

УСЛОВИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ УЛУТАУСКОЙ СВИТЫ ЗАПАДНО-МАГНИТОГОРСКОЙ ЗОНЫ ЮЖНОГО УРАЛА

© 2011 г. А. М. Фазлиахметов

Институт геологии Уфимского НЦ РАН
450000, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2
E-mail: famrb@mail.ru

Поступила в редакцию 03.08.2010 г.

Отложения улутауской свиты (живет–нижний фран) накапливались в глубоководной впадине, расположенной между активной Магнитогорской и потухшей Ирендыкской островными дугами. Обломочный материал формировался в областях вулканизма в результате эксплозий и разрушения литифицированных вулканогенных и осадочных пород. Транспортировка обломочного материала в глубоководные зоны осуществлялась посредством турбидных и обломочных (**debris flow**) потоков. Анализ цикличности позволил предположить, что у подножья Магнитогорской островной дуги формировалось несколько глубоководных конусов выноса, сливавшихся в единый шлейф, которому соответствует улутауская свита Кизило-Уртазымской подзоны. Предполагается, что улутауская свита Узункырской подзоны накапливалась в условиях собственно склона Магнитогорской дуги.

Ключевые слова: *турбидиты, гравитационные потоки, седиментация, островная дуга, улутауская свита, девон, Южный Урал.*

ВВЕДЕНИЕ

Вулканогенно-осадочный (эффузивно-осадочный) тип литогенеза, выделенный Н.М. Страховым [28, 29] в качестве самостоятельного, в настоящее время остается наименее изученным. Поступление обломочного материала в результате эксплозий и разрушения вулканических построек, его перенос и отложение процессами экзогенного ряда в условиях расчлененного рельефа и высокой сейсмичности обуславливают сложное строение вулканогенно-осадочных толщ. Частые фациальные переходы, изменения мощности и тектонические деформации существенно затрудняют их изучение. Однако, использование конодонтов для расчленения и корреляции вулканогенно-осадочных разрезов Западно-Магнитогорской зоны (ЗМЗ) Южного Урала, позволило достичь весомых результатов в их стратиграфии [1, 13, 14] и проводить реконструкции вулканизма и седиментации более обоснованно.

ПОЛОЖЕНИЕ УЛУТАУСКОЙ СВИТЫ В СТРУКТУРЕ МАГНИТОГОРСКОЙ МЕГАЗОНЫ

Улутауская свита выделена Л.С. Либровичем [8] в районе города Сибая и в ходе последующих геолого-съемочных работ прослежена на всем протяжении ЗМЗ (рис. 1). Возраст ее (живет – нижний фран, табл. 1) определен по конодонтам [1, 13]. Практически повсеместно она согласно залегает на карамалыташской и ярлыкаповской свитах, лишь в разрезе “Траташ” с перерывом ложится на породы

ирендыкской свиты. Перекрывают улутауские образования кремни мукасовской свиты.

В смежных структурных зонах возрастные аналоги улутауской свиты представлены вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными отложениями (табл. 1). В Гумбейской подзоне Восточно-Магнитогорской зоны (ВМЗ) – это базальты, андезибазальты, туфы верхней подсвиты гумбейской свиты и перекрывающие ее вулканы кислого и среднего состава нижней части новобуранной толщи [2, 15, 27]. В Учалинско-Александринской подзоне с улутауской свитой сопоставляется урлядинская толща, представленная обломочными разностями вулканогенно-осадочных пород от основного до кислого состава, переслаивающихся с эффузивами. Присутствуют известняки с мелководной фауной. Мощность толщи варьирует от 80 до 1300 м [2, 15].

В крайних западных разрезах Магнитогорской мегазоны, к западу от хребта Ирендык (Актау-Таналыкская подзона ЗМЗ), живетско-раннефранскому времени соответствует верхняя часть актауской свиты, сложенная кремнистыми породами, мощностью до 50 м [27].

ЭВОЛЮЦИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ ОБ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ УЛУТАУСКОЙ СВИТЫ

Большинство исследователей определяют слагающие свиту породы как туффииты, тефроиды, вулканотерригенные песчаники и т.д. Однако, В.Т. Фроловым и М.Н. Щербаковой [25] показана дискусси-

онность применения этих терминов и рекомендовано использовать при описании вулканогенно-осадочных пород термины, принятые для терригенных кластолитов, а для наименования вулканогенно-обломочных пород, происхождение обломков которых не ясно, предложен термин “вулканитовый” [31]. В соответствии с этими рекомендациями, улутаускую свиту можно определить как последовательность вулканитовых песчаников (преобладают), гравелитов, гравийно-галечных микститов, кремнистых алевролитов и кремней, мощностью от 800 до 2000 м.

Сложное строение свиты обусловлено многообразными обстановками седиментации, господствовавшими в области Магнитогорской островной дуги в периоды ее активности. Одним из первых исследований, посвященных реконструкции условий осадконакопления, является публикация И.В. Хворовой и Т.Г. Елисейевой [35]. К заслугам этих авторов относится вывод об образовании псаммитовых разностей улутауской свиты суспензионными потоками, перемещавшими вулканогенно-осадочный материал из областей островодужного вулканизма, которым в современной структуре Южного Урала соответствует ВМЗ.

Т.И. Ширококовой [37, 38] улутауская свита изучена наиболее обстоятельно. Она относила грубообломочные отложения этой свиты к пирокластическим, сформированным вблизи центров активной вулканической деятельности, а более мелкообломочные – к фациям удаленных зон. По ее мнению, при формировании улутауской свиты имели место извержения взрывного типа с выбросом большого количества пирокластического материала. Сложенные им временные вулканические постройки (конусы) быстро разрушались под воздействием водной среды, а возникавший при этом обломочный материал, разносился турбидными течениями.

В.А. Маслов и др. [14] отмечали, что в составе улутауской свиты присутствует много эдафогенного и тефроидного материала. Они относили ее отложения к эдафогенно-тефроидным и вулканотерригенным ритмично-слоистым образованиям.

Среди многих типов отложений улутауской свиты наибольший интерес у исследователей вызывали микститы. Они широко распространены в Кизило-Уртазымской подзоне ЗМЗ. Так, Г.Ф. Червяковский [36] относил грубообломочные разности к вулканогенной молассе, В.Г. Кориневский [6] – к вулканоколлювию, В.А. Маслов и др. [14] – к эдафогенным тефротурбидитам.

Работами [14, 19, 27], показано, что формирование улутауской свиты происходило в глубоководной впадине. С востока ее ограничивала активная Магнитогорская островная дуга, поставлявшая обломочный материал, а с запада – потухшая Ирендыкская островная дуга.

