимальная часть авандельтового комплекса протягивается до южного края Агвали-Хивской СФЗ, а его дистальные части проникают и в пределы Метлюта-Ахтычайской СФЗ.

В этой СФЗ, в долине <u>*р. Аварское Койсу*</u> (зона Бокового Хребта), находится наиболее полный на Восточном Кавказе разрез нижне-среднеюрского терригенного комплекса.

Первые схемы стратиграфического расчленения юрских пород в зоне Бокового Хребта в долинах рек Чанты-Аргун и Аварское Койсу были опубликованы В.М. Пацем (1938, 1939), в дальнейшем было сделано более дробное их расчленение. В настоящей работе использована схема расчленения, предложенная А.И. Гущиным и Д.И. Пановым (Гущин, 1986; Гущин, Панов, 1992).

Согласно этой схеме здесь выделяется 10 свит (рис. 1.13), объединяемых в аварскую серию, временной интервал охватывает тоар, аален, низы байоса (*Панов, Гущин, 1993; Гаврилов, 2005*). Все свиты представляют собой однотипно построенные ритмы регрессивного дельтового типа, мощностью по несколько сотен метров, разделенные резкими литологическими границами.

Ратлубская свита вскрывается в глубоких ущельях Андийского и Аварского Койсу. Все контакты с более древними отложениями тектонические (*Гаврилов*, 2005).



#### ← Рис. 1.12.

Схема отбора образцов в долине р. Аварское Койсу. Условные обозначения: 1-реки и ручьи; 2-крупные разрывные нарушения; 3-точки отбора образцов и их номера.

Нижняя подсвита _ тонкополосчатое чередование аргиллитов алевролитов, И сменяющееся частым чередованием аргиллитов, алевролитов и песчаников, с песчаников, многочисленных гравелитов и прослоями конгломератов. Верхняя подсвита массивные разнозернистые песчаники. В песчаниках встречаются прослои аргиллитов. алевролитов, много прослоев гравелитов, конгломератов и рассеянные гальки. Общая видимая мощность ратлубской свиты до 750 м. Верхняя подсвита по составу и стратиграфическому положению коррелируется с нижней частью ксуртской свиты Дигоро-Осетинской зоны ("пуйские песчаники" В.П. Ренгартена, 1935, содержащие и там линзы конгломератов и гравелитов). Возраст свиты определяется как нижнетоарский (Панов, Гущин, 1993).

Игорская свита разделяется на две подсвиты и образует один крупный регрессивно построенный ритм. Свита представлена тонким переслаиванием аргиллитов, алевролитов, песчаников, в нижней части с прослоями сидеритов. Нижняя часть свиты более глинистая по сравнению с верхней, в многочисленных прослоях и линзах песчаников присутствуют горизонты подводного оползания. В стратотипическом разрезе в долине р. Аварское Койсу достигает мощности 550 м, общая мощность свиты в южной части долины р. Аварское Койсу достигает 750 м. Возраст определяется как нижнетоарский. свиты В Дигоро-Осетинской СФЗ игорской свите соответствует верхняя часть ксуртской свиты (Панов, Гущин, 1993).

Тлянубская свита. Нижняя часть сложена преимущественно глинистыми породами – ритмичное переслаивание алевролитовых и глинистых слойков с редкими маломощными горизонтами песчаников. Для верхней части свиты характерно наличие большого количества песчаных горизонтов. Песчаники горизонтально- или пологокосослоистые, часто содержат прослои с включением фрагментов местных пород, с аутигенными железисто-карбонатными стяжениями, на плоскостях напластования часто отмечаются фрагменты наземных растений (*Гаврилов, 2005*). Мощность свиты в стратотипическом разрезе на левобережье р. Аварское Койсу достигает 1150 м (рис. 1.13), по направлению с юга на север мощность свиты быстро убывает с 1250 до 550 м. Возраст свиты определяется как нижний – средний тоар (*Панов, Гущин, 1993*).

В долине <u>р. Чанты-Аргун</u> не обнажаются ратлубская, игорская, тлянубская свиты (*Гущин, Панов, 1992*), см. рис. 1.14.

Цекобская свита представлена неравномерным чередованием пачек тонкого переслаивания аргиллитов и алевролитов, реже с прослоями песчаника. В строении свиты в районе р. Аварское Койсу четко выделяется до 8 ритмов, мощностью от 30 до 80 м, с увеличением песчанистости отложений снизу вверх (*Гаврилов, 2005*). Мощность свиты в стратотипическом разрезе около 350 м, на площади ее распространения изменяется от 350 до 500 м. Возраст свиты определяется как средний тоар (*Гущин, Панов, 1992*). В целом по преобладанию глинистых сланцев может сопоставляться с верхней частью циклаурской свиты в долине р. Терек. В долине р. Чанты-Аргун на геологическом профиле цекобская свита отмечается в северной части (блоки I-III, см. рис. 3.58 к Главе 3).

Ассабская свита. Нижняя часть свиты представлена мелкоритмичным переслаиванием алевролитовых и глинистых слойков, с прослоями песчаников, сидеритовыми конкрециями и многочисленными следами биотурбации. Верхняя часть свиты содержит прослои песчаников, мощность которых возрастает снизу вверх по разрезу от 10 до 25 м. По своему составу и положению в разрезе аналогична казбекской свите. К западу от стратотипического района, в долине р. Чанты-Аргун, разрез свиты становится более глинистым в основном в результате частичного выклинивания песчаных пачек из средней части разреза (Панов, Гущин, 1993). Мощность свиты в районе стратотипического разреза составляет около 500 м (Гаврилов, 2005). Возраст свиты определяется как средний тоар. На геологическом профиле вдоль р. Чанты-Аргун ассабская свита обнажается в пределах северной части (блоки І-ІІІ, см. рис. 3.58 к Главе 3). Верхнетоарские и ааленские породы долины р. Чанты-Аргун по своему строению занимают промежуточное положение между джерахской свитой бассейна Терека и свитами, развитыми восточнее, в бассейне р. Каракойсу.



**Рис. 1.13.** Литолого-стратиграфическая колонка разреза юрских терригенных пород Агвали-Хивской СФЗ в долине р. Аварское Койсу, номера образцов и минеральный состав глинистой фракции (из *Гаврилов и др., 2012*). Условные обозначения: 1-песчаники; 2-аргиллиты; 3- алевролиты; 4-известняки; 5- каолинит; 6- хлорит; 7-гидрослюда.



**Рис. 1.14.** Литолого-стратиграфическая колонка разреза юрских терригенных пород в долине р. Чанты-Аргун, номера образцов и минеральный состав глинистой фракции (из *Гаврилов и др., 2016*). Условные обозначения: 1-песчаники; 2- аргиллиты; 3- алевролиты; 4-известняки; 5- каолинит; 6- хлорит; 7-гидрослюда; 8- политипные модификации гидрослюд.

Батлухская свита. Нижняя часть – равномерное чередование пачек тонкого переслаивания аргиллитов и алевролитов, реже песчаников. Встречаются конкреции сидерита, прослои конкреционного конгломерата, растительные остатки, а также прослои и линзы угля. Постепенно вверх по разрезу роль песчаников в разрезе увеличивается, мощность их пластов достигает 30-40 м. Песчаники средне-крупнозернистые, косослоистые, с крупными знаками ряби. В пачках переслаивания наблюдается большое количество растительных остатков и линзочки угля. Верхняя часть батлухской свиты является самой мощной песчаниковой толщей во всем разрезе нижней и средней юры на Восточном Кавказе (*Гаврилов, 2005*). В стратотипическом разрезе по Аварскому Койсу и его левому притоку р. Батлухляр мощность свиты составляет 1000-1100 м. Возраст свиты определяется как средний тоар – бат. В бассейне р. Чанты-Аргун свита представлена тремя пачками массивного песчаника, разделенными двумя пачками переслаивания аргиллитов и песчаников, которые в западных разрезах преобладают над песчаниками и в дальнейшем постепенно переходят в песчано-алевролито-глинистую койрахскую свиту Дигоро-Осетинской СФЗ. Отложения батлухской свиты присутствуют в самой северной части геологического профиля по р. Чанты-Аргун (блок I, см. рис. 3.58).

Датунская свита. В районе р. Аварское Койсу отчетливо разделяется на две части. Нижняя часть свиты представлена десятью глинисто-песчаными циклами, мощность прослоев песчаников от 5 до 35 м, глин – от 10 до 30 м (*Гаврилов, 2005*). В породах часто встречаются сидеритовые конкреции, фрагменты остатков наземной растительности. Мощность нижней части 330 м. Верхняя часть свиты, мощностью 100-110 м, отличается от нижней отсутствием мощных слоев песчаников. Пласты песчаников часто не выдержаны по простиранию, выклиниваются. В западном направлении, в долине р. Чанты-Аргун, отложения свиты становятся более глинистыми, песчаниковые пачки сохраняются только в верхах нижней части свиты (*Панов, Гущин, 1993*); верхняя часть свиты становится близкой по литологическому составу к залегающей выше глинистой игатлинской свите. В долине р. Чанты-Аргун датунская свита обнажается в северной части профиля (блок I, рис. 3.58). Возраст свиты определяется как верхний аален (*Панов, Гущин, 1993*).

Игатлинская свита залегает согласно на датунской. Нижняя часть свиты представлена темными аргиллитами без отчетливой слоистости с многочисленными прослоями сидеритовых конкреций. Верхняя часть свиты представлена толщей переслаивания серых аргиллитов и мелкозернистых песчаников (*Гаврилов, 2005*). В самых западных разрезах (р. Чанты-Аргун) свита по составу становится однородной и представлена глинисто-алевритовыми породами (ушкалойская свита), что намечает переход от нее к фортаухской свите Дигоро-Осетинской зоны. Встречаются пласты массивных песчаников, до 3-5 м, количество которых увеличивается вниз по разрезу. Мощность свиты составляет 130 м. Возраст свиты определяется как верхний аален – нижний байос. Отложения игатлинской свиты присутствуют в северной части геологического профиля по р. Чанты-Аргун (блок I, рис. 3.58).

Кумухская свита залегает на игатлинской с размывом, срезая ее верхние горизонты. Аргиллиты, алевролиты и песчаники, соотношение песчаников и аргиллитов в составе свиты изменчиво. Для большей части территории характерно наличие в нижней части свиты линз мелкозернистых песчаников, мощность и количество которых увеличиваются в северо-восточных районах. Мощность кумухской свиты сильно изменяется от 75 до 1670 (*Объяснительная записка..., 1973*), в долине р. Аварское Койсу составляет около 400 м, в долине р. Чанты-Аргун – около 220 м (*Безносов, 1967*). Возраст свиты определяется как байосский. На геологическом профиле вдоль р. Аварское Койсу свита присутствует в северной части профиля (блок I, рис. 3.54).

Цудахарская свита залегает с размывом на кумухской. Нижняя подсвита – в основании залегает горизонт детритовых песчанистых известняков (0.5-1 м), выше – ритмично переслаивающиеся аргиллиты и алевролиты с пакетами и линзами песчаников. Мощность 150 м. Средняя подсвита – аргиллиты с линзами и прослоями мергелей и многочисленными карбонатно-железистыми и известняковыми конкрециями. Мощность 120 м. Верхняя подсвита – алевролиты глинистые с подчиненными пачками аргиллитов. Мощность 240 м. Общая суммарная мощность цудахарской свиты в долине Аварского Койсу достигает 510 м. Возраст свиты определяется как батский (*Панов, Гущин, 1993*).

Породы среднеюрского возраста (ааленского, байосского и батского ярусов, см. рис. 1.15) на геологическом профиле вдоль долины р. Чанты-Аргун обнажаются только в пределах самого северного блока I (см. рис. 3.58 к Главе 3).

#### 1.2.8. Метлюта-Ахтычайская СФЗ

Метлюта-Ахтычайская СФЗ – северное обрамление трога Большого Кавказа. Южнее, по мнению Д.И. Панова, располагается система крупных тектонических пластин, принадлежащих системе Главного Кавказского хребта, которую можно отнести к образованиям трога палеопрогиба Большого Кавказа (*Гущин, Панов, 1992*).

# <u> Р. Аварское Койсу</u>

Часть геологического профиля вдоль долины р. Аварское Койсу, отвечающая Метлюта-Ахтычайской СФЗ, представлена отложениями глясудинской и хваршинской свит (Гущин, Панов, 1992). По составу, положению в разрезе и возрасту эта толща соответствует циклаурской свите Центрального Кавказа (бассейн р. Терек) и ратлубской свите Агвали-Хивской СФЗ (Объяснительная записка..., 1973).

Глясудинская свита. Характеризуется в целом глинисто-алевритовым составом отложений, в кровле их залегают пачки флишоидного чередования глинисто-алевритовых пород и песчаников. Пачки массивных песчаников практически отсутствуют. Общая

видимая мощность 2300-2400 м (*Юра Кавказа, 1992*). По фаунистическим находкам соответствует средней части циклаурской свиты (нижняя часть верхнего плинсбаха).

Хваршинская свита. Среди глинисто-алевритовых пород присутствуют мощные пласты и пачки (до первых десятков м) песчаников. Общая мощность 1600-1700 м (*Юра Кавказа*, 1992). Верхний плинсбах.

# <u> Р. Чанты-Аргун</u>

Вся южная часть профиля вдоль долины р. Чанты-Аргун, южнее устья р. Мешехи (блок IV, рис. 3.58) сложена отложениями плинсбахского возраста (хваршинская свита по *Гущин, Панов, 1992*).

Плинсбахские отложения по составу представляют собой глинистые сланцы, переслаивающиеся с алевролитовыми и песчано-алевролитовыми сланцами. В целом, по преобладанию глинистых сланцев все толщи плинсбахского возраста сопоставляются с циклаурской свитой. Общая мощность плинсбахских отложений около 2300 м (*Объяснительная записка..., 1973*). Граница с более молодыми отложениями (тоарского возраста) Агвали-Хивской СФЗ тектоническая – по Нелхскому разлому.

Отложения разреза нижней и средней юры в районе р. Чанты-Аргун представлены преимущественно более глубоководными морскими фациями, чем в разрезе района р. Аварское Койсу, генетически отложения ассабской-игатлинской свит являются образованиями дистальных частей авандельты. Их песчанистость уменьшается, а мощность увеличивается (*Гаврилов, 2000; Панов, Гущин, 1993; Фролов, 1965*). В раннебайосское время в результате тектонической перестройки региона и развития мощной трансгрессии дельта переместилась на сотни километров к северу (*Гаврилов, 2005*). Толща байоса-бата представлена морскими глинисто-алевритовыми породами.

Общая мощность нижне-среднеюрских терригенных пород в долине р. Чанты-Аргун превышает 3,5 км. Перекрываются они с угловым несогласием карбонатной толщей верхней юры.

#### 1.2.9. Бежитинская СФЗ

Самую южную часть профиля по р. Аварское Койсу (Бежитинскую тектоническую пластину, к югу от Тляротинского надвига) слагает полоса верхнетоарских отложений, выделяемых А.И. Гущиным (Гущин, 1986; Гущин, Панов, 1992) в отдельную бежитинскую свиту.

Бежитинская свита (цейлаханская свита по Ростовцеву, Юра Кавказа, 1992; часть





← Рис. 1.15. Фрагмент геологической карты К-38-Х и К-38-ХVI масштаба 1:200000, Кавказская серия, 1959 г. Условные обозначения: 1-2 - палеогеновая система: 1- олигоцен, майкопская серия, темные глины с прослоями песчаников и алевролитов (350-800 м); 2- палеоцен и эоцен, пестроцветные мергели и глины, бурые мергели (80-210 м); 3-4 - меловая система, верхний отдел: 3- известняки и мергели (250-1100 м); 4- сеноманский ярус, известняки и мергели (0-100 м); 5-8 - меловая система, нижний отдел: 5- аптский и альбский ярусы, глинистые песчаники, глины (300-660 м); 6- барремский ярус, глауконитовые песчаники с прослоями глин и известняков (150-220 м); 7- готеривский ярус, известковистые песчаники и глины с прослоями известняков (150-350 м); 8- валанжинский ярус, серые и бурые известняки, доломиты, известковистые песчаники (270-350 м); 9-10 - юрская система, верхний отдел: 9- киммериджский и титонский ярусы, известняки, доломиты, гипсы, ангидриты (210-700 м); 10- оксфордский ярус, серые доломиты и известняки (120-450 м); 11-14 -юрская система, средний отдел: 11- батский ярус, глинистые сланцы с прослоями песчаников и сидеритовыми конкрециями (250-1700 м); 12- байосский ярус, глинистые сланцы с частыми прослоями песчаников (350-1100 м); 13- ааленский ярус, верхний подъярус, глинистые сланцы и песчаники (400-800 м); 14- ааленский ярус, нижний подъярус, песчаники и глинистые сланцы (100-800 м); 15-18 - юрская система, нижний отдел: 15- тоарский ярус, верхний подъярус, ленточное переслаивание глинистых сланцев и песчаников (700-1400 м); 16- тоарский ярус, средний подъярус, глинистые сланцы с редкими прослоями песчаников (1000 м); 17- тоарский ярус, нижний подъярус, аспидовидные сланцы (1500-1800 м); 18- аспидные и глинистые сланцы с редкими прослоями и пачками мелкозернистых песчаников (2500 м); 19- аспидные сланцы с редкими прослоями кварцитовидных песчаников (1500 м); 20- дайки диабазов, порфиритов и диабазовых порфиритов; 21- геологические границы: а-согласные, б-несогласные; 22- разрывные нарушения: апрослеженные, б-предполагаемые; 23- элементы залегания слоев: а-нормальное, б-опрокинутое.

свиты ири по *Фролову*, 1965) представлена чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов; чередованием песчано-алевролитовых пачек с песчано-глинистыми пакетами, в верхней части – песчано-глинистые пачки и песчаники, увеличивающиеся в кровле свиты. Мощность 900 м. Возраст свиты отвечает среднему тоару (*Юра Кавказа, 1992*) или верхнему тоару (*Гущин, Панов, 1992*).

# ГЛАВА 2. Методика исследований

<u>2.1. Микротекстуры, использованные для оценки постдиагенетических</u> <u>преобразований пород</u>

Каждая осадочная порода представляет собой закономерное сонахождение разноэтапных парагенетических ассоциаций минералов, структур И текстур, сформированных на определенных стадиях осадочного цикла. Стадийность осадочного процесса была глубоко изучена классиками современной и зарубежной литологической науки. Стадии сменяют друг друга последовательно, и обобщенная схема полного цикла представляется как седиментогенез (мобилизация – транспортировка – осаждение) – диагенез осадка – диагенез породы (или катагенез) – метагенез – гипергенез (Япаскурт, 2013). В условиях осадочной оболочки Земли происходят стадии седиментогенеза, постседиментационных преобразований вещественного состава и структуры осадков в осадочную горную породу (диагенез) и постдиагенетические (вторичные) изменения осадочных пород.

На разных стадиях литогенеза в породах возникают, видоизменяются или исчезают определенные минеральные и структурно-текстурные парагенетические ассоциации. В изученных породах наблюдались как пред-деформационные образования стадий седиментогенеза-метагенеза, так и разнообразные деформационные микротекстуры. В недеформированных породах можно наблюдать первичные структуры и текстуры осадочных пород – сформировавшиеся на этапах седиментогенеза и/или литогенеза, до начала тектонических деформаций, обычно проявляющиеся в региональном масштабе. Деформация горных пород приводит к возникновению новообразованных структур и текстур, закономерно ориентированных в пространстве относительно главных осей деформации. Изучение этих структур и текстур позволяет восстановить деформационную эволюцию горных пород и в ряде случаев оценить деформацию количественно.

Геологическая среда построена иерархически и состоит из различных структурных уровней (*Талицкий, Галкин, 1997; Япаскурт, 2013*). На каждом уровне структурной организации (внутризерновой, уровень зерен и агрегатов зерен, слоев, пачек слоев, блоков) возникновение новообразованных деформационных структур и текстур зависит от первоначального распределения в породе структурных или вещественных неоднородностей, выступающих в качестве концентраторов напряжений (*Талицкий, Галкин, 1997*). Восстановить историю изменения структур и текстур в породе возможно, если

рассматривать структурные и текстурные особенности породы на различных структурных уровнях, и в особенности, на уровне зерен и агрегатов зерен.

На вопрос о том, как зависят новообразованные деформационные текстуры от первичных седиментационных, традиционно отвечает экспериментальное моделирование. В нашем исследовании проводилось изучение одновозрастных пород, как не подвергшихся деформации и сохранивших свои пред-деформационные особенности строения, так и в разной степени деформированных, что можно рассматривать как результат своеобразного природного эксперимента.

Определения и краткая характеристика исследованных в работе микротекстур приведены ниже.

# <u>2.1.1. Наиболее распространенные постседиментационные микроструктуры и</u> <u>микротекстуры</u>

а) Стилолитовые швы (стилолиты) – зазубренные пилообразные зоны растворения, образующиеся ортогонально к сжимающим напряжениям. Стилолиты образуются, как правило, на стадии катагенеза в твердых породах, чаще всего карбонатных, в результате растворения под давлением (Холодов, 1955; Бушинский, 1961). По некоторым данным, стилолиты могут образоваться и на стадии раннего диагенеза, в еще не до конца литифицированном осадке (Кузнецов, Журавлева, 2014). Как отмечается в (Япаскурт, 1999), коррозия зерен может происходить уже на стадии раннего диагенеза.

Положение стилолитовых швов в породе и их морфология определяются более ранними структурными неоднородностями (*Кирмасов, 2011*). Стилолиты указывают на ориентировку осей сжатия, и в деформационно-химическом парагенезе карбонатных пород, представленном стилолитовыми швами и кальцитовыми жилами, аналогичны по своему образованию кливажным зонам в песчаных и алевритовых породах. Среди изученных пород карбонатные породы находятся в подчиненном количестве, и представлены чаще всего сидеритовыми конкрециями, в которых иногда и присутствуют стилолитовые швы.

<u>б) Текстура «con-in-con»</u> представляет собой конуса небольшого размера (до 1-2 см), «вставленные» один в другой.

Порода на 85-90 % состоит из зерен кальцита, оставшиеся 15-20 % составляют зоны, сложенные глинистым веществом. Кальцит, слагающий породу, образует удлиненные кристаллы. Тонкие пленки и линзовидно-конические зоны, сложенные глинистым веществом образуют текстуру «con-in-con». Из вершины конуса может выходить несколько поверхностей под разными углами к оси конуса. При большем увеличении можно заметить, что глинистые пленки имеют неровную, пилообразную форму. Глинистые пленки образуют

стенки конуса, иногда пленки переламываются и образуют стенку соседнего конуса, иногда срезаются стенками соседнего конуса.

Образование текстуры «con-in-con» остается дискуссионным, за всю историю их исследования с конца XIX века геологами было предложено около 20 различных объяснений для их происхождения (Selles-Martinez, 1994).

Образование глинистых пленок пилообразной формы связано, вероятно, с ростом кристаллов кальцита, длинная ось которых ориентирована субпараллельно конусу. При росте кристалла глинистое вещество оттесняется к границе кристалла, образуя тонкую пленку. Кристаллизация кальцита могла происходить во время образования в породе карбонатных конкреций.

По мнению Ю.О. Гаврилова (*Гаврилов, 2005*), образование текстуры «con-in-con» происходило на стадии позднего диагенеза или раннего катагенеза при уплотнении отложений. Под воздействием геостатического давления происходила перекристаллизация гидратированных форм CaCO₃, и вокруг некоторых линз конкреционных сидеритов или конгломератов возникли карбонатные корочки с текстурой «cone-in-cone».

в) Хлорит-мусковитовые порфиробласты формируются в породах на стадии раннего метагенеза (Япаскурт, 1999) или на самых ранних стадиях деформации (Талицкий, Галкин, 1986; Галкин, 1988; Borradaile, 1982; Gardner, 1982) и представляют собой микроскопические пакеты чередования агрегатов светлой слюды (мусковита) и хлорита. Упорядоченная текстура, представленная субпараллельным расположением слюдистых агрегатов, формируется в результате уплотнения глинистых толщ. Один из вариантов образования хлорит-мусковитовых порфиробластов связывается с преобразованием обломочных зерен биотита и превращением его в пакеты, состоящие из хлорита и белой слюды (Дриц, Коссовская, 1991). Рост порфиробластов осуществляется в спокойной тектонической обстановке в условиях метагенеза, в результате воздействия геостатической нагрузки и повышения температуры (Талицкий, Галкин, 1986).

Реликтовая текстура внутри хлорит-мусковитовых порфиробластов часто остается параллельной слоистости и свидетельствует об отсутствии механического вращения порфиробластов в процессе образования кливажа.

По тем изменениям, которые происходят с порфиробластами в ходе образования кливажа и складок, также можно оценить качественные и количественные характеристики деформации. Например, измерив величину сокращения слюдистых пакетов, возникающего за счет их механического излома, растворения хлоритового вещества и подворота мусковитовых пластинок. При сильной деформации укорочения и развитии кливажа осевой плоскости на стадии общего сплющивания пакеты, слагающие хлорит-мусковитовые

порфиробласты, начинают вращаться, и получается картина разноразвернутых в процессе деформации порфиробластов. Специальными исследованиями В.А. Галкина было показано, что чем больше угол поворота порфиробластов, тем ближе направление межзернового кливажа, наблюдаемого в породе, к направлению кливажа осевой плоскости (*Галкин, 1988*).

# г) Структуры гравитационной коррозии

Корродирование обломочных зерен опознается по зубчато-клиновидным углублениям, изменяющим границы зерен (Япаскурт, 2005). В результате сочетания гравитационного уплотнения и растворения минеральных зерен образуются конформные, инкорпорационные и микростилолитовые структуры (Копелиович, 1965). Геостатическая своеобразный нагрузка передается на породы через каркас, образованный соприкасающимися между собой обломочными зернами. Напряжения на точечных контактах, ориентированных хаотично, приводят к растворению зерен и образованию структур гравитационной коррозии.

<u>д) Шиповидные структуры</u> врастания аутигенных слюд в края регенерированных обломочных зерен кварца, по мнению О.В. Япаскурта, образуются на стадии метагенеза. От синдеформационных каемок нарастания они отличаются тем, что распространяются вокруг зерна во все стороны, а не в каком-либо одном направлении, являющимся направлением наибольшего растяжения.

#### 2.1.2. Наиболее распространенные деформационные микротекстуры

Деформационные микротекстуры, которые традиционно используются для оценки характера и величины деформации, – это межзерновой кливаж, кливаж плойчатости, кливажные муллионы, каймы (бороды) нарастания в тенях давления крупных жестких включений, минеральные жилы, а также деформированные хлорит-мусковитовые порфиробласты. В некоторых сильно деформированных породах для определения условий их преобразования были изучены сланцеватая и милонитовая текстуры. В слабо деформированных, преимущественно карбонатных породах, проявлены стилолитовые швы и своеобразная текстура «кон-ин-кон», описанные выше.

### <u>а) межзерновой кливаж</u>

Под <u>межзерновым кливажем</u> понимается плоскостная микротекстура, образованная плоскопараллельным чередованием уплощенных тонкодисперсных агрегатов различных слоистых силикатов, рудных минералов, органического вещества (кливажных зон) и участков породы, содержащих более крупные обломочные зерна с примесью тонкодисперсных, разнообразного минерального состава, с частым преобладанием кварца, кальцита, хлорита (микролитонов) (*Талицкий, Галкин, 1988; Гончаров и др., 2005*).

Кливажные зоны располагаются между соседними зернами, а толщина микролитона соизмерима с размерами зерен. Образование кливажных зон объясняется действием механизма растворения под давлением.

На контактах между соседними зернами, нормальных к оси сжатия, возникают области повышенных напряжений, и при наличии в породе флюида происходит растворение наиболее легко растворимых компонентов пород (цемента пород и частей обломочных зерен). Растворенное вещество мигрирует в зоны локального растяжения и отлагается в новообразованных трещинах и порах. Как показано рядом работ (Галкин, 1988; Кирмасов, 2011; и др.), температуры, при которых образуется межзерновой кливаж, не превышают 300-350°С. При более высоких температурах широкое распространение получают метаморфические реакции – перекристаллизация вещества. изменение минерального состава, а при более низких – механизмы хрупкого разрушения пород. Описание кливажа обычно производится в соответствии с его морфологией. Морфологические классификации кливажа разрабатывались многими авторами в течение долгого времени (Cosgrove, 1976; Grav, 1979; Powell, 1979; Atlas..., 1980; Passchier, Trouw, 1996; Ramsey, Huber, 2003; Кирмасов, 2011 и др.). Выделяются разные морфологические типы кливажа: по распространению кливажных зон – редкий или частый; по степени проникновения в породе – несовершенный или совершенный; по форме и структурному рисунку кливажных зон – грубый, волнистый, планпараллельный (планарный), ромбовидный, ветвящийся (анастомозный), сквозной; по степени развития в породе – зональный, послойный или сплошной (рис. 2.1, из Кирмасов, 2011, стр. 136).

Синскладчатый кливаж в терригенных породах часто зарождается на стадии продольного укорочения, может эволюционировать при изгибе слоев, и окончательно формируется, как правило, на стадии общего сплющивания, после образования складок продольного изгиба. В зависимости от первоначального внутреннего строения толщи кливаж может полностью сформироваться до изгиба слоев (и создать контраст деформационных свойств между соседними слоями для дальнейшей деформации на уровне слоев) или на стадии общего сплющивания. Подробно модели формирования кливажа в геологических телах разного строения рассмотрены в работе (*Талицкий, 1989*).

Кливажные зоны, образовавшиеся на стадии продольного укорочения, впоследствии, при смятии слоев в складки могут развернуться и перестать быть параллельными друг другу, сформировать <u>веерообразный кливаж</u> или образовать разные углы пересечения с





соседними микрослойками (<u>преломление кливажных зон на границах слоев</u>). После смятия слоев в складки на стадии общего сплющивания происходит образование кливажных зон, протягивающихся параллельно осевой поверхности складок – такая текстура получила название <u>кливаж осевой плоскости (кливаж осевого типа)</u>. Таким образом, по морфологии кливажных зон можно установить его до- или после-складчатое происхождение.

В том случае, если порода сложена зернами одного размера, напряжение в породе распределяется равномерно на всех контактах зерен, и образуется текстура межзернового кливажа, в которой каждое отдельное зерно является микролитоном. В разнозернистых породах развитие кливажа будет неоднородным. Участки породы, сложенные более крупными обломками, или более прочно сцементированными зернами, будут более жесткими и слабодеформируемыми. Поэтому может получиться, что микролитоны будут сложены не отдельными зернами, а их агрегатами. Такая текстура может быть названа *агрегатным кливажем*, и ее образование связано с уровнем агрегатов зерен (*Кирмасов,* 2002).

Для сравнения пород с разной интенсивностью развития межзернового кливажа нами использована количественная характеристика – величина деформации укорочения, определенная по степени развития межзернового кливажа. В.Г. Талицким предложен и подробно описан в (*Гаврилов и др., 1999*) метод, основанный на корреляции морфологических особенностей кливажных зон с величиной деформации пород на уровне минеральных зерен (рис. 2.2).

В процессе растворения под давлением точечные контакты между зернами постепенно преобразуются в плоскостные, их площадь все больше увеличивается, и в связи с этим давление на контактах постепенно падает (рис. 2.2, *a*). Как видно на этом рисунке, степень развития межзернового кливажа напрямую зависит от величины деформации породы на уровне зерен.

Первые признаки кливажа появляются при 5–7% деформации укорочения; при 10– 12% деформации в породах наблюдается отчетливая плоскостная текстура, при 20–25% кливажные зоны насквозь пронизывают породу. Если кливаж является <u>межзерновым</u>, то в качестве микролитонов выступают отдельные зерна, и с увеличением степени развития кливажа изменяется форма микролитонов. На рис. 2.2, *б* и 2.2, *в* показано, как изменяется форма зерен в породе с увеличением деформации укорочения–удлинения. С использованием этих рисунков по морфологии микролитонов можно оценить примерную величину деформации породы.

Используя морфологию кливажных зон, наблюдаемых в породах, устанавливались временные соотношения между образованием кливажных зон, других микротекстур и складок, а также примерная величина деформации укорочения.

#### <u>б) кливажные швы и муллионы</u>

Зоны сгущения кливажных поверхностей могут иметь мощность до первых миллиметров и могут быть названы <u>кливажными швами</u>. Часто они располагаются на крыльях микроскладок или вблизи участков породы, сложенных более грубым материалом. Образование кливажных швов связано уже с уровнем агрегатов зерен или слоев и может объясняться неоднородностью породы в целом. Кливажные швы, как и пучки кливажа, могут быть начальной стадией формирования <u>кливажных муллионов</u>. <u>Кливажные муллионы</u> – это вытянутые брусовидные фрагменты более прочных слоев, например, части



**Рис. 2.2.** График зависимости давления на контактах соседних зерен от площади контактов, по В.Г. Талицкому из (*Гаврилов и др., 1999*) (*a*); изменение формы зерен при увеличении деформации породы с уменьшением общего объема породы  $\Delta V$ <0 ( $\delta$ ) и без изменения общего объема породы  $\Delta V$ <0 ( $\epsilon$ ).

недеформированного внутри алевролитового прослоя, отделенные друг от друга кливажными швами или пучками кливажа (рис. 2.3). Часто муллионы смещены друг относительно друга. Образуются в результате неравномерного развития кливажа при сжатии вдоль слоистости. В глинистых породах развивается более частый проникающий кливаж, а в более вязких алевритовых прослоях – редкий и грубый. В процессе усиления деформации отдельные фрагменты слоев все сильнее смещаются вдоль кливажных швов (*Кирмасов, 2011*).

#### в) синтектонические каймы (бороды) нарастания в тенях давления крупных зерен

В тенях давления вблизи крупных зерен или жестких включений могут образоваться каймы (бороды) нарастания. Эти микротекстуры формируются в условиях локального растяжения при постепенном заполнении минеральным веществом приоткрывающейся полости (Галкин, 1988; Passchier, Throw, 1996; Ramsay, Huber, 2003). По длине кайм нарастания можно судить о величине деформации укорочения-удлинения. Для определения величины относительного удлинения нужно определить начальную длину включения и его конечную длину вместе с новообразованной каймой нарастания. Используя простую формулу (Николя, 1992),

$$\varepsilon = \frac{(l-lo)}{lo} * 100\%$$



Рис. 2.3. Кливажные муллионы (обр. 727).

можно рассчитать значение величины деформации удлинения.

Каймы нарастания, сложенные волокнистыми кристаллами, ориентированными параллельно совершенным кливажным зонам, относятся к одному структурному парагенезу, и в их формировании большую роль играют процессы химической дифференциации вещества (растворение под давлением, перенос, кристаллизация) (*Галкин, 1988; Кирмасов, 2011; Passchier, Trouw, 1996; Ramsey, Huber, 2003*). На рисунке показан пример такого <u>сокливажного структурного парагенеза</u> уровня зерен и агрегатов зерен (рис. 2.4). Сокливажный структурный парагенез свидетельствует о сохранении объема породы при деформации (вынос вещества из кливажных зон компенсируется его отложением в тенях давления зерен), и косвенно подтверждает допущение о плоском характере деформации (т.е. деформации без изменения объема).





S₁- простирание кливажных зон;

к– волокнистые каемки нарастания, волокна протягиваются субпараллельно кливажным зонам.

Как правило, чтобы определить направление всех трех главных осей эллипсоида деформации и затем выполнить количественное определение величины деформации, применяется отбор не менее трех ориентированных образцов (*Войтенко, Худолей, 2008*). Образцы, использованные в нашем исследовании, не были ориентированы при отборе, т.к. отбирались для литологического изучения пород. Как было показано в работе (*Латышева, Кирмасов, 2018*), если принять во внимание взаимную ориентировку внутризерновых и межзерновых микротекстур (петрографических индикаторов механизма деформации), возможно «сориентировать» шлиф относительно главных осей эллипсоида деформации (*X*, *Y*, *Z*) и в зависимости от этого корректно оценить величину деформации породы. Для

образцов из геологического профиля вдоль долины р. Белой было проведено сравнение деформации, полученных полу-количественным методом В.Г. Талицкого величин (Талицкий, 1997) и методом Н. Фрая (Fry, 1979). При полуколичественном определении деформации методом В.Г. Талицкого были использованы шаблоны (номограммы), на которых сопоставлена форма микролитонов, соответствующая разной величине деформации укорочения-удлинения (рис. 2.2, б, в). Форму зерен (микролитонов) в исследуемой породе сравнивали с этими шаблонами для определения примерной величины деформации. Для определения величины деформации методом Н. Фрая использовалась бесплатная программа GeoFryPlots (URL:

http://www.holcombe.net.au/software/downloads/GeoFryPlots_zip.exe): по отмеченным на фотографии шлифа центрам зерен диаграмма Фрая строится автоматически, эллипс задается пользователем, и после построения эллипса программа автоматически определяет значение отношения осей эллипса в данном сечении. Корректное построение эллипса определяется областью концентрации точек на диаграмме (Erslev, 1988). Как видно на рисунках, результаты определений двумя методами показывают близкие значения (рис. 2.5, 2.6). На графике зависимости отношений осей эллипса деформации (X/Z) от величин деформации (Е) звездочками отмечены положения точек для образцов с различной величиной деформации (обр.1017, 991 и 998), определенной по диаграмме Фрая и по степени развития кливажа (рис.2.6). Т.е. при плоском характере деформации (ΔV=0) для определения ее примерного численного значения может быть использовано не три, а всего лишь одно сечение породы (Латышева, Кирмасов, 2018). Поэтому мы считаем, что образцы пород, в которых наблюдается сокливажный структурный парагенез, могут быть использованы для определения величины деформации по степени развития межзернового кливажа с помощью метода В.Г. Талицкого, описанного выше.

Наблюдения за сокливажным структурным парагенезом позволяют оценить объемный эффект деформации и выделить зоны с плоской деформацией пород (объем пород неизменный,  $\Delta V=0$ ), положительным ( $\Delta V>0$ ) и отрицательным ( $\Delta V<0$ ) объемным эффектом деформации. Это наблюдение, в свою очередь, имеет значение для определения миграции вещества внутри массивов пород при отмечаемых постседиментационных процессах.

Внутреннее строение и морфология кайм нарастания отражает историю их образования, и, следовательно, историю изменения породы в процессе деформации. Например, морфология каймы нарастания может свидетельствовать о вращении блока породы в процессе деформации.



Рис. 2.5. Примеры пород с разной величиной деформации укорочения-удлинения, определенной по степени развития кливажа, и соответствующие им отношения осей эллипсов деформации: *a*, *б* - недеформированная порода (обр. № 1017); *в*, *г* – величина деформации составляет 15% (обр. № 998); *д*, *е* - величина деформации составляет 25% (обр. № 991).



Рис.2.6. Графики отношений осей эллипса деформации (X/Z) при разной величине деформации, рассчитанные для разного объемного эффекта деформации: a - без изменения общего объема породы ( $\Delta V$ =0);  $\delta$  - с увеличением общего объема породы ( $\Delta V$ >0);  $\beta$ - с уменьшением общего объема породы ( $\Delta V$ >0). Звездочками отмечены положения точек для образцов, показанных на рисунке 2.5.

Подробное описание морфологических особенностей синтектонических кайм нарастания и их связи с генезисом рассмотрено в работах (*Галкин, 1988; Passchier, Trouw, 1996; Ramsey, Huber, 2003*).

Состав кайм нарастания может быть различным – в зависимости от флюида, из которого они образовались. Зональные каймы нарастания свидетельствуют об изменении состава флюида в процессе роста бороды нарастания. Каемки незонального строения образовались в условиях действия флюида одного состава.

С использованием кайм нарастания в тенях давления определялся объемный эффект происходивших в породах деформаций и примерные величины локального удлинения. Также большое внимание при их исследовании уделено составу и минеральной зональности.

# <u>г) сланцеватость</u>

Сланцеватая текстура (сланцеватость) – плоскостная микротекстура породы, образованная параллельным расположением пластинчатых или листоватых минералов (Талицкий, Галкин, 1988; Кирмасов, 2011). В осадочных породах, испытавших сильные постседиментационные преобразования, часто отмечается тонкая *микросланцеватость* – текстура, возникающая за счет перекристаллизации глинистых минералов. Чаще всего послойная микросланцеватость является дотектонической текстурой, не связанной с региональными тектоническими деформациями, и возникает под действием геостатической Сланцеватость наиболее встречающихся текстур нагрузки. – одна ИЗ часто метаморфических горных пород.

Образование сланцеватости может происходить в результате пассивного механического вращения уплощенных и удлиненных зерен, дислокационных,

диффузионных и рекристаллизационных процессов. Рекристаллизационные процессы (особенно при рекристаллизации за счет вращения субзерен) также могут приводить к формированию ориентированного расположения зерен. Рост новых минералов при направленном давлении с образованием кристаллизационной сланцеватости происходит при практически полной перекристаллизации породы. Повышается степень метаморфизма и образуются новые минеральные парагенезы, устойчивые в новых термодинамических условиях.

