

УДК 551

## РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ВЕРХНЕЮРСКИХ КОНГЛОМЕРАТОВ КРЫМСКОГО ПОЛУОСТРОВА

© 2007 г. А. В. Лаломов

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН  
119017 Москва, Старомонетный пер. 35;  
E-mail: lalomov@mail.ru*

Поступила в редакцию 24.04.2006 г.

Толща конгломератов и песчаников, относящаяся к верхнеюрскому отделу мезозойских отложений, составляет главную гряду крымских гор. Гранулометрические и текстурные особенности отложений свидетельствуют об активном гидродинамическом режиме среды осадконакопления. В небольших количествах конгломерат содержит экзотические гальку и валуны гранита и гранодиорита, которые, по всей вероятности, были принесены с Украинского докембрийского кристаллического щита, расположенного в 400 км к северу от Крымского п-ва. Палеогидродинамические параметры и механизмы транспортировки обломочных отложений моделировались с использованием различных методик, применяемых при инженерно-геологических расчетах. Полученные результаты продемонстрировали удовлетворительную сходимость данных. Вычисления показали, что исследуемая толща была сформирована в течение короткого (по геологическим меркам), но очень интенсивного эпизода осадконакопления, связанного с активными тектоническими процессами, которые явились причиной активизации гидродинамических и седиментационных процессов в палеобассейне.

Верхнеюрские конгломераты и песчаники (ВКП) главной гряды Крымских гор чрезвычайно информативны с точки зрения реконструкции палеогидродинамических условий: их строение и состав позволяют рассчитать динамические параметры потока, в условиях которого происходили перенос и отложение осадков.

Конгломераты и песчаники относятся преимущественно к верхней части келловейского, оксфорскому и нижней части кимериджского ярусов и входят во второй структурный ярус крымского орогена [Хаин, 2001]. Чаще всего они резко несогласно залегают на подстилающем флише таврической свиты триаса, представляющем первый структурный этаж. Эрозионная поверхность между этими комплексами свидетельствует об интенсивном механическом размыве.

Эти отложения носят по простиранию не выдержаны и прослеживаются в виде линз в основании верхнеюрского отдела на всем протяжении Горного Крыма от Феодосии на востоке до мыса Фиолент на западе на расстоянии 150 км. Мощность ВКП на отдельных участках достигает 700–800 м. Наиболее полно эти отложения представлены в районе г. Ю.Демерджи (рис. 1).

Выше по разрезу конгломераты и песчаники перекрываются толщей известняков. Граница между конгломератами и известняками часто выражена нечетко: на отдельных участках наблюдается постепенный переход, связанный с уменьше-

нием содержания галечного материала и увеличением известковистости песчаников вплоть до их перехода в песчанистые известняки.

### ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕРХНЕЮРСКИХ КОНГЛОМЕРАТОВ И ПЕСЧАНИКОВ

В строении толщи ВКП выделяются три горизонта, различающиеся по вещественному и гранулометрическому составу и текстурным особенностям отложений. Выделение этих горизонтов производится с некоторой степенью условности – переходы между ними постепенные; в пределах одной литологической разности могут существовать линзы и прослои из соседних горизонтов.

Гранулометрический состав отложений был исследован путем измерения размеров крупного гравия, гальки и валунов, а также протяженности участков заполнителя (частиц менее 5 мм) вкrest простирания толщи. Результаты, усредненные по горизонтам, представлены в табл. 1.

Снизу вверх по разрезу выделяются:

ВКП-1. Нижний горизонт представлен валунно-галечным конгломератом с песчано-глинистым заполнителем (матриксом). Цемент конгломерата базальный: крупный материал (галька и валуны) “подвешен” в плохосортированной вмещающей массе, содержание которой в среднем для горизонта составляет 37%. Заполнитель со-



Рис. 1. Обнажение верхнеюрских конгломератов на юго-западном склоне г. Демерджи.