Как видно из приведенного краткого обзора, отложения улутауской свиты относятся разными ав-

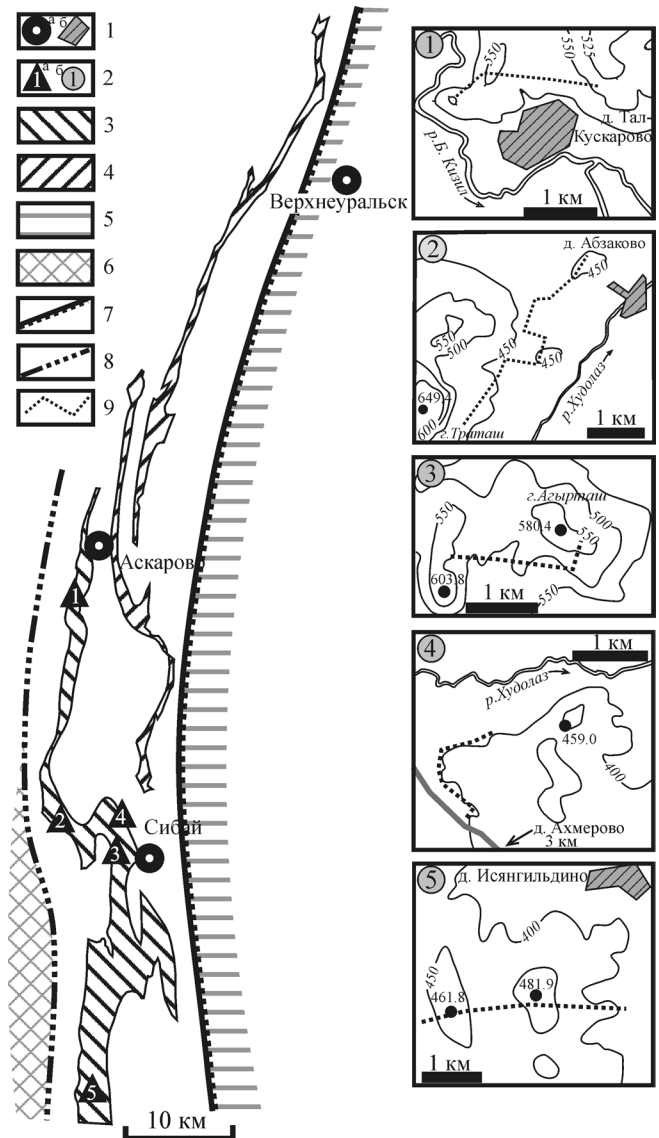


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов улутауской свиты.

1 – положение населенных пунктов (а – на обзорной схеме, б – на детальных планах); 2 – расположение разрезов и их номера (а – на обзорной схеме, б – на детальных планах); 3–4 – распространение улутауской свиты: 3 – в Кизило-Уртазымской подзоне ЗМЗ, 4 – в Узункырской подзоне ЗМЗ; 5 – западная окраина Восточно-Магнитогорской зоны; 6 – Актау-Таналыкская подзона ЗМЗ; 7 – предполагаемая граница между областью активного вулканизма (мобилизации) и областью транспортировки и аккумуляции; 8 – предполагаемое положение осевой части Ирендыкской островной дуги; 9 – абрисы маршрутов. Номера и названия разрезов: 1 – Тал-Куссарово, 2 – Траташ, 3 – Давлетово, 4 – Куюбаш, 5 – Исянгильдино

торами к разным генетическим типам. Одни выделяются по особенностям мобилизации обломочного материала (эдафогенный, вулканотерригенный, тефроидный), другие характеризуют скорее процессы и обстановки седиментации (тефротурбидиты, вулканоколлювий, вулканогенная моласса).

Таблица 1. Схема стратиграфии и корреляции средне-верхнедевонских отложений Магнитогорской мегазоны [1]

Отдел	Ярус	Стандартная конодонтовая шкала	Магнитогорская мегазона										
			Западно-Магнитогорская зона		Восточно-Магнитогорская зона								
			Актау-Таналыкская подзона	Кизило-Уртазымская и Узункырская подзоны	Учалинско-Александринская подзона	Гумбейская подзона							
Верхний	Франский	linguiformis	Биягодинская свита микститы, песчаники 20–600 м		Аблязовская толща базальты, туфы, известняки 300–1200 м								
		rhenana	Мукасовская свита кремни, переслаивание кремней, алевролитов и песчаников		Бабарыкинская толща кремнисто-глинистые и кремнистые сланцы	Новобуранная толща туффиты, туфоконгломераты, туфопесчаники, кремнисто-углистые алевролиты базальты андезибазальты дациты							
		jamieae											
		hassi											
		punctata					50–800 м	70–500 м					
transitans	Актауская свита кремни	Улутауская свита вулканитовые песчаники, гравелиты микститы, кремни, кремнистые алевролиты	Урлядинская толща базальты, андезибазальты, туфы, тефроиды, туфопесчаники, известняки	300–400 м									
falsiovalis					800–2000 м	1000–2000 м							
disparilis													
hermanni-cristatus													
varsus													
Средний	Живетский	hemiansatus	Карамайташ-Ярлыкаповская свита базальты риолиты 2000 м	Ярлыкаповская свита яшмы 5–120 м	Александринская толща базальты, риодациты риолиты, яшмы 1200–2700 м	Гумбейская свита	верхняя подсвита базальты, туфы, тефроиды до 1000 м						
		kockelianus						Ирендыкская свита андезибазальты тефроиды	Карагайская толща андезибазальты тефроиды	Аул-Кумакская толща базальты андезибазальты тефроиды до 800 м			
		australis									20–300 м	200–3300 м	более 1500 м
		costatus											
		partitus											

ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗОВ

На севере Кизило-Уртазымской подзоны отложения улутауской свиты нами изучены в разрезе “Тал-Кускарово” (рис. 1, 2). Здесь свита сложена песчаниками, кремнистыми алевролитами и кремнями, которые закономерно сменяют друг друга по разрезу, формируя последовательность элементарных циклитов (ЭЦ). Общим для них является уменьшение размерности обломочного материала от подошвы к кровле (градационная сортировка). По всей видимости, формирование каждого ЭЦ происходило при однократном сходе турбидного потока.

Строение ЭЦ в разрезе закономерно меняется, что позволяет выделить слоевые ассоциации более высокого порядка. Например, от основания свиты, сложенной кремнистыми, алевролитовыми и мелкопесчаными породами, постепенно, вверх по разрезу, происходит увеличение мощности псаммитовой и уменьшение мощности алевритовой части ЭЦ. Общая мощность их возрастает от 0.5–1.5 м

до 4.0–5.0 м. Наряду с этим, происходит поглубе-ние обломочного материала в основаниях ЭЦ – от алевролитов до грубозернистых песчаников с гравием. Кремнистые (фоновые) прослои исчезают. Выше, во второй половине такого циклита, происходят обратные изменения, разрез становится тонкослоистым кремнисто-мелкообломочным. Согласно классификации Ю.Н. Карогодина [4], подобные слоевые ассоциации относятся к типу регрессивно-прогрессивных (ре-про). Всего в нижней и средней частях улутауской свиты можно выделить четыре циклита (третьего или четвертого порядка), для которых характерно описанное строение.