Для более крупных зерен в породе (<u>порфирокластов</u>) при образовании сланцеватости характерно образование «шлейфов». Шлейфы имеют клиновидную форму и образованы минеральными агрегатами, обычно вытянуты вдоль минеральной линейности, ориентированной по направлению сдвига (*Passchier, Trouw, 2004; Кирмасов, 2011*).

Обособление порфирокластов и образование их шлейфов является результатом процесса динамической рекристаллизации. По асимметричному строению закрученных шлейфов можно установить присдвиговую природу деформаций и судить о направлении сдвига (в случае ориентированных шлифов) и других кинематических особенностях. Порфирокласты с новообразованными шлейфами по морфологии подразделяются на несколько Разные морфологические порфирокластов типов. типы отличаются действовавшими в них механизмами динамической рекристаллизации и соотношением скоростей рекристаллизационными процессами порфирокластов между И деформационными механизмами в тонкозернистом матриксе (диффузионная ползучесть, межзерновое скольжение). Подробное описание морфологии порфирокластов И кинематических условий их образования можно найти в (Passchier, Trouw, 2004).

<u>Порфирокласты б-типа</u> характеризуются клинообразными окончаниями шлейфов. Экспериментально установлено, что б-тип развивается при более высокой скорости динамической рекристаллизации порфирокласта по сравнению со скоростью деформации породы (*Кирмасов, 2011*).

<u>Порфирокласты б-типа</u> встречаются только в ультрамилонитах и милонитовых гнейсах, отличаясь более протяженными тонкими шлейфами, нередко закрученными в процессе сдвиговой деформации, образуются при более низкой скорости рекристаллизации по сравнению со скоростью деформации матрикса.

Крупные новообразованные кристаллы, сформировавшиеся в более тонком матриксе, называются <u>порфиробластами</u>. По соотношению внутренней структуры порфиробласта и текстуры матрикса можно установить временные соотношения и кинематические условия образования разных структур и текстур.

#### <u>d) наложенная текстура кливажа плойчатости</u>

<u>Кливаж плойчатости</u> – более поздняя плоскостная текстура, наложенная на более ранний межзерновой кливаж, тонкую полосчатость или сланцеватость. Кливаж плойчатости образован плоскопараллельным расположением зон, сложенных крыльями микроскладок или смыкающими крыльями флексур, в которые смята более ранняя плоскостная микротекстура (*Atlas..., 1980; Талицкий, Галкин, 1988*). Зоны крыльев почти полностью сложены чешуйками серицита, мелкими зернами рудных минералов и тонкодисперсным органическим веществом. В линзочках-микролитонах, расположенных между крыльями, наблюдаются реликты ранней текстуры межзернового кливажа или сланцеватости, образующие замки микроскладочек или пологие крылья флексур. Микролитоны по отношению к прямолинейным зонам кливажа плойчатости обычно обогащены кварцем, полевым шпатом, кальцитом. Наложенная текстура кливажа плойчатости может резко или постепенно отделяться от микролитона (*Кирмасов, 2011*).

Механизм формирования кливажа плойчатости в целом аналогичен механизму образования межзернового кливажа. Кливаж плойчатости образуется при изгибе и растворении под давлением крыльев микроскладок ранней плоскостной микротекстуры и свидетельствует о неоднократном воздействии сильных стрессовых напряжений на толщу пород (*Гаврилов и др., 1999*).

### <u>е) минеральные жилы</u>

<u>Минеральные жилы</u> – трещины в горных породах, заполненные минеральным веществом. Морфология минеральных жил различна, и, как и морфология других деформационных микротекстур, связана с их генезисом. Морфология минеральных жил детально описана в нескольких работах (*Atlas..., 1980; Bons, 2000; Ramsey, Huber, 2003*).

По механизму образования выделяются жилы заполнения раскрывающихся трещин или жилы замещения. По форме встречаются жилы: плоскостные, постоянной мощности; непостоянной мощности с раздувами и пережимами; кулисные веретенообразные; оперяющие, ромбовидные; седловидные в замках микроскладок; микроштокверки. По форме слагающих зерен выделяются волокнистые или неволокнистые минеральные жилы. По внутреннему строению – зональные или незональные. По направлению роста – с сутурным швом посередине – антитаксиальные, или без сутурного шва – синтаксиальные.

По характерным особенностям внутреннего строения минеральных жил можно определить направление и условия их роста (*Ramsey, Huber, 2003; Passchier, Trouw, 1996; Кирмасов, 2011*). Важное значение имеют жилы с волокнистым строением. Волокнистые кристаллы – вынужденные формы кристаллизации кремнезема, обусловленные постепенным ростом в условиях нехватки пространства, они устойчивы при температуре

ниже 350°С. Минеральные жилы без структурной зональности, сложенные одновременно кварцем и кальцитом, как свидетельствуют некоторые исследования изотопного состава кислорода и углерода слагающих их минералов (*Kirschner, Sharp, 1995*), также образовались при температуре не выше 300°С. Зональное строение минеральной жилы свидетельствует об изменении условий ее образования и состава флюида.

Используя минеральные жилы, можно определить величину деформации породы в локальном микрообъеме породы (*Кирмасов, 2011*).

Строение и состав минеральных жил в некоторых случаях можно соотнести с каймами нарастания. Предполагается, что текстуры одинакового состава образовались одновременно, при участии одного и того же флюида.

#### <u>ж) милонитовая текстура</u>

Милониты – сильно деформированные породы, обычно слагающие узкие зоны локализованных деформаций, структурно-текстурные признаки милонитов отражают условия локального пластичного сдвига (*Международный тектонический словарь, 1991*). В милонитах отмечается более сильная деформация, по отношению к окружающим породам, и они обладают некоторыми характерными текстурными (в том числе и микротекстурными) особенностями: присутствие рекристаллизованного мелкозернистого матрикса и порфирокластов в разном процентном соотношении; несомненные асимметричные текстуры, указывающие на формирование пород в присдвиговых зонах (минеральные пакеты («mica-fish»), *SC*-текстуры и др.). Определение и классификация милонитов подробно рассмотрены в (*Trouw et al., 2010*).

Уменьшение размеров зерен при милонитизации происходит за счет механизма динамической рекристаллизации (т.е. протекающей в результате и во время тектонических деформаций), происходящей на внутризерновом уровне. Основные механизмы динамической рекристаллизации – миграция границ зерен и вращение субзерен.

Механизм миграции границ зерен осуществляется на контактах зерен с разной плотностью дислокаций (с различной степенью деформации). Граница зерна с меньшим количеством дислокаций может «внедряться» внутрь зерна с большей плотностью дислокаций в кристаллической решетке (*Passchier, Trouw, 1996*). Об этом механизме свидетельствуют неровные границы соседних зерен (*Кирмасов, 2011*).

Начальный процесс образования субзерен (полигонизации) при микроскопических наблюдениях отмечается волнистым погасанием зерен кварца. В результате могут образоваться новые мелкие субзерна, которые впоследствии обособляются. Отмечается, что этот механизм («BLG-recrystallization» по *Passchier, Trouw, 1996*) работает при относительно низких температурах протекания деформации.

Субзерна в краевых частях зерен могут начать вращение внутри своих границ и обособиться, образовав новые зерна (*Пуарье, 1988; Passchier, Trouw, 1996*). Ротационная рекристаллизация («SGR-recrystallization», по *Passchier, Trouw, 1996*), начавшись от краевых частей зерен, может достигнуть и центральных частей, при этом крупные зерна кварца замещаются более мелкими, с зазубренными краями и миграционными границами. По сравнению с механизмом миграции границ зерен («BLG-recrystallization»), механизм ротационной рекристаллизации («SGR-recrystallization») характерен для более высоких температур. Описанные механизмы образования милонитовой текстуры в целом характерны для низкотемпературных милонитов («low-grade mylonites», *Trouw et al., 2010*), температура их образования изменяется от 250 до 500°С. Образование милонитов зависит от нескольких факторов: интенсивности тектонической деформации (величины), условий метаморфизма и исходного состава пород (*Trouw et al., 2010*).

<u>Минеральные пакеты</u> (mica fish, «слюдяные рыбки») – ромбовидные вытянутые порфирокласты или единичные кристаллы в более тонкозернистом милонитовом матриксе (*Passchier, Trouw, 1996; Grotenhuis et al., 2003*). Минеральные пакеты используются в качестве кинематических индикаторов сдвига. Ориентировка слюдяных пакетов является главным образом результатом вращения уплощенных кристаллов слюды на ранних стадиях сдвиговой деформации, приводящего к их устойчивому положению в матриксе (*Кирмасов, 2011*). По морфологии минеральные пакеты разделяются на 6 групп, характеризующихся различными механизмами образования (вращение, внутризерновые деформационные процессы – диффузия, растворение под давлением, дробление, рекристаллизация), первоначальной морфологией и ориентировкой кристаллов (*Passchier, Trouw, 1996; Grotenhuis et al., 2003*).

Таким образом, используя детальные морфологические классификации структур и текстур, и их связь с условиями образования, можно установить характерные особенности и ход постдиагенетических преобразований пород.

# 2.2. Определение химического состава и условий образования аутигенных минералов (слюд и хлоритов)

В шлифах исследованных пород в числе аутигенных минералов были выделены аутигенные слюды хлориты трех разных генераций: докливажные (A1),И синдеформационные (A2) и постдеформационные (A3). Так как условия образования условиями постседиментационных аутигенных минералов напрямую связаны с

преобразований и деформаций пород, то по изменению их состава можно судить об изменении условий, в которых происходили эти преобразования.

В породах из разрезов по долинам рек Белой и Тереку проводилось определение химического состава аутигенных минералов и условий их образования.

Определение химического состава производилось в Геологическом Институте РАН на сканирующем электронном микроскопе MV 2300 с приставкой для энергетического дисперсионного рентгеновского микроанализа INCA 200, энергетическое разрешение детектора 133 eV, аналитики Горькова Н.В., Савичев А.Т. и Михеев В.В. Всего было сделано около 120 определений составов аутигенных минералов (слюд и хлоритов) разных генераций.

Кристаллографические формулы минералов пересчитывались из расчета на 22 атома кислорода.

На основе химического состава слюд и хлоритов разработано некоторое количество геотермометров, с использованием которых можно определить термодинамические условия образования минералов. Подробный анализ хлоритовых геотермометров можно найти в работах (*Caritat et al., 1993; Bourdelle & Cathelinau, 2015*).

После пересчета химического состава в формульные единицы с использованием хлоритового геотермометра (*Cathelineau & Nieva, 1985; Котельников и др., 2012*) определены температуры их образования. Природный хлоритовый геотермометр (*Cathelineau & Nieva, 1985*), основанный на относительном содержании Al и Si в тетраэдрической позиции кристаллической решетки, экспериментально откалиброванный в лабораторных условиях (*Котельников и др., 2012*), позволяет рассчитать температуру образования хлорита по следующей формуле:

 $T(^{\circ}C) = 39.73 + 180.64*(Al_{IV}) (\pm 15 ^{\circ}C)$ 

При образовании минерального парагенеза «белая слюда+хлорит», как было показано в (*Ganne et al., 2012*), в зависимости от Р-Т условий образования минералов, в белой слюде закономерно изменяется содержание калия ( $K^+$ ), в хлоритах – содержание кремния ( $Si^{4+}$ ) и алюминия ( $Al^{3+}$ ). По содержанию этих элементов можно выделить группы высокотемпературных, среднетемпературных и низкотемпературных минеральных парагенезов (*Ganne et al., 2012*), и определить условия их образования.

При изучении низкотемпературных комплексов Альп (*Hunziker et al., 1986*) и Карпат (*Кориковский и др., 1995*) было показано, что содержание щелочей (K+Na) в мусковитфенгитах коррелируется с индексом кристалличности и зависит от температуры. Недосыщенные щелочами белые слюды (содержание K+Na < 0,85 ф.е.) стабильны при

катагенезе (T~200-270°C), а при переходе к метагенезу (T~270-300°C) они сменяются обычными мусковит-фенгитами (K+Na > 0,85 ф.е.).

С использованием классификационных диаграмм для слюд и хлоритов (*Дриц, Коссовская, 1991*) получены дополнительные характеристики для условий образования аутигенных минералов.

# 2.3. Структурно-литологические исследования микротекстур в юрских породах Северного Кавказа

Еще при изысканиях 1886 г., проведенных геологическим комитетом для строительства железной дороги через Большой Кавказский Хребет, исследователями было отмечено, что раковины аммонитов и брахиопод из юрских и меловых отложений *«сильно сплюснуты, сдавлены, а иногда искривлены, что обусловливается, конечно, сланцеватостью породы, результатом испытанного ими большого давления. Ввиду этого обстоятельства определение форм было сопряжено с большими затруднениями, а наиболее изуродованные из них были оставлены без определения» (Иностранцев и др., 1897, стр.10).* 

Многие исследователи на протяжении всех этапов изучения Большого Кавказа отмечали присутствие в породах, слагающих горно-складчатое сооружение Большого Кавказа, деформационной текстуры – кливажа. Изучением непосредственно деформационных микротекстур занимались несколько авторов (*Кириллова И.В., Лебедева Н.Б., Сорский А.А., Яковлев Ф.Л., Хаин В.Е., Галкин В.А. и др.*).

Изучение характера и распространения кливажа на Большом Кавказе было одной из задач Кавказской экспедиции ИФЗ АН СССР (1960 г.), организованной с целью детального исследования складчатости и выяснения истории и механизма ее образования (*Сорский*, 1962).

Для решения вопроса о природе кливажа, механизме его образования и роли в процессе складкообразования проводились исследования слабометаморфизованных толщ молодой складчатой области Большого Кавказа, т.к. здесь возможно было изучать межзерновой кливаж «в чистом виде», не усложненном дальнейшими длительными процессами метаморфического минералообразования.

И.В. Кириллова (1962) провела всестороннее исследование кливажа – макроскопическое и микроскопическое, составила схему распространения регионального кливажа в пределах мегантиклинория Большого Кавказа. Показано, что кливаж развит в осевой части и на южном склоне в породах мезозойского возраста. На северном склоне – в породах нижнеюрского возраста, на южном склоне – от нижнеюрского до нижнемелового.

Текстура межзернового кливажа прослеживается не на всей площади распространения стратиграфических подразделений, а только там, где мощность пород юрского возраста максимальная, в приосевой части и на южному борту Кавказского прогиба. Интенсивность кливажа зависит от литологического состава пород – наиболее интенсивно текстура межзернового кливажа развита в глинистых породах. Выявлены тесные связи кливажа со складками. В породах отмечен веерообразный кливаж и кливаж осевой плоскости, близкий по простиранию к осевым поверхностям складок. Углы между плоскостями напластования и кливажными плоскостями обычно не превышают 45°, за исключением замков складок. Разрывные нарушения пересекают структуру, обычно не влияя на общее простирание кливажных плоскостей. Совпадение простирания кливажа и разломов отмечено довольно редко – обычно это разломы, идущие вдоль осевых плоскостей складок. И.В. Кирилловой также было отмечено, что в осевой части прогиба деформации начались еще до полной литификации пород (*Кириллова, 1968*).

Н.Б. Лебедевой (Лебедева, 1972) был изучен ряд шлифов кливажированных пород флишевой толщи южного склона Кавказского хребта (верховья р. Риони). Толща представлена переслаиванием глинистых и песчаных известняков, мергелей, известковых песчаников, алевролитов, аргиллитов при общем преобладании существенно глинистых пород. Хорошо выражен кливаж, параллельный осевым частям складок. Кливажные зоны наблюдаются в прослоях глинистых пород и макроскопически, и в шлифах; в песчаниках, алевролитах, кристаллических разностях известняков _ отсутствуют. Отмечено преломление кливажных зон на границах глинистых и алевролитовых слоев. В алевролитовых прослоях кливаж макроскопически не наблюдается, а в шлифах видны мелкие извилистые короткие трещины. Углы между общим направлением кливажных зон с направлением кливажных зон в глинистом прослое составляют около 35-40°. Отмечено также, что частота и ширина кливажных полос зависит от гранулометрического состава пород. В результате исследований было установлено, что макроскопически кливаж является однородным образованием, при изучении же его на микроуровне он оказывается сложным комплексом деформаций, возникшим на нескольких стадиях в процессе образования складчатого сооружения, и связанных с разными, существенными для этих стадий, процессами. Отмечалось большое значение исследований кливажа для установления условий и механизмов образования складчатых структур.

Исследованием деформационных микротекстур и петроструктурным анализом занимался В.А. Галкин. Он не проводил площадных исследований кливажа, а изучал распределение микротекстур в разных частях одной крупной складки в пределах Южного склона Большого Кавказа – подробнее не указано (*Галкин, 1988*). Используя опыт

В.А. Галкина, и применяя его методику к разным частям горно-складчатого сооружения Большого Кавказа, можно составить картину распределения деформаций по площади или по разрезу.

Некоторые исследователи предлагали ввести количественную оценку степени деформированности пород на основании изучения морфологии складок (*Вихерт, 1972; Сорский, 1962, Рогожин, Яковлев, 1983*).

Детальные исследования складчатых зон с целью выяснения механизма образования складчатости были проведены в Отделе геодинамики Института Физики Земли АН СССР, под руководством В.В. Белоусова. В результате исследований составлены детальные структурные профили вкрест простирания Восточного Кавказа (*Сорский, 1962*). В разных частях структурных профилей в строении складчатых толщ выявлены сильные отличия. В работе также отмечается приуроченность регионального кливажа к областям развития максимальных мощностей осадочных пород.

Предложенная позднее методика количественной оценки складчатости на основании ее морфологии позволила выделить в пределах Большого Кавказа складчатые зоны с разной интенсивностью складчатости (*Рогожин, Яковлев, 1983*).

В работе Ф.Л. Яковлева (Яковлев, 2009) для восстановления первоначальной структуры складчатого сооружения в пределах Большого Кавказа анализировались структуры разных масштабных уровней, исключая «мелкие» масштабные уровни – уровень зерен и слоев. При расчете начальных мощностей и определении величины деформации укорочения в пределах Северо-Западного Кавказа использовались детальные структурные профили, составленные Т.В. Гиоргобиани и Е.А. Рогожиным (Гиоргобиани, 1989; Шолпо, Рогожин, 1993), для анализа использовались породы юрского и мелового возраста. Основной механизм деформации пород – растворение под давлением, действующий на уровне зерен. В работе (Яковлев, 2009) предполагается, что вещество, участвующее в процессе растворения под давлением, переносится на короткие расстояния в первые метры, поэтому в масштабах складчатого домена баланс вещества не должен измениться. В результате восстановления первоначальных мощностей и площадей распространения пород получены цифры укорочения для выбранных ячеек, построена схема величины укорочения и проведена оценка распределения этого параметра вдоль простирания структуры Северо-Западного Кавказа. Автором показано, что величина укорочения изученных структур Большого Кавказа меняется по простиранию и вкрест простирания в каждом случае закономерным образом, оставаясь в пределах 33-67 %. По величине деформации складчатых доменов вкрест простирания складчатого сооружения было выделено три основные тектонические зоны. Сокращение трех основных тектонических зон вкрест

простирания с юга на север составляет 52 %, 53 % и 41 %. Общее сокращение изученной части Большого Кавказа, составляющее основную часть его складчатой системы, является двукратным (49 %, от 113 км доскладчатой ширины к 57 км современной).

И.М. Симановичем с соавторами (*Симанович и др., 2004*) на примере тоар-ааленских толщ Южного Дагестана (р. Самур) были проведены комплексные исследования юрских пород – выявлена постседиментационная зональность, хорошо согласующаяся с интенсивностью проявления кливажа и складчатости. Показано, что область развития кливажа соотносится со значениями индекса Кюблера, не превышающими значения 0.42, и с областью метагенетических преобразований пород.

М.И. Тучковой также проведен комплексный анализ геодинамических, седиментационных и минералогических данных и на примере песчаников Центрального Кавказа в породах выявлена постседиментационная зональность, основанная на составе глинистой фракции, индексе Кюблера, степени кливажированности пород (*Тучкова, 2007*). В результате проведенных исследований установлено, что формирование нижнеюрских пород в центральной части Кавказа проходили в три этапа: медленное уплотнение и невысокая степень литификации осадков в условиях литогенеза погружения; литификация отложений в результате деформаций с изменением изотопных характеристик пород; последующая деформация пород.

Комплексные исследования юрского терригенного комплекса, охватывающие седиментологические, минералогические, изотопно-геохимические и структурнотекстурные аспекты, проводились Ю.О. Гавриловым с коллективом авторов. В результате этих исследований было показано, что распределение разных характеристик нижнесреднеюрского осадочного комплекса находится в тесной взаимозависимости (*Гаврилов и др., 1999, 2012, 2016; Гаврилов, 2005; Буякайте и др., 2003*).

Таким образом, по итогам многолетних структурно-литологических исследований, на Кавказе имеется качественная схема распространения кливажа в осадочных породах Большого Кавказа, показывающая наличие и ориентировку кливажных зон, составленная И.В. Кирилловой, схема величины деформации укорочения, определенная для структурного уровня блоков, составленная Ф.Л. Яковлевым на основании объемного балансирования. Величина общего сокращения Большого Кавказа оценивается как двукратная. И.М. Симановичем с соавторами для долины р. Самур (Южный Дагестан) выделены в породах зоны орогенного катагенеза и метагенеза и показано, что кливажные зоны приурочены к породам, развитым в зоне метагенеза.

# ГЛАВА 3. Микротекстурные наблюдения

В главе описаны микротекстурные наблюдения по изученным разрезам. Изученные разрезы сгруппированы по структурно-фациальным зонам, описанным в главе 1.2.

По каждому разрезу приведена характеристика постдиагенетических микротекстур: а) межзернового кливажа; б) кливажных швов и муллионов; в) синтектонических кайм (бород) нарастания в тенях давления крупных зерен; г) сланцеватости; д) наложенной текстуры кливажа плойчатости; е) минеральных жил; ж) других микроструктур и микротекстур.

#### 3.1. Лабино-Малкинская СФЗ

### <u>3.1.1. Разрез по р. Дах</u>

В долине р. Дах (правый приток р. Белой) были изучены единичные образцы хумаринской свиты для сравнения структурно-текстурных особенностей с породами, слагающими долину р. Белой. Породы недеформированные, деформационных текстур уровня зерен, описанных выше, в породах не наблюдалось (рис. 3.1, а). В породах наблюдается слоистая или массивная текстура, отражающая условия седиментации. Часто отмечается базальный карбонатный цемент в песчаниках, который связывается с диагенетической и отчасти катагенетической миграцией вещества из уплотняющихся глин в песчаники (*Гаврилов, 2005*).

# 3.1.2. Разрез по р. Тызыл

Нижне-среднеюрские породы хумаринской и джигиатской свит, изученные по образцам, слагающим долину р. Тызыл, выглядят недеформированными (рис. 3.1, б-г). В песчаниках и алевролитах не наблюдается текстур деформационного генезиса, таких, как межзерновой кливаж, сланцеватость, синтектонические каемки нарастания, наложенная текстура кливажа плойчатости.

В сидеритовых конкрециях можно наблюдать микроштокверки, образованные трещинами синерезиса (рис. 3.1, в, г), нередко зонального кварцево-кальцитового строения. Образование подобных микроштокверков объясняется преобразованиями породы на стадии диагенеза. В песчаниках отмечаются частые следы коррозии зерен.



**Рис. 3.1.** Недеформированные породы Лабино-Малкинской СФЗ (хумаринская свита, плинсбах): аалевролит (р. Дах); б- песчаники (р. Тызыл); в, г- трещины синерезиса в сидеритовых конкрециях (р. Тызыл), заполненные кальцитом (Cct) и кварцем (Qz).

# 3.2. Тырныауз-Пшекишская СФЗ

# 3.2.1. Разрез Кестантинской впадины (р. Кестанты, правый приток р. Баксан)

Наиболее мощный разрез в восточной подзоне Тырныауз-Пшекишской СФЗ описан в долине р. Кестанты. Всего было изучено 70 шлифов, относящихся к нижней части джигиатской свиты.

а) межзерновой кливаж;

б) кливажные швы и муллионы;

*в) синтектонические каймы (бороды) нарастания в тенях давления крупных зерен;* г) сланцеватость;

д) наложенная текстура кливажа плойчатости

Все деформационные текстуры, упомянутые выше (*a-д*), в породах Кестантинской впадины не наблюдались. Породы джигиатской свиты выглядят недеформированными
(рис. 3.2,а), не наблюдается текстур, образовавшихся в результате растворения под давлением, и сокливажного структурного парагенеза.



**Рис. 3.2.** Микрофотографии пород джигиатской свиты (Кестантинская впадина, восточная часть Тырныауз-Пшекишской СФЗ): а- недеформированный алевропесчаник; б- хлорит-мусковитовый порфиробласт; в,г- минеральные жилы двух генераций, v1— жилы первой генерации; v2— жилы второй генерации.

### <u>е) минеральные жилы</u>

Иногда в шлифах можно заметить плоскостные минеральные жилы кальцитового состава. Наблюдаются жилы двух генераций (рис. 3.2,в). Жилы первой генерации неволокнистые, тонкие, по составу кальцитовые, в пределах шлифа образуют две взаимно перпендикулярные системы. Жилы второй генерации неволокнистые, кальцитового состава, пересекают жилы первой генерации, обладают зональным строением, что может быть свидетельством, по крайней мере, двух этапов их образования. Плоскостной характер жил и наличие нескольких параллельных систем в их ориентировке может быть подтверждением их связи со стрессовыми напряжениями.

Присутствие микротекстур, образовавшихся в условиях растяжения, при отсутствии текстур сжатия, указывает на положительный объемный эффект деформации в этом блоке ( $\Delta V$ >0).

#### ж) другие текстуры

<u>Текстура «con-in-con»</u> представляет собой конуса небольшого размера (до 1-2 см), вставленные один в другой. В исследованных породах встречается достаточно редко.

Порода на 85-90 % состоит из зерен кальцита, оставшиеся 15-20 % составляют зоны, сложенные глинистым веществом. Кальцит, слагающий породу, образует удлиненные кристаллы. Тонкие пленки и линзовидно-конические зоны, сложенные глинистым веществом образуют текстуру «con-in-con». Из вершины конуса может выходить несколько поверхностей под разными углами к оси конуса (рис. 3.3,а). При большем увеличении можно заметить, что глинистые пленки имеют неровную, пилообразную форму (рис.3.3,в). Глинистые пленки образуют стенки конуса, иногда пленки переламываются и образуют стенку соседнего конуса, иногда срезаются стенками соседнего конуса (рис. 3.2, б).



**Рис. 3.3.** Микрофотографии пород джигиатской свиты (Кестантинская впадина, восточная часть Тырныауз-Пшекишской СФЗ) с текстурой «con-in-con», шлиф ориентирован субпараллельно осям конусов: а, в- при одном николе, б- в скрещенных николях. 1- глинистая пленка «переламывается» и образует другую стенку конуса, 2- глинистая пленка срезается стенкой соседнего конуса. Буквами обозначены минералы: Chl– хлорит; Mus– мусковит, Cct– кальцит.

# Хлорит-мусковитовые порфиробласты

В алевропесчаниках наблюдаются хлорит-мусковитовые порфиробласты, достигают размера до 0,5 мм и больше. Листики слюд и хлоритов внутри порфиробластов немного изогнуты, возможно, это связано с положением зерна биотита, преобразованного в хлорит-мусковитовые пакеты. Границы порфиробластов неровные, порфиробласты выглядят неизмененными последующими движениями. Формирование порфиробластов происходит на стадии метагенеза под воздействием геостатической нагрузки, в спокойной тектонической обстановке, при постепенном росте температуры (*Талицкий, Галкин, 1986*).

# 3.2.2. Разрез балки Большой Мукулан (левобережье р. Баксан)

Еще один разрез в пределах восточной части Тырныауз-Пшекишской СФЗ находится к северо-западу от пос. Тырныауз. Из этого разреза было изучено около 50 образцов пород джигиатской свиты – см. рис. 1.4 к Главе 1.2.

# а) межзерновой кливаж

Часто изученные породы выглядят недеформированными – в них не наблюдается деформационных текстур. Иногда в мелкозернистых песчаниках и алевролитах наблюдается межзерновой (рис. 3.4, а) и агрегатный кливаж (рис. 3.4, б). Кливажные зоны редкие, непротяженные, примерная величина деформации укорочения, определенная по степени развития кливажа, не превышает 10 % (рис. 3.4, а). Кливаж зональный, часто несовершенный, зоны растворения изогнутые и непротяженные. В большинстве образцов видно, что кливажные зоны развиты послойно и протягиваются субпараллельно слоистости (рис. 3.4, в). Скорее всего, это может быть свидетельством не тектонического, а геостатического происхождения кливажной текстуры в результате уплотнения пород.

В некоторых образцах можно наблюдать реликты кливажной текстуры, затушеванные последующими преобразованиями – ростом порфиробластов хиастолита (рис. 3.5, а).

#### б) кливажные швы и муллионы

Кливажных швов в образцах изученных пород не наблюдается.

### в) синтектонические каймы (бороды) нарастания в тенях давления крупных зерен;

Сокливажного структурного парагенеза в породах не отмечено, это можно объяснить, что на начальной стадии развития кливажа деформация не была плоской, происходила с уменьшением объема ( $\Delta V < 0$ ), растворенная часть вещества выносилась в соседние объемы (блоки пород).



Рис. 3.4.

**←Рис. 3.4.** Микротекстуры в породах мукуланской толщи (джигиатская свита, восточная часть Тырныауз-Пшекишской СФЗ): а- межзерновой кливаж, величина деформации укорочения около 10%; б- агрегатный кливаж; в- послойное распределение кливажных зон; г- микросланцеватость в глинах и погасание породы отдельными блоками; д- микросланцеватость в двух взаимно перпендикулярных направлениях; е- сланцеватоая текстура; ж – плоскостная минеральная жила в песчаниках; з- минеральная жила зонального строения, с сутурным швом посередине. Буквами обозначены минералы: Ссt- кальцит, Qz- кварц; микротекстуры: S₁- ориентировка кливажных зон, SI- ориентировка микросланцеватости и сланцеватости.

#### <u>г) сланцеватость</u>

В глинистых образцах изученных пород наблюдается микросланцеватость и одновременное погасание отдельных блоков породы (рис. 3.4, г).

Частое проявление микросланцеватости в исследованных глинистых породах – новообразованные листочки слюды, ориентированные в двух взаимно перпендикулярных направлениях (рис. 3.4, д). Подобное строение глин может быть связано с быстрым переходом структуры глинистого осадка от коагуляционной, с высокой пористостью и высоким содержанием воды, к более плотной дисперсной (*Лидер, 1986, стр. 142, рис. 11.1 д*). Быстрое изменение внутреннего строения осадка является реакцией на кратковременную нагрузку или толчок, что может быть связано со стрессом, действующим на осадок, еще не до конца литифицированный.

Некоторые образцы подверглись более сильной перекристаллизации, обликом своим напоминают сланцы, и в них наблюдается отчетливая сланцеватая текстура (рис. 3.4, е).

## <u>д) наложенная текстура кливажа плойчатости</u>

Наложенных текстур в породах не наблюдается.

## <u>е) минеральные жилы</u>

В породах наблюдается довольно значительное количество минеральных жил.

В алевролитах и песчаниках с карбонатным цементом нередки кальцитовые жилы, плоскостные, неволокнистые, незональные, секущие слоистость.

Выделяется серия жил, пересекающих слоистость, постоянной или изменяющейся мощности, сложенных мелкими изометричными кристаллами кварца (рис. 3.4, ж).

Иногда кварцевые жилы обладают неплоскостной неправильной формой, с раздувами и пережимами, сложены изометричными кристаллами. Совсем редкий случай – зональная жила неплоскостной формы, внешняя зона которой образована изометричными зернами кварца, а внутренняя – листочками белой слюды (рис.3.4, з), вытянутыми параллельно самой минеральной жиле.

ж) другие текстуры

# Порфиробласты андалузита (хиастолита)

В нескольких образцах мукуланской свиты (обр.1300-1306) встречаются крупные порфиробласты андалузита (хиастолита) (рис. 3.5). Все они содержат темные полоски включений, крестообразно расходящиеся от центра кристалла к его углам.

В однородном поле напряжений включения перемещаются и концентрируются в полосах включений по направлениям биссектрис сечений кристаллов («re-entrant» зонах, по *Passchier, Trow, 1996*). Такие кристаллы могут образоваться в зоне температурного воздействия интрузивных тел, в диапазоне температур от 400 до 800°C (*Батти, Принг, 2001*) при контактовом метаморфизме, в условиях, при которых тектонические напряжения не достигали высокого уровня, зато высокого уровня достигали температуры и флюидное давление (*Passchier, Trow, 1996*).

В глинистых породах со значительным содержанием каолинита под воздействием температурного фактора, обусловленного внедрением в подстилающие породы интрузивных тел, образуется андалузитовая минерализация за счет разрушающегося каолинита (*Гаврилов, Ципурский, 1987, 1988*). Породы мукуланской толщи в восточной части контактируют с крупной интрузией эльджуртинских гранитов, которые должны были оказывать на них тепловое воздействие.

Порфиробласты хиастолита образовались, судя по их морфологии, позднее кливажных зон. В породах встречаются разные стадии образования порфиробластов. Сначала в алевролитах образуется пойкилитовый цемент, характеризующийся одновременным погасанием в скрещенных николях (рис. 3.5, а, б), в породах, сохранивших эту текстуру, можно наблюдать реликты кливажных зон. При дальнейшем развитии преобразований будущие порфиробласты заметны уже при одном николе (рис. 3.5, в), в скрещенных николях также обладают одновременным погасанием и просветлением. Иногда в шлифах видно, что реликты кливажных зон утыкаются в границу порфирокласта (рис. 3.5, г). Хорошо сформированные порфиробласты иногда содержат включения – реликты первоначальной слоистости или реликты более ранней кливажной текстуры (рис. 3.5, д).

Рис. 3.5. Порфиробласты хиастолита в породах мукуланской толщи (джигиатская свита, восточная часть Тырныауз-Пшекишской СФЗ): а-в- начальные стадии образования порфиробластов: а,бстадия 1, пойкилитовый цемент, б- одновременное просветление участка породы в скрещенных николях (контур); в- стадия 2, обособление отдельных порфиробластов; г- порфиробласт хиастолита и одновременно погасающий участок породы (контур); д- реликт кливажной зоны внутри порфиробласта хиастолита (стрелка), е- порфиробласты хиастолита, общий вид породы. S₁- ориентировка реликтовых кливажных зон, утыкающихся в границу порфиробласта. →





# 3.3. Архыз-Гузерипльская СФЗ

# 3.3.1. Разрез по р. Белая и ее притоку р. Молчепе

Изучено около 200 образцов пород разного литологического состава, относящихся к вериютской, чубинской и тубинской свитам, слагающим долину р. Белой и ее притока р. Молчепы, точки отбора образцов показаны на рис. 1.6. к Главе 1.2. Вериютская свита в основном обнажается в долине р. Молчепы, чубинская и тубинская – в долине р. Белой.

#### а) межзерновой кливаж

В пределах геологического профиля вдоль р. Белой породы в разной степени деформированы. Встречаются породы, не несущие следов деформации, с первыми признаками кливажа, и с хорошо развитыми совершенными кливажными зонами.

На рисунке 3.6 показана величина деформации укорочения пород, оцененная по кливажу. В разных блоках, ограниченных разрывами, наблюдается различный характер кливажа. В северной части профиля кливаж развит слабее, часто породы не несут следов деформации (рис. 3.7. а). Величина деформации укорочения пород, определенная по степени развития межзернового кливажа, обычно составляет 5% (рис. 3.7, б) и не превышает 10% (рис.3.7, в).

К югу кливаж становится все более интенсивным, деформация укорочения возрастает до 20-25% (рис. 3.7, е). Иногда вдоль кливажных зон можно заметить аутигенные слюды, ориентированные параллельно кливажным зонам, и образовавшиеся после них или на поздних стадиях их развития (рис.3.7, д).

Во всех шлифах, где присутствовала слоистость, наблюдалось преломление кливажных зон при переходе из одного слоя в другой, что позволяет отнести изученный кливаж к доскладчатому, т.е. возникшему на стадии продольного укорочения слоев (рис. 3.7, з) (*Талицкий, 1989*). Также доскладчатое образование кливажа подтверждает и веерообразный кливаж (рис. 3.7, ж). В образцах № 946 и 947 наблюдаются пучки кливажа, что также свидетельствует о его доскладчатом происхождении (рис. 3.8).

Иногда кливаж приурочен к более мелкозернистым прослоям (рис. 3.7, з, и). Это можно объяснить тем, что при совместной деформации слоев мелкообломочных и грубообломочных пород в мелкообломочных породах межзерновой кливаж формируется быстрее.

По долине р. Молчепы, правого притока р. Белой изучены образцы пород чубинской и вериютской свит. Породы в разной степени деформированы. В породах отмечаются разные значения деформации укорочения-удлинения, от 0 до 25 % (рис. 3.9). В песчанистых породах, как видно на рисунке (рис. 3.10), межзерновой кливаж почти не проявляется, в то время как в глинисто-алевритовых породах отмечается разная степень развития межзернового кливажа. Максимальных значений деформация укорочения достигает в центральной части профиля, где наблюдается наибольшее количество разрывных нарушений, образующих сложное блоковое строение. Возраст пород и принадлежность к той или иной свите не влияет на степень развития кливажных зон (рис. 3.10). Этот факт подтверждает, что образование кливажа в этих разрезах не связано с литостатическим давлением, а связано, скорее, с влиянием стрессовых напряжений.





**←Рис. 3.6.** Геологический профиль вдоль р. Белой (Составил Н. Пруцкий); величина деформации укорочения, определенная по кливажу; распространение в породах вторичных микротекстур (кливаж плойчатости, стилолитовые швы, синтектонические каймы нарастания, минеральные жилы); индекс Кюблера; количество разбухающих слоев в силикатах.

#### б) кливажные швы и муллионы

В некоторых, наиболее сильно деформированных образцах пород (обр. 947), можно наблюдать начальные стадии кливажных муллионов (рис. 3.11), разделенных пучками кливажа и кливажными швами. Эти образцы приурочены к участкам наиболее сильного развития деформационных текстур (рис. 3.6).

#### в) синтектонические каймы (бороды) нарастания в тенях давления крупных зерен

Повсеместно в исследуемых образцах наблюдается сокливажный парагенез (хорошо развитые кливажные зоны в ассоциации с мелкими волокнистыми каемками нарастания в тенях давления крупных зерен), что может свидетельствовать о сохранении общего объема пород в процессе деформации,  $\Delta V=0$  (рис. 3.12).

Встречаются симметричные каймы нарастания криноидного типа (рис. 3.12, б), сложенные кварцем или мусковитом (рис. 3.12, а).

Чаще всего наблюдалась ассоциация хорошо развитого кливажа и коротких каемок нарастания. По-видимому, она является следствием того, что каемки нарастания начали свой рост на более поздних стадиях формирования кливажа (рис. 3.12, в, д, е), а до начала их образования растворенный материал мог переноситься и переотлагаться в соседних блоках.

В образце 1015 (рис. 3.12, г) наблюдается зональная кайма нарастания возле крупного рудного зерна, на разных стадиях ее развития образовались зоны, различающиеся по ориентировке волокон и по составу. Зона каймы нарастания, ближайшая к рудному зерну, сложена хлоритом, а дальняя – волокнистым агрегатом кварца и мусковита. Дорожки включений внутри каймы нарастания сложены материалом рудного зерна, поэтому можно утверждать, что ее рост происходил на границе с зерном, и сначала образовалась зона, сложенная кварцево-мусковитовым агрегатом, а затем – хлоритом. Волокна, слагающие кварцево-мусковитовую зону, изогнуты – это свидетельствует о повороте зерна в процессе формирования бороды.

Рис. 3.7. Межзерновой кливаж в породах чубинской и тубинской свиты (р. Белая, западная подзона Архыз-Гузерипльской СФЗ) и различная величина деформации укорочения пород: а- 0%, недеформированная порода, б- 5%, в- 10%, г- 15%, д- зональный кливаж, е- 25%; ж- веерообразный кливаж; з- преломление кливажных зон на границах микрослойков; и- пучки кливажа на границах слоев; к- стилолитовый шов. →



Рис. 3.7.



Рис. 3.7. (Продолжение).



**Рис. 3.8.** Пучки кливажа и преломление кливажных зон на границах микрослойков, тубинская свита, р. Белая, западная подзона Архыз-Гузерипльской СФЗ). S₁— ориентировка межзернового кливажа.