стоит из разнозернистого песка с алевритом и монтмориллонит-гидрослюдистой глиной [Геология..., 1969]. Алеврито-глинистый материал составляет до 20% заполнителя. Валунны и галька преимущественно средне- и слабоокатанные. По петрографическому составу преобладают средне-мелкозернистые окварцованные песчаники, алевролиты, сланцы; содержание гальки кварца не более 10 – 15%. Преимущественной ориентации крупнообломочного материала не наблюдается. Размер отдельных валунов песчаника достигает 0.8 м (рис. 2). Градационная слоистость проявлена нечетко. Иногда в верхней части горизонта наблюдаются линзы грубозернистого песка с косою слоистостью мощностью 0.3–0.6 м и протяженностью 3–8 м. Максимальная мощность этого горизонта достигает 300 м.

ВКП-2. Средний горизонт представлен средне и хорошо окатанным валунно-галечным конгломератом со среднесортированным песчаным по-

ровым заполнителем (около 30%). Отложения этого горизонта в основном хорошо стратифицированы. Слои и линзы средне- и грубозернистого песка с косою слоистостью потокового типа [Логвиненко, 1974] толщиной до 0.5 м составляют до 20–30% от мощности всей толщи и чередуются со слоями валунно-галечного материала мощностью до 2–3 м. По простиранию слои не выдержаны, часто наблюдается их выклинивание и смена литологического состава на расстоянии в первые сотни метров.

Уплотненная галька ориентирована преимущественно параллельно плоскости напластования. Длинные оси галек ориентированы в основном с запада–северо-запада на восток–юго-восток. Градационная слоистость выражена уменьшением крупности обломочного материала в пределах каждого слоя снизу вверх по разрезу, а также увеличением толщины песчаных слоев в верхней части горизонта. Косослоистые серии имеют паде-

Таблица 1. Гранулометрический состав верхнеюрских конгломератов и песчаников

Горизонты	Класс крупности, %							Диаметр крупнообломочных частиц, мм		Стандартное отклонение
	<5 мм (матрикс)	5–10 мм	10–20 мм	20–40 мм	40–80 мм	80–160 мм	>160 мм	максимальный	средний	
ВКП-1	37.0	3.0	4.9	13.3	11.4	22.8	7.6	780	91	42.8
	37.0	40.0	44.9	58.2	69.6	92.4	100			
ВКП-2	28.6	5.4	3.0	19.2	24.2	19.6	0.0	370	62	33.9
	28.6	34.0	37.0	56.2	80.4	100	100			
ВКП-3	69.0	7.3	9.2	9.8	2.0	2.7	0.0	200	30	18.0
	69.0	76.3	85.5	95.3	97.3	100	100			

Примечание. В числителе – содержание класса; в знаменателе – кумулятивные содержания.



Рис. 2. Валуны диаметром до 0,8 м.



Рис. 3. Экзотическая галька гранитов, принесенная, предположительно, с Украинского щита.

ние слоев на юг – юго-восток под углом 20–250. Мощность серий достигает 1–1,2 м.

В конгломератах Демерджи и Чатырдага кроме местных пород изредка встречаются хорошо окатанные валуны и галька биотит-роговообманковых гранитов, гранит-порфиров и гранодиоритов (рис. 3). По данным, полученным в Лаборатории абсолютного возраста горных пород Института геологических наук АН УССР, эти гранитоиды имеют позднепротерозойский возраст, что указывает на транспортировку обломочного материала не только с близкорасположенных участков суши, но и с удаленных кристаллических массивов [Геология..., 1969]. Поскольку основное поступление материала происходило с севера, то источником этих пород, скорее всего, являлся Украинский кристаллический массив, находящийся на расстоянии около 400 км [Добровольская, 1966]. В районе г. Ю. Демерджи мощность

этого горизонта приблизительно 250 м. Верхняя граница нечеткая; она выделяется по существенному уменьшению содержания и крупности гальки и увеличению толщины песчаных слоев.

ВКП-3. Верхний горизонт состоит преимущественно из разнозернистых песчаников с гравием и мелкой галькой. Содержание крупнообломочной гравийно-галечной составляющей изменяется от 30–40% в нижней части горизонта до 10–15% в верхней. Песчаники, как правило, имеют явно выраженную слоистую, реже – массивную (преимущественно в верхней части горизонта) текстуру. Слоистость подчеркивается прослоями мелкогравия толщиной до нескольких сантиметров. В песчаных слоях встречается косая однонаправленная слоистость потокового типа. Толщина косослоистых серий составляет 0,6–1,0 м. Падение слоев преимущественно на юг (азимут 140–200°) под углом 15–20°. Галька, как правило, хорошо



Рис. 4. Глыба гранита в Баксанском ущелье, принесенная селевым потоком.