Помимо гранулометрического состава пород, закономерно изменяется и минерально-петрографический состав. В нижней части свиты обломочный материал представлен вулканитами кислого состава, плагиоклазом и кварцем, в то время как в средней ее части преобладают обломки вулканитов среднего и основного состава. Верхние горизонты свиты обнажены плохо и представлены, по всей ви-

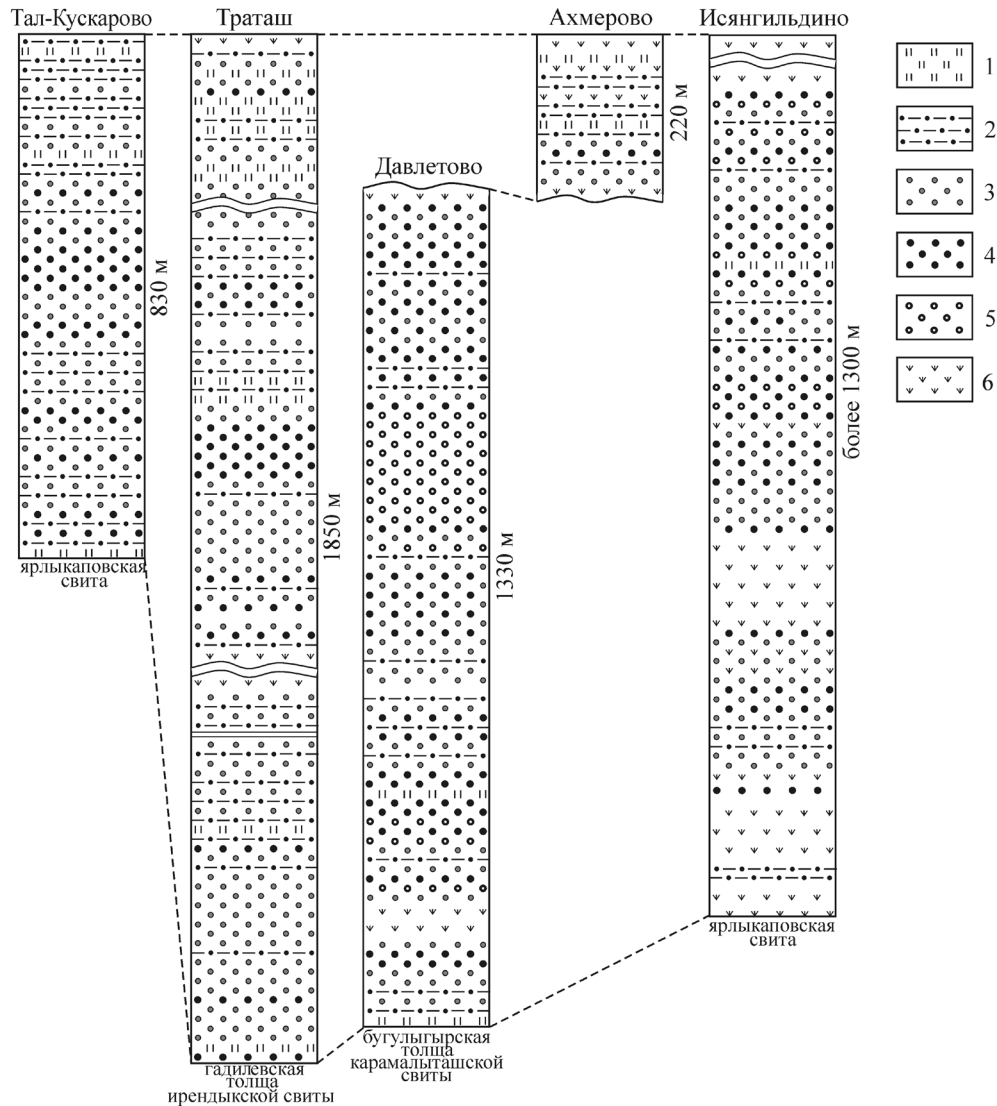


Рис. 2. Сопоставление разрезов улутауской свиты.

1 – кремни; 2 – алевролиты; 3 – песчаники мелко-, средне- и крупнозернистые; 4 – песчаники грубозернистые, гравелиты, микститы гравийные и галечные; 5 – микститы валунные; 6 – закрытые интервалы.

димости, тонкообломочными и кремнистыми породами, мощностью не более 100 м.

В разрезе “Траташ”, расположенном в 50 км южнее Тал-Кукарово, улутауские породы залегают на отложениях иртышской свиты нижнего эйфеля. Улутауская свита здесь сохраняет циклическое строение и представлена песчаниками различных гранулометрических классов, алевролитами, кремнями. Обломочный материал представлен вулканитами среднего и основного состава. Обломки кварца содержанием не более 3% встречаются преимущественно в верхней части свиты.

Наибольший интерес представляет разрез улутауской свиты западного крыла Карамалыташской структуры (д. Давлетово, руч. Куяубаш), где она разделяется на три толщи.

Первая толща мощностью 600 м начинается с кремней и кремнистых алевролитов (рис. 3), по-

степенно сменяющих красные яшмы бугулыгирской толщи карамалыташской свиты. Вверх по разрезу появляются прослои тонко-, мелко- и среднезернистых песчаников с градиционной сортировкой обломочного материала. Разрез становится циклическим. В кремнистых алевролитах проявлена горизонтальная слоистость и, очень редко, слоистость ряби. Вверх по разрезу мощности ЭЦ увеличиваются, в их основании появляются гравелиты и гравийно-галечные микститы. Обломочный материал представлен дацитами, риолитами, кремнями, кварцем. В 200 м по мощности от подошвы, встречаются редкие обломки известняков и гематитизированных вулканитов. В средней части толщи прослои кремней отсутствуют. Выше, примерно в 450 м по мощности от подошвы, гравийно-галечный материал исчезает, разрез представлен грубо- и крупнозернистыми песчаниками постепенно переходя-