**Рис. 3.9.** Микротекстуры в нижне-среднеюрских породах (р. Молчепа, западная подзона Архыз-Гузерипльской СФЗ): а- недеформированный песчаник вериютской свиты; б- межзерновой кливаж в алевролитах вериютской свиты, величина деформации укорочения 25%; в, г- кальцитовая жила, образовавшаяся вдоль стилолитового шва; д,е- пересекающиеся минеральные жилы двух генераций; ж- крупная кальцитовая жила. Буквами на рисунках обозначены: S₁- ориентировка межзернового кливажа, v1- минеральные жилы первой генерации, v2- минеральные жилы второй генерации; минералы: Qz- кварц, Cct- кальцит.



**Рис. 3.10.** Геологический профиль вдоль р. Молчепы (правый приток р. Белой, составил Н. Пруцкий); величина деформации укорочения, определенная по кливажу; распространение в породах деформационных микротекстур и индекса Кюблера.



**Рис. 3.11.** Кливажные швы и начальная стадия формирования муллионов в породах тубинской свиты (р. Белая, западная подзона Архыз-Гузерипльской СФЗ). S₀— ориентировка слоистости; S₁— ориентировка межзернового кливажа; т— кливажные муллионы.



**Рис. 3.12.** Синтектонические каймы нарастания в тенях давления, образцы пород тубинской (а,б,в,д,е) и вериютской (г) свиты (р. Белая, западная подзона Архыз-Гузерипльской СФЗ): асимметричная волокнистая кайма нарастания, б- волокнистая кайма нарастания кварцевого состава криноидного типа, в- мелкие волокнистые каемки нарастания в ассоциации с кливажными зонами (сокливажный структурный парагенез), г- волокнистая каемка нарастания, сложенная серицитом и кварцем, д,е- волокнистая кайма нарастания в тени давления крупного включения. Буквами на рисунках обозначены: S₀– ориентировка слоистости; S₁– ориентировка межзернового кливажа; минералы: Qz– кварц; Mus– мусковит; Cct– кальцит, Chl– хлорит.



**Рис. 3.13.** Величина деформации удлинения, определенная по соотношению размеров включения и синдеформационных кайм нарастания (р. Белая, западная подзона Архыз-Гузерипльской СФЗ).

Наблюдаемые каемки нарастания не имеют заостренных концов, т.к. их длина не превышает области тени давления.

Из соотношения начального  $(l_0)$  и конечного (l) размера включения с учетом длины кайм нарастания по некоторым каемкам нарастания определена примерная величина относительного удлинения (*Николя*, 1992).

Для сравнения рассмотрим два образца вериютской свиты, один из сильно деформированной части профиля по р. Молчепе (обр. 973) и другой из северной, слабо деформированной части профиля по р. Белой (обр. 1015). Полученные значения величины относительного удлинения отличаются (рис. 3.13). В сильно деформированном образце (973) удлинение по кайме нарастания в глинистой породе составляет 61 %, в породе с отсутствующими кливажными зонами (1015) – 45 %. Рассмотренные образцы показывают положительный объемный эффект деформации ( $\Delta V$ >0), в отличие от соседних блоков, расположенных южнее по профилю, для которых предполагается неизменность объема ( $\Delta V$ =0). Т.е. в соседних блоках исследованного профиля постседиментационные преобразования пород происходили с разным объемным эффектом.

<u>г) сланцеватость</u>

Сланцеватость не наблюдается.

*d) наложенная текстура кливажа плойчатости* 

Наложенная текстура кливажа плойчатости не наблюдается.

е) минеральные жилы

В образцах наблюдается несколько генераций минеральных жил разной морфологии и минерального состава, имеющих различные соотношения с другими деформационными текстурами.

В образцах карбонатных пород из долины р. Молчепы вдоль стилолитовых швов иногда наблюдаются неплоскостные изогнутые (седловидные) минеральные жилы небольшой мощности, сложенные кальцитом (рис. 3.9, в,г). В некоторых образцах наблюдаются плоскостные, иногда ветвящиеся кальцитовые жилы (рис. 3.9, ж).

Встречаются жилы зонального строения (рис. 3.14, в), обычно в них выделяется две зоны, которые фиксируют 2 стадии образования жил. Вдоль стенок хорошо видны маломощные зоны, сложенные кристаллами кальцита, в центре – волокнистые кристаллы кварца. Внутри некоторых наблюдается шов, который разделяет жилу на 2 симметричные части (рис. 3.14, г, д). Рост этих жил происходил от стенок к центру, сначала образовалась зона, сложенная кальцитовыми кристаллами, потом – кварцевыми (рис. 3.14, г). Направление растяжения в процессе роста жилы не изменялось, но изменялся состав флюидов, проникающих через толщу пород. Образцы из долины р. Молчепы содержат минеральные жилы подобного зонального строения (рис. 3.9, д, е) – с сутурным швом в центральной части, внутренняя зона сложена кварцем, внешняя – кальцитом.

В образце 1016 (рис. 3.14, в) наблюдаются минеральные жилы двух разных генераций – кварцевая жила прорывает кальцитовую и, очевидно, является более поздней. По минеральному составу эта последовательность соответствует минеральному составу зональной жилы (рис. 3.14, г). Вероятно, можно считать, что образование жил и зон одинакового минерального состава происходило синхронно.

Минеральные жилы не всегда обладают четкой зональностью, встречаются такие жилы, в которых кристаллы разных минералов не образуют никаких четко выраженных зон (рис 3.14, д). Они формируются при постоянно изменяющихся условиях. Возможно, по времени формирования они занимают промежуточное положение между жилами кальцитового и кварцевого состава.

Часто наблюдаются мелкие жилы волокнистого строения внутри крупных зерен (рис. 3.14, е) – быстро образовавшиеся в спокойных условиях течения деформации. Жилы сложены параллельными удлиненными (волокнистыми) кристаллами кварцевого состава, ориентированными вдоль простирания кливажных зон. Как и в случае с каемками нарастания в тенях давления, можно утверждать, что их образование происходило синхронно с кливажными зонами, и связано с растворением материала самой вмещающей породы, поэтому к сокливажному структурному парагенезу в этом случае можно отнести и подобные «одноактные» (по *В.А.Галкину*, *1988*) минеральные жилы.

В породах присутствуют кварцевые жилы, пересекающие кливажные зоны, (рис. 3.14, а), сложенные изометричными кристаллами. Такие жилы образовались уже после кливажных зон.

Иногда жилы протягиваются параллельно кливажу (рис. 3.7, ж). Образование жилы начинается с формирования микротрещины (*Ramsey, 1997*). В породе с уже имеющимися плоскостными элементами (кливажными зонами), расположенными под большим углом к направлению растяжения, микротрещины возникли вдоль этих плоскостных элементов, и



**Рис. 3.14.** Минеральные жилы в породах, слагающих долину р. Белой (западная подзона Архыз-Гузерипльской СФЗ): а, б- кварцевая жила неправильной формы, с раздувами и пережимами, сложенная изометричными зернами кварца; в- пересечение минеральных жил двух генераций, гзональные волокнистые жилы, д- минеральная жила с сутурным швом посередине; е- одноактные минеральные жилы внутри крупного включения. Буквами на рисунках обозначены: минералы: Qz- кварц, Cct- кальцит; микротекстуры: v1- минеральные жилы первой генерации; v2минеральные жилы второй генерации.

впоследствии были заполнены минеральным веществом. Как видно на рисунке (3.7, ж), кливажные зоны преломляются на границе слоев, и вместе с ними минеральные жилы изменяют свое направление. Такие минеральные жилы сформировались также после кливажных зон, во время изгиба слоев в складки. Жилы сложены изометричными кристаллами кварца, т.е. имеют тот же состав, что и описанные выше. Вероятно, они образовались на одной стадии деформации.

#### ж) другие текстуры

#### Стилолитовые швы

В некоторых карбонатных разностях пород, как в долине р. Белой, так и Молчепы, встречаются стилолитовые швы (рис. 3.7, к; 3.9, в, г). В долине р. Белой (рис. 3.7, к) по ориентировке стилолитовых швов и кальцитовых жил отчетливо видно, что эти микротекстуры образовались в различных условиях и не составляют одного парагенеза. В долине р. Молчепы структуры растворения сопровождаются кальцитовыми жилами (рис. 3.9, в, г). Вероятно, кальцитовые жилы образовались уже вдоль сформировавшихся ранее зон растворения, об этом свидетельствует форма их границ. Время образования этих текстур дискуссионно, по разным версиям, оно может быть от позднего диагенеза до катагенеза.

#### Шиповидные структуры

В некоторых образцах, не несущих следов деформации, отмечены структуры, образование которых связывается со стадией метагенеза – шиповидные структуры (рис. 3.15). Они образованы листиками аутигенной слюды, вросшими в края соседних зерен (*Симанович, 1978; Япаскурт, 1999*).



Рис. 3.15.

Шиповидные структуры врастания аутигенных слюд в края регенерированных обломочных зерен кварца (тубинская свита, р. Белая, западная подзона Архыз-Гузерипльской СФЗ).

# 3.3.2. Разрез верховьев р. Зеленчук (долина р. Архыз, водораздел София – Дукка)

В центральной части Архыз-Гузерипльской СФЗ, в верховьях р. Зеленчук, в пределах Архызской и Аксаут-Софийской грабен-синклиналей изучено около 150 образцов пород тубинской свиты. Как и в долине р. Белой, изученные породы деформированы неодинаково (рис. 3.16). Встречаются как совсем недеформированные породы (в долине р. Архыз, рис. 3.16, а), так и сильно деформированные,



**Рис. 3.16.** Различные значения величины деформации укорочения пород, определенные по степени развития межзернового кливажа (центральная подзона Архыз-Гузерипльской СФЗ, р. Архыз): Архызская грабен-синклиналь: а- недеформированная порода, б- 5%, в- 10%, г- 15%, непротяженные ровные кливажные зоны; Аксаут-Софийская грабен-синклиналь: д- 20%, е- 25%. Слоистость на фото ориентирована горизонтально.

метаморфизованные до состояния глинистых сланцев (на водоразделе рек София и Кызгыч, в Аксаут-Софийской грабен-синклинали, рис. 3.16, д, е).

#### а) межзерновой кливаж

В центральной части исследуемого района, вблизи русла реки Архыз (в пределах Архызской грабен-синклинали, см. рис. 1.8 к Главе 1.2.) наблюдаются редкие, непротяженные, невыдержанные кливажные зоны, примерная величина деформации укорочения, определенная по степени развития межзернового кливажа, достигает 10 % (рис. 3.16, в).

В шлифах, где наблюдалась слоистость, отчетливо видно, что кливажные зоны пересекают ее субперпендикулярно (рис. 3.17, в) либо под острым углом, примерно 30° (рис. 3.17, а, б). Кливаж в этой породе выражен не только микроскопически, но и макроскопически на уровне образца.

Наблюдается преломление кливажных зон на границе слоев (рис. 3.17, в) и веерообразное распределение кливажных зон – признаки доскладчатого формирования кливажных зон. Иногда в породах наблюдается зональное распределение кливажа – в целом порода не несет следов деформации, за исключением узких зон, в которых кливажные зоны хорошо развиты, достаточно совершенные, и величина деформации укорочения в пределах этой зоны достигает 10 % (рис. 3.17, а).

В глине с алевритовыми прослоями в алевритовых прослоях наблюдаются кливажные зоны, по морфологии можно назвать кливаж сетчатым, непротяженные зоны, величина деформации укорочения 7-10 %. Кливажные зоны часто приурочены к мелкозернистым глинисто-алевритовым прослоям.

На водоразделе София-Кызгыч (в Аксаут-Софийской грабен-синклинали) интенсивность кливажа возрастает, и деформация укорочения, определенная по кливажу, достигает 20-30 % (рис. 3.16, д, е).

## б) кливажные швы и муллионы

В Аксаут-Софийской грабен-синклинали, на водоразделе рек София и Кызгыч в породах тубинской свиты в редких образцах наблюдаются пучки кливажа и образованные ими кливажные муллионы (рис. 3.17, г).

В Архызской грабен-синклинали кливажных муллионов не наблюдается, и в целом породы деформированы слабее.

## в) синтектонические каймы (бороды) нарастания в тенях давления крупных зерен

В ассоциации с кливажными зонами наблюдаются мелкие каемки нарастания, сложенные волокнистыми кристаллами кварца – сокливажный структурный парагенез, как в районе р. Архыз (рис. 3.17, д), так и на водоразделе София-Кызгыч (рис. 3.17, е). Каемки нарастания встречаются как ровные, так и с изогнутыми волокнами (рис. 3.17, е), свидетельствующими о повороте включения во время роста волокон. Деформация таких



Рис. 3.17. Деформационные микротекстуры в породах тубинской свиты (центральная подзона Архыз-Гузерипльской СФЗ, долина р. Архыз): а- зональный кливаж; б- ветвистые несовершенные кливажные зоны; в- преломление кливажных зон на границах слоев; г- пучки кливажа (1) и образованные ими кливажные муллионы (2); д, е- мелкие каемки нарастания, сложенные изогнутыми волокнами кварца, в ассоциации с кливажными зонами: д- Архызская грабенсинклиналь, тубинская свита, е- Аксаут-Софийская грабен синклиналь, тубинская свита. Буквами обозначены микротекстуры: S₀-слоистость, S₁-кливаж; минералы: Qz-кварц, Mus-мусковит.

мелкозернистых пород в целом проходила без изменения объема пород ( $\Delta V=0$ ). Вращение включения во время деформации – результат неоднородной деформации блока породы, возможно, связанной с тем, что исследуемые блоки находятся в районе со сложным блоковым строением (рис. 1.7 к Главе 1.2) и зажаты между жесткими блоками более древнего возраста.

#### <u>г) сланцеватость</u>

Сланцеватая текстура не наблюдается.

<u>д) наложенная текстура кливажа плойчатости</u>

Кливаж плойчатости не наблюдается.

## е) минеральные жилы

В породах тубинской свиты, слагающих долину р. Дукка, в северной части исследуемого района, встречаются только структуры растяжения – трещины внутри крупных зерен в гравелитах, заполненные кальцитом (рис. 3.18, а, б, в). Плоскостные кальцитовые жилы образуют две субперпендикулярные системы. Такие системы минеральных жил могли образоваться в результате хрупкого разрушения породы, повидимому, на любом этапе постседиментационных преобразований.

В породах встречаются и кварцевые жилы – веретенообразной формы, кулисно расположенные, сложенные очень мелкими изометричными кристаллами кварца (рис. 3.18, г, д). Жилы такой морфологии могли образоваться в условиях, например, послойного сдвига, вероятно, их образование приурочено к деформации пород вблизи разрывного нарушения.

# 3.3.3. Разрез Кыртыкской впадины (левобережье р. Баксан)

Всего было изучено 60 образцов пород безенгийской и джигиатской свиты по ручьям Гитче-Артыкол и Уллу-Артыкол (притоки р. Кыртык) (см. рис. 1.4 к Главе 1.2).

#### <u>а) межзерновой кливаж</u>

В большинстве образцов песчаников деформационных текстур не наблюдается, в нескольких шлифах песчаных пород наблюдаются редкие непротяженные зоны растворения, зарождающийся кливаж, иногда зональный. Величина деформации укорочения не превышает в таких песчаниках 5 % (рис. 3.19, а). В этих же точках в соседних с песчаниками более тонкозернистых алевролитах кливаж развит сильнее, кливажные зоны протяженные, ветвистые, величина деформации укорочения достигает здесь 10-15 % (рис. 3.19, б).



**Рис. 3.18.** Минеральные жилы в породах Архызской грабен-синклинали (центральная подзона Архыз-Гузерипльской СФЗ): а, б- трещины внутри крупных зерен, заполненные кальцитом; б- пересекающиеся трещины внутри зерна кварца; в- система трещин внутри зерна плагиоклаза; г, д- веретенообразные кулисные трещины, заполненные мелкими кристаллами кварца. Буквами обозначены минералы: Ссt-кальцит, Qz-кварц.



**Рис. 3.19.** Слабо деформированные породы Кыртыкской впадины (восточная подзона Архыз-Гузерипльской СФЗ). Различная степень развития кливажа в породах разного гранулометрического состава: а- песчаники, величина деформации укорочения не превышает 5%; б- алевролиты, величина деформации укорочения 10%; в — кливажированный алевролит, величина деформации укорочения 15%; г- преломление кливажных зон на границах микрослойков; д- редкие зоны растворения сетчатой морфологии в карбонатных конкрециях.

Иногда кливажные зоны располагаются в породе ближе друг к другу, но они все равно остаются несовершенными, ветвистыми и непротяженными. Величина деформации укорочения достигает 10 % (рис. 3.19, в).

В некоторых образцах можно наблюдать признаки доскладчатого формирования кливажа – преломление кливажных зон на границах микрослойков (рис. 3.19, г). Вместе с тем наблюдаются кливажные зоны, протягивающиеся параллельно слоистости – результат воздействия на породы геостатической нагрузки.

В карбонатных конкрециях иногда наблюдаются редкие зоны растворения сетчатой морфологии (рис. 3.19, д).



**Рис. 3.20.** Битуминозные зоны в породах джигиатской свиты (Кыртыкская впадина, восточная подзона Архыз-Гузерипльской СФЗ): а- в массивном песчанике без кливажных зон; б- в алевропесчанике с послойной текстурой межзернового кливажа.

Породы зачастую характеризуются черными битуминозными зонами, наследующими образовавшуюся ранее в породах текстуру – битумы проникали как вдоль слоистости, заполняя имеющиеся в породах поры (рис. 3.20, а), так и вдоль образовавшихся ранее кливажных зон (рис. 3.20, б).

<u>б) кливажные швы и муллионы;</u>

в) синтектонические каймы (бороды) нарастания в тенях давления крупных зерен;

<u>г) сланцеватость;</u>

<u>д) наложенная текстура кливажа плойчатости</u>

Названные выше текстуры ( $\delta$ - $\partial$ ) не исследованных образцах не встречаются. Синтектонических кайм нарастания в ассоциации с кливажными зонами нет, повидимому, осуществлялся перенос и вынос растворенного вещества, с отрицательным объемным эффектом деформации ( $\Delta$ V<0).

Учитывая, что бо́льшая часть кливажных зон располагается послойно и, вероятно, образована при воздействии геостатической нагрузки, отрицательный объемный эффект в данном случае означает уплотнение породы на стадиях катагенеза-метагенеза.

е) минеральные жилы

В исследованных породах присутствуют как плоскостные жилы, сложенные кальцитом, имеющие постоянную мощность (рис. 3.21, а, б), так и неплоскостные, непостоянной мощности, с раздувами и пережимами, полиминеральные, сложенные кальцитом и кварцем. Мощность минеральных жил невелика, что косвенно может быть свидетельством незначительной деформации пород.



**Рис. 3.21.** Кальцитовые жилы в породах джигиатской свиты (Кыртыкская впадина, восточная подзона Архыз-Гузерипльской СФЗ): а- веретенообразная, образованная в присдвиговой обстановке, б- плоскостная.

# 3.4. Дигоро-Осетинская СФЗ

#### 3.4.1. Разрез по р. Ардон

Изучены образцы пород, слагающих геологический профиль вдоль р. Ардон (около 225 шлифов) садонской, мизурской и ардонской свит (*Юра Кавказа, 1992*).

# а) межзерновой кливаж

Наблюдается зональный межзерновой или агрегатный (рис. 3.22, а) кливаж, кливажные зоны редкие и непротяженные, ветвистые, величина деформации укорочения, определенная по интенсивности развития межзернового кливажа, не превышает 5-10 % (рис. 3.22, б). В шлифах отмечаются признаки доскладчатого образования кливажа: пучки кливажа (рис. 3.22, в), преломление кливажных зон на границах микрослойков (рис. 3.22, г).

Иногда вдоль зачаточных кливажных зон можно наблюдать черные полосы (рис. 3.22, д), связанные, вероятно, с миграцией битумов из углистых аргиллитов в песчаники (*Гаврилов, 2005*). В некоторых прослоях недеформированных мелкозернистых песчаников подобные черные битуминозные полоски наблюдаются вдоль слоистости (рис. 3.22, е).



Рис. 3.22.

←Рис. 3.22. Деформационные микротекстуры в нижне- и среднеюрских терригенных породах, слагающих северное поле выходов в долине р. Ардон (Дигоро-Осетинская СФЗ): а- агрегатный кливаж; б- слабо деформированный алевролит, величина деформации составляет около 5%; впучки кливажных зон; г- преломление кливажных зон на границах микрослойков; д- черные полосы битумов, ориентированные вдоль кливажных зон; е- черные полосы битумов, ориентированные вдоль слоистости; ж- стилолитовый шов, показан стрелкой.

### б) кливажные швы и муллионы

Кливажные швы и муллионы не наблюдаются.

### в) синтектонические каймы (бороды) нарастания в тенях давления крупных зерен

В образцах северной части долины р. Ардон часто встречаются очень мелкие волокнистые каймы нарастания кварцевого состава в тенях давления крупных зерен пирита (рис. 3.23, а). В породах не наблюдается хорошо выраженного сокливажного структурного парагенеза, обычного для деформированных нижне-среднеюрских пород и отмеченного в других исследованных разрезах.

## <u>г) сланцеватость;</u>

# <u>д) наложенная текстура кливажа плойчатости</u>

Сланцеватость (*г*) и наложенная текстура кливажа плойчатости (*d*) в породах не наблюдаются.

#### <u>е) минеральные жилы</u>

Наиболее частые минеральные жилы, наблюдаемые в образцах, связаны с трещинами синерезиса и имеют кальцитовый состав, иногда смешанный или зональный кварцево-кальцитовый, где небольшая внутренняя зона сложена кварцем, а внешняя – кальцитом (рис. 3.23, в). Морфологически такие жилы обычно представляют собой микроштокверки, состоящие из жил разного размера и формы (рис. 3.23, г; 3.24). Их происхождение связано с постседиментационными преобразованиями, происходившими на стадии диагенеза. Плоскостные и неплоскостные кварцевые жилы, состоящие из изометричных или слабо удлиненных кристаллов кварца и имеющие сродство с вмещающей породой, наблюдались нами в ряде образцов (рис. 3.23, д, е, ж, з). Присутствие хорошо развитых микротекстур, сформировавшихся в условиях растяжения, и при этом практически полное отсутствие микротекстур-индикаторов условий сжатия, может свидетельствовать о том, что преобразование пород происходило в целом с

Рис. 3.23. Деформационные микротекстуры в нижне- и среднеюрских терригенных породах, слагающих северное поле выходов в долине р. Ардон (Дигоро-Осетинская СФЗ): а, б- тонкие каймы нарастания в тенях давления крупного зерна пирита; в- зональная минеральная жила, заполняющая трещину синерезиса; г-микроштокверк кальцитового состава; д,е,ж,з- кварцевые жилы плоскостной и неплоскостной морфологии. Буквами обозначены минералы Cct− кальцит, Qz− кварц, Ру− пирит.→



Рис. 3.23.

увеличением общего объема (с положительным объемным эффектом, ΔV>0).

ж) другие текстуры

В прослоях карбонатного состава встречены редкие стилолитовые швы (рис. 3.22, ж). Стилолитовые швы, по-видимому, составляют один структурный парагенез с плоскостными кальцитовыми жилами, протягивающимися перпендикулярно, что может свидетельствовать о плоской деформации породы без изменения объема ( $\Delta V=0$ ).

# 3.4.2. Разрез по р. Терек (и притоку р. Армхи), р. Мидаграбиндон

Ранее было показано, что геологический профиль вдоль р. Терек по его геологическому строению и степени развития межзернового кливажа может быть разделен на несколько блоков (*Гаврилов и др., 1999*). Блоки I-III находятся в пределах Дигоро-Осетинской СФЗ, IV-V – в пределах Псеашхинской СФЗ, остальные блоки южной части профиля (VI-X) – в пределах Бзыбско-Казбегской СФЗ (рис. 3.25). Разрез долины р. Армхи (правый приток р. Терек) относится к Дигоро-Осетинской СФЗ, и находится в северной ее части. Отложения, изученные по долине р. Мидаграбиндон (левобережье р. Терек) находятся, главным образом в Дигоро-Осетинской СФЗ, небольшая часть захватывает северную часть Псеашхинской СФЗ.

В нашей работе проведенные ранее В.Г. Талицким исследования (*Гаврилов и др.,* 1999) были дополнены описанием других микротекстур – кливажа плойчатости, минеральных жил, синдеформационных каемок нарастания в тенях давления и определением состава и условий образования аутигенных минералов (см. Главу 4).

В изученных породах, слагающих долину р. Терек, наблюдалось самое большое разнообразие деформационных микротекстур, по сравнению с другими исследованными геологическими профилями.

## <u>а) межзерновой кливаж</u>

В блоке I кливаж полностью отсутствует (рис. 3.26, а, б), впервые межзерновой кливаж появляется только в северной части блока II, в виде разобщенных коротких кливажных зон. На рисунке (рис. 3.27, а, б) показано появление кливажных зон, величина деформации составляет 5-10 %.

В южном направлении степень интенсивности кливажа возрастает, в алевролитах южной части блока присутствует сокливажный структурный парагенез: совершенный кливаж и кварцевые каемки нарастания в тенях давления.

В блоке III кливаж на микроуровне выражен вполне отчетливо, величина деформации оценена в 20-25 %.



**Рис. 3.24.** Микроштокверк кальцитового состава из пород, слагающих северное поле выходов в долине р. Ардон, Дигоро-Осетинская СФЗ.



Рис. 3.25.

**←Рис. 3.25.** Геологический профиль через поле развития нижне-среднеюрских терригенных пород вдоль р. Терек (составил Д.И. Панов); величина деформации, определенная по межзерновому кливажу; характерные микротекстуры (кливаж плойчатости, минеральные жилы, каймы нарастания, сланцеватость); минеральный состав глинистой фракции (С-слюда, Х-хлорит, См-смешанослойный минерал, К-каолинит, Г-гидрослюда); политипные модификации гидрослюд (1*M*, 2*M*₁); индекс Кюблера.



**Рис. 3.26.** Микротекстуры в нижне- и среднеюрских породах (Дигоро-Осетинская СФЗ, р. Терек, блок I): а-недеформированная глинисто-алевритовая порода; б- недеформированный алевропесчаник; втрещины синерезиса в сидеритовой конкреции, заполненные кальцитовой жилой; гверетенообразные кулисно расположенные кальцитовые жилы в сидеритовой конкреции.

Из разреза в долине р. Мидаграбиндон (левобережье р. Терек) было изучено небольшое количество образцов, которые характеризуются примерно одинаковым характером постседиментационных микротекстур. Большинство образцов исследованных пород содержат межзерновой кливаж (рис. 3.28, а), некоторые – агрегатный кливаж (рис. 3.28, б), в алевритовых прослоях величина деформации составляет в среднем 15-20 %, иногда кливаж несовершенный, непротяженный, величина деформации 5-10 %. В некоторых слоях кливаж протягивается параллельно слоистости, как в песчаных прослоях, так и в алевритовых (рис. 3.28, в). В породах отмечаются признаки доскладчатого образования кливажа на стадии продольного укорочения: преломление кливажных зон на границах



**Рис. 3.27.** Деформационные микротекстуры в нижне- и среднеюрских породах (Дигоро-Осетинская СФЗ, р. Терек, блоки II-III): а- деформированный алевролит, величина деформации укорочения 5 %; б- деформированный алевролит, величина деформации укорочения 10 %; в- волокнистые кварцевые каймы нарастания в конкрециях; г- сокливажный структурный парагенез; д-кальцитовая жила. Буквами обозначены минералы Ссt- кальцит, Qz- кварц, Mus- мусковит, Ру- пирит; микротекстуры: S₀- слоистость S₁- простирание кливажных зон.


**Рис. 3.28.** Морфология кливажных зон в нижне- и среднеюрских породах (Дигоро-Осетинская СФЗ, р. Мидаграбиндон, левобережье р. Терек): а- межзерновой кливаж, величина укорочения 15 %, б-агрегатный кливаж; в- кливаж, развитый параллельно слоистости; г- преломление кливажных зон на границах микрослойков.

микрослойков (рис. 3.28, г). Зональное развитие кливажа встречается часто (рис. 3.28, б), иногда кливажные зоны приурочены к определенным прослоям (3.28, г).

Исследованные породы из долины р. Армхи недеформированы или слабо деформированы. В редких образцах наблюдаются кливажные зоны в зачаточном состоянии, непротяженные, редкие, ветвистые (рис. 3.29, а), величина деформации укорочения, определенная по степени развития межзернового кливажа, 5-10 %.

В редких карбонатных прослоях встречаются характерные для них текстуры растворения и перекристаллизации пород – стилолитовые швы и текстура «con-in-con». Стилолитовые швы (рис. 3.29, б) протягиваются параллельно слоистости и пересекают ее. Вероятно, такая ориентировка связана как с действием литостатического давления, так и стрессового.

## б) кливажные швы и муллионы

В породах описываемых блоков кливажных швов и муллионов не наблюдается.



**Рис. 3.29.** Микротекстуры в нижне- и среднеюрских породах (Дигоро-Осетинская СФЗ, р. Армхи, правый приток р. Терек): а- редкие ветвистые кливажные зоны, величина укорочения 5-10%; бстилолитовый шов; в- текстура «cone-in-cone»; г- микроштокверк кальцитового состава; дплоскостная кальцитовая жила; е- зональная кварцево-кальцитовая жила.

## в) синтектонические каймы (бороды) нарастания в тенях давления крупных зерен

В алевролитах южной части блока II присутствует совершенный кливаж и кварцевые каемки нарастания в тенях давления. Отмеченный в блоке II сокливажный структурный

парагенез свидетельствует о нулевом объемном эффекте деформации – ΔV=0 (рис. 3.27, г). Каймы нарастания сложены кварцем и мусковитом.

В изученных породах долины р. Мидаграбиндон, как и в породах долины р. Ардон, не отмечается обычного сокливажного структурного парагенеза, который присутствует в соседних с ними разрезах по р. Терек и других исследованных разрезах нижнесреднеюрских терригенных пород. Редко в породах вместе с кливажными зонами можно наблюдать минеральные жилы кварц-серицитового состава. По их расположению (субперпендикулярно кливажным зонам) и составу, близкому составу каемок нарастания сокливажных структурных парагенезов в других разрезах, можно предполагать, что они образовались одновременно с кливажными зонами. Но, по-видимому, в целом деформация осуществилась с «ненулевым» объемным эффектом.

В изученных породах по долине р. Армхи сокливажного структурного парагенеза не наблюдается.

## г) сланцеватость

В породах Дигоро-Осетинской СФЗ в долине р. Терек (северная часть профиля, блоки I-III), р. Мидаграбиндон, р. Армхи сланцеватая текстура не наблюдается.

### <u>d) наложенная текстура кливажа плойчатости</u>

Наложенная текстура кливажа плойчатости в породах Дигоро-Осетинской СФЗ не наблюдается.

## <u>е) минеральные жилы</u>

В долине р. Терек, северный блок I, редко наблюдаются минеральные жилы кальцитового состава, заполняющие трещины синерезиса в конкрециях (рис. 3.26, в, г). Среди конкреционных сидеритовых прослоев часто наблюдаются кулисно расположенные друг относительно друга, веретенообразные кальцитовые жилы (рис. 3.26, г). Присутствие кальцитовых жил и отсутствие текстур растворения под давлением свидетельствует о том, что, возможно, не везде деформация была плоской и проходила без изменения объема – здесь можно заметить положительный объемный эффект деформации ( $\Delta V$ >0). Материал, растворенный где-то в соседних районах более интенсивной деформации, например, более глубинных или в осевых частях профиля, где деформация имела отрицательный объемный эффект, мог проникать через толщу пород и отлагаться в виде минеральных жил. Возможно также, что это результат более поздней флюидизации, а не вещество, мобилизованное в результате растворения под давлением. Об этом может свидетельствовать тот факт, что все микротекстуры сокливажного структурного парагенеза чаще всего обладают кварц-серицитовым составом. Минеральные жилы кальцитового состава были отмечены и в других разрезах.

В породах блока II наблюдаются минеральные (кальцитовые) жилы, сложенные кристаллами изометричной и неправильной формы (рис. 3.27, д). Присутствуют как трещины синерезиса, так и плоскостные минеральные жилы выдержанной мощности в песчаниках, секущие послойный зональный кливаж. Образование этих жил произошло уже после образования кливажа. Состав минеральных жил кальцитовый.

Минеральные жилы в породах по долине р. Армхи встречаются в породах чаще, чем кливажные зоны, обладают разнообразным строением и составом. Состав жил преимущественно кальцитовый, иногда бывают зональные кварцево-кальцитовые жилы.

Кальцитовые жилы часто содержатся в карбонатах, представляют собой микроштокверки (рис. 3.29, г), похожие на трещины синерезиса, по морфологии могут быть плоскостные, изогнутые плоскостные и веретенообразные, сложены изометричными кристаллами кальцита (рис. 3.29, д).

Минеральные жилы зонального строения обычно характеризуются плоскостной морфологией, иногда изогнуты, внешняя зона сложена мелкими изометричными кристаллами кварца, внутренняя – кальцитом. Вместе с зональными жилами наблюдаются небольшие тонкие кварцевые жилы, сложенные такими же мелкими кристаллами, иногда эти жилы постепенно переходят во внешнюю зону более мощной жилы (рис. 3.29, е). Как будто кварцевые жилы следуют вдоль уже сформировавшихся плоскостных, изогнутых кальцитовых, и образовались после них.

Редко встречаются жилы гематитового состава, плоскостной морфологии, протягиваются как вдоль слоистости, так и пересекая ее.

Обилие минеральных жил кальцитового состава, связанных часто с карбонатными прослоями, может быть объяснено переотложением растворенного карбонатного материала, с парагенетичным образованием текстур растворения (стилолитовых швов в известняках) и кальцитовых жил.

Разрез долины р. Армхи находится в той части северного склона, в которой как раз наблюдаются первые проявления деформационных текстур, появляются первые зачатки межзернового кливажа и т.д. Дальше к югу текстуры будут только нарастать, а к северу совсем исчезнут.

Преобладание среди новообразованных микротекстур минеральных жил может быть свидетельством положительного объемного эффекта деформации (ΔV>0). Материал, слагающий минеральные жилы, частично мог поступать в результате образования стилолитовых швов и текстуры «con-in-con».



**Рис. 3.30.** Шиповидные структуры врастания листочков слюды в края крупных кварцевых зерен (р. Мидаграбиндон, Дигоро-Осетинская СФЗ): а- при одном николе; б- в скрещенных николях.

#### ж) другие структуры и текстуры

В некоторых недеформированных породах Дигоро-Осетинской СФЗ можно наблюдать текстуры метагенетического происхождения, например, серицитизацию плагиоклаза и *шиповидные структуры* вокруг крупных зерен кварца (рис 3.30, а, б). Кливажные зоны, протягивающиеся в породе параллельно плоскостям напластования (рис. 3.28, в), могут быть связаны с литостатическим давлением на стадии метагенеза, а не со стрессовым давлением при деформации. Отмечены *хлорит-мусковитовые порфиробласты*, также микроструктуры, связанные со стадией метагенеза, которые впоследствии были деформированы.

Редкие пронизывающие черные битуминозные зоны, наблюдаемые в некоторых недеформированных песчаниках и алевролитах, отмечаются, как и в других изученных разрезах восточной части Кавказа (Аварское Койсу, Чанты-Аргун).

В прослое известняков по долине р. Армхи встречена текстура «cone-in-cone» (рис. 3.29, в), достаточно редкая в исследованных разрезах, вероятно, по причине небольшого содержания карбонатных пород.

Текстуры, отмеченные в карбонатных прослоях, обычно характерны для нижнесреднеюрских пород, находящихся в зонах слабых постседиментационных преобразований.

#### 3.5. Псеашхинская СФЗ

## 3.5.1. Разрез по р. Ардон

#### а) межзерновой кливаж

Межзерновой кливаж в породах, слагающих южное поле выходов нижнесреднеюрских терригенных пород в долине р. Ардон, наблюдается значительно чаще. Величина деформации укорочения, определенная по степени развития кливажа, составляет

не менее 15 %, обычно 20-25 % (рис. 3.31, а). Кливаж зональный, иногда развит в отдельных слоях.

### б) кливажные швы и муллионы

В породах из южной части профиля часто встречаются кливажные швы и начальные стадии развития кливажных муллионов (рис. 3.31, б, в). В других исследованных разрезах (р. Белая, Чанты-Аргун) кливажные муллионы отмечались в наиболее сильно деформированных породах, слагающих части геологических профилей, близких к осевой зоне Большого Кавказа (*Гаврилов и др., 2016*).

Кливажные швы и муллионы, кливаж плойчатости свидетельствуют о преобладающих напряжениях сжатия. Кливажные муллионы и разделяющие их пучки кливажа (рис. 3.31, б, в) сформировались из редких кливажных зон во время смятия слоев в складки (*Кирмасов, 2011*), и показывают более высокую степень деформации пород по сравнению с породами из северной части профиля по р. Ардон (Дигоро-Осетинской СФЗ), вероятно, связанную с неоднократными импульсами стресса. Можно отметить, что деформация пород в этой части профиля в целом протекала с уменьшением объема ( $\Delta V$ <0, объемный эффект деформации отрицательный).

# в) синтектонические каймы (бороды) нарастания в тенях давления крупных зерен

В южной части долины р. Ардон сокливажный структурный парагенез с каймами (бородами) нарастания отмечается редко, в глинистых сланцах встречаются волокнистые каймы нарастания, часто имеют кварцево-хлоритовый состав (рис. 3.32).

## <u>г) сланцеватость</u>

Сланцеватость – самая распространенная микротекстура, наблюдаемая в изученных породах из южной части профиля по р. Ардон (рис. 3.33, а, б, в, е). В первоначально существенно глинистых породах новообразованная сланцеватость располагается как параллельно слоистости, так и пересекает ее. Два направления сланцеватости, наблюдаемые в некоторых образцах совместно (рис. 3.33, в), могут быть связаны как с литостатическим давлением и преобразованием пород на стадии метагенеза, так и со стрессовым давлением.

#### <u>д) наложенная текстура кливажа плойчатости</u>

Наложенные текстуры – кливаж плойчатости (рис. 3.31, г, д) или сланцеватость, по образовавшимся ранее микротекстурам межзернового кливажа или сланцеватости встречаются во многих образцах из южной части профиля по р. Ардон.

### <u>е) минеральные жилы</u>

В отличие от пород, слагающих Дигоро-Осетинскую СФЗ в северной части профиля по р. Ардон, в породах из южного поля выходов в меньшей степени наблюдаются микротекстуры, образовавшиеся в условиях растяжения. Минеральные жилы плоскостной



**Рис. 3.31.** Деформационные микротекстуры в нижнеюрских терригенных породах, слагающих южное поле выходов в долине р. Ардон (Псеашхинская СФЗ): а- послойное распространение кливажных зон, величина деформации 20-25%; б- кливажный шов и часть кливажного муллиона (m); в- начальные стадии развития кливажных муллионов; г- кливаж плойчатости по межзерновому кливажу; д- кливаж плойчатости по сланцеватости. Буквами обозначены микротекстуры: S₀- слоистость S₁- простирание кливажных зон и сланцеватости; S₂- простирание кливажа пойчатости.



**Рис. 3.32.** Кайма нарастания возле крупного пиритового включения, сложенная волокнистыми кристаллами кварца и хлорита (южное поле выходов в долине р. Ардон, Псеашхинская СФЗ): а-общий вид включения; б- увеличенное изображение.



**Рис. 3.33.** Деформационные микротекстуры в нижне- и среднеюрских терригенных породах, слагающих южное поле выходов в долине р. Ардон (Псеашхинская СФЗ): а- сланцеватость; б-кварцевый порфирокласт с изогнутым шлейфом в тени давления, индикатор присдвиговых условий; в- два направления сланцеватости; г,д- милонитовая текстура; е- биотитовые пакеты «mica-fish» в сланцах.

морфологии, кварцевого, хлорит-кварцевого или кальцитового состава, присутствуют в кристаллических сланцах, часто несут следы перекристаллизации (рис 3.34, а, б), так, что в скрещенных николях практически «сливаются» по внутренней структуре со вмещающей породой (рис 3.34, б). Можно заметить, что при своем образовании жила обладала волокнистым строением, т.к. новообразованные мелкие зерна кварца иногда показывают ориентированную тонкополосчатую текстуру.



**Рис. 3.34.** Кварцевая жила плоскостной морфологии, со следами перекристаллизации (южная часть долины р. Ардон, Псеашхинская СФЗ): а-при одном николе, б- в скрещенных николях.

### ж) другие текстуры:

#### <u>Милонитовая текстура</u>

В сильно деформированных породах, слагающих южную часть долины р. Ардон, встречается милонитовая текстура. Крупные зазубренные кварцевые зерна вытянутой формы окружены мелкими кварцевыми зернами (рис. 3.33, г), образовавшимися в результате ротационной рекристаллизации, которой подвергаются краевые части крупных зерен. Внутри некоторых крупных зерен можно увидеть полосы мелких зерен кварца, возникшие в результате динамической рекристаллизации вдоль трещин внутри зерна (рис. 3.33, д).