окатанная, мелкая. Встречаются единичные валуны до 15–20 см.

Мощность горизонта приблизительно 200 м. Верхняя граница выражена постепенным переходом (на протяжении не более 3–5 м) к перекрывающим известнякам. Нижняя часть известняков содержит песок (до 10%) и мелкую хорошо окатанную гальку (не более 5–10%).

Преобладающее направление падения косо-слоистых серий указывает, как правило, на направление потока [Кутырев, 1968]. Соответственно можно заключить, что перемещение обломочного материала в бассейне накопления ВКП происходило в южном – юго-восточном направлении. На это же указывает северное – северо-западное расположение возможного источника гальки гранитов. Во всей толще конгломератов и песчаников наблюдается уменьшение крупности материала по направлению палеопотока: в юго-восточном направлении конгломераты сменяются разновозрастными песками и песчанистыми известняками [Геология ..., 1969, рис. 24.3]. Наиболее полный разрез ВКП описан в районе г. Демерджи, где их мощность достигает 750–800 м. На других участках мощность ВКП уменьшается до 200–400 м; в отдельных районах (Никитская яйла) отложения конгломератов и песчаников в подошве верхнеюрских отложений не прослеживаются [Геология ..., 1969, рис. 23].

Сортировка отложений последовательно улучшается от подошвы к кровле толщи. Данные исследования гранулометрического состава, а также текстурные особенности позволяют предположить, что в изучаемом разрезе имеется одна трансгрессивная последовательность отложений, отражающая значительное уменьшение гидродинамической активности бассейна в конечной стадии седиментации.

### МЕХАНИЗМ ТРАНСПОРТИРОВКИ ОСАДКА

Транспортировка осадка происходит в результате сочетания нескольких механизмов переноса и удержания частиц в потоке, поэтому наиболее достоверно определение способа транспортировки, основанное на анализе максимально возможного количества факторов. Более того, соотношение различных процессов может меняться в ходе седиментации, поэтому даже в пределах одного осадочного тела разные стратиграфические уровни могут формироваться в результате различных седиментационных механизмов. Например, перенос осадков в пределах речного русла производится одновременно волочением, сальтацией и во взвеси, при этом соотношение объемов осадков, перемещаемых этими способами, изменится в зависимости от скорости, градиента скорости и глубины потока. Вместе с тем, в результате разбавления водой может в короткий срок произойти изменение реологических свойств, известное как “трансформация потока” [Pierson, Costa, 1987]. В связи с этими особенностями дробное деление обломочных отложений по способам транспортировки и установление четких границ между различными горизонтами не всегда представляется возможным. Это вызывает необходимость укрупнения классификационных единиц, выделяемых по способу транспортировки обломочных частиц.

По мнению А.С. Полякова [2001], выделяемые различными авторами турбидные (суспензионные, мутьевые) потоки высокой плотности, обломочные и зерновые потоки имеют общий механизм переноса и поддержания осадков в потоке, и различаются только составом исходного материала и условиями его перемещения и осаждения.

Таким образом, представляется возможным выделить три принципиально различных способа транспортировки осадков, которые находят отражение в строении осадочных толщ.

1. При оползнях и обвалах образуются отложения, в которых отсутствует стратификация, сортировка и окатанность материала. Внутрипластовые седиментационные текстуры (косая или троговая слоистость, знаки ряби) не наблюдаются; встречаются только текстуры смятия глинистых осадков в результате оползания пластов. Крупнообломочный материал расположен в песчано-глинистом заполнителе (базальный матрикс). Вниз по направлению движения потока часто наблюдается увеличение крупности обломочных частиц. Содержание жидкой фазы незначительно и не оказывает существенного влияния на характер перемещения материала.