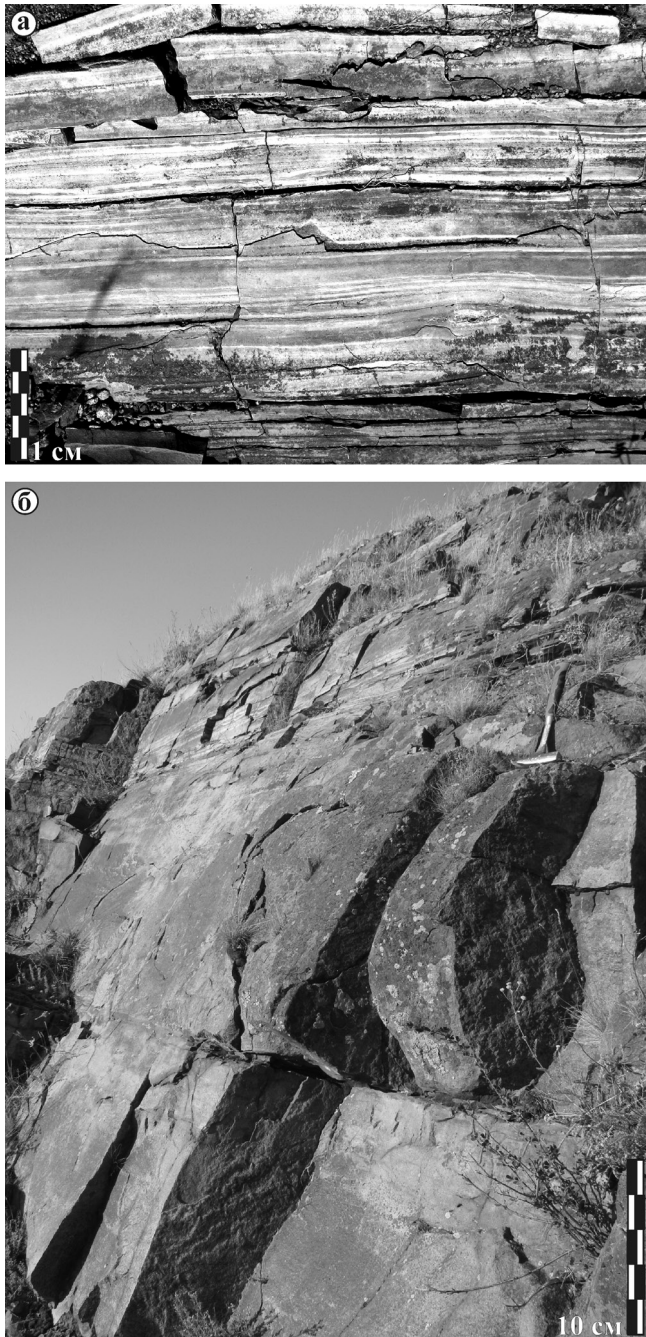


Рис. 3. Строение элементарных циклитов в составе улутауской свиты.

а – переслаивание кремней и кремнистых алевролитов в нижней части свиты в стратотипе (элементарные циклиты третьего типа); б – крупнозернистые песчаники, постепенно сменяющиеся мелкозернистыми разностями (градационная сортировка) – элементарный циклит второго типа в основании второй толщи свиты на западном склоне горы Агырташ.

щими в средне-, мелко- и тонкозернистые песчаники и алевролиты. В кровле толщи встречаются прослой кремней.

Вверх по разрезу появляются прослой, обогащенные обломками вулканитов среднего и основ-

ного состава, вторая толща постепенно сменяет первую. Мощность элементарных циклитов увеличивается с 35–50 см до 2–3 метров (рис. 3). Градационная сортировка проявлена слабо, либо отсутствует. Алевролиты постепенно исчезают из разреза. Выше кластолиты становятся еще более грубыми, появляются прослой микститов. Размер, окатанность и соотношение типов обломков варьирует в широких пределах, преобладают разности, сложенные на 30% слабоокатанными обломками гравийной и галечной размерности, погруженными в материал плохо сортированных песчаников. Мощность пластов колеблется от 3 до 7 м, они однородные, либо с незначительным уменьшением гранулометрического состава в кровле.

В 130 м от основания толщи залегают последовательность грубообломочных пород мощностью около 200 м, обнаженная на южном склоне горы Агырташ (отметка 580.4 м). Здесь наблюдалось несколько циклитов, с грубыми микститами в основании с угловато-окатанными обломками размером до 20–30 см, редко до 1–2 м (рис. 4). Валун и гальки прилегают друг к другу плотно, либо “плавают” в грубо- и крупнозернистой песчаной массе. Мощность циклитов достигает 10–20 м. Венчаются они пакетами грубозернистых песчаников, реже – алевролитов. Состав обломков, в основном, андезитовый и андезибазальтовый, реже встречаются вулканогенно-обломочные и кремнистые породы. Выше размерность обломков и мощности циклитов уменьшаются, появляются редкие прослой кремнистых алевролитов.

Верхняя часть второй толщи и третья толща описаны по левому (южному) берегу ручья Куюбаш, где разрез начинается с пачки видимой мощностью около 40 м, представленной песчаниками, алевролитами, в меньшей степени мелкообломочными гравелитами. В обломочном материале преобладают вулканиты среднего, в меньшей степени, кислого состава. Подчиненное значение имеют прослой кремнистых пород и пелитолитов. Обломочные разности переслаиваются друг с другом, формируя пласты мощностью от 30–40 см до 1.5–2 м.

Следующие 20 м разреза сложены вулканитовыми песчаниками с редкими обломками карбонатов и прослоями кремнистых пород. Этот интервал разреза является переходным от второй толщи к третьей (150 м), сложенной пелитолитами, алевропелитами и кремнями с тонкой горизонтальной слоистостью и следами течения осадка.

Улутауская свита от стратотипической местности (район города Сибая) прослеживается далеко на юг (см. рис. 1). В этом направлении сохраняется ее мощность и циклическое строение, но изменяются петрографический и гранулометрический состав пород. Особенно интересно отметить разрез в районе деревни Исянгильдино, где на разных уровнях отмечаются прослой гравийно-галечных и галечно-