В некоторых породах отчетливо устанавливаются присдвиговые условия деформации – шлейфы возле крупных порфирокластов (рис. 3.33, б), слюдяные (биотитовые) пакеты *«mica-fish»* (рис. 3.33, е). В сланцах встречен крупный порфиробласт, сложенный кварцем, с хлоритовыми шлейфами в тенях давления, отмечающими также присдвиговые условия образования (рис. 3.35).

В исследованных породах наблюдались <u>порфиробласты андалузита</u>, (рис. 3.36). В отличие от андалузитовых кристаллов, наблюдаемых в породах мукуланской толщи (балка Большой Мукулан, см. рис. 3.5) и кистинской свиты (р. Терек, см. рис. 3.38), эти порфиробласты сильно изменены более поздними процессами, они чаще всего имеют



**Рис. 3.35.** Крупный кварцевый порфиробласт с шлейфом, сложенным кварцем и хлоритом (южная часть долины р. Ардон, Дигоро-Осетинская СФЗ): а- общий вид; б, в- детали порфиробласта, скрещенные николи.



**Рис. 3.36.** Порфиробласты андалузита (р. Ардон, южное поле выходов, Псеашхинская СФЗ): амикрофотография шлифа при одном николе, б- в скрещенных николях; в, г- овальные, сильно измененные, заключенные в слюдистую массу.

овальную форму, и представляют собой псевдоморфозы мелкозернистого слюдистого агрегата по андалузиту (3.36, в, г).

# 3.5.2. Разрез по р. Терек (с притоком р. Кистинкой), р.Мидаграбиндон

В пределах Псеашхинской СФЗ находятся блоки IV и V исследованного разреза по р. Терек (рис. 3.25).

<u>а) межзерновой кливаж</u>

В блоке IV, как и в блоке III, межзерновой кливаж на микроуровне выражен отчетливо, величина деформации оценивается в среднем от 15 до 25 % (рис. 3.37, а, б), но, в отличие от блока III, макроскопически крутопадающие плоскости кливажа отмечены только в пределах блока IV. Песчаники обычно не несут следов деформации, иногда в них наблюдается непротяженный зачаточный межзерновой кливаж, величина деформации укорочения не более 5 % (рис. 3.37, в). Часто кливаж распространен в породах зонально или послойно (рис. 3.37, г, д). В этих случаях кливажные зоны могут располагаться параллельно слоистости или пересекать ее.

В осевой части Кавказа (блок V) породы кистинской свиты сильно деформированы. На рисунке показаны деформированные алевролиты с интенсивным межзерновым кливажом, в которых величина деформации составляет 20-25 % (рис. 3.38, а). Величина деформации укорочения в песчаниках достигает 10 % (рис. 3.38, б).

В некоторых пачках глинистых алевролитов, изначально содержащих достаточное количество каолинита, до межзернового кливажа образовались порфиробласты андалузита, впоследствии оглаженные в результате растворения углов и граней под действием сил, формирующих кливажные зоны (рис. 3.38, в, г).

В кливажированных породах, как и прежде, отмечаются все характерные особенности доскладчатого кливажа – преломление кливажа на границах слоев и веерообразный кливаж (рис. 3.38, е).

В долине р. Мидаграбиндон в нескольких образцах, приуроченных к границе распространения нижне-среднеюрских отложений, вблизи крупного разрывного нарушения, наблюдалась более высокая степень деформации пород (рис. 3.39, а).

Рис. 3.37. Морфологические особенности межзернового кливажа и сокливажного структурного парагенеза в породах Псеашхинской СФЗ (р. Терек, блок IV): а-межзерновой кливаж, величина деформации 15%; б-межзерновой кливаж, величина деформации 20-25%; в- агрегатный зональный кливаж в песчаниках, величина деформации не более 5%; г- послойное распределение межзернового кливажа и преломление кливажных зон на границах слоев; д-зональный кливаж; е-деформированная глинистая порода (величина деформации около 25%), с синтектоническими каемками нарастания возле кварцевых зерен; ж, з – синтектоническая каемка нарастания кварцевого состава, фото в параллельных (ж) и скрещенных (з) николях. Буквами обозначены минералы: Qz–кварц, Mus–мусковит, Ру– пирит; микротекстуры: S₀- слоистость S₁- простирание кливажных зон.→



Рис. 3.37.



Рис. 3.38.

**←Рис. 3.38.** Морфологические особенности деформационных микротекстур в породах Псеашхинской СФЗ (кистинская свита, р. Терек, блок V): а- совершенный межзерновой кливаж, величина деформации 25-30 %; б- послойный кливаж в песчаниках, протягивающийся вдоль слоистости, величина деформации 5-10 %; в, г- порфиробласты андалузита (хиастолита); д-сокливажный структурный парагенез, величина деформации 20 %; е-преломление кливажных зон на границах микрослойков; ж, з- кварцевая жила, образовавшаяся позже кливажных зон.

### б) кливажные швы и муллионы

В породах р. Мидаграбиндон отмечаются кливажные муллионы, разделенные пучками кливажа (рис. 3.39, б).

## в) синтектонические каймы (бороды) нарастания в тенях давления крупных зерен

Блок IV. Синдеформационные каймы нарастания в тенях давления сложены в одних случаях белой слюдой, образовавшейся из глинистого вещества породы возле кварцевого зерна, в других – удлиненными кристаллами кварца, заполнившими приоткрывшуюся возле рудного включения полость. Агрегат, состоящий из зерен кварца и/или серицита имеет удлинение, субпараллельно кливажным зонам (рис. 3.37, ж, з).

В породах центральной части профиля по р. Терек (блок V) часто наблюдается сокливажный структурный парагенез. Длина синдеформационных кайм нарастания, сложенных кварцем, около 0.2 мм, встречаются и более тонкие каемки, менее 0.1 мм, сложенные волокнистыми кристаллами кварца и серицита (рис. 3.37, д).

#### <u>г) сланцеватость</u>

В образцах глин из блока IV наблюдается микросланцеватость, образующая плоскопараллельную текстуру, и часто каемки нарастания в тенях зерен кварца алевритовой размерности (рис. 3.37, е). Если судить по форме этих «микролитонов», величина деформации укорочения в этих породах составляет не менее 25 %.

Результатом деформации для многих глинистых пород блока V явилось образование сланцеватой текстуры. Иногда сланцеватость образована тонкими длинными кристаллами биотита (рис. 3.40, а). В других случаях – мелкозернистым серицито-хлоритовым агрегатом (рис 3.40, б). Для более крупных кварцевых зерен алевритовой и песчаной размерности (порфирокластов) характерно образование «шлейфов» (рис. 3.40, в, г, д). Шлейфы образованы кристаллами кварца (рис. 3.40, г) или агрегатами кварца и серицита (рис. 3.40, в), имеют клиновидную форму. По асимметричному строению закрученных шлейфов можно судить о направлении сдвига (левосторонний) и других кинематических особенностях. Так как в нашем распоряжении имеются неориентированные шлифы, то можно лишь установить, что столь сильные деформации пород происходили в присдвиговых условиях.



**Рис. 3.39.** Морфологические особенности деформационных микротекстур в породах Псеашхинской СФЗ (р. Мидаграбиндон): а- высокая степень развития кливажа, величина укорочения 25%; б-кливажные муллионы и пучки кливажа; в, г- кливаж плойчатости, развитый по сланцеватости; д-протомилонитовая текстура; е- слюдяной пакет «mica-fish».



**Рис. 3.40.** Сланцеватость в породах кистинской свиты (Псеашхинская СФЗ, р. Терек, блок V): асланцеватость, образованная кристаллами биотита; б- сланцеватость, образованная кварц-серицитхлоритовым агрегатом; в- шлейф порфирокласта, сложенный агрегатом кварца и серицита; гасимметричный шлейф порфирокласта, сложенный агрегатом изометричных кристаллов кварца; дсимметричный шлейф порфирокласта, сложенный агрегатом кварца и серицита. Стрелками показано направление сдвига. Буквами обозначены минералы: Qz- кварц, Bt- биотит; S₁- простирание сланцеватости.

Все наблюдаемые порфирокласты по морфологии относятся к б-типу, с точки зрения экспериментальной тектонофизики, скорость динамической рекристаллизации и образования таких порфирокластов выше, чем скорость деформации всего матрикса породы в целом (*Кирмасов, 2011*).

## <u>д) наложенная текстура кливажа плойчатости</u>

В центральной части профиля по р. Терек (блок V) отмечается самый интенсивный образцах кливаж плойчатости, В кистинской свиты, отобранных ИЗ сильно деформированного блока нижнеюрских терригенных пород, «зажатого» между Дарьяльским и Казбекским массивами, вдоль р. Кистинки (см. рис. 3.25 и рис. 1.11 к Главе 1.2). В породах встречается кливаж плойчатости разных морфологических типов: развитый по первичной сланцеватой текстуре (рис. 3.41, в, г) или по кливажу (рис. 3.41, а, б). В некоторых образцах можно наблюдать зональное распределение кливажа плойчатости (рис. 3.41, г) или его послойное распределение – (рис 3.41, а). На микрофотографиях шлифов видно, что кливаж плойчатости развивался по породам, кливажированным в разной степени. В некоторых образцах первичная кливажная текстура также имеет зональное распределение (рис 3.41, а). В Псеашхинской СФЗ (блок V) кливаж плойчатости присутствует практически повсеместно, и накладывается на породы с разными первичными деформационными текстурами (межзерновой кливаж, сланцеватость), развитыми в разной степени.

В породах, слагающих долину р. Мидаграбиндон также присутствует кливаж плойчатости, развитый по сланцеватости (рис. 3.39, в, г).

## <u>е) минеральные жилы</u>

В образцах блоков IV и V на профиле по р. Терек наблюдаются минеральные жилы кварцевого состава (рис. 3.38, ж, з), сложенные изометричными кварцевыми кристаллами, пересекающие слоистость. Часто плоскостные или веретенообразные кварцевые жилы расположены вдоль кливажных зон. По взаимному положению кливажа и кварцевых плоскостных жил можно заключить, что их образование происходило после формирования кливажа.

По составу и взаимному положению друг с другом и с другими микротекстурами (главным образом, кливажными зонами) минеральные жилы, наблюдаемые в породах по р. Мидаграбиндон, можно разделить на несколько групп: 1-докливажные, 2-синкливажные, 3-послекливажные. Минеральные жилы, образовавшиеся раньше кливажных зон, обычно обладают плоскостной формой, кварцевым мелкозернистым составом, иногда встречаются зональные, в составе которых присутствует кварц-серицитовая зона. В дальнейшем эти жилы были пересечены кливажными зонами (рис. 3.42, а).



**Рис. 3.41.** Кливаж плойчатости в породах кистинской свиты (Псеашхинская СФЗ, р. Терек, блок V): развитый по первичной текстуре межзернового кливажа (а, б) и сланцеватости (в, г), послойное распределение межзернового кливажа и кливажа плойчатости (а). Буквами обозначены микротекстуры:  $S_0$ - слоистость  $S_1$ - простирание плоскостной текстуры (кливажа или сланцеватости) первой генерации,  $S_2$ - простирание кливажа плойчатости.

Минеральные жилы, условно отнесенные нами к сокливажному структурному парагенезу, протягиваются поперек кливажных зон, имеют кулисное распределение в породе, иногда зональное строение, одна зона – кварцевая, другая – кварц-серицитовая. Жилы такого строения и состава образовывались как до кливажных зон, так и одновременно с ними. Еще одна группа жил, образовавшихся на всех этапах деформации по отношению к кливажным зонам, – седловидные и ромбовидные минеральные жилы кальцитового состава,

расположенные в замках микроскладок (рис. 3.42, б). Некоторые из них пересечены кливажными зонами (син- или докливажные), другие – нет (послекливажные). Образование таких жил предполагает условия сдвига с растяжением (*Кирмасов, 2011*). К этой же группе минеральных жил мы относим кальцитовые жилы, протягивающиеся вдоль слоистости – они также предполагают образование в присдвиговых условиях, но кливажными зонами не пересекаются, так что, возможно, образовались уже после кливажных зон.

Еще одна группа минеральных жил, подобная наблюдаемым в породах долины р. Терек, жила замещения, сложенная кварцем и хлоритом, иногда в них присутствует и гематит. Отмечено, что подобные жилы под углом 60-70 градусов пересекают жилы кварцевые, сложенные изометричными кристаллами, докливажные. Гематитовые, веретенообразные кулисно расположенные жилы, отмечающие обстановки формирования, связанные со сдвигами, образовавшиеся также после кливажных зон.



**Рис. 3.42.** Минеральные жилы (Дигоро-Осетинская СФЗ, р. Мидаграбиндон, левобережье р. Терек): акварцевая жила докливажного происхождения; б- кальцитовая седловидная жила послекливажного происхождения.

#### <u>ж) другие текстуры</u>

#### <u>Милонитовая текстура</u>

Милонитовая (катаклазитовая) текстура, наблюдаемая нами в кварцитовидных песчаниках кистинской свиты, связана с условиями сильного сжатия, часто в присдвиговых условиях. Но индикаторы сдвига проявлены не во всех изученных образцах. Породы сложены крупными зазубренными кварцевыми зернами, часто имеющими вытянутую форму, окруженными мелкими кварцевыми зернами (рис 3.43, а, б).

Субзерна в краевых частях зерен обособляются, вращаются внутри своих границ и образуют новые зерна (рис. 3.43, в). В средних частях зерен наблюдается волнистое погасание, что свидетельствует о начальном процессе полигонизации (образования субзерен) – рис. 3.43, а, б (*Гаврилов 1999*).



**Рис. 3.43.** Милонитовая текстура в кварцитовидных песчаниках кистинской свиты (Псеашхинская СФЗ, р. Терек, блок V): а, б-крупные кварцевые зерна окружены более мелкими кварцевыми зернами; всубзерна в краевых частях крупных кварцевых зерен, обособившиеся в результате вращения; г, дполосы мелких зерен кварца внутри крупных зерен, образовавшиеся в результате миграции границ зерен.

Ротационная рекристаллизация («SGR-recrystallization», по *Passhier*, 2004), начавшись от краевых частей зерен, может достигнуть и центральных частей, при этом крупные зерна кварца замещаются более мелкими, с зазубренными краями и миграционными границами

(рис. 3.44). На рисунке показано постепенное изменение внутреннего строения зерен в результате ротационной рекристаллизации, которое можно наблюдать в изученных породах.

Внутри некоторых крупных зерен можно увидеть полосы, сложенные мелкими кристаллами кварца, образовавшиеся также в результате действия сильных стрессовых давлений (рис. 3.43, г, д). Такие полоски возникают в результате динамической рекристаллизации вдоль образованных в процессе деформации трещин внутри зерна. Механизм образования таких полосок вдоль границ связан с миграцией границ зерен в направлении зерна с большей плотностью дислокаций в кристаллической решетке (*Passhier, 1996*). В результате образуются новые мелкие субзерна, которые впоследствии обособляются. Описанные механизмы образования милонитовой текстуры характерны для низкотемпературных милонитов («low-grade mylonites», *Trouw et al, 2010*), температура их образования изменяется от 250 до 500°С.



**Рис. 3.44.** Разная степень изменения внутренней структуры кварца в результате ротационной рекристаллизации («SGR-recrystallization»): а- целое зерно, не несущее следов внутризерновой деформации, растворение зерна на границах; б- начало грануляции зерна по краям; в, г-дальнейшая грануляция зерна; д- сегментация зерен; е- гранобластовая структура породы.

В некоторых породах из разреза по р. Мидаграбиндон можно отметить текстуры и структуры метаморфического происхождения: волнистое погасание зерен кальцита, слагающих мрамор, сланцеватость, образованную новообразованными кристаллами слюды и в ней отдельные слюдяные пакеты («mica-fish»), указывающие также на присдвиговые условия преобразования пород (рис. 3.39, е). В породах редко встречается милонитовая текстура (рис. 3.39, д), похожая на ту, что наблюдалась в образцах пород, слагающих долины Терека и Ардона. Милонитизация здесь развита не так сильно, как на Тереке, в осевой зоне



**Рис. 3.45.** Хлорит-мусковитовые порфиробласты (р. Терек): а- порфиробласты недеформированные и слабо деформированные, ориентированные вдоль слоистости, Псеашхинская СФЗ, блок IV; бувеличенное изображение порфиробласта с изогнутыми листочками слюды и хлорита; в, гпорфиробласт с развернутыми веерообразно листиками слюды, Бзыбско-Казбегская СФЗ, блок VIII, аргиллит гудошаурской свиты (J₂a); д- порфиробласт в сильно деформированных породах с кливажом плойчатости (гудошаурская свита, блок VIII); е- порфиробласты в сильно кливажированном алевроаргиллите, развернутые в разные стороны, Бзыбско-Казбегская СФЗ, блок IX. Буквами обозначены текстуры: S₀- простирание слоистости; S₁- простирание кливажных зон.

Большого Кавказского хребта. Породы с подобной текстурой можно назвать протомилонитами (*Trouw et al., 2010*), они образуются на невысоких стадиях преобразований при относительно низких температурах и давлениях. Мелкие необласты внутри крупных (рис. 3.39, е), волнистое погасание кварца (рис. 3.39, д) показывают, что деформация

кварцевых песчаников происходила под действием механизма динамической рекристаллизации («BLG-recrystallization» по *Passhier, Trouw, 1996*).

# Хлорит-мусковитовые порфиробласты

Во всех блоках центральной и южной частей рассмотренного профиля (Псеашхинской и Бзыбско-Казбегской СФЗ), в породах встречаются *хлорит-мусковитовые порфиробласты* (рис. 3.45), додеформационные образования стадии метагенеза.

В породах Псеашхинской СФЗ встречаются порфиробласты недеформированные и слабо деформированные (рис. 3.45, а, б). В результате действующего на породы сжатия листики слюды и хлорита, первоначально ориентированные вдоль слоистости, могут изогнуться (рис. 3.45, б).

Порфиробласты, наблюдаемые в сильно деформированных породах центральной части профиля, развернуты в разные стороны относительно слоистости и вытянуты вдоль кливажных зон (рис. 3.45, е), – свидетельство того, что деформация пород достигла стадии смятия слоев в складки, а затем общего сплющивания и образования кливажа осевой плоскости (*Галкин, 1993*). Деформированные порфиробласты находятся в складчатых толщах, часто с хорошо развитым совершенным кливажом.

## Порфиробласты андалузита (хиастолита)

Блок V. В сильно кливажированных породах кистинской свиты, как и в породах из южной части профиля по р. Ардон, отмечаются порфиробласты андалузита. В отличие от порфиробластов, наблюдаемых в породах мукуланской толщи (балка Большой Мукулан), порфиробласты кистинской свиты обычно несут следы более поздних постседиментационных преобразований, но их преобразования не были столь сильными, как в соседнем разрезе по р. Ардон, где андалузит замещен мелкозернистым серицитхлоритовым агрегатом.

В породах наблюдается сложная текстура, включающая две генерации кливажных зон (межзерновой кливаж и кливаж плойчатости) и порфиробласты андалузита. Порфиробласты показывают двойственное положение в структуре породы. С одной стороны, они наложены на более раннюю плоскостную текстуру межзернового кливажа (рис. 3.38, г), и плоскости кливажа утыкаются в стенку зерна андалузита, в то же время наблюдается срезание углов порфиробласта в результате последующего растворения и образования наложенной текстуры кливажа плойчатости (рис. 3.38, в). Вероятнее всего, такие взаимоотношения могли получиться в случае роста порфиробластов позже межзернового кливажа, но раньше (или синхронно) по отношению к кливажу плойчатости.

## 3.6. Бзыбско-Казбегская СФЗ

# 3.6.1. Разрез по р. Терек

К Бзыбско-Казбегской зоне относятся блоки VI-Х южной части геологического профиля вдоль долины р. Терек (рис. 3.25). В южной части профиля наблюдается неравномерная деформация пород. Во всех породах развивается межзерновой кливаж и часто наблюдается наложенная текстура кливажа плойчатости.

## <u>а) межзерновой кливаж</u>

В породах блоков VI и VII наблюдается интенсивный кливаж в алевролитах циклаурской свиты, деформация укорочения составляет от 20 до 25 % (рис. 3.46, а, б), и относительно слабовыраженный в песчаниках (деформация укорочения, определенная по кливажу, достигает 5-10 %). Встречается зональное распространение кливажа.

В блоках VIII и IX, сложенных породами казбекской и гудошаурской свит, расположенных дальше к югу, наблюдается примерно одинаковая высокая степень деформационных преобразований. В одинаковой степени интенсивно кливажированы как нижнеюрские, так и среднеюрские породы, межзерновой кливаж наблюдается как в алевролитах, так и в песчаниках, плоскости кливажа отмечены и макроскопически.

Нами также были отмечены признаки доскладчатой природы кливажа: преломление кливажных зон на границах микрослойков (рис. 3.47, а), а также веерообразное расположение кливажных зон (рис. 3.47, б). Встречается кливаж, развитый послойно (рис. 3.48, а), и агрегатный кливаж (рис. 3.48, б). Величина деформации укорочения, определенная по степени развития межзернового кливажа, в алевролитах изменяется от 15 до 25 % (рис. 3.48, в), в пределах каждого блока увеличиваясь по направлению к осевой части Кавказа. В песчаниках величина деформации, определенная по степени развития межзернового кливажа, определенная по степени развития межзернового кливажа, определенная по степени развития межзернового кливажа, в алевролитах изменяется от 15 до 25 % (рис. 3.48, в), в пределах каждого блока увеличиваясь по направлению к осевой части Кавказа. В песчаниках величина деформации, определенная по степени развития межзернового кливажа, изменяется в пределах 5-10 % (рис. 3.48, г). Это наиболее сильно деформированные блоки южного склона.

В породах средней юры (бусарчильская свита), слагающих самый южный блок профиля (блок X), отмечен хорошо развитый совершенный кливаж, с величиной деформации укорочения в алевролитах от 15 до 20 %, в песчаниках от 5 до 10 %. Для пород алевропесчаного состава характерно наличие сетчатого агрегатного кливажа (рис. 3.49, а). Сетчатый кливаж встречается и в алевролитах с невысокой величиной деформации – около 15 % (рис. 3.49, б). Величина деформации пород, определенная по степени развития кливажа, в целом ниже, чем в блоках центральной части профиля (Псеашхинской СФЗ).

# <u>б) кливажные швы и муллионы</u>

Кливажных швов и муллионов не наблюдается.



**Рис. 3.46.** Межзерновой кливаж и кливаж плойчатости в породах циклаурской свиты (Бзыбско-Казбегская СФЗ, р. Терек, блок VI): а- кливажированный алевролит, величина деформации укорочения составляет 15-20%; б-сильно кливажированный алевролит, величина деформации укорочения составляет 25-30%; в- кливаж плойчатости по первичной текстуре межзернового кливажа г-послойное распространение межзернового кливажа и кливажа плойчатости.

## в) синтектонические каймы (бороды) нарастания в тенях давления крупных зерен

Вместе с кливажем в породах блоков VI и VII хорошо проявлены каймы нарастания в тенях давления. Сокливажный структурный парагенез, наблюдаемый в образцах из этих блоков, свидетельствует о сохранении объема деформируемых пород ( $\Delta V=0$ ).

Некоторые каймы нарастания имеют зональное строение (рис. 3.50, в, г, д, е). В представленном на рисунке примере внутренняя зона сложена волокнистыми кристаллами кварца, во внешней присутствуют зерна хлорита. Рост этой каймы нарастания происходил, по-видимому, на границе с породой, поэтому сначала образовалась внутренняя зона волокнистого кварца, а затем – кварцево-хлоритовая зона.

Блоки VIII и IX. Синтектонические каемки нарастания криноидного типа образуют структурный парагенез с тонкими кливажными зонами (рис. 3.51). Длина этих каемок весьма значительная (рис. 3.52). Тонкая внешняя зона сложена мелкими кристаллами кальцита, возможно, с тонкими листиками серицита, внутренняя зона кварцево-хлоритового состава.



#### ←Рис. 3.47.

Признаки доскладчатого образования кливажа в породах гудошаурской свиты (Бзыбско-Казбегская СФЗ, р. Терек, блок VIII): а- преломление кливажных зон при переходе из слоя в слой; б- веерообразное распределение кливажных зон.

По составу кварцево-хлоритовая зона может быть одновременной с кварцево-хлоритовой минеральной жилой, наблюдаемой в породах блока VI. Рост каймы нарастания происходил на границе зерна и каймы, что видно по составу дорожки включений (рис. 3.51, б). Зона кальцитового состава образовалась первой, за ней - кварцево-

хлоритовая зона большей мощности.

В породах блока X повсеместно присутствуют синтектонические волокнистые каймы нарастания кварцево-серицитового состава (рис. 3.49, в, г, д, е). Мелкие каемки нарастания возле крупных включений обычно имеют волокнистое строение, сложены агрегатом кварца и серицита, часто отмечаются вместе с кливажными зонами, показывают неизменность объема при деформации. Иногда можно наблюдать изогнутые каемки – результат вращения зерна при деформации.

<u>г) сланцеватость</u>

В существенно глинистых породах Бзыбско-Казбегской СФЗ наблюдается микросланцеватость. Чаще всего ее можно видеть в породах с наложенной текстурой кливажа плойчатости (рис. 3.50, а, б, 3.48, д). Встречается в блоках VII, VIII и IX.

<u>д) наложенная текстура кливажа плойчатости</u>

Широко развита в породах блоков VI и VII наложенная текстура кливажа плойчатости, как по кливажу (рис. 3.46, в, г; рис. 3.50, а), так и по сланцеватости (рис. 3.50, б). Встречается зональное распространение как кливажных зон первой генерации, так и наложенного кливажа плойчатости (рис. 3.46, г).



**Рис. 3.48.** Морфологические типы кливажных зон в породах казбекской и гудошаурской свит (Бзыбско-Казбегская СФЗ, р. Терек, блоки VIII-IX): а- послойный межзерновой кливаж, пересекающий слоистость, гудошаурская свита; б- сетчатый агрегатный кливаж в алевролитах казбекской свиты, величина деформации укорочения около 15%; в- сильно кливажированный алевролит казбекской свиты, величина деформации 25%; г- агрегатный кливаж в песчаниках казбекской свиты, блок IX; д-микросланцеватость; е- кливаж плойчатости, наложенный на сланцеватость. Буквами обозначены текстуры:  $S_0$ - простирание слоистости;  $S_1$ - простирание сланцеватости и межзернового кливажа первой генерации;  $S_2$ - простирание кливажа плойчатости.



**Рис. 3.49.** Морфологические особенности кливажа и сокливажного структурного парагенеза в породах Бзыбско-Казбегской СФЗ (р. Терек, блок Х): а- слабо деформированный песчаник, сетчатый кливаж, подчеркнутый битуминозными полосками, величина деформации около 5%; б- сетчатый кливаж в алевролитах, величина деформации около 15%; в-синтектоническая кайма нарастания с изогнутыми волокнами; г-синтектоническая кайма нарастания; д, е- зональная синтектоническая кайма нарастания с кайма нарастания волокнистого строения. Буквами обозначены минералы: Qz— кварц, Mus—мусковит; текстуры: S₀- простирание слоистости; S₁- простирание агрегатного кливажа.



**Рис. 3.50.** Деформационные микротекстуры в породах казбекской свиты (Бзыбско-Казбегская СФЗ, р. Терек, блок VII): а- кливаж плойчатости, развитый по межзерновому кливажу; б- кливаж плойчатости, развитый по микросланцеватости; в,г,д,е- зональная каемка нарастания кварцевохлоритового состава в тени крупного кристалла пирита. Буквами обозначены минералы: Qz- кварц, Chl- хлорит, Ру- пирит; текстуры: S₀- простирание слоистости; S₁- простирание сланцеватости и межзернового кливажа первой генерации; S₂- простирание кливажа плойчатости.



**Рис. 3.51.** Зональные каймы нарастания в тенях давления крупных кристаллов пирита в алевролитах гудошаурской свиты (Бзыбско-Казбегская СФЗ, р. Терек, блок VIII): е- зональные каймы нарастания криноидного типа; ж-к- увеличенные фрагменты, на которых видно зональное строение кайм нарастания и простирание кливажных зон. Буквами обозначены минералы: Qz- кварц, Chl- хлорит, Ру- пирит, Cct- кальцит; текстуры: S₁- простирание кливажных зон.

В редких случаях можно наблюдать веерообразное распределение кливажа плойчатости, что можно считать свидетельством его доскладчатого происхождения (рис. 3.50, а). В случае развития кливажа плойчатости по первичной микросланцеватой текстуре наблюдаются мелкие складочки, в которые сминается сланцеватость (рис. 3.50, в).



**Рис. 3.52.** Форма и размеры синтектонических кайм нарастания возле рудных зерен в алевролитах разных структурно-фациальных зон геологического профиля вдоль р. Терек. Буквами на рисунке обозначены: Е- величина относительного удлинения; S₁- простирание кливажных зон.

В породах, слагающих блоки VIII и IX профиля вдоль р. Терек, также повсеместно встречается наложенная текстура кливажа плойчатости (рис. 3.48, д), как по сланцеватости, так и по межзерновому кливажу.

В отличие от всех рассмотренных блоков южного склона (Казбегско-Гудошаурской СФЗ), в породах самого южного блока (Х) не встречается наложенная текстура кливажа плойчатости.

## <u>е) минеральные жилы</u>

В породах блоков VI и VII хорошо проявлены и минеральные жилы разного состава: кварцевые, кварцево-хлоритовые и кварцево-кальцитовые. В породах преобладают минеральные микроштокверки разного состава (рис. 3.53, а, д). Некоторые микроштокверки состоят из плоскостных жил кварцевого состава, состоящих как из изометричных, так и из удлиненных кристаллов (рис. 3.53, а, б), другие – из минеральных жил зонального кварцево-хлоритового строения, часто веретенообразной формы (рис. 3.53, д, е). Встречаются минеральные жилы, образовавшиеся в разное время по отношению к кливажным зонам: как докливажные (рис. 3.53, в, г), так и посткливажные (рис. 3.53, а, б). Докливажные минеральные жилы кварцевого состава при интенсивном развитии кливажа и кливажных швов нередко превращены в кливажные муллионы.



Рис. 3.53.

**←Рис. 3.53.** Минеральные жилы в породах Бзыбско-Казбекской СФЗ (р. Терек, блок VII): амикроштокверк кварцевого состава; в,г- докливажная минеральная жила кварцевого состава; д,емикроштокверк кварцево-хлоритововго состава; ж- минеральная жила кварцевого состава, секущая более раннюю сланцеватую текстуру. Буквами обозначены минералы: Qz- кварц, Chl- хлорит; текстуры: S₁- простирание кливажных зон и сланцеватости, m-кливажные муллионы.

Минеральные жилы, образовавшиеся после кливажных зон и сланцеватости, пересекают эти плоскостные текстуры (рис. 3.53, а, б, ж).

Блоки VIII и IX. В образцах пород, слагающих эти блоки, не наблюдались минеральные жилы. Это может быть связано с преобразованиями пород в условиях преобладающих условий сжатия и отрицательным объемным эффектом деформации.

Блок Х. В породах наблюдаются минеральные жилы кварцево-кальцитового состава.

## <u>3.7. Агвали-Хивская СФЗ</u>

Агвали-Хивская СФЗ охватывает северные части изученных профилей вдоль долин рек Аварское Койсу и Чанты-Аргун.

## 3.7.1. Разрез по р. Аварское Койсу

По р. Аварское Койсу Агвали-Хивская СФЗ охватывает большую часть изученного профиля (рис. 3.54). Крупные разрывные нарушения делят эту протяженную зону на несколько блоков. С севера на юг можно выделить 4 блока с разным характером залегания пород: зона моноклинали (блок I), зона флексур (блок II), зона развития коробчатых складок (III), зона развития дугообразных складок (блок IV) (Шолпо, 1964; Гущин, 1986) В отдельных блоках, ограниченных разрывами, наблюдается различный характер наблюдаемых микротекстур. Распределение деформационных микротекстур по разрезу показано на рисунке 3.54.

### <u>а) межзерновой кливаж</u>

В блоках I и II, как правило, не наблюдается межзернового кливажа. В зоне флексур, как и в зоне моноклинального залегания, облик пород свидетельствует об отсутствии повсеместных тектонических деформаций. В некоторых образцах наблюдаются несовершенные кливажные зоны, и величина укорочения составляет не более 5 %, образование этих кливажных зон приурочено к границам блоков и разрывным нарушениям.

Блок III сложен коробчатыми складками, общее тектоническое сжатие толщи пород проявилось сильнее, чем в породах блока II (зона развития флексур), но слабее, чем в блоке IV (зона развития дугообразных складок) (*Сорский, 1962*). Величина деформации укорочения, определенная по степени развития кливажа, в этой части профиля не превышает



**Рис. 3.54.** Геологический профиль через поле развития нижне-среднеюрских терригенных пород вдоль долины р. Аварское Койсу (составил А.И. Гущин); величина деформации укорочения, определенная по межзерновому кливажу в глинисто-алевритовых и песчаных породах; присутствие наложенной текстуры кливажа плойчатости (*); распространение характерных микротекстур; минеральный состав глинистой фракции (С-слюда, Х-хлорит, Г-гидрослюда, К-каолинит); политипные модификации гидрослюд (1*М*, 2*M*₁); индекс Кюблера.

10-15 % (рис. 3.55, а), межзерновой кливаж развит неповсеместно, присутствуют образцы пород, в которых не наблюдается кливаж и другие деформационные текстуры.

Деформированные породы характеризуются присутствием в них доскладчатого кливажа, преломляющегося на границах слоев (рис. 3.55, б, в).

Самый южный блок Агвали-Хивской СФЗ, сложенный открытыми дугообразными складками (блок IV), граничит с юга с Метлюта-Ахтычайской СФЗ. Здесь средняя величина деформации укорочения-удлинения пород, определенная по межзерновому кливажу, составляет 15-20 % (рис. 3.55, г). Кливаж имеет также доскладчатое происхождение.

### <u>б) кливажные швы и муллионы</u>

Кливажных швов и муллионов не наблюдается.

#### в) синтектонические каймы (бороды) нарастания в тенях давления крупных зерен

В большинстве изученных образцов пород не наблюдается синтектонических кайм нарастания и сокливажного структурного парагенеза.

В образцах из зоны коробчатых и дуговых складок (блоки III и IV) отмечается присутствие небольших каемок нарастания кальцитового и кварцево-кальцитового состава (рис. 3.55, д). Величина деформации, определенная по длине каймы нарастания, составляет 27 % (рис. 3.56). В некоторых образцах этого блока, таким образом, можно отметить положительный объемный эффект деформации (ΔV>0).

<u>г) сланцеватость;</u>

<u>d) наложенная текстура кливажа плойчатости;</u>

е) минеральные жилы;

Сланцеватая текстура, наложенные текстуры, минеральные жилы, (*г-е*) в породах не наблюдаются.

# ж) другие структуры и текстуры

Шиповидные структуры

В недеформированных породах блоков I и II повсеместно наблюдаются метагенетические *шиповидные структуры* врастания аутигенных слюд в края регенерированных обломочных зерен кварца (рис. 3.55, е). От синдеформационных каемок нарастания они отличаются тем, что распространяются вокруг зерна во все стороны, а не в каком-либо одном направлении, являющимся направлением наибольшего растяжения.

В более грубозернистых породах песчаной и гравийной размерности на границах соседних зерен часто наблюдается неровная полоса, образовавшаяся в результате рекристаллизации путем *миграции границ зерен* (рис. 3.55, ж). По мнению О.В. Япаскурта (2009), подобные микротекстуры также могут образоваться в условиях метагенеза, при высоких температурах и литостатическом давлении.


Рис. 3.55.

**СРис. 3.55.** Вторичные микротекстуры в породах Агвали-Хивской СФЗ (р. Аварское Койсу): зона коробчатых складок (блок III): а- межзерновой кливаж, б- преломление кливажных зон на границах слоев; зона дугообразных складок (блок IV): в- преломление кливажных зон на границах слойков, г- совершенный кливаж, величина укорочения до 25%; д- синтектонические каймы нарастания в тенях давления; зона развития флексур (блок II) и моноклиналь (блок I): е- шиповидные структуры врастания аутигенных слюд в края обломочных зерен кварца в недеформированных породах; ж-миграция границ кварцевых зерен; з- замещение плагиоклаза серицитом. Буквами на рисунках обозначены: S₀-ориентировка слоистости; S₁-ориентировка межзернового кливажа; минералы: Ругпирит, Cct- кальцит.



**Рис. 3.56.** Величина относительного удлинения, определенная по длине синтектонических каемок нарастания в породах, слагающих разные структурно-фациальные зоны вдоль геологического профиля по р. Аварское Койсу.

Обломочные зерна плагиоклаза в песчаниках начинают замещаться серицитом (рис. 3.55, з). Миграция границ зерен, замещение плагиоклаза серицитом, ориентированные по слоистости хлорит-мусковитовые порфиробласты, шиповидные структуры врастания – метагенетические особенности, которые создают облик пород самой северной, наименее деформированной части Агвали-Хивской СФЗ (рис. 3.54).

### Полосы миграции битуминозных растворов

Во многих образцах из всех частей Агвали-Хивской СФЗ отмечается ориентированная текстура, образованная параллельными полосками органического вещества, проникшими вдоль уже образовавшихся ранее непротяженных зон растворения (рис. 3.57, в, г, д, е).

Величина деформации укорочения в породах часто не превышает 5 %, но плоскостная текстура проявлена хорошо (рис. 3.57, д, е).

Полосы миграции растворов, обогащенных органическим веществом, по-разному соотносятся с направлением слоистости. Иногда они параллельны слоистости (рис. 3.57,г), иногда секут ее под разными углами, и тогда они протягиваются параллельно кливажной текстуре. Также их распределение в породе часто неоднородно – в зависимости от состава пород есть более темные прослои, обогащенные органикой, а есть – более светлые, в



**Рис. 3.57.** Полосы миграции флюидов, обогащенные органическим веществом, в образцах из разных структурно-фациальных зон вдоль профиля по р. Аварское Койсу: а- Бежитинская СФЗ; б- Метлюта-Ахтычайская СФЗ; в, г, д, е- Агвали-Хивская СФЗ.

которых наблюдаются только тонкие редкие зоны (рис. 3.57, б). Таким распределением они похожи на зонально распространенные кливажные зоны.

Весьма вероятно, что морфология этой текстуры, связанной с миграцией органического вещества, наследует морфологию уже ранее образованной текстуры доскладчатого кливажа. Если же в породе не наблюдается отчетливой деформационной

текстуры, то миграция растворов связана со слоистостью. То есть, миграция обогащенных органическим веществом растворов происходила уже после того, как сформировался доскладчатый кливаж. Миграция могла продолжаться некоторое время одновременно с образованием кливажа, или закончиться во время, когда доскладчатый этап образования кливажа уже завершился, а дальнейшее смятие еще не привело к образованию кливажа осевой плоскости.

## 3.7.2. Разрез по р. Чанты-Аргун

Исследованный профиль по долине р. Чанты-Аргун находится в пределах Агвали-Хивской СФЗ (блоки I-III, северная часть) и Метлюта-Ахтычайской СФЗ (блок IV, южная часть). Блок I – самая северная часть профиля, от границы с верхнеюрскими отложениями до правого притока р. Чанты-Аргун р. Хочаройахк на юге. Блок II протягивается примерно от р. Хочаройахк на севере и до Пуйского разлома, блок III – между Пуйским и Нелхским разломами (рис. 3.58).

#### а) межзерновой кливаж

Самая северная часть профиля, блок I, характеризуется практически полным отсутствием деформационных текстур. Породы не деформированы (рис. 3.59, а), за исключением некоторых образцов глинистых пород, в которых наблюдаются редкие зоны растворения, непротяженные, величина деформации укорочения пород, определенная по кливажу, не превышает 5 % (рис. 3.59, б). Образование этих зон растворения, видимо, связано с действием локальных стрессовых напряжений вблизи разрывов.

В блоке II почти во всех образцах присутствуют кливажные зоны. Кливаж зональный, часто распространен послойно в более глинистых породах. Песчанистые прослои слабо деформированные, в глинистых прослоях кливаж обычно развит лучше, деформация укорочения достигает 10 % (рис. 3.59, г), иногда 15 % (рис. 3.59, д), а в образце 790 в некоторых прослоях – до 20 % (рис. 3.59, е). Различная величина деформации укорочения в соседних прослоях разного состава связана в первую очередь с различным количеством зерен, а также их контактов с соседними зернами, на которых происходит концентрация напряжений и растворение под давлением. Поэтому при переходе кливажных зон, из песчанистых прослоев в глинистые увеличивается количество кливажных зон, но при этом они становятся более тонкими (рис. 3.59, з).