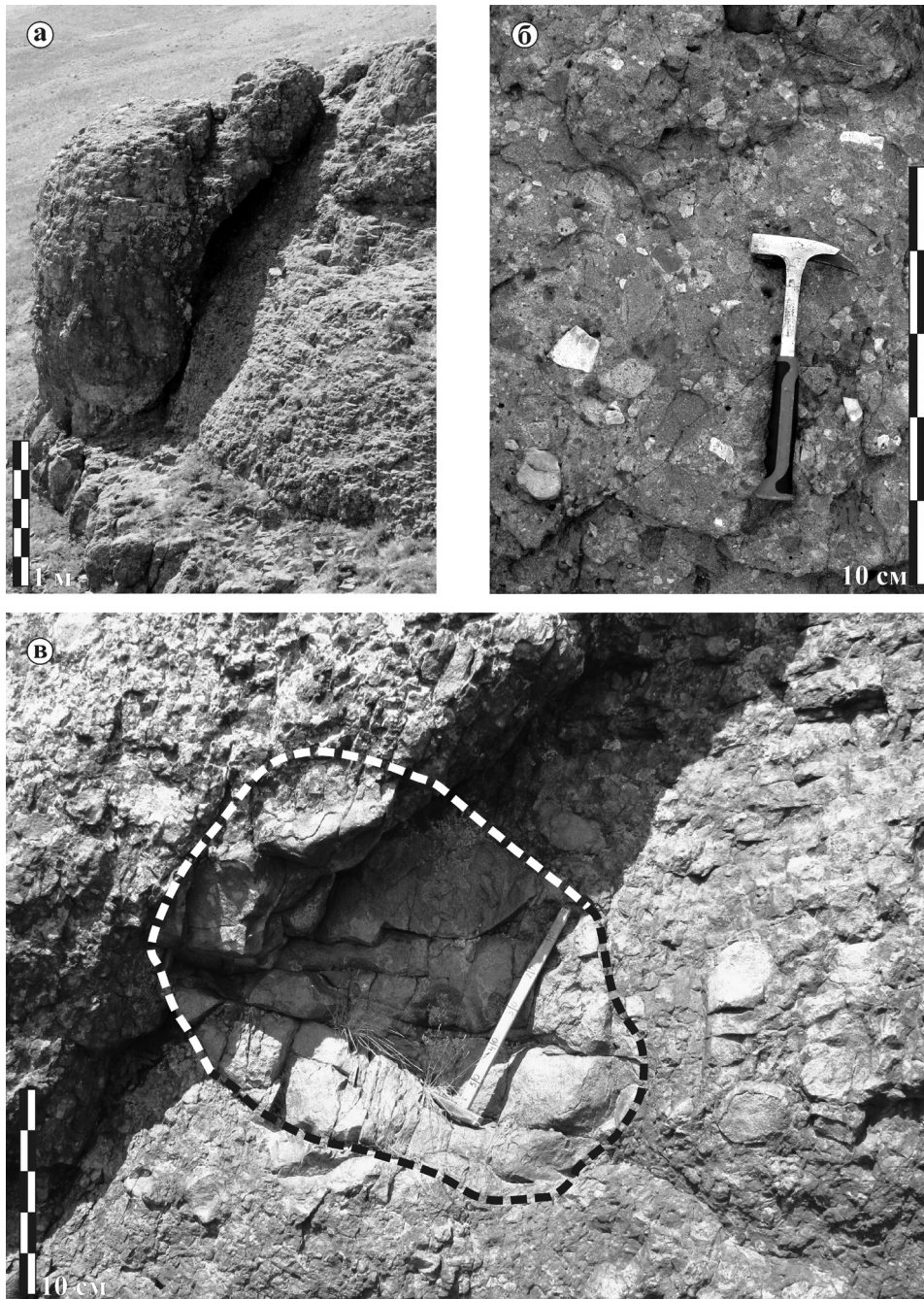


Рис. 4. Микститы второй толщи улутауской свиты (южный склон горы Агырташ).
а – галечно-мелковалунные, б – гравийно-галечные, в – валун дацитов в галечно-мелковалунном микстите.

валунных микститов, состоящих из обломков эффузивов разной окатанности, реже – известняков, кремнистых и вулканогенно-обломочных пород. Во многих случаях четко проявлена градационная сортировка материала.

ОСОБЕННОСТИ ЦИКЛИЧНОСТИ И СЕДИМЕНТАЦИИ

Как видно из описаний разрезов, в составе улутауской свиты распространены обломочные породы

различных гранулометрических классов и кремни. В ходе полевых наблюдений выявлено, что чередование типов пород в разрезе закономерно и имеет циклический характер. В самой общей форме можно выделить элементарные циклиты трех типов. Следует отметить, однако, что между ними есть и переходные разновидности и каждый из типов может быть разделен на несколько подтипов, поэтому, представленная ниже классификация во многом условна.

ЭЦ первого типа отличаются наличием в основании микститов (рис. 4), гранулометрический со-

став которых меняется в широких пределах. Встречаются гравийные, гравийно-галечные, галечно-мелковалунные разности, часто с крупными валунами и глыбами. Псефитовые обломки погружены в псаммитовую массу и распределены в ней, как правило, равномерно. В некоторых пластах концентрация грубых обломков может меняться, причем на протяжении всего нескольких метров по простиранию пласта. Иногда в основании микститов наблюдается плохо выраженная обратная градационная сортировка.

Верхний элемент упомянутых циклитов сложен маломощными песчаниками грубо- и крупнозернистыми, часто с примесью гравийного и мелкогалечного материала. Реже встречаются более мелко-обломочные разности. Переход от микститов к песчаникам в большинстве случаев постепенный, реже – резкий. Мощности ЭЦ данного типа колеблется от 2 до 20 м. Соотношение мощностей микститовых и песчаных элементов меняется от 1/1 в маломощных и до 9/1 в мощных циклитах.

ЭЦ второго типа более разнообразны. В их основании залегают грубо- и крупнозернистые песчаники, иногда с незначительной примесью гравия и мелкой гальки. Реже нижний элемент слагают средне-, мелко- и тонкозернистые песчаники или алевролиты. Характерна градационная сортировка: по направлению вверх уменьшается размер обломков вплоть до появления кремнистых алевролитов (рис. 3). Нередко нижняя часть слагается массивными грубозернистыми песчаниками, мощностью до 4 м, а градационное уменьшение размера обломков происходит в верхней трети циклитов. ЭЦ, в основании которых залегают средне- или мелкозернистые песчаники, свойственна относительно небольшая мощность – до 2 м, градационное уменьшение размера обломков у них начинается от основания песчаников и происходит равномерно, практически по всей мощности циклита. В его верхних интервалах можно наблюдать текстуры, характерные для верхних интервалов последовательности Боума.

ЭЦ третьего типа сложены в нижней части кремнистыми алевролитами, а в верхней – кремнями (рис. 3). Их мощности не превышают 1.5–2.0 см. Они образуют в разрезе последовательности разной мощности – от нескольких сантиметров до нескольких метров. Соотношение пород в этих ЭЦ самое разнообразное. В одних случаях преобладают кремнистые алевролиты, в других – кремни.

Цикличность является одной из основных особенностей флишевых толщ, к числу которых может быть отнесена и улутауская свита [18]. Она объясняется периодическим массовым поступлением обломочного материала в глубоководные области посредством гравитационных потоков. Формирование таких отложений достаточно хорошо изучено по экспериментальным наблюдениям в лабораториях и в современных и древних осадочных комплек-

сах. Результаты этих работ изложены в многочисленных публикациях [23, 26, 30, 31 и др.] и являются основой для дальнейшей интерпретации строения циклитов улутауской свиты и реконструкции седиментационного бассейна в целом.

Анализ упомянутых исследований позволяет предположить, что в составе улутауской свиты ЭЦ первого типа сформированы обломочными потоками (debris flow), переходящими в турбидные потоки высокой плотности. ЭЦ второго типа, по всей видимости, отлагались турбидными потоками средней и малой плотности, по терминологии Д. Стоу [26], они являются среднезернистыми и мелкозернистыми турбидитами. ЭЦ третьего типа, формировались в периоды, отличающиеся очень небольшим поступлением обломочного материала, возможно, отлагавшегося из нефелоидных потоков, турбидных течений малой плотности и придонных течений. В эти периоды в основном, по-видимому, протекали процессы фонового кремнеаккумуляции.