Рис. 3.58. Геологический профиль через поле развития нижне-среднеюрских терригенных пород вдоль долины р. Чанты-Аргун (составил А.И.Гущин); величина деформации, определенная по межзерновому кливажу; характерные деформационные микротекстуры (кливажные муллионы, синтектонические каймы нарастания, минеарльные жилы); минеральный состав глинистой фракции (С-слюда, Х-хлорит, Г-гидрослюда, См-смешанослойный минерал, К-каолинит); политипные модификации гидрослюд (1*M*, 2*M*₁); индекс Кюблера.

Повсеместно наблюдается изгибание кливажных зон и пучки кливажа на границах слойков разного гранулометрического состава (рис. 3.59, з), что свидетельствует о доскладчатом происхождении кливажа, на стадии продольного укорочения слоев (*Талицкий*, 1989).

В одном из образцов кливажные зоны располагаются вдоль осей мелких складок, практически не меняя своего простирания. Это может быть связано с тем, что образование кливажа продолжалось также и после образования складок, на стадии общего сплющивания. Во всех изученных породах блока III наблюдается межзерновой кливаж. Величина деформации укорочения в глинистых породах составляет 15 %, в алевропесчаниках не превышает 5 %. По характеру складчатых и разрывных деформаций эта зона являетсяпереходной между двумя соседними зонами. Породы, слагающие ее, показывают средние значения деформации, и их можно считать переходными от недеформированных пород к сильно деформированным.

<u>б) кливажные швы и муллионы</u>

В породах северной части СФЗ, блока I, кливажные швы и муллионы не наблюдаются.

В породах блока II протяженные кливажные зоны разделяют фрагменты более прочного алевролитового прослоя, в которых кливаж отсутствует (рис. 3.59, ж). Это начальные стадии образования кливажных муллионов – деформационной текстуры, представляющей собой фрагменты более вязких прослоев в форме длинных брусовидных образований, разделенных кливажными зонами. Высокая величина деформации укорочения пород и начальные стадии формирования муллионов приурочены к границе блоков I и II.

в) синтектонические каймы (бороды) нарастания в тенях давления крупных зерен

В породах блока II наблюдается структурный парагенез кливажных зон и мелких каемок нарастания в тенях давления крупных рудных зерен. Наблюдаемые каемки нарастания сложены мелкими волокнистыми кристаллами кварца и листиками серицита, ориентированными параллельно кливажным зонам, длина их не превышает 0.05 мм (рис. 3.61, а).



Рис. 3.59.

**←Рис. 3.59.** Межзерновой кливаж в породах, слагающих северную и центральную части профиля вдоль долины р. Чанты-Аргун, Агвали-Хивская СФЗ (блоки I, II, III). Блок I: а- недеформированная порода из северной части профиля, б- величина деформации укорочения составляет 5%, в- кварцевая жила; блок II: различная величина деформации пород, определенная по кливажу – г- 10%, кливаж зональный, д- 15%, е- 20%; ж- зональный послойный кливаж и начальная стадия образования муллионов, з- пучки кливажа на границе микрослойков. S₀– ориентировка слоистости, S₁– ориентировка межзернового кливажа, т- кливажные муллионы; Qz- кварц.

#### <u>г) сланцеватость;</u>

#### <u>д) наложенная текстура кливажа плойчатости</u>

Сланцеватость (г) и наложенная текстура кливажа плойчатости (д) не наблюдается.

## <u>е) минеральные жилы</u>

В породах блока I минеральные жилы встречаются редко. Минеральные жилы небольшой мощности, плоскостные, изогнутые, иногда ветвящиеся, сложены изометричными кристаллами кварца (рис. 3.59, в), что свидетельствует о свободном росте кристаллов в условиях быстрого раскрытия трещин (*Кирмасов, 2011*). Иногда минеральные жилы имеют зональное строение, внутри них выделяются разные зоны, сложенные кварцем и гематитом.

К границам блоков, наиболее крупным разрывным нарушениям на геологическом профиле вдоль долины р. Чанты-Аргун, приурочено присутствие минеральных жил кварцевого состава, а также мелких кварц-серицитовых жилок внутри крупных жестких включений. В одном образце наблюдается плоскостная минеральная жила, мощностью около 0.5 мм, сложенная вытянутыми кристаллами кварца и плагиоклаза. Такая жила могла образоваться в результате одновременной кристаллизации этих минералов во время раскрытия микротрещины.

#### 3.8. Метлюта-Ахтычайская СФЗ

Породы, слагающие Метлюта-Ахтычайскую СФЗ, изучены по геологическим профилям вдоль рек Аварское Койсу и Чанты-Аргун.

## 3.8.1.Разрез по р. Аварское Койсу

В шлифах пород из части профиля по р. Аварское Койсу, расположенной в Метлюта-Ахтычайской СФЗ, наблюдается максимальное развитие деформационных микротекстур – образовавшихся как в условиях сжатия, так и растяжения (рис. 3.54).

# а) межзерновой кливаж

В Метлюта-Ахтычайской СФЗ в алевролитах наблюдается совершенный кливаж – величина деформации укорочения изменяется от 10 до 20 %, в некоторых исследованных образцах составляет более 20-25 % (рис. 3.60, а).

В мелкозернистых прослоях кливажные зоны развиты лучше. Направление кливажа в алевритовых и глинистых прослоях часто не совпадает, то есть имеет место преломление кливажа на границе слоев, и, следовательно, доскладчатое образование кливажа (рис. 3.60, б). Нередко кливаж характеризуется зональным или послойным распространением (рис. 3.60, б, в, г, д).

#### <u>б) кливажные швы и муллионы</u>

В некоторых сильно деформированных образцах наблюдаются кливажные муллионы, разделенные пучками кливажа (рис. 3.60, в, г).

# в) синтектонические каймы (бороды) нарастания в тенях давления крупных зерен

Синтектонические каймы нарастания в тенях давления крупных включений встречаются довольно часто, сложены они различными минералами (рис. 3.61). Широкое распространение имеют каемки нарастания, сложенные волокнистыми кристаллами кварца и мусковита, часто наблюдается хлорит, иногда встречаются зональные каемки.

Кварц-мусковитовые волокнистые каемки нарастания часто достигают длины 0.5-0.8 мм (рис. 3.61, в), максимальная величина удлинения, определенная по размерам подобных каемок, в породах этой зоны достигает 140 % (рис. 3.56, обр.19). На рисунке (рис. 3.61, д, е) показана крупная зональная кайма нарастания возле кристалла пирита, внутренняя зона которой сложена хлоритом, а внешняя – волокнистыми кристаллами кварца. Рост этой каймы нарастания, если судить по дорожкам включений, происходил на границе с включением, поэтому кварцевая зона образовалась раньше, а хлоритовая – позже.

# <u>г) сланцеватость;</u>

#### *d) наложенная текстура кливажа плойчатости*

Сланцеватости (г) и наложенных текстур (д) не наблюдается.

# <u>е) минеральные жилы</u>

Иногда в породах наблюдаются относительно крупные минеральные жилы, с постоянной мощностью до 2 мм, сложенные волокнистыми кристаллами кварца, образовавшиеся внутри крупных включений в условиях локального растяжения (рис. 3.61, г).

В результате воздействия стрессовых напряжений на слоистую толщу в соседних слоях образовались различные структурные парагенезы (рис. 3.62, а): в алевритовом прослое наблюдается совершенный кливаж; соседнее крупное жесткое включение хрупко деформировано с образованием микротрещин скола, ориентированных примерно под углом 45° к кливажным зонам. Трещины, заполненные волокнистыми кристаллами кварца, вытянутыми субпараллельно кливажным зонам, свидетельствуют о нулевом объемном эффекте деформации (ΔV=0).



**Рис. 3.60.** Межзерновой кливаж в породах Метлюта-Ахтычайской СФЗ (р. Аварское Койсу, блок V): асовершенный межзерновой кливаж, величина укорочения 25-30%; б-преломление кливажных зон на границах соседних микрослойков; в, г- пучки кливажа и кливажные муллионы; д- послойный кливаж. Буквами на рисунках обозначены: S₀-ориентировка слоистости; S₁-ориентировка межзернового кливажа; т- кливажные муллионы.



**Рис. 3.61.** Синтектонические каймы нарастания и минеральные жилы в породах Метлюта-Ахтычайской СФЗ (р. Аварское Койсу, блок V): а,б- каймы нарастания, сложенные хлоритом и слюдой, вокруг пиритовых зерен; в- каймы нарастания, сложенные волокнистыми кристаллами кварца и мусковита; г- минеральная жила, сложенная волокнистыми кристаллами кварца; д, е- кайма нарастания зонального строения. Буквами на рисунках обозначены: S₁-ориентировка межзернового кливажа; минералы: Pyr- пирит, Chl-хлорит, Mus- мусковит, Qz- кварц.

#### ж) другие текстуры

## Полосы миграции битуминозных растворов

В породах Метлюта-Ахтычайской СФЗ, так же, как и в других частях профиля по р. Аварское Койсу, отмечается ориентированная текстура, образованная параллельными

полосками органического вещества, проникшими, вероятно, вдоль уже образовавшихся ранее непротяженных зон растворения. Их распределение в породе также часто неоднородно – в зависимости от состава пород есть более темные прослои, обогащенные органикой, а есть – более светлые, в которых наблюдаются только тонкие редкие зоны (рис. 3.57, б). Таким распределением они очень похожи на зонально распространенные кливажные зоны.

В изученных нами образцах пород часто встречаются метагенетические додеформационные хлорит-мусковитовые порфиробласты (рис. 3.63). По сравнению с другими обломками, они имеют более крупные размеры, пластинчатую внутреннюю структуру, где чередуются листочки хлорита и мусковита. В слабодеформированных породах и порфиробласты выглядят недеформированными (рис. 3.63, а). Листочки слюды внутри недеформированных порфиробластов обычно ориентированы по слоистости. При растворении под давлением они образуют крупные микролитоны, и их границы совпадают с кливажными зонами. Возле кливажных зон хлорит растворяется, а листочки слюды изгибаются (рис. 3.63, б). В деформированных породах мы часто наблюдаем, что ориентировка листочков слюды внутри микролитона не совпадает с направлением слоистости – такие взаимоотношения образуются в результате сдвига внутри микролитонов в условиях сжатия (рис. 3.63, в). По высокой степени совершенства кливажных зон и соотношения его с большими углами разворота пакетов внутри хлорит-мусковитовых порфиробластов можно предполагать, что доскладчатый кливаж сменился впоследствии кливажом осевой плоскости (Галкин, 1988).



**Рис. 3.62.** Деформационные микротекстуры в породах Метлюта-Ахтычайской СФЗ (р. Аварское Койсу, блок V): а- различные структурные парагенезы, образовавшиеся в соседних слойках под действием стрессовых напряжений; б- трещина скола в сульфидном включении; в- волокнистые кристаллы кварца, заполняющие трещину отрыва.



**Рис. 3.63.** Хлорит-мусковитовые порфиробласты в породах Метлюта-Ахтычайской СФЗ (р. Аварское Койсу, блок V): а- недеформированный порфиробласт, ориентированный вдоль слоистости; б-порфиробласт, образующий микролитон в кливажированной породе, с изогнутыми пакетами мусковита; в- порфиробласты в сильно деформированной породе, с развернутыми в разные стороны пакетами. Буквами на рисунках обозначены: S₀-ориентировка слоистости; S₁-ориентировка межзернового кливажа; минералы: Chl-хлорит, Mus- мусковит.

# 3.8.2. Разрез по р. Чанты-Аргун

На профиле вдоль р. Чанты-Аргун блок IV (южнее Нелхского разлома до р. Гуроцкали) соответствует Метлюта-Ахтычайской СФЗ (рис. 3.58). Породы, слагающие эту СФЗ, претерпели наиболее сильные постседиментационные изменения в пределах исследованного геологического профиля, в этой части наблюдается самое большое разнообразие деформационных микротекстур.

#### <u>а) межзерновой кливаж</u>

В глинистых прослоях можно видеть хорошо развитый кливаж и высокие значения величины деформации укорочения. Направление кливажа в алевритовых и глинистых прослоях часто не совпадает – имеет место преломление кливажа на границе слоев (рис. 3.64, а), и, следовательно, здесь образование кливажа также доскладчатое. Кливаж совершенный, величина деформации укорочения, определенная по степени развития межзернового кливажа, в глинистых породах составляет более 20 % (рис. 3.64, б). На границах разных слоев часто наблюдаются пучки кливажных зон – зоны сгущения кливажных поверхностей (рис. 3.64, в).

### б) кливажные швы и муллионы

В породах этой зоны наблюдаются кливажные муллионы – вытянутые фрагменты алевролитового прослоя, недеформированные внутри, смещенные друг относительно друга вдоль кливажных зон или пучков кливажа (рис. 3.64, г). Присутствие кливажных муллионов может свидетельствовать о более сильной и длительной деформации этих пород, по сравнению с породами из северных частей профиля по р. Чанты-Аргун (Агвали-Хивской СФЗ).

# в) синтектонические каймы (бороды) нарастания в тенях давления крупных зерен

Распространенность и длина синдеформационных кайм в тенях давления свидетельствуют о самой интенсивной деформации пород в пределах геологического профиля вдоль р. Чанты-Аргун.

Рис. 3.64. Деформационные микротекстуры в породах, слагающих южную часть профиля вдоль р. Чанты-Аргун (Метлюта-Ахтычайская СФЗ, блок IV): а- послойный кливаж, преломление кливажных зон на границе слоев, различная величина деформации укорочения, определенная по степени развития межзернового кливажа, в песчаных (1) прослоях 5% и алевритовых (2) - 20%; б- величина деформации укорочения 25%; в- пучки кливажа на границах слоев; г- кливажные муллионы; дналоженная на межзерновой кливаж текстура кливажа плойчатости; е- кливаж плойчатости в замке микроскладки; ж- зональные каемки нарастания в тенях давления возле крупных кристаллов пирита; з- каемки нарастания, сложенные волокнистыми кристаллами кварца и серицита. Буквами обозначены минералы: Qz− кварц, Ch⊢ хлорит, Ser− серицит; микротекстуры: S₀− ориентировка слоистости, S₁− ориентировка межзернового кливажа, S₂− ориентировка кливажа плойчатости.→



Рис. 3.64.

Каймы нарастания имеют полиминеральный состав. Иногда вокруг крупных зерен пирита они характеризуются зональным строением. Внешняя зона сложена волокнистым кварцем, внутренняя – хлоритом. Рост каемок, если судить их форме и редким черным включениям внутри, происходил на границе включения, поэтому сначала образовалась кварцевая зона (там, где она присутствует), а затем – хлоритовая (рис. 3.64, ж). Встречаются каймы нарастания, сложенные волокнистыми изогнутыми кристаллами кварца и серицита (рис. 3.64, з), простирание которых близко к простиранию кливажных зон, относимые нами к сокливажному структурному парагенезу.

Различное строение синтектонических каемок нарастания может свидетельствовать о сильной изменчивости условий деформации внутри деформированного объема пород, даже в пределах одного блока.

### <u>г) сланцеватость</u>

Сланцеватость не наблюдается.

#### *d) наложенная текстура кливажа плойчатости*

В породах, слагающих этот блок, иногда наблюдается кливаж плойчатости – кливажные зоны, разделяют микролитоны, внутри которых наблюдается более ранняя текстура межзернового кливажа. Во время изгиба слоев в складки в результате изменения структурного плана деформации по образовавшимся ранее кливажным зонам (S₁) формируются новые кливажные зоны (S₂) другого простирания (рис. 3.64, д). Кливаж плойчатости всегда сопровождается микроскопической складчатостью, в которую сминаются образовавшиеся ранее кливажные зоны (*Талицкий, 1983*).

В некоторых замках складок кливажные зоны расходятся веерообразно (рис. 3.64, е). На рисунке видно, что веерообразные кливажные зоны – это зоны кливажа плойчатости (S₂), это означает, что наблюдаемый кливаж плойчатости имеет также доскладчатое происхождение.

Так как кливаж плойчатости наблюдается не во всех образцах, то его образование можно связать с повышенными напряжениями вблизи разрывных нарушений или в замках складок. Появление в породах кливажа плойчатости, наложенного на межзерновой кливаж, связывается с неоднократным воздействием сильных стрессовых напряжений.

### <u>е) минеральные жилы</u>

В породах этой зоны присутствуют минеральные жилы различного строения и состава. Обычно они имеют переменную мощность, незакономерное строение, сложены изометричными кристаллами кальцита, иногда кристаллами кварца и кальцита. Жилы

пересекают как слоистость, так и кливажные зоны, и, по-видимому, образовались после кливажа или на поздней стадии его формирования.

### 3.9. Бежитинская СФЗ

#### <u>Р. Аварское Койсу</u>

В южной части профиля по р. Аварское Койсу, в Бежитинской СФЗ породы часто выглядят недеформированными.

### а) межзерновой кливаж

В отдельных образцах наблюдается несовершенный кливаж, иногда зональный (рис. 3.65, а, б), веерообразный (рис. 3.65, в) и с преломлением кливажных зон на границах слоев (рис. 3.65, г). В породах Бежитинской СФЗ кливаж развит неравномерно, величина деформации укорочения, определенная по кливажу, изменяется от 0 до 15 %, иногда достигает 20 %.

## б) кливажные швы и муллионы

Кливажные швы и муллионы в породах Бежитинской СФЗ не наблюдаются.

### в) синтектонические каймы (бороды) нарастания в тенях давления крупных зерен

В породах нередко наблюдается сокливажный структурный парагенез (рис. 3.66, б) – свидетельство нулевого объемного эффекта деформации (ΔV=0).

Возле рудных включений можно наблюдать мелкие каймы нарастания в тенях давления. Вокруг кубиков пирита встречаются тонкие каемочки, сложенные волокнистыми кристаллами, ширина этих кайм не больше 0,01 мм. Величина деформации укорочения, определенная по длине синтектонических кайм нарастания, составляет 12-30 %. В этом блоке наблюдаются каемки нарастания, сложенные изогнутыми волокнами (рис. 3.66, а) – образование таких каемок происходило при вращении зерна или при изменении поля напряжений. Изогнутая форма волокон может свидетельствовать о деформации пород в условиях сдвига. Часто подобные каймы нарастания присутствуют в деформированных породах, находящихся вблизи разрывных нарушений.

Наблюдаются зональные каемки нарастания, сложенные тонкой внешней кальцитовой зоной и внутренней кварцевой (рис. 3.66, в). Нередки каемки нарастания, сложенные волокнистым агрегатом кварца и мусковита (рис. 3.66, г).





# Рис. 3.65.

Признаки доскладчатого образования кливажа в породах Бежитинской СФЗ (р. Аварское Койсу, блок VI): а, б- зональный кливаж; ввеерообразный кливаж; г -преломление кливажных зон на границах микрослойков. Буквами на рисунках обозначены: S₀ориентировка слоистости; S₁-ориентировка межзернового кливажа.



← Рис. 3.66. Синтектонические каемки нарастания в породах Бежитинской СФЗ, (р. Аварское Койсу, блок VI): а- кайма нарастания, образованная изогнутыми волокнистыми кристаллами мусковита; б-кайма нарастания, образованная прямыми волокнами мусковита; в- зональные каймы нарастания, сложенные кальцитом и кварцем; г- волокнистая кайма нарастания, сложенная мусковитом и кварцем. Буквами на рисунках обозначены: S₀-ориентировка слоистости; S₁-ориентировка межзернового кливажа; минералы: Mus- мусковит, Qz- кварц, Cct- кальцит.

# <u>г) сланцеватость;</u>

# <u>d) наложенная текстура кливажа плойчатости;</u>

Сланцеватая текстура (г) и наложенные текстуры (д) в породах не наблюдаются.

# <u>е) минеральные жилы</u>

Вытянутые по слоистости крупные жесткие включения разбиты мелкими трещинами, заполненными волокнистыми кристаллами. Такие трещины образовались в результате хрупкой деформации (*Галкин, 1988*).

# <u>ж) другие текстуры</u>

# Полосы миграции битуминозных растворов

Как и в других СФЗ, пересекающих геологический профиль по р. Аварское Койсу, отмечается ориентированная текстура, образованная полосками органического вещества, протягивающимися как вдоль слоистости, так и параллельно кливажной текстуре (рис. 3.57,а).

# ГЛАВА 4. Аутигенные минералы в терригенных породах нижне- и среднеюрского терригенного комплекса как показатель условий постдиагенетических преобразований

Изучение пород нижне-среднеюрского терригенного комплекса в шлифах показало, что в породах присутствуют терригенные и аутигенные (*A1, A2, A3*) минералы группы слоистых силикатов (слюды, хлориты) трех генераций.

# <u>4.1. Три генерации аутигенных минералов</u> <u>а) докливажная генерация A1</u>

Образования первой генерации (*A1*) – это самые ранние докливажные листочки белой слюды, тонкие и прозрачные, обычно ориентированные в породе параллельно плоскостям напластования (рис. 4.1, а). Образование подобных листочков аутигенных слюд связывается с преобразованием содержащегося в породе глинистого вещества (*Дриц, Коссовская, 1991*). Размер таких новообразованных зерен слюды обычно не превышает 0.02 мм, иногда наблюдаются тонкие листики слюды длиной до 0.5 мм.

Еще один вид аутигенных образований (*A1*), сформировавшихся до межзернового кливажа, часто встречающийся в глинистых породах, – это хлорит-мусковитовые порфиробласты – пакеты, состоящие из чешуек хлорита и белой слюды, которые могли образоваться на стадии раннего метагенеза (*Япаскурт, 1999*). Обычно это относительно крупные образования (размером от 0.05 до 0.2 мм), внутри которых слюды и хлорит располагаются субпараллельно слоистости.

Хлорит-мусковитовые порфиробласты встречаются как в недеформированных, так и в сильно деформированных породах с хорошо развитыми деформационными текстурами (текстурой межзернового кливажа), при этом сами порфиробласты также бывают деформированы (рис. 4.1, б, в, г). Как было показано исследованиями В.А. Галкина (*Галкин, 1988*), пространственные соотношения порфиробластов с кливажными плоскостями и слоистостью могут свидетельствовать о стадии развития деформации и степени деформированности породы. При образовании межзернового кливажа листики белой слюды внутри порфиробластов остаются параллельными напластованию, независимо от ориентировки кливажных зон по отношению к слоистости. Если не происходит внутренней деформации микролитона, то угловые соотношения между плоскостными элементами сохраняются – листики внутри порфиробластов остаются параллельны слоистости, иногда края пакетов могут изгибаться (рис. 4.1, б).



**Рис. 4.1.** Аутигенные минералы разных генераций (пояснения в тексте). Буквами обозначены генерации аутигенных минералов: *А1*-докливажные, *А2*-синдеформационные, *А3*-постдеформационные, Phe- фенгит, Mus-мусковит, Par-парагонит, Shm-шамозит, Chl-хлорит, Qz-кварц; S₁-ориентировка кливажных зон.



**Рис.4.1. (Продолжение).** Аутигенные минералы разных генераций (пояснения в тексте). Буквами обозначены генерации аутигенных минералов: *А1*-докливажные, *А2*-синдеформационные, *А3*-постдеформационные, Phe- фенгит, Mus-мусковит, Par-парагонит, Shm-шамозит, Chl-хлорит, Qz-кварц; S₁-ориентировка кливажных зон.

В результате флексуроподобных изгибов листики слюды и хлорита могут немного изменить свой первоначальный (пред-деформационный) химический состав. При дальнейшем развитии деформации и образовании складчатости может происходить внутренняя деформация микролитона, в этом случае соотношения между слоистостью, кливажем и ориентировкой листиков слюды внутри порфиробластов изменяются. Порфиробласты испытывают деформацию сдвига, пакеты внутри порфиробласта разворачиваются на определенный угол сдвига ү, отражающий внутреннюю деформацию микролитона. Угол сдвига ү внутри порфиробласта тем больше, чем ближе кливаж в породе к положению кливажа осевой плоскости. Таким образом, деформированные породы с хорошо развитым совершенным кливажем и порфиробластами, сильно развернутыми относительно слоистости, указывают на деформацию породы на стадии общего сплющивания, после формирования складок (*Галкин, 1988*).

# б) синдеформационная генерация А2

Вторая генерация аутигенных минералов (*A2*) может быть названа синдеформационной. В деформированных породах наблюдается «сокливажный»

структурный парагенез – кливажные зоны и синдеформационные каймы (бороды) нарастания в тенях давления крупных зерен (*Галкин, 1988*). Размер сокливажных синдеформационных каемок нарастания в сильно деформированных исследованных породах обычно составляет около 0.05 мм.

Каймы нарастания протягиваются субпараллельно кливажным зонам и часто сложены тонкими волокнистыми кристаллами, что позволяет отнести эти микротекстуры к одному структурному парагенезу (Галкин, 1988). Кливажные зоны образуются в результате действия процесса растворения под давлением и являются результатом укорочения, а синдеформационные каймы нарастания располагаются в местах локального растяжения, и показывают наличие деформации удлинения. Этот структурный парагенез является основным в слабо метаморфизованных породах, и его образование связывается с действием на породы флюидного потока (Галкин, 1993, стр. 63). Каймы нарастания обычно сложены волокнистыми кристаллами кварца и листиками белой слюды (рис. 4.1, д, е), иногда в них присутствуют и хлоритовые зоны (рис. 4.1, з).

В некоторых образцах наблюдаются минеральные жилы, в составе которых присутствует хлорит. По нашим наблюдениям, минеральные жилы образовались на более поздних стадиях деформации, чем каймы нарастания в тени крупных включений, хлориты в таких минеральных жилах отнесены нами также к генерации *A2* – синдеформационной.

в) п<u>остдеформационная генерация АЗ</u>

Третья генерация аутигенных минералов (*A3*) представлена листиками слюды и хлорита, протягивающимися вдоль кливажных зон, особенно часто встречающимися внутри относительно широких кливажных швов (рис. 4.1, ж, и). Эта генерация – самая поздняя по времени образования, т.к. эти минералы образовались в породе уже после сформировавшихся кливажных зон, или на поздних стадиях формирования кливажа. Размер минеральных зерен генерации *А3* менее 0.01 мм.

# <u>4.2. Химический состав и условия образования аутигенных минералов</u> а) слюды

Большинство аутигенных слюд всех трех генераций можно отнести к мусковитфенгитам (мусковиты, с увеличенным отношением Si/Al, больше, чем 3:1, *Дриц. Коссовская, 1991*). В исследованных породах не встречается высокотитанистых слюд, отвечающих высокотемпературным (метаморфическим) условиям образования.

Изученные породы характеризуются низкими значениями индекса кристалличности (Кюблера) – около 0.2-0.25 (*Гаврилов и др., 1999, Кущева и др., 2007*), что соответствует породам, претерпевшим преобразования на стадии метагенеза.

Аутигенные слюды первой генерации (*A1*), располагающиеся параллельно слоистости по составу соответствуют мусковит-фенгитам (таблица 1). В листиках слюды содержится некоторое количество магния и иногда титана. Возможно, это связано с тем, что за аутигенные зерна при анализе были приняты мелкие терригенные зерна слюд – для терригенных зерен слюды, присутствующих в исследуемых породах, характерно присутствие магния, кальция и титана.

Листочки белой слюды, слагающие хлорит-мусковитовые порфиробласты, показывают химические составы, отвечающие фенгитам. Есть порфиробласты, в составе которых находятся слюды, близкие по составу к парагониту (долина р. Белой, тубинская свита). В фенгитах из некоторых порфиробластов наблюдается небольшое содержание Ті и Mg. Деформированные листочки белой слюды показывают пониженное содержание Si (Si менее 3 формульных единиц, ф.е.), и отнесены нами к мусковитам.

Присутствие фенгитов обычно связывают с условиями относительно низких температур и повышенных давлений, отмечается также, что фенгиты могут образоваться из-за первичного состава пород (Дриц, Коссовская, 1991). Образование хлоритмусковитовых порфиробластов связано, в первую очередь, с возрастающим геостатическим давлением, и происходит часто за счет трансформации обломочного биотита на стадии метагенеза. Поэтому в нашем случае, вероятно, влияние на состав аутигенной слюды первой генерации A1 оказывает как первоначальный состав субстрата (высокое содержание в обломочных биотитах железа, магния), так и повышающееся геостатическое давление.

В каждом отдельном порфиробласте все листики слюды близки по составу, поэтому, вероятно, порфиробласты образовались за один «этап», и в дальнейшем их рост не возобновлялся, иначе внутри одного порфиробласта мы могли бы наблюдать слюды разного состава. В смятых листиках слюды, находящихся внутри деформированных порфиробластов, наблюдаются более низкие содержания Si, что может быть объяснено потерей Si в результате последующей деформации.

Среди листочков слюд второй генерации, слагающих синтектонические каймы нарастания (A2), присутствуют мусковиты и фенгиты с низким содержанием Fe²⁺ и иногда Mg²⁺. В них содержится меньше Fe и совсем нет Ti, если сравнивать со слюдами более поздней постдеформационной генерации A3. Большинство синдеформационных слюд не содержат в своем составе Mg. Такой состав синдеформационных слюд из «сокливажных» структурных парагенезов хорошо согласуется с тем, что вещество для образования синдеформационных слюд генерации A2 поступало во флюид в результате растворения под давлением и образования кливажных зон, и в тенях давления из него образовались

волокнистые кристаллы серицита, фенгита и кварца. Кливажные зоны, наоборот, обогащаются малоподвижными элементами – такими, как оксиды Fe и Ti.

Образовавшиеся впоследствии аутигенные слюды генерации *А3* ориентированы вдоль кливажных зон. Эти слюды образовались уже после формирования кливажа или на поздних стадиях его развития, за счет вещества, концентрирующегося вдоль кливажных плоскостей, поэтому они зачастую обогащены Mg, Fe и Ti. Состав слюд генерации *А3* обычно соответствует фенгиту, и большинство из них содержат Ti.

Аутигенные слюды всех трех генераций не содержат Са, в отличие от терригенных обломочных листочков слюды. Это можно объяснить отсутствием Са во флюидах, с которыми было связано их образование.

Если вынести составы слюд всех трех генераций на геокристаллохимическую диаграмму (Дриц, Коссовская, 1991, рис. 20), то можно заметить, что по отношению содержания железа и алюминия, определяемому по формуле  $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al_{IV})$ , большинство аутигенных слюд в целом можно отнести к высокоалюминиевым (рис. 4.2.).

Слюды генерации *A1* чаще всего попадают в поле развития алюминиевых слюд из эпигенетически измененных пород, что не противоречит их нахождению в хлоритмусковитовых порфиробластах, образующихся на стадии метагенеза. Единичные зерна генерации *A1* характеризуют также условия начальных стадий метаморфизма.

Большая часть слюд *A1* и *A2* находится в поле образований гидротермального генезиса, что хорошо согласуется с попаданием их в группу высоко- и среднетемпературных минералов.

Аутигенные слюды генерации *А3* тяготеют к полю алюминиевых гидрослюд, не измененных эпигенезом, хотя не все попадают четко в это поле. Вероятно, это можно объяснить тем, что их образование происходило уже на заключительных этапах преобразований пород, после которых не было воздействий высоких температур, давлений и гидротермальных растворов.

Для оценки температуры образования слюд определена сумма щелочей Na+K, в формульных единицах (ф.е.). Слюды генераций A1 и A2 можно отнести к высокощелочным (*Кориковский и др., 1995*), и для большей части зерен определить температуру как 270-300°С (ф.е.>0,85), соответствующую стадии метагенеза (*Кориковский и др., 1995; Тучкова и др., 2011*). Некоторые слюды остаются недосыщенными щелочами (0,5<ф.е.<0,85) и отвечают температурам образования 250-270°С.

При этом в генерации слюд *A1* преобладают более высокие температуры стадии метагенеза, а в генерации *A2* определяются более низкие температуры до 270°С.

Используя экспериментальные данные Massonne и Schreyer, по среднему содержанию Si, при температуре 300°C, можно предполагать образование листочков белой слюды при давлении в 5-6 кБар (*Massonne & Schreyer, 1987*).



**Рис. 4.2.** Геокристаллохимическая диаграмма для слюды (*Дриц, Коссовская, 1991*) и составы исследованных слюд.

### б) хлориты

Аутигенные хлориты всех трех генераций можно отнести к «безалюминиевым» хлоритам («Al-free», по терминологии *Bourdelle & Cathelinau*, 2015) и близким к ним по низкому содержанию  $Al^{3+}$ . Коэффициент железистости К (Fe/(Fe+Mg)) изменяется в пределах 0.5-0.8, некоторые минеральные зерна генераций *A1* и *A2* можно отнести к шамозиту (K>0.75), остальные – к группе Mg-Fe-хлоритов (рис. 4.3). В целом, все исследованные зерна можно отнести к «дефектным» хлоритам, по (*Дриц, Коссовская, 1991*). Нижний предел суммы октаэдрических катионов для выделения собственно хлоритов принят равным 5.5 в расчете на формульные единицы, в «дефектных» хлоритах эта сумма составляет меньше 5.5. Дефицит катионов в октаэдрическом слое может быть связан с разными причинами. Одна из них – повышенное содержание катионов Fe³⁺,

которое не определяется прямым образом при микрозондовом анализе и условно принимается за 1 от общего содержания катионов железа. Другие причины могут быть связаны с вакансиями в октаэдрических сетках, дефектной структурой или присутствием смешанослойных фаз. Как отмечается в работе (*Дриц, Коссовская, 1991*) дефектные хлориты характерны для образованных в результате трансформации биотита пакетов.





Хлориты генерации *A1*, образующие хлорит-мусковитовые порфиробласты, как и синдеформационные хлориты генерации *A2*, обладают высоким коэффициентом железистости, от 0.5 до 0.8. В некоторых порфиробластах присутствуют листики железистого хлорита (шамозита).

Синдеформационные хлориты генерации А2, слагающие хлоритовые зоны в каймах нарастания. химизму В целом мало отличаются додеформационных по ОТ метагенетических хлоритов генерации A1, показывают близкие значения они коэффициента железистости.

Пост-деформационные хлориты генерации *А3*, располагающиеся вдоль новообразованной деформационной текстуры кливажа или сланцеватости (рис 4.1, и), можно отнести к «высококремнистым» («Si-rich», по *Bourdelle & Cathelinau 2015*), в них содержится 3 и более атомов Si в пересчете на формульные единицы. Такие хлориты, как отмечается, обычны для большинства осадочных и гидротермальных образований (*Bourdelle & Cathelinau 2015*). Коэффициент железистости К слабо изменяется от 0.5 до 0.6, в отличие от метагенетических и синдеформационных хлоритов.

По результатам тестирования нескольких минеральных термобарометров, проведенного в работе (*Bourdelle*, 2013), было выявлено, что при низких стадиях метаморфизма хлориты показывают четкую зависимость от температуры, в то время как состав белой слюды оказывается чувствительным и к температурам, и к давлениям. Однако если определение температуры оказывается более или менее приближенным к реальным температурам образования минералов, то определение давления остается трудным и не вполне точным (*Bourdelle*, 2013).

Для определения температуры образования хлоритов была использована формула, предложенная в работе (*Котельников и др., 2012*). Используя хлоритовый геотермометр для пород низких ступеней метаморфизма, были определены температуры образования аутигенных хлоритов.

Хлориты генераций *A1* и *A2* показывают близкие температуры образования 334-419°С (*A1*) и 339-433°С (*A2*), генерация *A3* отличается более низкими значениями (170-216 °С) (таблица 2).

Сравнивая полученные значения с группами аутигенных минералов, выделенных по соотношению алюминия и кремния в хлоритах и калия в белых слюдах (*Ganne et al., 2012*), можно заметить, что все исследованные хлориты генераций *A1* и *A2* соответствуют высокотемпературной группе минералов (T>320°C, P>5 кБар), хлориты генерации *A3* – низкотемпературной (T<300°C, P<2,5 кБар).

Отмечается также, что все минералы из хлорит-мусковитовых порфиробластов, как слюды, так и хлориты, попадают в одну и ту же группу высокотемпературных минералов. При сопоставлении со значениями температур и давлений, определенных по составу слюд (270-300°C и 5-6 кБар) видно, что хлориты показывают более высокие температуры образования, чем слюды, даже в хлорит-мусковитовых порфиробластах, образовавшихся в одних и тех же условиях. Вероятно, это связано со способом определения температур или с ошибкой (аналитической или математической). Объединив полученные данные, можно считать, что образование хлоритов генерации A1 и A2 происходило при температуре около 300-350°C, и при давлении около 5-6 кБар, генерации A3 – при более низких температурах около 200°C.

В целом, устанавливается отчетливый тренд понижения температуры в ходе постдиагенетических преобразований пород.

# 4.3. Изменение условий постдиагенетических преобразований

Выбранные для исследований образцы пород из наиболее деформированных частей разрезов, в целом находятся на невысоких стадиях постдиагенетических преобразований,

что согласуется со значениями индекса кристалличности слюд и составом минералов глинистой фракции изученных пород. Значения индекса Кюблера для образцов пород тубинской свиты (тоар-аален, р. Белая) составляют 0.20-0.21 (*Кущева и др., 2007*), что отвечает условиям преобразований пород на стадии метагенеза (*Симанович, 2004; Hunziker,1986*). Для образцов кистинской (синемюр-нижний плинсбах, обр. 1347) и циклаурской (тоар, обр. 1367) свит (р. Терек) индекс Кюблера составляет 0.25 (*Гаврилов и др., 1999*).

Близость составов аутигенных минералов в составе каждого порфиробласта свидетельствует об одном этапе их образования. При дальнейших преобразованиях породы при развитии деформации состав листиков белой слюды из хлорит-мусковитовых порфиробластов незначительно изменялся (обеднялся содержанием Si). Додеформационные температуры на этапе образования метагенетических порфиробластов составили около 300°C, давления около 5-6 кБар. Минералы, отнесенные к генерациям *A1* и *A2*, показывают наиболее высокие температуры образования.

Состав синдеформационных аутигенных минералов, слагающих каймы нарастания в сокливажных структурных парагенезах (генерация A2), подтверждает суждение, что деформация пород с образованием кливажа и кайм нарастания в тенях давления осуществлялась за счет механизма растворения под давлением. Состав аутигенных кайм нарастания в сокливажных структурных парагенезах во многом зависит от того, какие элементы переходят во флюид, а какие концентрируются в кливажных зонах, поэтому зерна мусковита, находящиеся в синдеформационных каймах, низкожелезистые и не содержащие титана, редко с небольшим содержанием магния. Температуры образования сокливажных каемок нарастания согласуются с температурами, предложенными для образования кливажа с помощью механизма растворения под давлением, они не превышают 300-350°C (*Галкин, 1988; Кирмасов, 2011*).

По составам хлоритов генераций *A1* и *A2* получены более высокие температуры, чем по слюдам. Вероятно, хлориты из минеральных жил, отнесенные нами к синдеформационной генерации *A2*, образовавшиеся уже после формирования кливажных зон, имеют гидротермальный генезис и связаны с воздействием более высокотемпературного флюида.

По содержанию парагонитового компонента в листиках белых слюд и относительному содержанию кремния и алюминия в хлоритах можно заключить, что с течением времени, в общем, температура постседиментационных преобразований постепенно снижалась. Высоко- и среднетемпературные минералы первой и второй

генераций (*A1* и *A2*) сменялись низкотемпературными минералами третьей генерации (*A3*) (*Ganne et al*, 2012).

Как отмечается в (Дриц, Коссовская, 1991), «дефектные» хлориты аутигенного происхождения, с недостатком атомов в октаэдрических позициях, присутствующие в исследованных породах, обычно широко распространены в цементе песчаников и аргиллитах, находящихся на ранних стадиях постседиментационных преобразований. По мере увеличения степени преобразованности пород суммарное заполнение октаэдрических позиций неизменно возрастает, и хлориты переходят из группы «дефектных».

По составу аутигенных слюд генерации A3, не измененных дальнейшими преобразованиями, можно предполагать, что впоследствии сильных преобразований (в том числе деформаций) в породе не происходило. Минералы генерации A3 по своим химическим характеристикам в целом отмечают более низкотемпературные условия образования, по сравнению с минералами генераций A1 и A2, сложившиеся на заключительных стадиях деформации пород.