В ходе полевых наблюдений в Кизило-Уртазымской подзоне ЗМЗ выявлено, что ЭЦ первого типа встречаются практически на всем ее протяжении. Они залегают группами или поодиночке на разных уровнях в разрезе улутауской свиты. Их подстилают, перекрывают и сменяют по простиранию ЭЦ второго типа. Таким образом, в общей форме, в меридиональном профиле улутауской свиты можно выделить несколько крупных линзообразных тел в центральной части которых развиты ЭЦ первого типа, а по периферии – второго. ЭЦ третьего типа наиболее часто встречаются в периферийных частях таких линз.

Как известно [23, 26, 34 и др.], в разных зонах глубоководных конусов формируются определенные слоевые ассоциации дебритов, турбидитов и фоновых отложений. Их строение и закономерности изменения по площади могут рассматриваться, по крайней мере, в двух идеализированных сечениях. В одном сечении, направленном от устья каньона к удаленным и более глубоководным частям бассейна, можно наблюдать переход от проксимальных фаций к дистальным. Второе сечение, поперечное к простиранию конуса, характеризует смену фаций каналов фациями межканальных пространств. В большинстве случаев, канал или группа каналов расположены в центральной (осевой) части конусов или близко к ней. Таким образом, в поперечном профиле глубоководный конус представляет собой линзу. В ее центральной части распространены дебриты и грубозернистые турбидиты, а на периферии – средне- и мелкозернистые турбидиты, фоновые отложения.

Таким образом, распределение генотипов (типов ЭЦ) в линзах в составе улутауской свиты и в глубоководных конусах аналогично. Латеральная смена типов ЭЦ обусловлена сменой фаций каналов фациями межканальных пространств, а вертикальная,

по-видимому, связана с развитием конуса: его ростом, проградацией, а затем постепенным отмиранием. Линзы сменяют друг друга по простиранию и по разрезу, сливаясь в один протяженный шлейф. Наиболее четко они выделяются в тех случаях, когда состав обломочного материала смежных линз отличается. Примером этого может служить первая толща стратотипа, выделенная Ю.Л. Куваевским и др. [7] и сложенная кластолитами с обломками кислых вулканитов. В перекрывающих ее отложениях преобладает вулканокластика среднего и основного состава. Мощность первой толщи (линзы) достигает 600 м в районе г. Сибай. По данным Т.И. Широковой [37], в южном направлении она уменьшается в мощности и становится более мелкообломочной. По нашим данным, на склонах горы Аралтау (отметка 539.5 м), в 25 км к югу от г. Агырташ, ей соответствуют кремни и кремнистые алевролиты мощностью не более 50 м.

Поскольку в улутауской свите Кизило-Уртазымской подзоны выделяется несколько линз (конусов выноса), и учитывая положение отложений каналов в разных частях ЗМЗ и на разных уровнях разреза, можно предположить, что поступление обломочного материала происходило из нескольких областей питающей провинции – Магнитогорской островной дуги. По всей видимости, учитывая ее активность в среднем девоне и позднее, ее рельеф постоянно менялся, обуславливая активное поступление обломочного материала, появление новых и исчезновение старых путей транспортировки гравитационных потоков – глубоководных каньонов или иных, схожих с ними форм рельефа.

Интересно отметить, что между Кизило-Уртазымской подзоной ЗМЗ (зона максимального накопления осадков) и ВМЗ (зона мобилизации) расположена Узункырская подзона ЗМЗ, где улутауская свита отличается меньшей мощностью (320–800 м), преобладанием в некоторых разрезах кремней и кремнистых алевролитов, а также, по данным геологосъемочных работ (В.В. Павлов, 1988), наличием прослоев эффузивов, как залегающих *in situ*, так и в виде оползневых блоков. Это позволяет предполагать, что улутауская свита Узункырской подзоны накапливалась на западном склоне Магнитогорской островной дуги (восточный борт впадины).

МОБИЛИЗАЦИЯ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА

Накопление обломочного материала улутауской свиты протекало очень интенсивно, что и обусловило формирование двухкилометровой толщи пород всего за 8–10 млн. лет. По всей видимости, это вызвано высокой активностью процессов, осуществляющих мобилизацию обломочного материала. Очевидно, что в вулканогенных комплексах живета и нижнего франа ВМЗ, соответствующих предполагаемой питающей провинции, не в полной мере сохранились отложе-

ния, изучение которых могло бы способствовать получению исчерпывающей информации об этих процессах. Большая мощность улутауской свиты свидетельствует, по-видимому, о глубоком размыве материнских осадков и пород. Как показывают исследования морфолитогенеза на примере Курильских островов [3, 20, 21], рельеф последних и, видимо, рельеф большинства островодужных архипелагов, благоприятен для активных процессов эрозии и перемещения обломочного материала в глубоководные зоны. Более того, живетские отложения ВМЗ подвергались разрушению и в более поздние эпохи, что подтверждают находки известняков с живетской фауной в отложениях фаменского яруса [12], а также формирование большекизильской свиты, вызванное регрессией на рубеже франа и фамена [16, 17].

Известно, что соотношение экзо- и эндогенных факторов при мобилизации обломочного материала в областях островодужного вулканизма зависит прежде всего от положения вулканических построек относительно уровня Мирового океана. При надводном положении вулканических конусов экзогенные процессы осуществляют поставку основного объема обломочного материала. В этом отношении интересны результаты исследований В.Т. Фролова и др. [32], показавшие, что в осадочных породах кайнозой в зоне Курильских и Командорских островов преобладают терригенные компоненты. Их содержание оценено в 60%, из которых вулканическими являются 46%, а остальные 14% представлены обломками интрузивных, метагенных и седиментных пород. Обломки эдафогенного происхождения и пирокластика составляют в сумме лишь 20%. К сходным выводам пришел И.О. Мурдмаа [20].

При подводном положении вулканических построек, основная доля обломочного материала, по всей видимости, представлена пирокластикой. Ее процентное содержание, по данным И.В. Лучицкого [9], С. Керри, Х. Сигурдсона [5] и Ю.А. Павлидиса, С.Л. Никифорова [21], в массе всего поступающего с островных дуг материала в среднем составляет 40%, а может достигать 90% и более, хотя определить ее количество в обломочных осадках и породах островодужных зон нелегко [21, 33].