	Na₂O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	FeO	TiO ₂	формула	I	II
<i>А1</i> (р.Белая)											
i1 - 1a	1,15	0,70	31,39	53,08	8,83		4,13	0,71	$(K_{0,71}Na_{0,14})(AI_{1,66}Fe_{0,20}Mg_{0,07}Ti_{0,03})(AI_{0,67}Si_{3,33})O_{10}(OH)_2$	3	2
i1 - 2a	0,87	0,22	36,66	50,65	9,96		1,07	0,59	$(K_{0,80} Na_{0,11})(AI_{1,88} Fe_{0,05} Mg_{0,02} Ti_{0,03})(AI_{0,83} Si_{3,17})O_{10} (OH)_2$	2	2
i1 - 3a	2,43	0,66	38,16	49,19	8,35		1,21		$(K_{0,67} Na_{0,29})(AI_{1,89} Fe_{0,06} Mg_{0,06})(AI_{0,92} Si_{3,08})O_{10} (OH)_2$	3	2
i1 - 16	0,54	8,92	24,80	37,62	1,64		26,48		$(K_{0,14} Na_{0,07})(AI_{0,46} Fe_{1,34} Mg_{0,89})(AI_{1,47} Si_{2,53})O_{10} (OH)_2$	3	
i1 - 18a	3,45	0,50	37,41	53,13	4,49		1,03		$(K_{0,35} Na_{0,41})(AI_{1,92} Fe_{0,05} Mg_{0,05})(AI_{0,76} Si_{3,24})O_{10} (OH)_2$	3	1
i1 - 19a	3,66	4,34	32,88	44,24	4,10		10,72		$(K_{0,34} Na_{0,46})(AI_{1,33} Fe_{0,52} Mg_{0,42})(AI_{1,16} Si_{2,84})O_{10} (OH)_2$	3	2
i2 - 34a	0,84	0,59	35,59	49,29	11,56		1,40	0,73	$(K_{0,94} Na_{0,10})(AI_{1,79} Fe_{0,07} Mg_{0,06} Ti_{0,03})(AI_{0,87} Si_{3,13})O_{10} (OH)_2$	1	2
i2 - 35	0,96	0,58	33,62	49,99	10,49		3,04	1,31	$(K_{0,85} Na_{0,12})(AI_{1,69} Fe_{0,15} Mg_{0,05} Ti_{0,06})(AI_{0,83} Si_{3,17})O_{10} (OH)_2$	2	2
i2 - 36	0,97	0,80	33,34	48,63	10,87		4,03	0,37	$(K_{0,90} Na_{0,12})(AI_{1,68} Fe_{0,20} Mg_{0,08} Ti_{0,02})(AI_{0,86} Si_{3,14})O_{10} (OH)_2$	1	2
i2 - 41a	0,65	0,56	35,86	48,61	10,90		2,71	0,72	$(K_{0,88} Na_{0,08})(AI_{1,77} Fe_{0,13} Mg_{0,05} Ti_{0,03})(AI_{0,91} Si_{3,09})O_{10} (OH)_2$	1	2
i1 - 44	1,28	1,73	29,08	54,02	9,41		3,95	0,54	$(K_{0,76} Na_{0,16})(AI_{1,56} Fe_{0,19} Mg_{0,16} Ti_{0,03})(AI_{0,60} Si_{3,40})O_{10} (OH)_2$	3	2
i1 - 45	0,88	1,89	29,28	55,46	9,64		2,85		$(K_{0,77} Na_{0,11})(AI_{1,63} Fe_{0,13} Mg_{0,18})(AI_{0,53} Si_{3,47})O_{10} (OH)_2$	3	2
p11	1,69	0,35	38,15	51,36	7,55		0,9		$(K_{0,59} Na_{0,2})(AI_{1,95} Fe_{0,04} Mg_{0,03})(AI_{0,83} Si_{3,17})O_{10} (OH)_2$	3	1
p12	1,03	0,73	32,39	54,78	9,19		1,89		$(K_{0,73} Na_{0,12})(AI_{1,78} Fe_{0,09} Mg_{0,07})(AI_{0,59} Si_{3,41})O_{10} (OH)_2$	3	2
p13	2,39		37,34	51,86	7,17		1,25		$(K_{0,57} Na_{0,29})(AI_{1,92} Fe_{0,06})(AI_{0,80} Si_{3,20})O_{10} (OH)_2$	3	2
p16	0,93	0,1	31,96	53 <i>,</i> 46	11,68		1,87		$(K_{0,94} Na_{0,11})(AI_{1,76} Fe_{0,09} Mg_{0,01})(AI_{0,62} Si_{3,38})O_{10} (OH)_2$	1	
p17	2,33		36,26	51,29	7,88		2,25		$(K_{0,63} Na_{0,28})(AI_{1,86} Fe_{0,11})(AI_{0,80} Si_{3,20})O_{10} (OH)_2$	3	2
p19	1,66		37,08	52,2	9,06				(K _{0,72} Na _{0,20} )Al _{1,95} (Al _{0,76} Si _{3,24} )O ₁₀ (OH) ₂	3	
p24	0,6		36,44	52,92	10,03				$(K_{0,79} Na_{0,07})(AI_{1,95})(AI_{0,72} Si_{3,28})O_{10} (OH)_2$	3	2
p34	4,88		39,18	53,13	2,81				(K _{0,22} Na _{0,57} )Al ₂ (Al _{0,79} Si _{3,21} )O ₁₀ (OH) ₂	3	1
p35	5,91		43,16	50,46	0,47				$(K_{0,04} Na_{0,69})AI_{2,08} (AI_{0,97} Si_{3,03})O_{10} (OH)_2$	3	1
p37	4,54		37,16	57,34	0,96				(K _{0,07} Na _{0,52} )Al ₂ (Al _{0,60} Si _{3,40} )O ₁₀ (OH) ₂	3	1
p38	1,96		35,72	49,93	10,64		1,75		(K _{0.86} Na _{0.24} )(Al _{1.83} Fe _{0.08} )(Al _{0.84} Si _{3.14} )O ₁₀ (OH) ₂	1	

**Таблица 1.** Составы аутигенных слюд разных генераций. І – группа слюд по содержанию К(ф.е.) (*Ganne et al., 2012*): 1- LT, К (ф.е.)>0,85, T<300° P<2,5 кБар; 2 – MT, К (ф.е.)=0,80-0,85, T=250-350°C, P=2,5-5 кБар; 3 – HT, К (ф.е.)<0,80, T>320°C, P>5 кБар. II - группа слюд по содержанию К+Na (ф.е.) (*Кориковский, 1995*): 1 – MT, К+Na (ф.е.)=0,5-0,86, T=250-270°C; 2- HT, К+Na (ф.е.)= 0,8-0,9, T=270-300°C.

	Na₂O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	FeO	TiO ₂	формула		
b9	1,81		35,25	51,82	8,37		2,75		(K _{0,67} Na _{0,22} )(Al _{1,83} Fe _{0,13} )(Al _{0,76} Si _{3,24} )O ₁₀ (OH) ₂	3	2
b10	1,44	0,69	33,85	52,01	8,5		2,39	1,12	$(K_{0,68} Na_{0,17})(AI_{1,74} Fe_{0,11} Mg_{0,06} Ti_{0,05})(AI_{0,75} Si_{3,25})O_{10} (OH)_2$	3	2
b11	6,58		39,66	52,53	1,22				$(K_{0,09} Na_{0,77})(AI_{1,99})(AI_{0,83} Si_{3,17})O_{10} (OH)_2$	3	2
<i>А1</i> (р.Терек)											
s23		3,24	33,28	45,5	5,04		12,94		(K _{0,41} )(Al _{1,40} Fe _{0,62} Mg _{0,31} )(Al _{1,10} Si _{2,90} )O ₁₀ (OH) ₂	3	
s25	3,77		38,06	54,32	3,85				$(K_{0,30} Na_{0,44})(AI_{1,99})(AI_{0,72} Si_{3,28})O_{10} (OH)_2$	3	1
s42			32,87	44,66	8,94		13,53		(K _{0,74} )(Al _{1,45} Fe _{0,67} )(Al _{1,08} Si _{2,92} )O ₁₀ (OH) ₂	3	1
s47			32,83	50,37	10,32		6,48		(K _{0,84} )(Al _{1,67} Fe _{0,31} )(Al _{0,79} Si _{3,21} )O ₁₀ (OH) ₂	2	2
s49		2,76	30,16	50,38	5,93		10,77		$(K_{0,48})(AI_{1,43}Fe_{0,51}Mg_{0,26})(AI_{0,82}Si_{3,18})O_{10}(OH)_2$	3	
s51			31,68	47,99	7,07		13,26		$(K_{0,58})(AI_{1,47}Fe_{0,64})(AI_{0,92}Si_{3,08})O_{10}(OH)_2$	3	1
s53		5,28	28,03	39,49	2,78		24,42		$(K_{0,24})(AI_{0,81}Fe_{1,22}Mg_{0,52})(AI_{1,38}Si_{2,62})O_{10}(OH)_2$	3	
s55			33,29	51,54	8,5		6,67		$(K_{0,68})(AI_{1,71}Fe_{0,32})(AI_{0,76}Si_{3,24})O_{10}(OH)_2$	3	1
<i>А2</i> (р.Белая)											
i1 - 8	1,61	0,65	36,04	50,77	8,25		2,68		$(K_{0,66} Na_{0,20})(AI_{1,83} Fe_{0,13} Mg_{0,06})(AI_{0,83} Si_{3,17})O_{10} (OH)_2$	3	2
i1 - 9	0,98	1,65	36,63	50,58	7,58		2,58		$(K_{0,60} Na_{0,12})(AI_{1,82} Fe_{0,12} Mg_{0,15})(AI_{0,86} Si_{3,14})O_{10} (OH)_2$	3	1
i1 - 10	1,92	0,63	36,29	53,31	6,97		0,88		$(K_{0,55} Na_{0,23})(AI_{1,90} Fe_{0,04} Mg_{0,06})(AI_{0,72} Si_{3,28})O_{10} (OH)_2$	3	1
i1 - 11	0,65	0,80	32,61	53,32	10,05		2,57		$(K_{0,80} Na_{0,08})(AI_{1,75} Fe_{0,12} Mg_{0,07})(AI_{0,66} Si_{3,34})O_{10} (OH)_2$	2	2
p1		1,72	33,59	52,10	6,95		5,63		$K_{0,55}$ (AI _{1,70} Fe _{0,26} Mg _{0,16} )(AI _{0,76} Si _{3,24} )O ₁₀ (OH) ₂	3	1
p2	2,84		34,74	56,04	6,38				K _{0,50} (AI _{1,92} )(AI _{0,58} Si _{3,42} )O ₁₀ (OH) ₂	3	1
р5	0,87		34,11	57,17	7,85				$(K_{0,61}Na_{0,10})(AI_{1,93})(AI_{0,52}Si_{3,48})O_{10}(OH)_2$	3	1
р8		3,18	33,19	45,55	5,39		12,69		K _{0,44} (Al _{1,41} Fe _{0,61} Mg _{0,30} )(Al _{1,09} Si _{2,91} )O ₁₀ (OH) ₂	3	
p9	2,06	1,09	35,5	52,28	7,01		2,05		$(K_{0,55} Na_{0,25})(AI_{1,83} Fe_{0,10} Mg_{0,10})(AI_{0,76} Si_{3,24})O_{10} (OH)_2$	3	2
p10	0,68	4,13	32,14	46,39	4,43		12,23		$(K_{0,36} Na_{0,08})(AI_{1,36} Fe_{0,59} Mg_{0,39})(AI_{1,05} Si_{2,95})O_{10} (OH)_2$	3	
p15	2,01	2,86	31,4	50,05	5,09		8,58		$(K_{0,41}Na_{0,25})(AI_{1,48}Fe_{0,41}Mg_{0,27})(AI_{0,85}Si_{3,15})O_{10}(OH)_2$	3	1
p20	0,66		35,85	55,77	7,72				$(K_{0,60} Na_{0,08})(AI_{1,97})(AI_{0,60} Si_{3,40})O_{10} (OH)_2$	3	1
p21	0,8		33,44	57,41	8,35				$(K_{0,65} Na_{0,09})(AI_{1,92})(AI_{0,49} Si_{3,51})O_{10} (OH)_2$	3	1
p22	0,62		37,62	52,38	9,38				(K _{0,74} Na _{0,07} )(Al _{1,98} )(Al _{0,76} Si _{3,24} )O ₁₀ (OH) ₂	3	2

	Na₂O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	FeO	TiO ₂	формула		
p25			37,83	53,73	8,44				$K_{0,66} AI_{2,02} (AI_{0,71} Si_{3,29}) O_{10} (OH)_2$	3	1
p27			32,68	52,78	10,03		4,51		K _{0,81} (Al _{1,79} Fe _{0,24} )(Al _{0,65} Si _{3,35} )O ₁₀ (OH) ₂		2
p30a	0,98		32,54	57,78	8,7				(K _{0,68} Na _{0,12} )(Al _{1,89} )(Al _{0,46} Si _{3,54} )O ₁₀ (OH) ₂		1
p30b	1,3		33,83	55,95	8,92				(K _{0,70} Na _{0,16} )(Al _{1,90} )(Al _{0,56} Si _{3,44} )O ₁₀ (OH) ₂	3	2
p31	1,29	1,28	32,9	51,78	7,53		5,21		$(K_{0,60} Na_{0,16})(AI_{1,67} Fe_{0,25} Mg_{0,12})(AI_{0,76} Si_{3,24})O_{10}(OH)_2$	3	1
<i>А2</i> (р.Тер	ек)										
s28			32,87	54,53	12,6				$K_{1,01} AI_{1,86} (AI_{0,58} Si_{3,42}) O_{10} (OH)_2$		
s39			27,67	57,99	8,39		5,95		K _{0,67} (Al _{1,63} Fe _{0,28} )(Al _{0,40} Si _{3,60} )O ₁₀ (OH) ₂	3	
s57			28,57	62,14	9,29				K _{0,72} Al _{1,83} (Al _{0,22} Si _{3,78} )O ₁₀ (OH) ₂	3	1
s58			32,53	55,33	12,14				K _{0,97} Al _{1,86} (Al _{0,54} Si _{3,46} )O ₁₀ (OH) ₂	1	1
s60			34,46	54,13	11,41				K _{0,91} Al _{1,91} (Al _{0,63} Si _{3,37} )O ₁₀ (OH) ₂	1	1
s61			27,25	63,53	9,23				K _{0,72} Al _{1,81} (Al _{0,14} Si _{3,86} )O ₁₀ (OH) ₂	3	2
<i>АЗ</i> (р.Белая)											
i1 - 17a	0,72	0,94	26,77	57,62	8,92		4,29	0,73	$(K_{0,71} Na_{0,09})(AI_{1,56} Fe_{0,20} Mg_{0,09} Ti_{0,03})(AI_{0,40} Si_{3,60})O_{10} (OH)_2$	3	2
i1 - 20a	1,45	0,74	30,53	57,55	7,80		1,92		$(K_{0,61}Na_{0,17})(AI_{1,76}Fe_{0,09}Mg_{0,07})(AI_{0,46}Si_{3,54})O_{10}(OH)_2$	3	1
i2 - 29		2,34	28,82	54,70	10,07		3,30	0,77	$K_{0,81}$ (AI _{1,57} Fe _{0,16} Mg _{0,22} Ti _{0,04} )(AI _{0,56} Si _{3,44} )O ₁₀ (OH) ₂	2	2
i2 - 30		2,88	28,57	53,91	10,92		3,72		$K_{0,88}$ (AI _{1,54} Fe _{0,18} Mg _{0,27} )(AI _{0,59} Si _{3,41} )O ₁₀ (OH) ₂	1	2
i2 - 31		9,01	24,77	38,35	1,98		24,37	1,52	$K_{0,17}$ (AI _{0,50} Fe _{1,22} Mg _{0,90} )(AI _{1,44} Si _{2,56} )O ₁₀ (OH) ₂	3	
									$(K_{0,61}Na_{0,21}Ca_{0,12})(AI_{0,90}Fe_{1,01}Mg_{0,09}Ti_{0,03})(AI_{1,33}Si_{2,67})O_{10}$	3	2
i2 - 32	1,99	1,15	34,29	48,49	8,70	2,05	2,60	0,72	(OH) ₂	<u> </u>	
i2 - 33	0,88	1,74	33,18	49,18	11,70		3,31		$(K_{0,96} Na_{0,11})(AI_{1,66} Fe_{0,16} Mg_{0,17})(AI_{0,85} Si_{3,15})O_{10} (OH)_2$	1	1
i1 - 47	1,33	1,78	30,71	52,99	6,62		3,30	3,26	$(K_{0,52} Na_{0,16})(AI_{1,54} Fe_{0,15} Mg_{0,16} Ti_{0,15})(AI_{0,71} Si_{3,29})O_{10} (OH)_2$	3	1
<i>АЗ</i> (р.Терек)											
s26			33,84	54,31	8,99		2,87		$K_{0,71}$ (Al _{1,84} Fe _{0,13} )(Al _{0,63} Si _{3,37} )O ₁₀ (OH) ₂	3	1
s27			23,4	62,6	5,81		8,19		K _{0,45} (Al _{1,53} Fe _{0,38} )(Al _{0,16} Si _{3,84} )O ₁₀ (OH) ₂	3	
s45a			26,43	64,2	6			3,37	K _{0,46} (Al _{1,70} Ti _{0,15} )(Al _{0,16} Si _{3,84} )O ₁₀ (OH) ₂	3	

**Таблица 2.** Составы аутигенных хлоритов разных генераций. К – коэффициент железистости; Т – температура, определенная по (Котельников и др.,2012); I – группа хлоритов по содержанию Si(ф.e.) (*Ganne et al., 2012*): 1- LT, Si (ф.e.)>2,82, T<300° P<2,5 кБар; 2 – MT, Si (ф.e.)=2,75-2,82, T=250-350°C, P=2,5-5 кБар; 3 – HT, Si (ф.e.)<2,75, T>320°C, P>5 кБар.

	MgO	Al ₂ O ₃	SiO2	K ₂ O	TiO ₂	FeO	формула	К	T (+-15°C)	I
<i>А1</i> (Белая)										
i1 - 2	7,75	26,46	29,74			36,04	(Mg _{0,80} Al _{0,23} Fe _{1,88} ) (Al _{1,94} Si _{2,06} )O ₁₀ (OH) ₈	0,7	390,1716	3
i1 - 4	8,88	27,75	30,70	0,78		31,89	(Mg _{0,91} Al _{0,35} Fe _{1,65} ) (Al _{1,87} Si _{2,11} )O ₁₀ (OH) ₈	0,64	377,5268	3
i2 - 34	14,05	26,12	29,12			30,71	(Mg _{1,44} Al _{0,12} Fe _{1,59} ) (Al ₂ Si ₂ )O ₁₀ (OH) ₈	0,52	401,01	3
i2 - 41	7,11	26,52	27,60			38,77	(Mg _{0,75} Al _{0,14} Fe _{2,05} ) (Al _{2,06} Si _{1,94} )O ₁₀ (OH) ₈	0,73	411,8484	3
p18	9,37	26,07	27,6			36,95	(Mg _{0,98} Al _{0,09} Fe _{1,95} ) (Al _{2,07} Si _{1,93} )O ₁₀ (OH) ₈	0,66	413,6548	3
p23	7,45	25,35	32,66			34,53	(Mg _{0,76} Al _{0,29} Fe _{1,78} ) (Al _{1,76} Si _{2,24} )O ₁₀ (OH) ₈	0,7	357,6564	3
p33	11,63	26,63	30,6			31,14	(Mg _{1,19} Al _{0,24} Fe _{1,60} ) (Al _{1,91} Si _{2,09} )O ₁₀ (OH) ₈	0,57	384,7524	3
p36	15,05	25,28	27,64			32,03	(Mg _{1,56} Fe _{1,67} ) (Al _{2,08} Si _{1,92} )O ₁₀ (OH) ₈	0,51	415,4612	3
p39	8,43	25,94	35,21			30,41	$(Mg_{0,85}AI_{0,43}Fe_{1,54})$ $(AI_{1,63}Si_{2,37})O_{10}(OH)_8$	0,64	334,1732	3
b6	11,94	26,35	32,39			29,32	$(Mg_{1,21}AI_{0,30}Fe_{1,50})$ $(AI_{1,80}Si_{2,20})O_{10}$ $(OH)_8$	0,55	364,882	3
b7	11,27	25,17	30,74			31,82	$(Mg_{1,16}AI_{0,19}Fe_{1,66})$ $(AI_{1,87}Si_{2,13})O_{10}$ $(OH)_8$	0,59	377,5268	3
b8	10,81	24,14	32,28			32,77	(Mg _{1,11} Al _{0,17} Fe _{1,69} ) (Al _{1,79} Si _{2,21} )O ₁₀ (OH) ₈	0,6	363,0756	3
b12	12,06	28,08	31,07			28,79	$(Mg_{1,22}AI_{0,35}Fe_{1,47})$ $(AI_{1,89}Si_{2,11})O_{10}(OH)_8$	0,55	381,1396	3
<i>A1</i> (p.T	ерек)									
s22	6,28	24,13	28,5			41,09	(Mg _{0,66} Al _{0,03} Fe _{2,19} ) (Al _{1,98} Si _{2,02} )O ₁₀ (OH) ₈	0,77	397,3972	3
s24	8,81	21,8	28,29			41,1	(Mg _{0,93} Al _{-0,16} Fe _{2,20} ) (Al _{1,99} Si _{2,01} )O ₁₀ (OH) ₈	0,7	399,2036	3
s40	5,67	26,22	26,73			41,38	$(Mg_{0,60}AI_{0,09}Fe_{2,21})$ $(AI_{2,10}Si_{1,90})O_{10}$ $(OH)_8$	0,78	419,074	3
s41	9,04	22,55	27,04			41,37	(Mg _{0,96} Al _{-0,17} Fe _{2,22} ) (Al _{2,07} Si _{1,93} )O ₁₀ (OH) ₈	0,69	413,6548	3
s43	6,52	25,56	29,25			38,66	(Mg _{0,68} Al _{0,16} Fe _{2,04} ) (Al _{1,95} Si _{2,05} )O ₁₀ (OH) ₈	0,75	391,978	3
s44	5,17	23,6	25,04		1,83	44,36	(Mg _{0,56} Al _{-0,18} Fe _{2,41} Ti _{0,10} ) (Al _{2,19} Si _{1,81} )O ₁₀ (OH) ₈	0,81	435,3316	3
s48	6,35	25,61	27,42			40,62	(Mg _{0,67} Al _{0,08} Fe _{2,16} ) (Al _{2,06} Si _{1,94} )O ₁₀ (OH) ₈	0,76	411,8484	3
s50	6,31	23,85	27,58			42,27	(Mg _{0,67} Al _{-0,03} Fe _{2,27} ) (Al _{2,04} Si _{1,96} )O ₁₀ (OH) ₈	0,76	408,2356	3
s52	5,33	21,87	27,76			45,04	(Mg _{0,57} Al _{-0,15} Fe _{2,44} ) (Al ₂ Si ₂ )O ₁₀ (OH) ₈	0,81	401,01	3
	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	TiO ₂	FeO	формула	К	T (+-15°C)	I
---------------------	-------	--------------------------------	------------------	------------------	------------------	-------	----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	-------	------------	---
s54	7,26	24,68	27,18			40,88	(Mg _{0,77} Al _{-0,01} Fe _{2,18} ) (Al _{2,07} Si _{1,93} )O ₁₀ (OH) ₈	0,73	413,6548	3
A2 (р.Белая)										
ala	15,01	21,06	30,06			33,87	(Mg _{1,56} Al _{-0,18} Fe _{1,77} ) (Al _{1,91} Si _{2,09} )O ₁₀ (OH) ₈	0,53	384,7524	3
a3	10,64	24,64	31,69			33,02	$(Mg_{1,09}AI_{0,17}Fe_{1,71})$ $(AI_{1,82}Si_{2,18})O_{10}$ $(OH)_8$	0,61	368,4948	3
a5	12,86	20,6	28,95			37,59	$(Mg_{1,35}AI_{-0,24}Fe_2) (AI_{1,96}Si_{2,04})O_{10} (OH)_8$	0,59	393,7844	3
a8	14,33	21,22	32,01			32,44	(Mg _{1,47} Al _{-0,07} Fe _{1,68} ) (Al _{1,79} Si _{2,21} )O ₁₀ (OH) ₈	0,53	363,0756	3
a9	14,87	20,86	31,72			32,56	$(Mg_{0,53}AI_{-0,11}Fe_{1,69})$ $(AI_{1,81}Si_{2,19})O_{10}(OH)_8$	0,76	366,6884	3
a10	12,72	22,13	31,78			33,37	(Mg _{1,31} Fe _{1,73} ) (Al _{1,81} Si _{2,19} )O ₁₀ (OH) ₈	0,56	366,6884	3
a11	11,75	17,89	37,74			32,62	$(Mg_{1,19}AI_{0,01}Fe_{1,67})$ $(AI_{1,43}Si_{2,57})O_{10}$ $(OH)_8$	0,58	298,0452	3
a12	13,93	21,57	31,95			32,54	(Mg _{1,43} Al _{-0,04} Fe _{1,69} ) (Al _{1,80} Si _{2,20} )O ₁₀ (OH) ₈	0,54	364,882	3
a13	12,32	20,97	34,11			32,6	(Mg _{1,26} Al _{0,03} Fe _{1,68} ) (Al _{1,66} Si _{2,34} )O ₁₀ (OH) ₈	0,57	339,5924	3
a14	12,22	19,58	32,45			35,75	(Mg _{1,27} Al _{-0,14} Fe _{1,87} ) (Al _{1,74} Si _{2,26} )O ₁₀ (OH) ₈	0,59	354,0436	3
<i>А2</i> (р.Терек)										
s29	4,99	25,16	30,76			39,09	(Mg _{0,52} Al _{0,22} Fe _{2,05} ) (Al _{1,85} Si _{2,15} )O ₁₀ (OH) ₈	0,79	373,914	3
s32	7,98	23,07	32,49			36,47	(Mg _{0,82} Al _{0,13} Fe _{1,90} ) (Al _{1,75} Si _{2,25} )O ₁₀ (OH) ₈	0,69	355,85	3
s36	7,15	26,6	25,66			40,59	(Mg _{0,76} Al _{0,05} Fe _{2,17} ) (Al _{2,18} Si _{1,82} )O ₁₀ (OH) ₈	0,74	433,5252	3
s38	7,36	24,17	29,94			38,53	(Mg _{0,77} Al _{0,09} Fe _{2,03} ) (Al _{1,90} Si _{2,10} )O ₁₀ (OH) ₈	0,725	382,946	3
s56	7,99	24,12	30,35			37,54	(Mg _{0,83} Al _{0,10} Fe _{1,97} ) (Al _{1,88} Si _{2,12} )O ₁₀ (OH) ₈	0,703	379,3332	3
<i>АЗ</i> (р.Белая)										
a16	10,77	18,04	47,04			23,56	(Mg _{1,05} Al _{0,46} Fe _{1,16} ) (Al _{0,93} Si _{3,07} )O ₁₀ (OH) ₈	0,52	207,7252	1
a18	10,4	18,61	46,4			24,59	(Mg _{1,01} Al _{0,45} Fe _{1,20} ) (Al _{0,98} Si _{3,02} )O ₁₀ (OH) ₈	0,54	216,7572	1
a20	8,92	18,25	50,62	0,88		21,34	(Mg _{0,86} Al _{0,64} Fe _{1,03} ) (Al _{0,74} Si _{3,26} )O ₁₀ (OH) ₈	0,54	173,4036	1

### ГЛАВА 5. Обсуждение результатов и выводы

#### 5.1. Некоторые обобщения по изученным геологическим профилям

Изученные разрезы находятся на северном склоне Большого Кавказа, они расположены на территории от Адыгеи до Дагестана. Вдоль всех описанных разрезов, пересекающих поле развития нижне- и среднеюрского терригенного комплекса Большого Кавказа рассмотрены постдиагенетические микроструктуры и микротекстуры пород (Глава 3). Приведем здесь краткие обобщения по изученным разрезам и сопоставление постдиагенетических микроструктур и микротекстур с литолого-минералогическими характеристиками пород.

Породы, развитые в пределах *Лабино-Малкинской СФЗ*, соответствующую южной окраине Скифской плиты, изучены по нескольким образцам из разреза по <u>*р. Дах*</u> (западная часть) и по <u>*р. Тызыл*</u> (восточная часть).

В породах хумаринской свиты, вскрывающихся в долине р. Дах, и в породах хумаринской и джигиатской свит из долины р. Тызыл не наблюдаются деформационные структуры и текстуры. Отложения терригенного комплекса залегают полого, их первоначальное залегание не нарушено складчатостью.

В шлифах отмечается карбонатизация песчаных пород, связанная с диагенетической и отчасти катагенетической миграцией вещества из уплотняющихся глин в песчаники (*Гаврилов, 2005, Холодов, 1983*). В толще пород присутствует большое количество конкреций с трещинами синерезиса, заполненными в основном кальцитом, образовавшимися на стадии диагенеза. В алевролитах и песчаниках часто наблюдаются коррозионные границы зерен. Структуры и текстуры, развитые в породах, возникли на стадиях диагенеза-катагенеза, связанных с геостатической нагрузкой.

В восточной части Лабино-Малкинской СФЗ (р. Тызыл) основным минералом глинистых пород хумаринской свиты (синемюр-нижний плинсбах) является каолинит, в подчиненном количестве содержится слюда  $2M_1$ , содержащая незначительное количество разбухающих слоев. При переходе в более высокие уровни разреза (нижнегижгитские слои джигиатской свиты, тоар) глинистая фракция представлена гидрослюдистохлоритовой ассоциацией с подчиненным количеством каолинита, в структуре слюдистых минералов присутствует до 15-20 % разбухающих слоев, слюдистые минералы представлены политипной модификацией 1M. В джорской свите (байос) определяется две политипных модификации – 1M и  $2M_1$  с количеством разбухающих слоев также до 15-

20 %. В западной части Лабино-Малкинской СФЗ основной для всего разреза  $J_{1-2}$  является ассоциация каолинит-хлорит-гидрослюда. Каолинит присутствует в отложениях всего разреза, вверх по разрезу его содержание в целом увеличивается, в том же направлении растет также содержание смешанослойных минералов слюда-смектит и уменьшается количество слюдистых минералов. В гидрослюдах присутствует, как правило, до 10 % разбухающих слоев. Для западной части Лабино-Малкинской СФЗ характерно практически повсеместное присутствие каолинита, в то время как в восточной части зоны его количество к верхам разрезов заметно уменьшается.

Как было показано Ю.О. Гавриловым (2005), недеформированные толщи Лабино-Малкинской СФЗ в наименьшей степени подверглись постседиментационным преобразованиям минерального и химического состава, и поэтому наиболее достоверно отражают первоначальный минеральный состав осадков.

В восточной части Тырныауз-Пшекишской СФЗ изученные породы по связанные с р. Кестанты показывают преобразования на стадии метагенеза, геостатической нагрузкой. Здесь отмечаются хлорит-мусковитовые порфиробласты и текстуры «cone-in-cone», в породах встречается большое количество плоскостных кальцитовых жил, текстур растворения не наблюдается. Вероятно, кальцитовые жилы связаны с переотложением вещества, мобилизованного в результате образования текстуры «cone-in-cone». Так как образование минеральных жил плоскостной морфологии результате воздействий предполагается В стрессовых напряжений. то можно предполагать, что на толщу пород воздействовало тектоническое направленное давление уже на ранних стадиях постседиментационных преобразований (поздний диагенез-ранний катагенез, Гаврилов, 2005), притом неоднократно, что можно заключить по наличию в породах по крайней мере двух разноориентированных генераций плоскостных жил.

В пределах развития отложений Тырныауз-Пшекишской шовной зоны (*балка Большой Мукулан, левобережье р. Баксан*) проявлены зоны растворения, ориентированные вдоль слоистости – вероятнее всего, результат воздействия на породы геостатической нагрузки на стадии метагенеза. В глинистых породах иногда отмечается микросланцеватость, ориентированная в двух направлениях, что связывается с быстрой перестройкой структуры глинистых отложений, еще не до конца литифицированных, в результате воздействия стрессовых напряжений (*Лидер, 1986*). В дальнейшем изменение каолинит-содержащих пород происходило при контактовом метаморфизме во время внедрения гранитов эльджуртинского комплекса. В результате образовалась сланцеватая

текстура и порфиробласты хиастолита. Отчетливых микротекстур деформационного происхождения в породах не наблюдается.

В породах, слагающих *Тырныауз-Пшекишскую СФЗ*, устанавливаются признаки воздействия стрессовых напряжений на еще не до конца литифицированный осадок. Это хорошо согласуется с представлениями о присутствии здесь крупных конседиментационных разрывных нарушений, отделявших Лабино-Малкинскую СФЗ от Архыз-Гузерипльской (*Панов, 1962; Дотдуев, 1989; Гаврилов, 2005*).

#### <u>Р. Белая и ее приток р. Молчепа</u>

В западной части Архыз-Гузерипльской СФЗ, вдоль долины р. Белой и ее притока Молчепы, в целом степень деформированности пород увеличивается с севера на юг (см. рис. 3.6). При этом в породах самой древней свиты (вериютской, синемюр-нижний плинсбах), выходящей на дневную поверхность в северных частях профиля, почти не наблюдается деформационных микротекстур, за исключением редких каемок нарастания. Самые сильные деформации наблюдаются в среднеюрских породах тубинской свиты (тоар-аален), обнажающихся в южной части профиля. Породы чубинской свиты (верхний плинсбах) образуют на профиле три поля выхода – северное, южное и центральное. В самой северной части в этих породах почти не наблюдается деформационных текстур, а южнее появляются хорошо развитые кливажные зоны. Степень деформационных преобразований пород чубинской свиты в южном и центральном полях примерно одинакова. Т.е. в разрезе по р. Белой преобразования более молодых по возрасту пород (тубинская свита, тоар-аален) сильнее, чем более древних (вериютская, синемюр-нижний плинсбах). По долине р. Молчепы наиболее сильно деформированные породы находятся в центральной части профиля (см. рис. 3.10), что соответствует наибольшему развитию разрывных нарушений, и может быть связано с более сильным воздействием здесь стресса. Возраст пород и принадлежность к той или иной свите не влияет на степень развития кливажных зон, что подтверждает формирование кливажных зон в связи со стрессовыми напряжениями.

Синтектонические каемки нарастания и сокливажный структурный парагенез отмечаются в большинстве образцов, что может быть свидетельством неизменности общего объема пород.

Метагенетические шиповидные структуры и хлорит-мусковитовые порфиробласты широко развиты в северной недеформированной части профиля по р. Белой. Также на стадии метагенеза, вероятно, образовались и тонкие листики аутигенной слюды

(генерации *A1*), ориентированные по напластованию, их можно встретить в породах вдоль всего профиля.

С увеличением степени постдиагенетиеских преобразований происходит закономерное изменение изотопных и минералогических характеристик пород (Кущева и др., 2007). По направлению к осевой зоне Большого Кавказа уменьшается значение ИК (Kübler, 1964), что свидетельствует об увеличении степени окристаллизованности слюды (Frey, 1987). Обращает на себя внимание тот факт, что если в южной части разреза развиты слюды без следов разбухающих межслоев, то у северного края профиля, в районе с. Гузерипль, они появляются в количестве до 5-10%. Значения индекса Кюблера соответствуют орогенному катагенезу и метагенезу (по Симанович и др., 2004). Значения ИК в породах вдоль геологического профиля по р. Молчепе довольно высокие, и соответствуют значениям ИК в северной части профиля по р. Белой. Количество разбухающих слоев в структуре гидрослюд из образцов по р. Молчепе колеблется от 10 до 15 %. Минеральный состав глин, по данным Ю.О. Гаврилова (2005), включает хлорит и гидрослюды, содержание хлорита колеблется от 20 до 50%, каолинит в изученных разрезах по р. Белой и р. Молчепе отсутствует (рис. 5.1). Такой состав глинистых пород связан с тем, что породы претерпели значительные постдиагенетические преобразования и их первичные минеральные ассоциации существенно изменились.

Уменьшение количества разбухающих слоев, понижение значений ИК в южной части профиля по р. Белой свидетельствует о более высокой степени постдиагенетических изменений пород, связанных с влиянием как геостатической нагрузки, так и стресса в пределах южной части профиля, по сравнению с северной его частью и профилем по р. Молчепе.

#### <u>Долина р. Архыз, водораздел София – Дукка</u>

В центральной части *Архыз-Гузерипльской СФЗ*, в верховьях р. Зеленчук, юрские породы деформированы неодинаково. Часто устанавливается зональное распределение кливажа и его доскладчатый характер.

В пределах Архызской грабен-синклинали наблюдаются недеформированные породы и породы с кливажными зонами, по которым величина деформации укорочения не превышает 10 %. В некоторых породах можно наблюдать результат хрупкой деформации и увеличение объема пород. В пределах Аксаут-Софийской грабен-синклинали в породах, напротив, присутствуют хорошо развитые микротекстуры, образовавшиеся в условиях более сильного сжатия, величина деформации достигает 25-30 %. В части изученных образцов присутствует сокливажный структурный парагенез, что свидетельствует о



**Рис.5.1.** Литолого-стратиграфическая колонка разреза юрских терригенных пород в долине р. Белой (по р. Молчепа), номера образцов и минеральный состав глинистой фракции (*Гаврилов, 2005*). Условные обозначения: 1-песчаники; 2-аргиллиты; 3- алевролиты; 4- известняки; 5-сидериты; 6-хлорит; 7-гидросдюда.

неизменности объема пород. Иногда в породах отмечаются признаки неоднородной деформации. Это может быть связано с тем, что поля распространения юрских пород находятся в этом районе среди жестких блоков, сложенных породами протерозойского и палеозойского возраста (см. рис. 1.7).

В целом набор микротекстур и их распределение свидетельствует о ведущей роли стресса на постдиагенетические преобразования пород.

#### Кыртыкская впадина (р. Кыртык, левый приток р. Баксан)

В исследованных породах, слагающих Кыртыкскую впадину присутствуют послойные зоны растворения, связанные с воздействием геостатической нагрузки. Доскладчатый кливаж, связанный с воздействием стресса, наблюдается редко, деформация пород не превышает 10-15 %.

Для нижнеплинсбахских отложений Кыртыкской впадины (и в целом восточной части *Архыз-Гузерипльской СФЗ*) характерна гидрослюда-каолинитовая ассоциация глинистых минералов, как и для одновозрастных пород Лабино-Малкинской СФЗ. Гидрослюды содержат до 15-20 % разбухающих слоев и представлены плохо окристаллизованными разностями политипной модификации 1*M*, преобладающей по содержанию над  $2M_1$ . Выше по разрезу (плинсбах-тоар) присутствуют гидрослюда-каолинитовая и гидрослюда-хлоритовая ассоциации. Слюдистые минералы представлены политипными модификациями 1*M* и  $2M_1$  в равных соотношениях (*Гаврилов, 2005*).

Составы глинистых пород Лабино-Малкинской СФЗ и Кыртыкской впадины, а также отсутствие деформационных микротекстур, может свидетельствовать о преобладающем воздействии на постдиагенетические преобразования пород Кыртыкской впадины геостатического фактора.

На геологическом профиле вдоль <u>*р. Ардон*</u> в пределах *Дигоро-Осетинской*  $C\Phi3$  кливажные зоны непротяженные и несовершенные, величина укорочения не более 10 %. Иногда наблюдается структурный парагенез стилолитовые швы + кальцитовые жилы, большое количество конкреций с трещинами синерезиса стадии диагенеза. В породах ардонской свиты в районе пос. Зинцар и в породах на р. Мидаграбиндон встречается распределение кливажных зон вдоль слоистости, связанное с геостатической нагрузкой.

В северной части Дигоро-Осетинской СФЗ развиты вторичные текстуры диагенетического (трещины синерезиса в карбонатных конкрециях) и метагенетического (хлорит-мусковитовые порфиробласты, стилолитовые швы в ассоциации с минеральными жилами, послойные кливажные зоны) происхождения.

В породах из южного поля выходов на геологическом профиле по р. Ардон (район пос. Зарамаг) деформация достигла стадии смятия слоев в складки, перекристаллизации в присдвиговых условиях и проходила с общим уменьшением объема.

Степень развития деформационных текстур в породах разреза р. Ардон находится в прямой зависимости с минеральным составом глинистой фракции, степенью кристалличности и политипной модификацией слюдистых минералов, содержанием в них разбухающих слоев и отражательной способностью витринита (*Гаврилов, 2005*).