Форма обломков в кластолитах улутауской свиты (помимо их состава), по-видимому, является одной из основных черт, характеризующих процессы, протекавшие в области мобилизации. Определяется она не всегда четко, что вызвано, в том числе, зеленокаменными изменениями. Вторичные минералы, развиваясь как по матриксу, так и по зернам, затушевывают структуру пород и форму зерен. Наиболее четко в шлифах определяется форма зерен кварца. Их округленность по пятибалльной шкале, предложенной А.В. Хабаковым [24], составляет в среднем 1–2 балла, чуть реже – 0, 3 и 4 балла. Однако, как известно, кварц часто сохраняет оплавленный интрателлурический облик [33], что

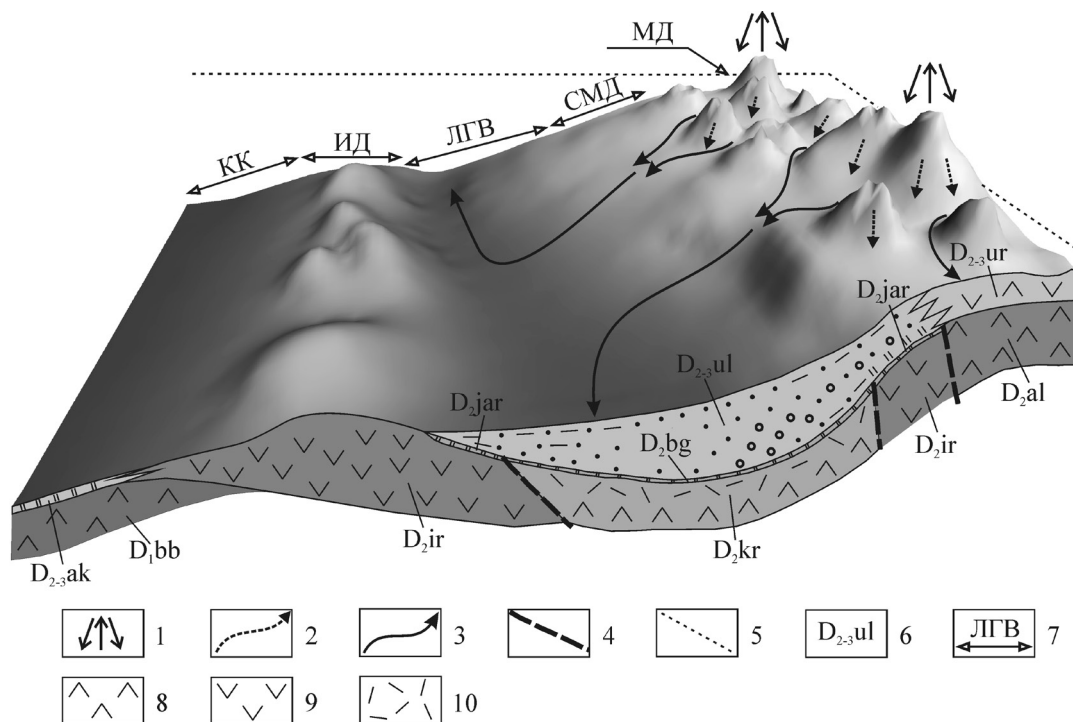


Рис. 5. Схематическая реконструкция обстановок седиментации в живетско-раннефранском бассейне Магнитогорской мегазоны.

1–3 – направление движения вулканогенно-обломочного материала: 1 – эксплозивный выброс и оседание пирокластики, 2 – поступление кластики при разрушении вулканических построек, 3 – гравитационные потоки, перемещающие осадки в глубоководные зоны; 4 – предполагаемые разрывные нарушения; 5 – положение уровня моря; 6 – индексы стратиграфических подразделений (D_{1bb} – баймак-бурибайская свита, D_{2-3ak} – актауская свита, D_{2ir} – ирендыкская свита, D_{2jar} – ярлыкаповская свита, D_{2kr} – карамалыташская свита, D_{2bg} – бугулыгырский горизонт карамалыташской свиты, D_{2ul} – улутауская свита, D_{2al} – александринская толща, D_{2ur} – урлядинская толща); 7 – зоны внутри бассейна: МД – активная Магнитогорская островная дуга, СМД – склон Магнитогорской островной дуги, ЛГВ – ложе глубоководной впадины, ИД – потухшая Ирендыкская островная дуга, КК – область конденсированного кремнеосаждения; 8 – базальты; 9 – андезиты и андезитобазальты; 10 – риолиты и дациты. Остальные обозначения см. рис. 2.

не позволяет применять его при оценке окатанности. И.В. Хворова [33] рекомендует оценивать окатанность по зернам плагиоклаза. Однако они также плохо подходят, т.к. часто этот минерал входит в состав литических фрагментов и окружен (частично или по всему периметру) основной массой эффузива. Даже при незначительных вторичных изменениях она сливается с матриксом. При этом, в некоторых случаях, создается ошибочное впечатление того, что форма кристаллов плагиоклаза характеризует окатанность обломков. В шлифах хорошо определяется форма зерен кислых вулканитов. Округленность литических фрагментов в них соответствует, в большинстве случаев, 0–1–2 баллам. Округлые обломки (3–4 балла) встречаются реже. Судя по отсутствию корочек закалывания, их форма может быть обусловлена процессами окатывания.

Макроскопически достаточно уверенно определяется форма псефитовых обломков эффузивов в микститах (рис. 4). Их округленность соответствует 1–2 баллам, реже – 0, 3, 4. У них не отмечается структуры хлебной корки, уплощенной или веретенообразной формы, зонального внутреннего строе-

ния или иных признаков, свойственных, по мнению И.В. Лучицкого [9] и Е.Ф. Малеева [10], вулканическим фрагментам, округленная форма которых обусловлена жидким состоянием лавы в момент эксплозии или подводного излияния. Помимо этого, отметим, что как в микститах, так и в песчаниках улутауской свиты, часто встречаются окатанные обломки осадочных пород. Их механическая обработка, по всей видимости, происходила совместно с обломками эффузивов. Этот процесс, по данным Е.Ф. Малеева, В.А. Будникова [11] и И.В. Хворовой [33], может занимать всего несколько десятков лет.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенный материал позволил в основных чертах реконструировать условия седиментации отложений улутауской свиты (рис. 5) и сделать следующие главные выводы.

1. Процессы мобилизации вещества протекали в области вулканизма Магнитогорской островной дуги (ВМЗ). Обломочный материал формировался при размыве нелитифицированных осадков (теф-

ры) и литифицированных вулканогенных и осадочных пород. Прежде чем переместиться в более глубоководные области, он, по всей видимости, испытал незначительную механическую обработку.

2. Транспортировка обломочного материала в глубоководные зоны осуществлялась посредством турбидных и обломочных (debris flow) потоков. В результате, в глубоководной впадине сформировалось несколько конусов выноса, слившихся в единый осадочный шлейф.

3. Максимальные объемы осадков накапливались в пределах Кизило-Уртазымской подзоны ЗМЗ. Вероятно, она соответствует наиболее глубокой, осевой зоне впадины, тогда как соответствующие отложения Узункырской подзоны, предположительно, накапливалась на западном склоне Магнитогорской островной дуги.

ПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Артюшкова О.В.* Биостратиграфия по конодонтам вулканогенно-осадочных отложений девона Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2009. 40 с.
2. *Артюшкова О.В., Маслов В.А.* Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения дофаменских вулканогенных комплексов Верхнеуральского и Магнитогорского районов. Уфа. ИГ УфНЦ РАН, 1998. 156 с.
3. *Ионин А.С., Медведев В.С., Павлидис Ю.А.* Типы морфолитогенеза на шельфах Мирового океана // Континентальные и островные шельфы. Рельеф и осадки. М.: Наука, 1981. С. 5–33.
4. *Кародин Ю.Н.* Седиментационная цикличность. М.: Недра, 1980. 242 с.
5. *Керри С., Сигурдсон Х.* Модель вулканогенной седиментации в окраинных бассейнах // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 65–101.
6. *Кориневский В.Г.* Подводные вулканоклювальные отложения Урала // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 1. С. 41–54.
7. *Кубаевский Ю.Л., Краев Ю.П., Кубаевская Н.Д.* Геологическое строение района среднего течения реки Худолаз. Отчет Колтубанской геолого-съёмочной партии за 1959–1956 г. Т. 1. Текст. Уфа, 1961. БРГФ
8. *Либрович Л.С.* Геологическое строение Кизило-Уртазымского района на Южном Урале. Л.–М.: ОНТИ НКТП СССР, 1936. 208 с.
9. *Луцицкий И.В.* Основы палеовулканологии. Т. 2. М.: Наука, 1971. 383 с.
10. *Малеев Е.Ф.* Вулканиды. М. Недра, 1980. 240 с.
11. *Малеев Е.Ф., Будников В.А.* Скорости формирования тефроидов на вулкане Алайд // Литология и полез. ископаемые. 1975. № 2. С. 115–121.
12. *Маслов В.А.* Девон восточного склона Урала. М.: Наука, 1980. 224 с.
13. *Маслов В.А., Артюшкова О.В.* Стратиграфия и корреляция девонских отложений Сибай-Баймакского района Башкирии. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 2002. 199 с.
14. *Маслов В.А., Артюшкова О.В., Барышев В.Н.* Стратиграфия рудовмещающих девонских отложений Сибайского района. Уфа: БФАН СССР, 1984. 100 с.
15. *Маслов В.А., Артюшкова О.В., Якупов Р.Р., Мавринская Т.М.* Проблемные вопросы стратиграфии нижнего и среднего палеозоя Южного Урала // Геологический сборник № 7. ИГ УфНЦ РАН. 2008. С. 193–204.
16. *Мизенс Г.А.* Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне–ранней перми юга Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. 192 с.
17. *Мизенс Г.А.* Колебания уровня мирового океана и осадконакопление в девонских глубоководных бассейнах юга Урала // Литосфера. 2003. № 4. С. 43–64.
18. *Мизенс Г.А.* Основные типы флишевых комплексов на юге Урала // Геология Урала и сопредельных территорий. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2007. С. 441–453.
19. *Мизенс Г.А., Свяжина И.А.* О палеогеографии Урала в девоне // Литосфера. 2007. № 2. С. 29–44.
20. *Мурдмаа И.О.* Современные морские осадки в районе вулканической зоны Курильских островов // Современные осадки морей и океанов. М.: АН СССР, 1961. С. 403–418.
21. *Павлидис Ю.А., Никифоров С.Л.* Обстановки морфолитогенеза в прибрежной зоне Мирового океана. М.: Наука, 2007. 455 с.
22. *Павлов В.В.* Геологическое строение и полезные ископаемые Юлдашевской площади. Книга 1. Текст. Уфа, 1988. БРГФ.
23. *Рейнек Г.-Э., Сингх И.Б.* Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 439 с.
24. *Рухин Л.Б.* Основы литологии. М.–Л.: Гостоптехиздат, 1953. 672 с.
25. Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов / В.Н. Шванов, В.Т. Фролов, Э.И. Сергеева и др. СПб.: Недра, 1998. 352 с.
26. *Стоу Д.А.В.* Морские глубоководные терригенные отложения // Обстановки осадконакопления и фации. Т. 2. М.: Мир, 1990. С. 141–194.
27. Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала / В.А. Маслов, В.А. Черкасов, В.Т. Тищенко и др. Уфа: УфНЦ РАН, 1993. 217 с.
28. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. Т. 1. М.: АН СССР, 1962. 212 с.
29. *Страхов Н.М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Гостоптехиздат, 1963. 299 с.
30. *Фишер Р.В.* Субаквальные вулканокластические породы // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 9–51.
31. *Фролов В.Т.* Вулканогенно-осадочные породы ирендыкской свиты Южного Урала и вопросы их классификации и номенклатуры // Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород: мат-лы Всесоюз. семинара. Тбилиси: ИК КП Грузии, 1970. С. 97–112.
32. *Фролов В.Т., Ростовцева Ю.В., Щербакова Ю.В.* Кайнозойское осадконакопление в зоне Курильских и Командорских островов // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т. 72, Вып. 1. С. 14–22.
33. *Хворова И.В.* Вулканизм и осадкообразование // Литология в исследованиях геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980. С. 9–55.

34. *Хворова И.В.* Фации подводных гравититов // Генезис осадков и фундаментальные проблемы литологии. М.: Наука, 1987. С. 37–58.
35. *Хворова И.В., Елисеева Т.Г.* Вулканогенные обломочные (псаммитовые) породы улутауской свиты // Литология и полез. ископаемые. 1965. № 1. С. 53–69.
36. *Червяковский Г.Ф.* Среднепалеозойский вулканизм восточного склона Урала. М.: Наука, 1972. 258 с.
37. *Широбокова Т.И.* Ритмично-слоистые толщи среднедевонского вулканогенно-обломочного комплекса и их соотношение с колчеданными формациями в Баймакском районе Южного Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1973. 29 с.
38. *Широбокова Т.И.* Петрохимические и геохимические особенности фаций среднедевонских обломочных пород Баймакского района // Палеовулканизм Урала. Свердловск, УНЦ АН СССР, 1975. С. 193–202.

Рецензент Г.А. Мизенс

Sedimentary environments of the Ulutau suite in the West-Magnitogorsk zone of the South Urals

A. M. Fazliakhmetov

Institute of Geology Ufa Science Centre of RAS

Deposits of the Ulutau suite (Givetian–Early Frasnian) was accumulated in deep-sea trough between active Magnitogorsk and extinct Irendyk arcs. Sedimentary clastic material was generated in volcanic zone as a result of explosions and destruction lithified volcanic and sedimentary rocks. Transport of clastic material in deep-sea areas was realized by turbidity and debris flow. Study of cyclicity allowed to propose that in foot of Magnitogorsk island arc was produced a number of deep-water fans joined in line-spread body, which is corresponded to the Ulutau suite of Kizil-Urtazim subzone. It is supposed that the Ulutau suite of Uzunkyr subzone was deposited on the slope of Magnitogorsk island arc.

Key words: *turbidities, gravity flows, sedimentation, island arc, the Ulutau suite, Devonian, the South Urals.*