Ю.О. Гавриловым было показано, что в разрезах Дигоро-Осетинской СФЗ (в нижней части разрезов на севере и во всем объеме на юге) глинистая фракция представлена гидрослюдой и хлоритом, и не содержит каолинита (рис. 5.2). Такой состав глин, аналогичный минеральному составу глин в породах геологических профилей р. Белой и р. Молчепы (Архыз-Гузерипльская СФЗ), связан с интенсивными постдиагенетическими преобразованиями, при которых каолинит замещается новообразованными гидрослюдой и хлоритом. В нижних горизонтах нижне-среднеюрской терригенной толщи (северное поле выходов, балка Ксурт) изменяются такие характеристики пород как отражательная способность витринита, степень кристалличности слюд, возрастает явно сцементированность песчаников в основании мизурской свиты (плинсбах-тоар). Степень кристалличности слюдистых минералов, достаточно высокая в основании разреза (ИК ~ 0.3), к верхам его уменьшается (ИК ~ 0.6-0.7). Изменения в составе и свойствах глинистых минералов по разрезу связаны с тем, что в северном поле выходов нижние горизонты подверглись более интенсивным постдиагенетическим преобразованиям по сравнению с верхними горизонтами нижне-среднеюрской толщи (Гаврилов, 2005). Т.е. в северной части геологического профиля по р. Ардон исследованные породы, вероятно, подверглись большему влиянию геостатической нагрузки, проявившейся сильнее в более древних частях разреза.

Породы из южного поля выходов нижне-среднеюрского терригенного комплекса в долине р. Ардон, относящиеся к Псеашхинской СФЗ (район пос. Зарамаг), подверглись сильным изменениям минерального состава. Состав и свойства глинистой фракции одинаковы во всей толще пород (гидрослюда-хлорит), что связывается с интенсивными постседиментационными преобразованиями, обусловленными неоднократными импульсами стрессовых давлений. В породах преобладает слюдистый минерал политипной модификации  $2M_1$ , в структуре слюдистых минералов не содержится разбухающих единичных образцах 5 %), слоев (в до значения степени окристаллизованности слюдистых минералов высоки BO всем разрезе нижнесреднеюрских пород (ИК  $\sim 0.25$ ), в отличие от северных разрезов (Гаврилов, 2005).

В целом можно отметить, что воздействие геостатических и стрессовых давлений на породы, развитые в разрезах по р. Ардон, на площади выражено неравномерно, в отличие от соседнего профиля вдоль р. Терек, где наблюдается постепенное нарастание величины деформации пород (от недеформированных в северной части к сильно деформированным на юге) и постепенная смена ассоциаций глинистых минералов (*Гаврилов и др., 1999*).



**Рис. 5.2.** Литолого-стратиграфическая колонка разреза юрских терригенных пород в районе балки Ксурт (долина р. Ардон, северная часть Дигоро-Осетинская СФЗ), номера образцов и минеральный состав глинистой фракции (*Гаврилов, 2005*). Условные обозначения: 1-песчаники; 2-аргиллиты; 3-алевролиты; 4- прослои сидеритовых конкреций; 5- вулканические породы; 6- породы фундамента; 7- каолинит; 8- хлорит; 9- гидрослюда.

На геологическом профиле вдоль <u>*р. Терек*</u> отчетливо видно постепенное возрастание постдиагенетических преобразований в пределах Дигоро-Осетинской СФЗ по

направлению от северного склона к осевой зоне Большого Кавказа. Северное крыло профиля представляет собой серию блоков, разделенных круто падающими к югу разрывами (*Гаврилов и др., 1999*). Самый северный блок (блок I, рис. 3.25) – это почти вертикально стоящая моноклиналь верхнеааленских пород (койрахская и фортаухская свиты). Блоки II и III образованы сильно сжатыми крутопадающими складками и оторванными крыльями складок. Если в пределах блока I не наблюдается деформационных микротекстур, то в блоках II и III постепенно возрастает величина деформации укорочения, определенная по степени развития межзернового кливажа, до 15 % (см. рис. 3.25). В северной части Дигоро-Осетинской СФЗ большое развитие имеют диагенетические трещины синерезиса и минеральные жилы, в южной – чаще наблюдается сокливажный структурный парагенез.

В пределах Дигоро-Осетинской СФЗ, по направлению к Нелхскому разлому индекс кристалличности постепенно уменьшается (от ~0.5 до ~0.25). Ассоциации глинистых минералов отличаются от всего остального профиля по р. Терек, состоят из гидрослюды и каолинита, и с большой долей вероятности подверглись слабым постдиагенетическим преобразованиям, связанным с влиянием как геостатических нагрузок, так и в небольшой степени стрессовых давлений. В глинистых породах блока I и северной части блока II присутствуют, в отличие от всего остального профиля, смешанослойные слюда-смектитовые минералы, в которых содержится до 20-25 % разбухающих межслоев (*Гаврилов и др., 1999*).

Псеашхинская СФЗ отделена от граничащей с севера Дигоро-Осетинской СФЗ Нелхским разломом. Блоки IV и V геологического профиля по р. Терек (рис. 3.25) находятся в осевой зоне хребта Большого Кавказа, сложены глинистыми и глинистоалевритовыми сланцами синемюр-тоарского возраста (кистинская, циклаурская и ларская свиты), а также в их пределах вскрывается на дневной поверхности доюрский фундамент – Дарьяльский и Гвилетский гранитогнейсовые массивы верхнепалеозойского возраста.

Южное ограничение Дигоро-Осетинской СФЗ в долине р. Терек и Мидаграбиндон служит границей для пород с разной степенью развития межзернового кливажа – южнее Нелхского разлома значения величины деформации укорочения, определенной по степени развития межзернового кливажа, составляют от 15 до 25 %. Породы, развитые в пределах Псеашхинской СФЗ, характеризуются высокой степенью развития деформационных микротекстур, образовавшихся в течение нескольких деформационных этапов.

Микроструктуры и микротекстуры более ранних стадий образования, чем метагенетические, в шлифах не отмечались. Это в разной степени деформированные хлорит-мусковитовые порфиробласты.

Повсеместно встречаются плоскостные микротекстуры первого этапа деформации (сланцеватость и межзерновой кливаж), с наложенными на них текстурами кливажа плойчатости и редко – сланцеватой текстурой второго этапа деформации. Межзерновой текстура кливажа плойчатости были образованы при кливаж и наложенная неоднократных импульсах стресса до смятия слоев в складки. В некоторых образцах встречаются кливажные муллионы. Широко распространены минеральные жилы, образование которых происходило на разных этапах преобразований пород – как докливажные, синкливажные, так и посткливажные. На Центральном Кавказе в пределах Псеашхинской СФЗ проявилось образование порфиробластов андалузита (хиастолита) в породах кистинской свиты (синемюр-нижний плинсбах), подобных образованиям в мукуланской толще Тырныауз-Пшекишской СФЗ. В отличие от порфиробластов мукуланской толщи, порфиробласты кистинской свиты образовались до или во время деформационных процессов, происходивших в толще пород. В южной части разреза по р. Ардон (район пос. Зарамаг) наблюдаются псевдоморфозы мелкозернистого кварцевосерицитового агрегата по хиастолиту, в породах кистинской свиты по р. Терек порфиробласты хиастолита подверглись частичному растворению В процессе формирования кливажа плойчатости.

В этой части Большого Кавказа наиболее сильно проявились сдвиговые движения по региональным разломам и образование в приразломных зонах милонитовой текстуры. Как видно из полученных данных, породы, развитые в пределах Псеашхинской СФЗ подверглись сильным постдиагенетическим преобразованиям в результате стрессовых воздействий.

Распределение политипных модификаций гидрослюд в разрезе достаточно закономерно (см. рис. 3.25). От северной части Дигоро-Осетинчкой СФЗ к Псеашхинской СФЗ происходит постепенная смена ассоциации с преобладанием слюды 1M (в ааленских породах) на  $2M_1$  (в кистинской свите, синемюр-плинсбах). Вместе с этим происходит постепенное увеличение степени развития межзернового кливажа и других деформационных микротекстур.

Вдоль геологического профиля по р. Терек Ю.О. Гавриловым с соавторами (1999) была установлена зависимость величины деформации от возраста пород. В центральной части геологического профиля вдоль долины р. Терек обнажаются наиболее древние породы (кистинская свита), и в них наблюдаются самые сильные деформации и наложенные текстуры, сформировавшиеся по уже существующим деформационным текстурам, такие, как кливаж плойчатости и кинк-зоны, милонитовая текстура. Это может быть связано с тем, что нижние горизонты юрской толщи изначально подвергались

воздействию значительных геостатических нагрузок и претерпели сильные изменения до начала деформационных процессов. При оценке величин этих нагрузок следует исходить из общей мощности лейас-ааленской толщи около 5.5-6 км (*Гаврилов и др., 1999*). Кроме того, более древние породы подверглись наибольшему количеству импульсов стресса. В дальнейшем Центральный сектор Кавказа, вероятно, подвергался наиболее сильному субмеридиональному сжатию, что также повлияло на интенсивность структурно-текстурных и минеральных преобразований пород.

Осадочные толщи *Бзыбско-Казбегской СФЗ* развиты в пределах южной части геологического профиля по р. Терек и относятся уже к системе Южного склона палеобассейна Большого Кавказа. Казбекско-Гудошаурская подзона (*Ренгартен, 1932*) состоит из пяти блоков и характеризуется чешуйчато-надвиговым строением. В пределах каждого из блоков (надвиговых пластин) установлено в целом моноклинальное залегание с крутыми падениями слоев к северу, осложненное серией взбросов и надвигов, иногда вблизи разрывов появляются запрокинутые к югу складки. С юга вся Казбекско-Гудошаурская подзона ограничена крупным Тибским надвигом. В породах этой подзоны можно отметить степень преобразований, близкую к породам Псеашхинской СФЗ, за исключением самого южного блока (см. рис. 3.25), который, вероятно, нужно относить уже к другой подзоне (или структурно-фациальной зоне), к южному обрамлению осевого трога.

В породах этой части профиля повсеместно встречаются метагенетические хлоритмусковитовые порфиробласты, деформированные в разной степени. Две генерации плоскостных деформационных микротекстур – межзерновой кливаж или сланцеватость и наложенный кливаж плойчатости также наблюдаются во всех изученных образцах, кроме пород из блока X (см. рис. 3.25).

В интенсивно кливажированных породах южной части профиля в основном распространена слюда политипной модификации  $2M_1$ , в некоторых образцах из гудошаурской свиты появляется заметная примесь слюды 1M. В байосских и батских толщах ведущую роль играет слюда  $2M_1$  (как в южной, так и в северной части профиля).

На преобразование пород этой СФЗ, относящейся к зоне осевого трога палеопрогиба Большого Кавказа, значительное воздействие было оказано несколькими импульсами стресса, в условиях существенного сжатия. Геостатическая нагрузка оказала на эти породы также существенное воздействие на пред-деформационном этапе. Хлоритмусковитовые порфиробласты, отмечаемые только в центральной части разреза по р. Терек, в породах тоара-аалена, связаны с преобразованиями на стадии метагенеза, и образовались, как было показано выше (см. Главу 4), при довольно высоких для

литогенеза температурах около 300°С (или немного больше) и давлениях 5-6 кБар. Исходя из мощности перекрывающих юрских и меловых толщ в осевой части Кавказа около 7.5-8.5 км (*Гаврилов и др., 1999*) геостатическое давление, воздействующее на породы, могло составлять в среднем до 2.5-3 кБар (*Юричев, 2014*). Для достижения давлений величиной 5-6 кБар одного геостатического фактора было бы недостаточно, и, по-видимому, к нему «добавилось» и влияние стресса.

На восточном Кавказе в пределах Бокового хребта изученные геологические профили по рекам <u>Аварское Койсу</u> и <u>Чанты-Аргун</u> пересекают Агвали-Хивскую и Метлюта-Ахтычайскую структурно-фациальные зоны, южная часть геологического профиля по левобережью р. Аварское Койсу захватывает, помимо них, Бежитинскую СФЗ (Панов, Ломизе, 2007).

### <u>р. Аварское Койсу</u>

Изученный профиль по левобережью р. Аварское Койсу пересекает несколько зон с различной тектонической структурой. Этот профиль наиболее просто и наглядно демонстрирует наблюдаемые в изученных разрезах закономерности изменения различных характеристик: структуры залегания слоев, степени развития межзернового кливажа и других микротекстур, минерального состава глин, политипии гидрослюд, величины ИК (рис. 3.54).

Подробно складчатая структура зоны Бокового хребта рассмотрена в работах (Шолпо, 1964; Шолпо и др., 1993). В пределах Агвали-Хивской СФЗ на севере профиля прослеживается довольно широкая полоса полого падающих на север слоев (зона моноклинали, блок I, см. рис. 3.54). Моноклиналь осложняется немногочисленными мелкими флексурами и разрывными нарушениями. Слагают эту структуру отложения верхнетоарского и среднеюрского возраста. Южнее, по мере приближения к оси Бокового хребта, появляются крупные крутые флексуры и осложненные разрывами коробчатые складки, морфология которых подчеркивается мощными пластами песчаников ратлубской свиты (зона флексур и коробчатых складок, блоки II и III, см. рис. 3.54). Далее к югу появляются складки, преимущественно прямые дугообразные, с относительно округлыми замками; размеры складок, по сравнению с коробчатыми, уменьшаются до первых сотен и десятков метров (зона прямых дугообразных складок, блок IV, см. рис. 3.54). Здесь много разрывов, амплитуда которых различна, преобладает смещение в пределах нескольких десятков метров.

В недеформированных породах блоков I и II повсеместно наблюдаются метагенетические структуры и текстуры (миграция границ зерен, замещение плагиоклаза

серицитом, ориентированные по слоистости хлорит-мусковитовые порфиробласты, шиповидные структуры врастания). В породах зоны моноклинали (блок I) межзерновой кливаж отсутствует. В зоне флексур и коробчатых складок (блоки II и III) появляется межзерновой кливаж, величина деформации пород в этой части профиля довольно быстро возрастает до 10–15 %, но встречаются также породы (песчаники), в которых деформационные текстуры отсутствуют. В южной части Агвали-Хивской СФЗ (блок IV) величина деформации укорочения достигает 20 %.

В пределах широкой (в отличие от профиля по р. Терек) зоны моноклинального залегания слоев, где воздействие на породы вторичных изменений определялось, прежде всего, нагрузкой вышележащих толщ, устанавливаются гидрослюда-хлоритовая, гидрослюда-каолинитовая и смешанная гидрослюда-хлорит-каолинитовая ассоциации (см. рис. 1.13). Разнообразный набор глинистых минералов в отложениях моноклинали при переходе к зоне развития кливажа и складчатых деформаций сменяется однотипной хлорит-гидрослюдистой (серицитовой) ассоциацией с преобладанием гидрослюды (серицита) (см. рис. 3.54).

Гидрослюды представлены политипными модификациями 1M и  $2M_1$ , соотношения между которыми в разных частях профиля меняются от преобладания слюд 1M, через приблизительно равные содержания слюд 1M и  $2M_1$  до существенно преобладающих и практически чистых слюд  $2M_1$  (*Гаврилов, Ципурский, 1987; Гаврилов, 2005*).

Вдоль изученного профиля изменяется также количество разбухающих смектитовых слоев (Гаврилов и др., 2012). В тоарских и среднеюрских отложениях моноклинальной зоны (блок I) в гидрослюдах обычно содержится около 5-10 % смектитовых слоев, в единичных пробах до 15 %, встречаются также разности, где содержание разбухающих слоев менее 5 % (серицит). По мере перехода к зонам все более усиливающихся складчатых деформаций, в глинистых минералах наблюдается довольно быстрое уменьшение количества разбухающих слоев. Так, в породах, слагающих зоны флексур и коробчатых складок (блоки II и III), распространен серицит с содержанием разбухающего компонента <5 %, по мере приближения к зоне дугообразных складок, он совсем исчезает. Приблизительно в этой же части профиля происходит исчезновение слюды политипной модификации 1M (рис. 3.54).

Возрастание степени развития межзернового кливажа и величины деформации пород наблюдается в частях профиля, приближенных к крупным региональным разрывам, вероятно, они существовали длительное время и в ранне-среднеюрское время являлись конседиментационными.

Сланцевые толщи, слагающие *Метлюта-Ахтычайскую СФЗ*, в пределах геологического профиля вдоль р. Аварское Койсу наиболее интенсивно деформированы (блок V, рис. 3.54): здесь встречаются небольшие по размеру (первые десятки метров и меньше) складки преимущественно с острыми килевидными замками, развиты также наклонные и редкие опрокинутые складки, многочисленные разрывы различной амплитуды. В смятых в складки и кливажированных породах нередко встречаются альпийские жилы, заполненные кварцем.

В породах этой СФЗ отмечается максимальное развитие деформационных микротекстур в пределах рассматриваемого геологического профиля по р. Аварское Койсу. В алевролитах наблюдается совершенный кливаж – величина деформации укорочения изменяется от 10 до 20 %, в некоторых образцах составляет более 20-25 %. В некоторых сильно деформированных образцах наблюдаются кливажные муллионы, разделенные пучками кливажа, и наложенная текстура кливажа плойчатости.

В породах встречается большое количество деформированных порфиробластов метагенетического происхождения. По высокой степени совершенства кливажных зон и большим углам разворота пакетов внутри хлорит-мусковитовых порфиробластов можно предположить, что формирование доскладчатого кливажа после смятия слоев в складки сменилось формированием кливажа осевой плоскости.

В глинистых сланцах Метлюта-Ахтычайской СФЗ распространена серицитхлоритовая минеральная ассоциация, слюдистый минерал политипной модификации  $2M_1$ , что свидетельствует о сильных постдиагенетических преобразованиях нижнеюрских пород этой структурно-фациальной зоны, связанных с воздействием стресса. Значения ИК составляют от 0.2 до 0.35, в отличие от северной части профиля (в среднем 0.3-0.6).

К югу от Тляротинского надвига, плоскость которого наклонена к северу, распространены песчано-глинистые отложения бежитинской свиты (верхний тоар), слагающие *Бежитинскую СФЗ*. Степень дислоцированности пород неодинакова: на одних участках слои смяты в складки, развит хорошо выраженный кливаж, на других – породы залегают сравнительно спокойно.

Для Бежитинской СФЗ можно отметить различные значения величины деформации, присутствие как сильно деформированных пород, так и не несущих следов деформации. Все это может свидетельствовать об условиях, отличающихся от условий Метлюта-Ахтычайской СФЗ. В целом степень преобразований пород – такая же, как в Агвали-Хивской СФЗ, хотя в блоке, близком к осевой зоне Большого Кавказа, можно было бы ожидать более сильных изменений. В отличие от других фациальных зон, образующих северное обрамление осевого трога палеобассейна, здесь наблюдается низкая

степень развития межзернового кливажа и не наблюдается наложенная текстура кливажа плойчатости. Для глинистых пород бежитинской свиты характерна гидрослюда (серицит)хлоритовая ассоциация, в которой присутствует смесь гидрослюд политипных модификаций 1M и  $2M_1$  (преобладает  $2M_1$ ) (*Гаврилов, 2005*). Встречаются как серициты с содержанием разбухающих слоев <5%, так и гидрослюды (до 5–10%), в одном образце даже до 10–15% разбухающих слоев.

По своему структурному положению Бежитинская СФЗ напоминает Кестантинскую впадину в пределах Тырныауз-Пшекишской СФЗ, породы которой значительно отличаются по степени изменения от пород, слагающих соседние разрезы. Вероятно, на развитие Бежитинской СФЗ большое влияние оказали конседиментационные разломы.

#### Геологический профиль по р. Чанты-Аргун (Чечня и север Грузии)

Геологический профиль по р. Чанты-Аргун можно разделить на северную и южную части, состоящие из четырех крупных блоков, ограниченных крупными разрывными нарушениями. Северная часть разреза (блок I) здесь значительно уже, чем в бассейне р. Аварское Койсу, но сопоставима с таковой в разрезе по р. Терек. Области моноклинального залегания, подобной той, что существует на Аварском Койсу, здесь нет, слои смяты в широкие открытые складки, осложненные разрывами и только на севере байос-батские отложения образуют крутую моноклиналь.

В северной части профиля (блок I) вскрыты породы верхнего тоара-бата мощностью ~4 км. Мощность верхнеюрских, меловых и нижнепалеогеновых толщ, перекрывавших их, можно оценить в 3.5 км (*Гаврилов и др., 2016*). Породы, слагающие блок I, характеризуются практически полным отсутствием деформационных микротекстур (см. рис. 3.58). В некоторых образцах глинистых пород наблюдаются редкие зоны растворения, величина деформации укорочения не превышает 5 %. К границам блоков, выраженным крупными разрывными нарушениями, приурочены минеральные жилы кварцевого и плагиоклаз-кварцевого состава.

Как и в моноклинальной части профиля по р. Аварское Койсу, для разных свит характерны свои минеральные ассоциации (см. рис. 1.13, 1.14). Тоар-ааленская часть разрезов обогащена каолинитом среди гидрослюд существуют политипные модификации 1M и  $2M_1$  в примерно равных соотношениях. В нижней части разрезов развита хлоритовогидрослюдистая ассоциация (с преобладанием гидрослюд политипной модификации  $2M_1$ ). В среднеюрской части разрезов соотношение гидрослюды и хлорита остается примерно таким же (Чанты-Аргун) или немного уменьшается (Аварское Койсу), и снова можно

отметить преобладание политипной модификации  $2M_1$  над 1M, которое связывается с попаданием в байос-батский осадок материала с размываемых новообразованных поднятий, сложенных нижнеюрскими, уже существенно преобразованными породами (*Гаврилов и др., 2016*).

В гидрослюдах содержится разное количество (до 15%) разбухающих смектитовых межслоев (*Гаврилов, 2005*). Разнообразие минеральных ассоциаций свидетельствует о сохранении в значительной мере в северной части профиля (блок I) первичных ассоциаций, возникших на стадии осадконакопления, состав которых зависел от состава источников осадочного материала.

Величина ИК составляет от 0.5 до ~1.0, показывая невысокую в целом степень окристаллизованности слюд и невысокую стадию постдиагенетических преобразований. В этой части профиля (северная часть Архыз-Гузерипльской СФЗ) в постдиагенетических процессах ведущую роль играли факторы геостатической нагрузки и температуры.

В расположенной южнее части профиля (юг Агвали-Хивской СФЗ и Метлюта-Ахтычайская СФЗ, блоки II-IV) отмечается более высокая степень деформированности пород. В породах Агвали-Хивской СФЗ повсеместно развит межзерновой кливаж, к границам блоков (крупным разрывным нарушениям) приурочено развитие кливажных муллионов, отмечающих более высокую степень стрессовых воздействий.

В породах развиты минеральные ассоциации, возникшие в результате интенсивных вторичных преобразований. При движении вдоль профиля в южном направлении исчезает каолинит, уменьшается количество разбухающих смектитовых межслоев в гидрослюдах (<5%) и, наконец, появляется серицит-хлоритовая ассоциация, развитая на большей части профиля (рис. 3.58). Отчетливо выражены также закономерности распределения политипных модификаций слюдистых минералов. Вне зоны развития кливажа в аргиллитах повсеместно фиксируется 2 фазы слюдистых минералов – 1M и  $2M_1$  в разных соотношениях. В кливажированных глинистых сланцах содержится только слюда  $2M_1$ .

Вдоль профиля закономерно изменяется и степень кристалличности слюдистых минералов. В пределах блока II индекс Кюблера снижается до 0.3, а в блоках III и IV до 0.19-0.2 (до 0.15). Область наиболее резких изменений глинистых минералов совпадает с зоной быстрого нарастания степени кливажированности пород.

Блок IV (южнее Нелхского разлома до р. Гуроцкали) относится к Метлюта-Ахтычайской СФЗ (рис. 3.58). Породы, слагающие ее, претерпели наиболее сильные постдиагенетические изменения в пределах исследованного геологического профиля, в этой части наблюдается самое большое разнообразие деформационных микротекстур, наибольшая величина деформации укорочения и наложенная текстура кливажа

плойчатости. Повсеместно наблюдается сокливажный структурный парагенез, свидетельство неизменного объема при интенсивной тектонической деформации. Глинистые минералы представлены однообразной слюда-хлоритовой ассоциацией, в слюдах почти исчезли разбухающие слои (<5%), наблюдаются самые низкие значения ИК в пределах описываемого профиля (0.15-0.2). Все эти изменения связаны, по большей части, с воздействием стресса, воздействие которого увеличивалось на границах блоков и в части профиля, приближенной к осевой части горного сооружения Большого Кавказа.

## <u>5.2. Соотношение факторов литогенеза: геостатической нагрузки и бокового</u> <u>стресса</u>

Используя полученные результаты по распределению и морфологическим особенностям постдиагенетических микротекстур, сравнивая их с распределением по разрезам литолого-минералогических характеристик, проведена оценка факторов литогенеза, действовавших на породы.

Среди изученных можно выделить ряд разрезов, в которых преобразование пород происходило, главным образом, под действием геостатической нагрузки. Это разрезы по р. Тызыл и р. Дах (Лабино-Малкинская СФЗ), Кестантинская впадина (восточная часть Тырныауз-Пшекишской СФЗ), Кыртыкская впадина и северная часть разреза по р. Белой (Архыз-Гузерипльская СФЗ), северная часть Дигоро-Осетинской СФЗ по Ардону и Тереку; северная (моноклинальная) часть Агвали-Хивской СФЗ по Аварскому Койсу и Чанты-Аргуну. Все эти разрезы находятся в зоне моноклинали северного склона Большого Кавказа или приближены к ней.

В породах, слагающих перечисленные разрезы, развиты додеформационные микроструктуры и микротекстуры, а также минеральные ассоциации, образовавшиеся на стадии диагенеза-катагенеза. Среди них встречается большое количество конкреций с трещинами синерезиса и микроштокверками кальцитово-кварцевого состава, коррозионные границы зерен, базальный карбонатный цемент в песчаниках, текстуры «con-in-con» в ассоциации с кальцитовыми жилами (рис. 5.3).

В северных частях Архыз-Гузерипльской, Дигоро-Осетинской и Агвали-Хивской структурно-фациальных зон широко развиты микроструктуры и микротекстуры метагенетического (хлорит-мусковитовые порфиробласты, стилолитовые швы в ассоциации с минеральными жилами, послойные кливажные зоны) происхождения. Породы, вероятно, подверглись бо́льшему влиянию геостатической нагрузки, а не стрессовых воздействий, и эта геостатическая нагрузка проявилась сильнее в более древних частях разреза.

Минеральные ассоциации в породах, на преобразование которых существенное влияние оказал геостатический фактор, отличаются большим разнообразием. В некоторых разрезах устанавливается унифицированная хлорит-гидрослюдистая ассоциация в наиболее низких стратиграфических уровнях (синемюр-плинсбах), и наблюдается уменьшение содержащихся в смешанослойных минералах разбухающих слоев и постепенное исчезновение политипной модификации 1*M* вниз по разрезу. В других случаях набор минералов и содержание разбухающих слоев не зависит от стратиграфического возраста. Степень кристалличности слюдистых минералов изменяется в широких пределах ~0.3 - 1.0.

Граница пород, не испытавших сильных стрессовых воздействий, и пород, в которых отмечается развитие большого количества деформационных микротекстур, проходит внутри Архыз-Гузерипльской, Дигоро-Осетинской и Агвали-Хивской структурно-фациальных зон, отделяя самые северные части изученных профилей. В пределах Агвали-Хивской СФЗ в долине р. Аварское Койсу эта граница примерно совпадает со сменой зоны флексур зоной развития коробчатых складок (рис. 3.54).

Необходимо отметить также, что и в этих зонах преимущественного воздействия геостатического фактора на преобразования пород нельзя исключить влияние стрессового давления уже на ранних стадиях постседиментационных преобразований (Кестантинская впадина, Кыртыкская впадина).

В бо́льшей степени под влиянием фактора бокового стресса постдиагенетические изменения пород происходили в следующих изученных разрезах: мукуланская свита (балка Большой Мукулан, восточная часть Тырныауз-Пшекишской СФЗ); южная часть профиля по р. Белой и верховья р. Зеленчук (Архыз-Гузерипльская СФЗ); южная часть профилей по Ардону и Тереку (Псеашхинская СФЗ); южная часть профилей по Аварскому Койсу и Чанты-Аргуну (Метлюта-Ахтычайская СФЗ). Почти все эти разрезы (за исключением мукуланской свиты в пределах восточной части Тырныауз-Пшекишской СФЗ) приближены к осевой зоне Большого Кавказа.

В восточной части Тырныауз-Пшекишской СФЗ отчетливо устанавливаются признаки воздействия стрессовых напряжений на еще не до конца литифицированный осадок, что связано с существовавшими здесь конседиментационными разломами, отделявшими Лабино-Малкинскую СФЗ от Архыз-Гузерипльской (*Панов, 1962; Дотдуев, 1989; Гаврилов, 2005*).

В разрезах, приближенных к осевой части Большого Кавказа, породы характеризуются наиболее высокой степенью постдиагенетических преобразований.

В них присутствует разнообразный набор деформационных микротекстур, образовавшихся в результате неоднократного воздействия стрессовых давлений, в каждом из этих разрезов присутствуют наложенные текстуры кливажа плойчатости, в некоторых разрезах они распространены повсеместно (разрез по р. Терек в пределах Псеашхинской СФЗ). Минеральные ассоциации, наблюдаемые в породах, независимо от их стратиграфического возраста, характеризуются унифицированным составом: хлорит +гидрослюда (серицит), часто с преобладанием слюдистого минерала. Количество разбухающих слоев стремится к нулю, присутствует одна политипная модификация слюды  $2M_1$ , значения ИК составляют ~0.15-0.35.

В центральной части Кавказа (Псеашхинская СФЗ) наиболее сильно проявились субмеридиональное сжатие и сдвиговые движения по региональным разломам, повлекшие образование в приразломных зонах милонитовой текстуры.

В описанных выше зонах с преобладающим воздействием фактора бокового стресса, нельзя полностью исключить также и воздействие на постдиагенетические преобразования пород геостатического фактора. Нижние горизонты юрской толщи, выходящие на дневную поверхность как раз в приосевой зоне Кавказа, изначально подвергались воздействию более значительных геостатических нагрузок и могли претерпеть изменения еще до начала деформационных процессов. Кроме того, они «пережили» более длительную историю, и на них оказывали воздействие импульсы стресса в значительно бо́льшем количестве.

В некоторых изученных разрезах нельзя говорить о каком-либо одном преобладающем факторе литогенеза, так как оценить вклад каждого из них можно примерно в равной степени. Таковы части геологических профилей, находящиеся в пределах южных частях Архыз-Гузерипльской, Дигоро-Осетинской и Агвали-Хивской СФЗ, а также Бзыбско-Казбегская, Бежитинская СФЗ и Кыртыкская впадина (восточная подзона Архыз-Гузерипльской СФЗ).

В пределах этих зон можно наблюдать изменение всех микротекстурных и минералогических характеристик пород (см. рис. 3.6, 3.25, 3.54, 3.58). Геостатическая нагрузка оказала на породы существенное воздействие на пред-деформационном этапе, в результате в породах можно наблюдать разнообразные микроструктуры и микротекстуры, образовавшиеся на стадии метагенеза (шиповидные структуры, корродированные границы зерен, хлорит-мусковитовые порфиробласты и др.). Деформационные микротекстуры, наблюдаемые в породах, также разнообразны: межзерновой кливаж, сокливажный структурный парагенез, минеральные жилы, кливажные муллионы.

Увеличение величины деформации и разнообразия деформационных микротекстур часто приурочено к разрывным нарушениям.

В некоторых зонах на породы отмечено влияние температурного фактора, связанного с магматическими процессами, совместно со стрессовыми напряжениями: восточная часть Тырныауз-Пшекишской СФЗ и Псеашхинская СФЗ.

В каолинит-содержащих породах (мукуланская толща восточной части Тырныауз-Пшекишской СФЗ, кистинская свита р. Терек) при контактовом метаморфизме образовались порфиробласты хиастолита (андалузита).

На преобразования пород большое влияние также оказало развитие конседиментационных разломов.

Границы областей преимущественного воздействия различных факторов литогенеза, как видно, связаны с крупными разрывными нарушениями, часто совпадают с границами структурно-фациальных зон, иногда проходят внутри них (Архыз-Гузерипльская, Дигоро-Осетинская, Агвали-Хивская СФЗ).

## <u>5.3. Последовательность формирования постдиагенетических микротекстур в</u> <u>нижне- и среднеюрских породах</u>

По наблюдениям в шлифах в изученных породах устанавливается довольно сложная последовательность формирования постдиагенетических микротекстур (см. рис. 5.3).

<u>На ранних стадиях литогенеза</u> в породах образуются сидеритовые конкреции с трещинами синерезиса, микроштокверками, сложенными, как правило, кальцитом или кальцитом и кварцем. К некоторым конкрециям приурочена область формирования текстуры «con-in-con» (*Гаврилов, 2005*). В результате диагенетической и отчасти катагенетической миграции вещества из уплотняющихся глин в песчаниках формируется базальный карбонатный цемент. Под воздействием геостатической нагрузки, на стадии катагенеза, в результате уплотнения и растворения на контактах происходит также корродирование обломочных зерен и образование конформных и микростилолитовых структур. В глинах при этом образуется микросланцеватость вдоль слоистости в результате геостатического уплотнения. В тех частях палеобассейна, где существовали конседиментационные разломы, в результате воздействия стресса на еще не до конца литифицированный осадок образовалась



Рис. 5.3. Схема развития постседиментационных текстур и структур, наблюдаемых в юрских терригенных породах Северного склона Большого Кавказа.

микросланцеватость, ориентированная в двух направлениях, близких к взаимно перпендикулярным.

В карбонатных породах, на любой стадии литогенетических преобразований от диагенеза до стадии продольного укорочения перед смятием слоев в складки, происходило образование стилолитовых швов и генетически связанные с ними кальцитовые жилы. Образование стилолитовых швов могло быть связано как с геостатическим, так и со стрессовым давлением.

На стадии метагенеза в песчаниках происходит образование шиповидных структур врастания аутигенных слюд в края регенерированных обломочных зерен кварца, миграция границ зерен. В глинисто-алевритовых породах образуются тонкие листики аутигенной слюды и хлорит-мусковитовые порфиробласты, ориентированные по напластованию. всего. порфиробласты Вероятнее хлорит-мусковитовые возникают В результате преобразования обломочных зерен биотита. Также со стадией метагенетических преобразований связывается образование кливажных зон, ориентированных вдоль слоистости. Такие кливажные зоны наблюдались в образцах пород, близких к зоне моноклинального залегания (мукуланская свита, Архыз-Гузерипльская и Дигоро-Осетинская СФЗ). По химическому составу аутигенных слюд и хлоритов в хлорит-мусковитовых порфиробластах, образовавшихся на докливажном этапе, условия преобразований пород определяются около 300°С (или немного больше) и 5-6 кБар.

В песчаниках и гравелитах, залегающих вблизи крупных разрывных нарушений (Архызская грабен-синклиналь), образовались системы взаимно перпендикулярных кальцитовых жил – результат хрупкого разрушения породы в результате стрессовых воздействий. Такие жилы могли образоваться на любом этапе постдиагенетических преобразований после уплотнения пород.

Также до формирования текстуры межзернового кливажа в породах образовались минеральные жилы плоскостной морфологии, протягивающиеся вдоль слоистости или пересекающие ее, кварцевого состава, сложенные изометричными зернами, иногда встречаются зональные жилы, в составе которых присутствует кварц-серицитовая зона. В дальнейшем эти жилы были пересечены кливажными плоскостями (рис. 3.42, а).

<u>Начальная стадия деформационных преобразований пород</u>. Образование кливажных зон в породах, вероятно, началось на ранних стадиях постседиментационных преобразований, и было связано как с геостатической нагрузкой, так и с импульсами стресса.

С дальнейшим воздействием стресса на глинистые породы также связана разная ориентировка фрагментов (микроблоков) с погасанием микросланцеватости в разных направлениях (мукуланская свита).

В некоторых частях разрезов (северная часть Агвали-Хивской и Дигоро-Осетинской СФЗ) в породах образовались зачаточные непротяженные кливажные зоны, с величиной деформации укорочения не более 5 %, и их формирование остановилось на этом этапе. Позднее в толще пород началась миграция флюидов, вероятно, содержащих растворенные битумы, наследовавших и подчеркивавших те неоднородности, которые успели образоваться к этому времени: послойные зоны растворения или кливажные зоны разной степени выраженности.

Межзерновой кливаж, образование которого связано с воздействием стрессового давления, образовался до складчатости, на стадии продольного укорочения слоев. В процессе образования текстуры межзернового кливажа происходила деформация хлоритмусковитовых порфиробластов: разворот пакетов относительно слоистости, смятие отдельных листочков слоистых силикатов.

Одновременно с кливажными зонами формируются каемки нарастания в тенях давления крупных жестких включений. Каемки, которые можно отнести к сокливажному структурному парагенезу, сложены волокнистым агрегатом серицита, иногда с кварцем. В некоторых случаях можно отметить (Архыз-Гузерипльская СФЗ, р. Белая), что хорошо развитые кливажные зоны соседствуют с короткими каемками нарастания, образовавшимися на поздних стадиях формирования кливажных зон. Или напротив, на начальном этапе деформация проходила без изменения объема, и сформировались короткие каймы нарастания, а впоследствии сжатие значительно усилилось, и происходил вынос растворенного материала в слабо деформированные части разрезов, с положительным объемным эффектом деформации.

Одновременно с кливажными зонами образовались и некоторые минеральные жилы, протягивающиесяся субперпендикулярно кливажным зонам, имеющие кулисное распределение в породе, иногда зональное строение, одна зона – кварцевая, другая – кварцсерицитовая. Жилы такого строения и состава образовались как до кливажных зон, так и одновременно с ними.

В интенсивно деформированных породах приосевой части Большого Кавказа (Метлюта-Ахтычайская СФЗ, Псеашхинская СФЗ) встречаются крупные зональные каймы нарастания. Кварц-серицитовая зона волокнистого строения сменяется слюдой (мусковитом), потом – хлоритом. Образование таких кайм нарастания, показывающих большую величину деформации удлинения, связано с более высокими стрессовыми давлениями, которые действовали на породы в течение долгого геологического времени, по сравнению с соседними частями палеобассейна.

По составу аутигенных слюд и хлоритов в каймах нарастания и минеральных жилах сокливажного структурного парагенеза условия постдиагенетических преобразований на этом этапе определяются в 300-350°С и 5-6 кБар.

<u>С усилением стрессового давления</u>, часто вблизи крупных разрывных нарушений, начинается образование кливажных муллионов. В некоторых разрезах эти микротекстуры полностью формируются, отделяясь широкими пучками кливажа (Центральный Кавказ, Метлюта-Ахтычайская СФЗ, рис. 3.64, г), в других – отмечена только начальная стадия их образования (Западный Кавказ, Архыз-Гузерипльская СФЗ, рис. 3.11). Хорошо развитые кливажные муллионы могут свидетельствовать о более сильных и длительных стрессовых давлениях, воздействовавших на породы в пределах Центральнокавказского сектора.

Сланцеватость, возникшая в результате стрессовых преобразований в глинистых породах, как и текстура межзернового кливажа, может быть отнесена к деформационным микротекстурам первого этапа. Наблюдать сланцеватую текстуру можно только в Центральной части Кавказа (Псеашхинская СФЗ).

Образование межзерновой текстуры межзернового кливажа сменилось смятием слоев в складки. При этом происходил разворот кливажных зон, изменение направления (преломление) кливажных зон на границах микрослойков, образовывался веерообразный кливаж и пучки кливажных зон.

Уже после этого (или на поздних этапах образования складчатости) вдоль кливажных зон происходит образование мелкозернистых кварцевых жил, плоскостных или веретенообразных, наследующих направление кливажа. Вероятно, одновременно могли образоваться и кулисно расположенные жилы, сложенные очень мелкими изометричными кристаллами кварца (рис. 3.18, г, д), образовавшиеся в условиях послойного сдвига в зонах деформации, приближенных к разрывным нарушениям.

В некоторых районах после формирования доскладчатого межзернового кливажа происходила также миграция растворов, обогащенных растворенными битумами. Миграция могла продолжаться некоторое время одновременно с образованием кливажа, или закончиться в то время, когда доскладчатый этап образования кливажа уже завершился, а дальнейшее смятие еще не привело к образованию кливажа осевой плоскости.

<u>После смятия слоев в складки</u> в некоторых блоках деформация перешла на этап полного смятия, с образованием совершенного кливажа осевой плоскости, при котором хлорит-мусковитовые порфиробласты, сформировавшиеся ранее, разворачиваются в разные стороны на большие углы (Бзыбско-Казбегская СФЗ, рис. 3.48, в; Метлюта-Ахтычайская СФЗ, 3.63, в).

В условиях присдвиговых растяжений образовались седловидные и ромбовидные минеральные жилы кальцитового состава, расположенные в замках микроскладок. Такие жилы, как предполагается, могли образоваться после межзернового кливажа при смятии слоев в складки и немного видоизмениться впоследствии при образовании кливажа осевой плоскости (3.42,6).

Образование текстуры кливажа плойчатости, наложенной на межзерновой кливаж или сланцеватость, может быть связано со временем формирования складчатости, в редких случаях отмечается и доскладчатый кливаж плойчатости (Метлюта Ахтычайская СФЗ, р. Чанты-Аргун).

Отметим, что наложенная текстура кливажа плойчатости приурочена к зонам максимального развития более ранних плоскостных текстур межзернового кливажа или сланцеватости, характерна для структурно-фациальных зон, относящихся к осевому трогу Большого Кавказа и к северному его обрамлению. Самое широкое распространение кливаж плойчатости имеет в пределах Центрального Кавказа (Псеашхинская СФЗ).

В кистинской свите (Псеашхинская СФЗ) позже межзернового кливажа, но раньше (или синхронно) по отношению к кливажу плойчатости образовались порфиробласты хиастолита (р. Терек, рис. 3.38, в, г). В соседнем разрезе по р. Ардон можно наблюдать, что порфиробласты хиастолита полностью замещены агрегатом серицита. Порфиробласты хиастолита также присутствуют в породах мукуланской толщи (Тырныауз-Пшекишская СФЗ). Здесь можно отчетливо видеть, что порфиробласты сформировались после кливажных зон (рис. 3.5), и их формирование происходило на заключительных стадиях постдиагенетических преобразований пород.

Вероятнее всего, образование порфиробластов во всех упомянутых разрезах происходило одновременно, в зоне температурного воздействия интрузивных тел, в условиях высоких температур (400-800°С) и флюидного давления. Впоследствии в одних частях Псеашхинской СФЗ произошла глубокая флюидная переработка и вторичная серицитизация (р. Ардон), в других – продолжилось дальнейшее развитие тектонических деформаций с образованием кливажа плойчатости (р. Терек), а в Тырныауз-Пшекишской СФЗ интенсивность постдиагенетических преобразований снизилась.

В осевой зоне Большого Кавказа при сильном сжатии в присдвиговых условиях образовалась милонитовая текстура («low-grade mylonites», температура образования 250-500°С), которая встречается только в породах Псеашхинской СФЗ.

На завершающей стадии преобразований для изученных пород температура постепенно понижалась, и при температурах около 200°С происходило образование еще одной генерации аутигенных минералов (слюд и хлоритов).

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вдоль нескольких геологических профилей, пересекающих поле развития нижне- и среднеюрских отложений Северного Кавказа (от Адыгеи до Дагестана), проведена оценка факторов литогенеза, действовавших на постдиагенетические преобразования пород: 1) геостатических и 2) боковых стрессовых нагрузок; выделены зоны преимущественного действия одного из этих факторов и зоны совместного действия двух факторов.

В Лабино-Малкинской структурно-фациальной зоне и в северной части Архыз-Гузерипльской, Дигоро-Осетинской и Агвали-Хивской зон основное влияние на постседиментационные преобразования нижне- и среднеюрских пород оказали факторы литогенеза, связанные с геостатической нагрузкой. В Тырныауз-Пшекишской СФЗ большое влияние на породы оказывали развивающиеся в процессе накопления и литификации толщ конседиментационные разломы. В структурно-фациальных зонах, находящихся вблизи осевой части складчатого сооружения Большого Кавказа, сильнее проявилось действие стресса, часто наложенного и на геостатическое воздействие.

Изучение химического состава аутигенных минералов (слюд и хлоритов) трех генераций позволило оценить условия постдиагенетических преобразований и наметить тренд их изменения: первые две генерации высоко- и среднетемпературных минералов, образовавшихся на стадиях метагенеза и деформации с образованием кливажных зон (T~300-350°C и P~5-6 кБар), сменялись низкотемпературными минералами третьей генерации (T~200°C), образовавшимися на завершающем этапе постдиагенетических преобразований пород.

Установлен характер пространственного распределения деформационных микротекстур (межзернового кливажа, кайм нарастания, минеральных жил, стилолитовых швов, кливажа плойчатости, кливажных муллионов) и степени их интенсивности в разных структурно-фациальных зонах.

Показано, что характер пространственного распределения изученных микротекстур подчиняется следующей закономерности – в осевой части Большого Кавказа и приближенных к ней структурно-фациальных зонах (Бзыбско-Казбегская, Псеашхинская, Метлюта-Ахтычайская) деформационные микротекстуры представлены максимально полным набором. По мере удаления к северу (Архыз-Гузерипльская, Дигоро-Осетинская и Агвали-Хивская) выраженность микротекстур ослабевает. В самой северной Лабино-Малкинской структурно-фациальной зоне и в северной части Архыз-Гузерипльской, Дигоро-Осетинской и Агвали-Хивской зон деформационные микротекстуры отсутствуют.

Наложенная текстура кливажа плойчатости приурочена к зонам максимального развития более ранних плоскостных текстур межзернового кливажа или сланцеватости, характерна для структурно-фациальных зон, относящихся к осевому трогу палеопрогиба Большого Кавказа (Бзыбско Казбегская) и к северному его обрамлению (Псеашхинская, Метлюта-Ахтычайская). Самое широкое распространение кливаж плойчатости имеет в пределах Центрального Кавказа (Псеашхинская структурно-фациальная зона).

Проведенное исследование показало, что в пределах складчатого сооружения Большого Кавказа на постдиагенетические преобразования пород в разной степени повлияли факторы геостатического давления, стресса и температуры. В условиях геостатического воздействия на осадочные толщи лишь самые глубокие (и наиболее древние) горизонты претерпели существенные изменения структурно-текстурных минералогических И согласуется с характеристик, что хорошо традиционной стадиальной схемой постседиментационных преобразований. Наличие разнообразных постдиагенетических микротекстур подтверждает мнение о многократности и конседиментационности стрессовых нагрузок, воздействовавших на еще не до конца литифицированные отложения. В условиях сильных стрессовых воздействий осадки, прошедшие лишь стадию диагенеза, могли претерпевать преобразования, по характеру и интенсивности характерные для стадий позднего катагенеза и метагенеза. Подобные закономерности в строении складчатых областей отмечались неоднократно как на Кавказе, так и в других районах.

# СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Абих В.Г. Научные исследования в Кавказских землях. 1882
- Ажгирей Г.Д. К вопросу о главных этапах тектонической и магматической истории Большого Кавказа // Вестн. МГУ. 1963. № 4. С. 3–
- 3. Барбот де Марни Н.Н. Материалы для геологии Кавказа. Серия 2. кн. 2. Тифлис. 1888.
- Барбот де Марни Н.Н. Отчет о геологич. исследованиях в Темир-Хан-Шуринском округе Дагестанской области // Материалы для геологии Кавказа. Серия 2. Кн. 8. Тифлис. 1894.
- Барбот де Марни Н.Н. Отчет об исследовании минеральных богатств и геологического строения Дагестана, ч. 1. // Материалы для геологии Кавказа. Серия 2. Кн. 9. Тифлис. 1895.
- 6. Батти Х., Принг А. Минералогия для студентов. М. «Мир». 2001.
- 7. *Безносов Н.В.* Байосские и батские отложения Северного Кавказа / Труды Всесоюз. научн.-исслед. ин-та природ. газов. Вып.28/36. М. «Недра». 1967. 179 с.
- Безносов Н.В., Казакова В.П., Леонов Ю.Г., Панов Д.И. Стратиграфия нижне- и среднеюрских отложений центральной части Северного Кавказа // Тр.ВНИИГАЗ. 1960. Вып.10 (18). С.109-191.
- Белоусов В.В., Трошихин В.М. Краткий геологический очерк района рек Пшехи и Белой в Северо-Западном Кавказе // Записки Всерос. Минералогич. Об-ва. 1937. Часть 66. № 4. С
- Белоусов В.В., Трошихин В.М. Геологический очерк полосы мезозойских отложений между реками Пшехой и Пшишем на Северо-Западном Кавказе // Записки Всерос. Минералогич. Об-ва. 1939. Часть 68. № 1. С. 136-160.
- Борукаев Ч.Б. О проявлениях покровной тектоники в Туапсинском районе (Северо-Западный Кавказ) и история ее формирования // Вестн. Моск. ун-та. Серия геол. 1964.
   № 1. С. 32-38.
- 12. Борукаев Ч.Б. О палинспастических построениях // Геотектоника. 1970. № 6. С. 32–45.
- Бушинский Г.И. О стилолитах // Известия АН СССР. Серия Геологическая. 1961 г. № 8. Стр. 39-57.
- Буякайте М.И., Гаврилов Ю.О., Герцев Д.О., Головин Д.И., Панов Д.И., Кущева Ю.В.
   К-Аг и Rb-Sr изотопные системы пород юрского терригенного комплекса Большого Кавказа // Литология и полезн. ископаемые. 2003. № 6. С. 613–621.

- 15. Варданянц Л.А. Горная Осетия в системе Центрального Кавказа // Труды Центр. науч.-исслед. геол. развед. ин-та. Вып. 25. Л.-М. ОНТИ-НКТП СССР. 1935. С. 3-108.
- Венгеров С.А. Критико-биографический словарь русских писателей и ученых. Том 1, 1889 г. Стр. 8-11.
- Вихерт А.В. Статистические тенденции изменения интенсивности складчатости по простиранию и вертикали на юго-восточном окончании кавказского мегантиклинория // В кн.: Вопросы геономии. М. 1972. Стр. 91-109.
- Войтенко В.Н., Худолей А.К. Стрейн-анализ в геотектонических исследованиях // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: Изд. ИФЗ РАН. 2008. С. 9-27.
- 19. Вялов О.С. Геологические исследования в 1931 г. в Западном Кавказе // Записки Всерос. Минералогич. Об-ва. 1934. Часть 63. № 1. С. 271-291.
- 20. *Гаврилов Ю.О.* Динамика формирования юрского терригенного комплекса Большого Кавказа. / Труды Геологического института. Вып. 555. М.: ГЕОС, 2005. 302 с.
- 21. 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 реки Терек) // Литология и полезные ископаемые. 1999. № 1. С. 58-77.
- Гаврилов Ю.О., Кущева Ю.В., Латышева И.В., Герцев Д.О. К-Аг система, литологоминералогические и структурно-геологические характеристики юрского терригенного комплекса Северо-Восточного Кавказа // Литология и полезные ископаемые. 2012. № 6. С. 543-561.
- 23. Гаврилов Ю.О., Кущева Ю.В., Латышева И.В., Гущин А.И., Соколова А.Л. Минералогические, изотопные (K-Ar) и структурно-текстурные характеристики юрского терригенного комплекса в разных палеотектонических обстановках (Большой Кавказ, Чечня Грузия) // Вестник Московского Ун-та. Серия 4. Геология. 2016. №1. С. 27-40.
- 24. Гаврилов Ю.О., Соколова А.Л., Ципурский С.И. Терригенные отложения Центрального Кавказа в различных обстановках постдиагенетических преобразований (нижняя и средняя юра) // Литология и полезные ископаемые. 1992. № 6.
- 25. *Гаврилов Ю.О., Ципурский С.И*. Глинистые минералы нижне- и среднеюрских отложений разных структурно-фациальных зон Центрального Кавказа // Литология и полезные ископаемые. 1987. № 6. С. 57 72.

- 26. *Гаврилов Ю.О., Ципурский 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.
- Галкин В.А. Микродеформации неизмененных и слабометаморфизованных осадочных и вулканогенных пород и их значение в структурном анализе (на примере Тянь-Шаня и Кавказа). Дисс. на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук. М. МГУ. 1988.
   165 стр.
- 28. *Галкин В.А.* Парагенетический анализ неоднородной геологической среды (развитие теории и методов изучения). Дисс. на соискание ученой степени доктора геологоминералогических наук. М. МГУ. 1997. 530 стр.
- 29. Галкин В.А. Стресс-анализ в петроструктурном изучении горных пород // Вестн. Моск. Ун-та. Серия 4. Геология. 1992. №4. С. 35-50.
- Гамкрелидзе И.П. Геодинамическая эволюция и механизм формирования структуры Средиземноморского складчатого пояса. В кн.: Геодинамика Кавказа. М. Наука. 1989 С. 28-36.
- 31. *Гамкрелидзе И.П., Шенгелия*. Докембрийско-палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа. 2005. 458 стр.
- 32. Гаррелс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. «Мир». М. 1974.
- *Геология* СССР. Том IX. Северный Кавказ. Часть І. Геологическое описание. М. «Недра». 1968.
- 34. *Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П.,* Складчатая структура Северо-Западного Кавказа и механизм ее формирования. Тбилиси. Мецниереба. 1989. 61 с.
- Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. М. КДУ.
   2005. 495 стр.
- 36. Гущин А.И. Закономерности геологического развития Северо-Восточного Кавказа в ранне- и среднеюрское время. Дисс. на соискание ученой степени канд. геол-мин. наук. М. МГУ. 1986. 237 стр.
- 37. Гущин А.И., Панов Д.И. Структура зоны Бокового хребта на Восточном Кавказе // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геол. 1992. № 2. С. 25–37.
- 38. Дотдуев С.И. Мезозойско-кайнозойская геодинамика Большого Кавказа // Геодинамика Кавказа. М.: Наука. 1989. С. 82–92.
- 39. Дотдуев С.И. О покровном строении Большого Кавказа // Геотектоника. 1986. № 5. С.
- 40. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты / Труды ГИН, вып.
  465. М. «Наука». 1991. 176 с.

- 41. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натапов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. Москва: Недра, 1990. 334 с.
- 42. *Иностранцев А.А.* О возрасте сланцев Главного Кавказского Хребта // Труды Спб. Общ. Ест. Т. XXIII. Отд. Геологии. Стр. XXXV. 1895 г.
- 43. *Келлер Б.М.* Верхнемеловые отложения Западного Кавказа // Тр. Ин-та Геол. наук. 1947. Вып. 48. № 15. С.
- 44. *Кириллова И.В.* Кливаж как показатель характера движения вещества в процессе складчатости / В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизмы образования. М. 1962. С. 78-109.
- 45. *Кириллова И.В.* О некоторых особенностях глинистых пород, которые необходимо учитывать при тектонических построениях // Бюлл. МОИП. Отд. Геологии. Т. XL (3). 1965. С. 17-33.
- 46. *Кириллова И.В.* Об условиях образования мелких дисгармоничных складок на примере флишевой зоны Большого Кавказа. Геотектоника. 1968. № 2. С. 3-18.
- 47. Кирмасов А.Б. Основы структурного анализа. М. «Научный мир». 2011. 367 стр.
- 48. Кирмасов А.Б. Стрейн-анализ кливажированных обломочных пород: механизмы и количественная оценка деформации // Вестн. Моск. Ун-та. Серия 4. Геология. 2002. № 6. С. 1-10.
- 49. *Кирмасов А.Б.* Структурная эволюция и палеогеодинамика Келяно-Иракиндинской зоны (восточная часть Байкало-Муйского пояса) в позднем докембрии-палеозое. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. М. МГУ. 1998.
- 50. Коншин А.М. Геологическое описание Грозненской нефтеносной площади и месторождений Терской области и Каспийского побережья // Материалы для геологии Кавказа. Сер. 2. Кн. 6. Тифлис. 1892.
- 51. Коншин А.М. Описание разработки нефтяных месторождений в Северной Америке и сравнительных условий добычи нефти на Кавказе. Тифлис. 1896.
- 52. *Коншин А.М.* Геологические исследования Северной части Черноморского Побережья // Матер. по геологии Кавказа. Серия II. Кн. Х. Тифлис. 1909.
- 53. *Копелиович А.В.* Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. Труды ГИН АН СССР. Вып. 121. М.: Наука. 1965. 312 с.
- 54. Кориковский С.П., Путиш М., Закариадзе Г.С., Дюрович В. Альпийский анхиметаморфизм пород оболочки инфрататрикума Западных Карпат: составы аутигенных и кластогенных мусковит-фенгитов как индикатор температурных ступеней // Петрология. 1995. Т. З. № 6. С. 578–592.

- 55. *Короновский Н.В. Демина Л.И*. Позднекайнозойский магматизм Большого Кавказа / в кн.: Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М. ГЕОС. 2007. 251-283.
- 56. Короновский Н.В., Ломизе М.Г. Гущин А.И. и др. Главные события в тектонической эволюции Кавказского сегмента Средиземноморского складчатого пояса // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1997. № 4. С. 5–12.
- 57. Котельников А.Р., Сук Н.И., Котельникова З.А., Щекина Т.И., Калинин Г.М.
   Минеральные геотермометры для низкотемпературных парагенезисов // Вестник ОНЗ
   РАН. 2012. Том 4. NZ9001, doi:10.2205/2012NZ_ASEMPG
- 58. Крымов Б.Ф. Стратиграфия нижне-среднеюрских отложений северного склона Кавказа. – В кн.: Вопросы геологии, бурения скважин и разработки нефтяных месторождений Восточного Предкавказья / Труды Сев-Кавк. Нефт. Науч.-исслед. инта. Вып. 5. Нальчик, «Эльбрус». 1968. С. 49-59.
- 59. *Кузнецов В.Г., Журавлева Л.М.* Стилолиты время образования и многостадийность процесса // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2014. № 5. Стр. 17-22.
- 60. *Кущева Ю.В., Латышева И.В., Головин Д.И., Гаврилов Ю.О.* Текстурно-структурные, минералогические и изотопно-возрастные характеристики юрских терригенных отложений Северно-Западного Кавказа (разрез по р. Белая) // Литология и полезные ископаемые. 2007. №3. С. 286-297.
- Латышева И.В., Кирмасов А.Б. Определение величины деформации в терригенных породах методом случайных сечений (р. Белая, северный склон Большого Кавказа) // Вестник Моск. Ун-та. Серия 4. Геология. 2018. №2. С 13-22.
- 62. *Лебедева Н.Б.* Роль неоднородностей горных пород в процессе образования кливажа // Геотектоника. 1976. №2. С. 31-43.
- 63. *Лебедева Н.Б.* Особенности микроструктуры кливажа в породах флишевой толщи Северного Кавказа / В кн.: Вопросы геономии. М. 1972. С. 130 146.
- 64. *Леонов Ю.Г.* Нижнеюрские отложения Северной Осетии // Бюл. МОИП. Новая серия. Отд. геол. 1961. Т. 36. Вып. 3. С. 56–69.
- *Леонов Ю.Г.* История тектонического развития Центрального и Западного Кавказа в ранней юре–аалене // Бюл. МОИП. Новая серия. Отд. геол. 1966. Т. 41. Вып. 1. С. 28– 48.
- 66. *Леонов Ю.Г.* Структурно-фациальная зональность раннеюрского ааленского прогиба Центрального и Западного Кавказа // Докл. АН СССР. 1966. Т.167. №1. С. 166–169.
- 67. *Леонов Ю.Г.* Тектоника нижне- среднеюрских отложений восточной части Центрального Кавказа // Геотектоника. 1967. № 3. С. 32–48.

- *Леонов Ю.Г.* Ранне- и среднеюрские фазы поднятия и складкообразования Большого Кавказа // Геотектоника. 1969. № 6. С. 31–38.
- 69. Логвиненко Н.В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. «Наука». Л. 1968.
  92 с.
- 70. Лидер М.Р. Седиментология. Процессы и продукты. М. «Мир». 1986. 439 стр.
- 71. *Ломизе М.Г.* Юрский бассейн Большого Кавказа: проявление асимметричного рифтинга? // Ломоносовские чтения: Тез. докладов. М.: Изд-во МГУ, 1996. С. 34–35.
- 72. Ломизе М.Г., Панов Д.И. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа.
  В кн.: Юра Кавказа. С.-Пб.: Наука, 1992. С. 158–165.
- 73. *Ломизе М.Г., Панов Д.И.* Амагматическая начальная фаза субдукции на Крымско-Кавказской окраине Тетиса // Геотектоника. 2001. № 4. С. 78–92.
- 74. Ломизе М.Г., Панов Д.И. Среднеюрская перестройка тектонического режима на Кавказской окраине Тетиса. В кн.: Строение и история развития платформ и подвижных поясов Евразии. М.: МГГА. 2000. С. 34–36.
- 75. *Лукьянов А.В., Лукьянова В.Т.* Стресс-метаморфизм в мезозойско-кайнозойских породах Средней Азии // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1982. Вып 3. Стр. 117-
- 76. Лукьянова В.Т. Критерии разграничения региональных катагенетических и некоторых сходных сними наложенных изменений в слабо литифицированных толщах // Условия образования редкометальных и свинцово-цинковых стратиформных месторождений (тез.докл.). М. 1982. С 18-19.
- 77. Лукьянова В.Т., Лукьянов А.В. Эпигенетические микроструктуры осадочных пород в полях напряжений разного типа // Литология и полезные ископаемые. 1979. № 2. С. 108-123.
- 78. Лукьянова В.Т. Катагенез в орогенных областях. 1998. 170 с.
- 79. Маракушев А.А. Петрогенезис. М.: Недра. 1988. 293 стр.
- *Международный* тектонический словарь. 1991. Под ред. Дж. Денниса, Г. Муравски, К. Вебера. М., Мир. 190 с.
- 81. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 482 с.
- *Милановский Е.Е. Хаин В.Е.* Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963.
   357 с.
- 83. Николя А.Н. Основы деформации горных пород. М. «Мир». 1992. 166 с.
- 84. Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений Северного Кавказа. М. 1973.
- 85. Отзыв действительных членов Ф.Б. Шмидта и И.В. Мушкетова о трудах по геологии и географии Кавказа почетного члена Г.В. Абиха, 1882 г.

- 86. Панов Д.И. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на раннеальпийском этапе развития // Геология Большого Кавказа. М.: «Недра», 1976. С. 154-207.
- 87. Панов Д.И. Стратиграфия нижне- и среднеюрских отложений западной части Центрального Кавказа. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол-минер. наук. М. Моск. Ун-т. 1965. 20 с.
- Панов Д.И. Стратиграфия нижне- и среднеюрских отложений центральной части Северного Кавказа (Дигоро-Осетинская зона) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т.72. Вып. 5. С. 46–55.
- 89. Панов Д.И. Стратиграфия, фации и структура нижне- и среднеюрских отложений в бассейнах рек Баксан и Чегем / Геология Центрального и Западного Кавказа. М. Гостоптехиздат. 1962. С. 74-110.
- 90. Панов Д.И., Бызова С.Л., Снежко Е.А. Новые данные по стратиграфии нижне- и среднеюрских отложений центральных частей Большого Кавказа // Геология и разведка. 1964. №4 С. 35-47.
- 91. *Панов Д.И., Гущин А.И.* Структурно-фациальное районирование территории Большого Кавказа для ранней и средней юры и регионально-стратиграфическое расчленение нижнесреднеюрских отложений // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 124-139.
- 92. Панов Д.И., Гущин А.И. Стратиграфия нижне- среднеюрских отложений северного склона Восточного Кавказа (Агвали-Хивская зона) // Бюлл. МОИП, отд. Геология. 1993. Т. 68. Вып. 1. С. 48-64.
- 93. Панов Д.И., Ломизе М.Г. Ранняя и средняя юра Большого Кавказа / В кн.: Большой Кавказ в Альпийскую эпоху. ГЕОС. 2007. С. 39-98.
- 94. *Панов Д.И., Пруцкий Н.И.* Стратиграфия нижне-среднеюрских отложений Северозападного Кавказа // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 1983. Т. 58. Вып. 1.
- 95. *Пац В.М.* К стратиграфии юры по р. Чанты-Аргун (Чечено-Ингушская АССР) // Тр. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. 1938. Вып.1. С.153-162.
- 96. Пац В.М. Краткий геологический очерк бассейна р. Шаро-Аргун на Северном Кавказе (Чечено-Ингушская АССР) // Тр. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа, 1939. Вып.4. С. 109-122.
- 97. *Пруцкий Н.И., Панов Д.И.* Новые данные по стратиграфии нижнеюрских отложений Главного хребта Западного Кавказа // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1981. С. 16-24.
- 98. *Ренгартен В.П.* Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги // Тр. Всесоюз. геол-развед. объед. ВСНХ СССР. 1932. Вып. 148. 79 с.

- 99. Робинсон В.Н. Геологический обзор области триаса и палеозоя бассейнов рек Лабы и Белой на Северном Кавказе.- Тр. Всес. геол.-разв. объед. 1932. Вып. 26. 60 с.
- 100. *Робинсон В.Н.* Через Главный Кавказский хребет и Кавказский гос. заповедник.- В кн.: Экскурсии по Каишзу. Междунар. геол. Конгр., XVII сессия, М,-Л., 1937, с. 10-57.
- 101. *Рогожин Е.А., Яковлев Ф.Л.* Опыт количественной оценки морфологии складчатости Тфанской зоны Большого Кавказа // Геотектоника. 1983. № 3. С. 87-98.
- 102. Родыгин А.И. Методы стрейн-анализа. Томск. Изд-во Томского Ун-та. 1996. 170 с.
- 103. Ростовцев К.О. Стратиграфия нижне- и среднеюрских отложений Гузерипльской подзоны северного склона Западного Кавказа. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 2. С. 95-107.
- 104. Ростовцев К.О. Нижне-среднеюрские отложения Западного Кавказа и Предкавказья. Автореф. дис. на соиск. учен. степ. д-ра геол.-минер. наук. Л. Всесоюз. нефт. Науч.исслед. геол.-развед. ин-т. 1968. 37 с.
- 105. *Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф.* О свойстве дискретности горных пород // Физика Земли. 1982. № 12. С. 3-18.
- 106. Симанович И.М. Кварц песчаных пород. 1978. 155 с.
- 107. Симанович И.М., Головин Д.И., Буякайте М.И., Виноградов В.И., Сахаров Б.А., Мацапулин В.У., Соколова А.Л., Покровская Е.В. О влиянии геодинамических факторов на постседиментационный литогенез юрских терригенных комплексов Кавказа (Южный Дагестан) // Литология и полезные ископаемые. 2004. № 6. С. 638-650.
- 108. Сомин М.Л. Доюрское основание Главного хребта и южного склона Большого Кавказа. М. Наука. 1971. 246 с.
- 109. Сомин М.Л. Деформация фундамента как индикатор генезиса складчатости в подвижных поясах // Докл. РАН. 1994. Т. 336, № 3. С. 376–379.
- 110. Сорский А.А. Об условиях формирования полной складчатости в осевой зоне Восточного Кавказа / В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизмы образования. М. 1962. С. 9-41.
- 111. Талицкий В.Г. Генетические типы структурных парагенезов // Вестн. Моск. Ун-та. Серия 4. Геология. 1994. № 4. С. 65-72.
- 112. Талицкий В.Г. Кливаж плойчатости в метаморфических породах Макбальского брахиантиклинороя (Северный Тянь-Шань) // Вестн. Моск. Ун-та. Серия 4. Геология. 1983. № 5. С. 34-39.
- *Талицкий В.Г.* Механизм образования кливажа в обломочных горных породах // Вестн. Моск. Ун-та. Серия 4. Геология. 1989. № 1. С. 19-27.
- 114. Талицкий В.Г. Модель структурообразования в неоднородной геологической среде // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 1991. № 1. С. 27-33.
- 115. Талицкий В.Г. О соотношении кливажа со складками (генетический аспект) // Вестн. Моск. Ун-та. Серия 4. Геология. 1989. № 4. С. 3-14.
- 116. *Талицкий В.Г., Галкин В.А.* Морфологические и генетические различия сланцеватости и кливажа горных пород // Геотектоника. 1988. № 5. С. 15-24.
- 117. Талицкий В.Г., Галкин В.А. Структурная организация геологической среды и некоторые закономерности ее динамических перестроек // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1997. № 2. С. 12-17.
- 118. Тучкова М.И. Литология нижне-среднеюрских отложений Большого Кавказа (на примере северного и южного склонов Центрального Кавказа). Автореферат диссертации на соискание ученой степени канд. геол.-минер. наук. Москва. 1996. 28 стр.
- 119. Тучкова М.И. Литология нижне-среднеюрских отложений Большого Кавказа (осадконакопление, минеральный состав, вторичные преобразования, палеогеографические и геодинамические следствия) / В кн.: Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС. 2007. С. 141-214.
- 120. *Тучкова М.И., Катков С.М., Галускина И.О., Симанович И.М.* Постседиментационные преобразования терригенных пород триаса западной Чукотки как показатель условий складчатости // Геотектоника. 2011. № 3. С. 64-78
- 121. Файф У., Прайс Н., Томсон А. Флюиды в земной коре. «Мир». М. 1981.
- 122. Хаин В.Е. О глыбово-волновой (складчато-глыбовой) структуре земной коры // Бюлл МОИП. Отд. Геол. 1958. Т. 33. Вып. 4. С.
- 123. Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Альпийский средиземноморский пояс. М.: Недра. 1984. С.
- 124. Хаин В.Е., Афанасьев С.Л., Борукаев Ч.Б., Ломизе М.Г. Основные черты структурнофациальной зональности и тектонической истории Северо-Западного Кавказа (в связи с перспективами нефтегазоносности) / В кн. «Геология Центрального и Западного Кавказа». Труды Кавказской экспедиции ВАГТ и МГУ за 1959-1969 годы. Москва. ГНТИ нефтяной и горно-топливной литературы. 1962. Том 3. С. 5-47.
- 125. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Поперечные конседиментационные разломы на границе Центрального и Западного Кавказа и распределение фаций мезозоя и кайнозоя // Изв. АН СССР. 1961 г. Серия геол. № 4. С.
- 126. Хаин Е.В. Офиолиты и покровная структура Передового хребта Северного Кавказа // Геотектоника. 1979. № 4. С. 63-79.

- 127. *Холодов В.Н.* К вопросу о происхождении сутуро-стилолитовых швов // Известия АН СССР. Серия Геологическая. 1955 г. № 2. Стр. 91–99.
- 128. *Холодов В.Н.* Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах (на примере Восточного Предкавказья). М.: Наука, 1983. 151 с
- 129. Чихрадзе Г.А. К вопросу о минеральном составе пелитового осадка раннеюрской геосинклинали южного склона Большого Кавказа // Литология и полезн. ископаемые. 1971. № 6. С. 143–146.
- 130. Чихрадзе Г.А. О кистинской свите басс. р.Терек // Сообщ. АН ГССР. 1975. Т. 80. № 2.
   С. 385–387.
- 131. *Чихрадзе Г.А.* О генезисе андалузитовых сланцев окрестности Дарьяла // Сообщ. АН ГССР. 1975. Т. 67. № 3. С. 625–628.
- 132. Чихрадзе Г.А. Литология нижне- и среднеюрских отложений южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1979. 203 с.
- 133. Шолпо В.Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1978. 176 с.
- Шолпо В.Н. Типы и условия формирования складчатости Сланцевого Дагестана. М. 1964. X с.
- 135. Шолпо В.Н., Рогожин Е.А., Гончаров М.А. Складчатость Большого Кавказа. М. «Наука». 1993. 192 с.
- 136. Юра Кавказа. Труды российского комитета по геологии и использованию недр, межведомственного стратиграфического комитета. Том 22. Отв. редактор К.О. Ростовцев. С.-Пб. «Наука». 1992.
- 137. Юричев А.Н. Метаморфизм: учебное пособие. Томск: Издательский Дом ТГУ, 2014. 170 с.
- 138. Яковлев Ф.Л. Исследование кинематики линейной складчатости (на примере Юго-Восточного Кавказа) // Геотектоника. 1987. № 4. Стр. 31-48.
- 139. *Яковлев* Ф.Л. Реконструкция структур линейной складчатости с использованием структур объемного балансирования // Физика Земли. 2009. № 11. Стр. 100-112.
- 140. *Япаскурт О.В.* Литогенез и полезные ископаемые миогеосинклиналей. М.: Недра. 1992. 224 с.
- 141. Япаскурт О.В. Литология. Разделы теории: В двух частях: Часть I: Процессы и факторы эпигенеза горных пород: диагностика и системный анализ. М.: МАКС Пресс. 2013. 216 с.
- 142. Япаскурт О.В. Основы учения о литогенезе. М.: Изд-во моск. ун-та. 2005. 379 с.
- 143. Япаскурт О.В. Предметаморфические изменения осадочных пород в стратисфере. Процессы и факторы. М.: ГЕОС. 1999. 260 с.

- 144. Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics. Berlin, Heidelberg, New-York. 1980.
- 145. 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. 40. P. 255-272.
- 146. *Bons P*. The formation of veins and their microstructures // Stress, Structure and Strain: a volume in honour of Win D. Means, Ed. by Mark Jessell, and Janos Urai. J. Virtual Explorer, Electronic Edition, 2000. V. 2, Pap. 4.
- Borradaile G.J. Chlorite mica blasts in slate with continuous cleavage // Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics. Berlin, Heidelberg, New-York. 1980. P. 458-459.
- Bourdelle F., Parra T., Chopin C., Beyssac O. A new chlorite geothermometer for diagenetic to low-grade metamorphic conditions // Contribution to Mineral and Petrol. 2013. V.165. P. 723–735.
- 149. *Bourdelle F., Cathelineau M.* Low-temperature chlorite geothermometry: a graphical representation based on a T-R²⁺-Si diagram // Eur. J. Mineral. 2015. V. 27. P. 617-626.
- 150. *Caritat P., Hutcheon I., Walshe J.* Chlorite geothermometry: a review // Clays and clay minerals. 1993. V. 42. № 2. P.219-239.
- Cathelineau M., Nieva D. A chlorite solid solution geothermometer The Los Azufres (Mexico) geothermal system // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1985. V. 91. P. 235-244.
- 152. Cosgrove J.W. The formation of crenulation cleavage // Jl. Geol. Soc. Lond. 1976. Vol. 132.
  P. 155-178.
- Erslev E.A. Normalized center-to-center strain analysis of packed aggregates // J. Struct. Geol. 1988. Vol. 10. P. 201–210.
- 154. Fry N. Random point distributions and strain measurement in rocks // Tectonophysics. 1979.
   Vol. 60. P. 89-105.
- 155. Ganne J., Andrade V., Weinberg R. F., Vidal O., Dubacq B., Kagambega N., Naba S., Baratoux L., Jessell M., Allibon J. Modern-style plate subduction preserved in the PalaeoproterozoicWest African craton // Nature Geoscience. 2012. Vol. 5. P.60-65.
- 156. *Gray D.R., Durney D.W.* Investigations on the mechanical significance of crenulation cleavage // Tectonophysics. 1979. Vol. 58. P. 35-79.
- 157. *Grotenhuis S.M., Trouw R.A.J., Passchier C.W.* Evolution of mica fish in mylonitic rocks // Tectonophysics. 2003. V. 372. P. 1-21.
- 158. Hunziker J.C., Frey M., Clauer N. et al. Dallmeyer D., Friedriehsen H., Flehmig W., Hoehstrasser K. Roggwiler P., and Schwander H. The evolution from illite to muscovite:

mineralogical and isotopic data from the Glarus Alps, Switzerland // Contribution to Mineral. and Petrol. Vol. 92. 1986. P. 157–180.

- 159. Kirschner D.L., Sharp Z.D., Masson H. Oxygen isotope thermometry of quartz-calcite veins: Unraveling the thermal-tectonic history of the subgreenschist facies Morcles nappe (Swiss Alps) // Geological Society of America Bulletin, 1995. 107(10), 1145–1156.
- 160. Kübler B. Les argiles, indicateurs de metamorphisme // Rev. Inst. Franc. Petrol. 1964 V.19.
  P. 1093-1112.
- 161. Low temperature metamorphism. Editor M. Frey. New York, 1987. 350 p.
- Massone H.J., Schreyer W. Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K_Feldspar, phlogopite and quartz // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. Vol. 96. №2. P. 212–244.
- Means W.D. Natural and experimental microstructures in deformed micaceous sandstones // Geol. Soc. of Am. Bull. 1975. Vol. 86. P. 1221-1229.
- 164. *Passchier C.W., Trouw R.A.J.* Microtectonics. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Germany 1996.
- Powell C.McA. A morphological classification of rock cleavage // Tectonophysics. 1979.
   Vol. 58. P. 21-34.
- Ramsey J.G., Huber M.I. The Techniques of Modern Structural Geology. Vol.1: Strain Analysis. London: Academic Press. 2003. 307 c.
- 167. Roberts B., Merriman R.J., Pratt W. The influence of strain, lithology and stratigraphical depth on white mica (illite) crystallinity in mudrocks from the vicinity of the Corris Slate Belt, Wales: implications for the timing of metamorphism in the Welsh Basin // Geol. Mag. Great Britain. 1991. 128(6). P. 633-645.
- 168. Selles-Martinez J. New insights in the origin of cone-in-cone structures // Carbonates and evaporates. 1994. V.9. № 2. P. 172-186.
- Trouw R.A.J., Passchier C.W., Wiersma D.J. Atlas of mylonites and related microstructures. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 2010. 322 P.
- Weaver Ch.E., Broekstra B.R. Illite-Mica. Shale-slate metamorphism in Southern Appalachians. In: Developments in petrology. V. 10. Amsterdam, N. Y.: Elsevier, 1984. P. 67–98.

## Список работ, опубликованных по теме диссертации:

## Статьи в периодических изданиях, рекомендуемых ВАК:

1. Кущева Ю.В., Латышева И.В., Головин Д.И., Гаврилов Ю.О. Текстурно-структурные, минералогические и изотопно-возрастные характеристики юрских терригенных отложений Северно-Западного Кавказа (разрез по р. Белая) // Литология и полезные ископаемые. 2007. № 3. С. 286-297.

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

**3.** Гаврилов Ю.О., Кущева Ю.В., **Латышева И.В.**, Гущин А.И., Соколова А.Л. Минералогические, изотопные (K-Ar) и структурно-текстурные характеристики юрского терригенного комплекса в разных палеотектонических обстановках (Большой Кавказ, Чечня - Грузия) // Вестник Московского Ун-та. Серия 4. Геология. 2016. № 1. С. 27-40.

**4**. Латышева **И.В.**, Кирмасов А.Б. Определение величины деформации в терригенных породах методом случайных сечений (р. Белая, северный склон Большого Кавказа) // Вестник Моск. Ун-та. Серия 4. Геология. 2018. №2. С 13-22.

## Материалы конференций и совещаний:

**5.** Латышева И.В. Минералогические и структурно-геологические особенности нижнеюрских терригенных пород Северо-Западного Кавказа в районе р. Белой (Адыгея) // Материалы XX Всероссийской молодежной конференции «Строение литосферы и геодинамика». Иркутск, 2003, с. 57-58.

**6.** Латышева И.В. Особенности деформации нижнеюрских терригенных отложений Северо-Западного Кавказа (район р. Белой, Адыгея) // Современные вопросы геологии. Тезисы докладов на Ш Яншинских чтениях, Москва, 2003, с.164-166.

**7.** Латышева И.В. Особенности деформации нижне- и среднеюрских терригенных пород Архыз-Гузерипльской структурно-фациальной зоны (Северо-Западный Кавказ) // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Материалы молодежной школы конференции XXXVII Тектонического совещания, Москва, ГЕОС, 2004, с. 183-185.

8. Кущева Ю.В., Латышева И.В., Гаврилов Ю.О., Головин Д.И. Структурно-текстурные и возрастные изменения нижне- и среднеюрских терригенных пород северного склона Большого Кавказа (долина р. Белой) // Материалы XXI Всероссийской молодежной конференции «Строение литосферы и геодинамика». Иркутск. ИЗК СО РАН. 2005. С. 59-60.

**9.** Кущева Ю.В., **Латышева И.В.** Юрские терригенные образования Северо-Восточного Кавказа: текстурно-структурные, минералогические и изотопно-возрастные характеристики (разрез по р. Аварское Койсу) // Материалы XXII Всероссийской молодежной конференции "Строение литосферы и геодинамика". Иркутск. ИЗК СО РАН. 2007. С. 62-63. 24-29 апреля 2007 г.

**10.** Латышева И.В. Деформационные микротекстуры в нижне- и среднеюрских терригенных породах Северного склона Большого Кавказа (долина реки Аварское Койсу, Дагестан) // Материалы XXIII Всероссийской молодежной конференции «Строение литосферы и геодинамика». Иркутск. ИЗК СО РАН. 2009.

**11.** Латышева И.В. Химический состав аутигенных слюд в нижне-среднеюрских терригенных породах Северо-западного Кавказа (р. Белая) // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Научные материалы VI Всероссийского совещания. Махачкала. АЛЕФ. 2015. С. 173-175.

**12.** Латышева И.В. Деформационные микротекстуры в породах нижне-среднеюрского терригенного комплекса Восточного Кавказа (долина р. Чанты-Аргун) // Материалы VIII Всероссийского литологического совещания (27-30 октября 2015 г). М. РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина. 2015. Том 2. С. 411-414.

**13.** Латышева И.В. Определение величины деформации терригенных пород (на примере алевролитов нижне-среднеюрского комплекса северного склона Большого Кавказа) // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о земле. Материалы докладов IV Всероссийской конференции с международным участием, 3-8 октября 2016. М. 2016. С. 123-128.

**14.** Латышева И.В., Гаврилов Ю.О. Особенности постседиментационных преобразований нижне- и среднеюрских терригенных пород в долине р. Ардон (северный склон Большого Кавказа, Северная Осетия) // Материалы L Тектонического совещания «Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии» М. ГЕОС 2018, Т.1. Стр. 376-379.

222