2. Обломочные потоки объединяют выделяемые различными авторами зерновые (grain flow), разжиженные и флюидизированные потоки (liquefied and fluid flows), турбидные (супензионные) потоки высокой плотности (high density turbidity current) и собственно обломочные (debris flow). Несмотря на определенные различия в свойствах этих потоков и структурно-текстурных особенностях образованных ими толщ, можно выделить объединяющие их свойства. В поддержании частиц в потоке участвуют два механизма: плавучесть обломков в песчано-глинистом заполнителе и неупругое столкновение частиц, генерируемое внешней кинетической энергией.

По реологическим свойствам обломочные потоки соответствуют свойствам неньютоновских жидкостей, которые имеют предел текучести  $\tau_0 > 0$ . В строении отложений преобладает базальный матрикс, хотя не исключается и поровый заполнитель, при котором наблюдается соприкосновение крупных обломков. Частицы преимущественно среднеокатанные, их ориентировка выражена слабо. В разрезе толщи иногда наблюдаются песчаные прослои с косой и троговой слоистостью. Градационная слоистость бывает как нормально-го, так и обратного типа. Обломочные потоки характеризуются содержанием обломочного материала более 9% при котором происходит соударение частиц, и поток может рассматриваться как гранулированная среда [Поляков, 2002].

3. Водные потоки низкой плотности с переносом материала волочением и во взвеси. Они характеризуются низким (менее 9%) содержанием обломочных частиц. По реологическим свойствам эти потоки обладают свойствами ньютоновской жидкости, которые имеют линейный характер зависимости коэффициента сдвига от величины внешнего воздействия и предел текучести  $\tau_0 = 0$ . Мелкие фракции обломочного материала переносятся во взвеси, крупные – во-

лочением и сальтацией за счет тангенциального воздействия водного потока на отдельные частицы [Гришин, 1982]. Заполнитель поровый. Гравийно-галечный и валунный материал имеет среднюю и хорошую окатанность, удлиненные частицы ориентированы параллельно потоку. Слоистость отложений явно выражена, отмечаются слои хорошо сортированного песка с однонаправленной косой слоистостью потокового типа. В отдельных слоях проявляется градационная слоистость нормального типа, выражающаяся в уменьшении крупности материала от подошвы к кровле пласта. Крупность материала уменьшается в направлении потока.

Литологические особенности осадков, характерных для различных механизмов транспортировки, приведены в табл. 2. Затенением показаны свойства, наиболее типичные для данного вида потока; частичное затенение показывает характеристики, проявляющиеся спорадически в зависимости от конкретных условий.

Из сравнения осадочных текстур и структур ВКП следует, что они представляют собой гетерогенное осадочное тело. По указанным в табл. 2 литологическим особенностям нижний горизонт (ВКП-1, конгломерат с базальным матриксом) существенно отличается от вышележащих. Два верхних горизонта, несмотря на различия некоторых характеристик (средняя крупность отложений, сортировка, характер заполнителя и окатанность обломков), скорее всего, формировались в результате единого механизма, параметры которого количественно менялись во времени.

Комплексный анализ всей совокупности литологических характеристик отложений по восьми различным параметрам (стратификация, градационная слоистость, сортировка, перекрестная слоистость, окатанность, гранулометрический состав, текстура и изменение крупности осадков в направлении потока) позволил установить наиболее вероятный механизм их переноса.

Распознавание осадков обломочных потоков при реконструкции условий образования древних толщ затрудняется сложностью достоверной оценки таких свойств потока, как концентрация в нем осадочного материала и текучесть среды. Поэтому выводы об участии в процессе осадконакопления обломочных потоков приходится делать на основании косвенных данных.

Особенностью таких потоков является насыщенность жидкой фазы глинистыми фракциями, что ведет к значительному повышению вязкости среды. Многочисленные исследования обломочных потоков показали, что, как правило, мы имеем дело с двухфазовыми или многофазовыми средами, в которых крупнообломочный материал (гравий и галька) и заполнитель (флюид, состоящий из песчано-глинистых частиц и воды) ведут

**Таблица 2.** Литологические характеристики осадков, образованных различными процессами транспортировки

Процесс транспортировки	СТ	ГС	СО	КС	ОК	ПМ	БМ	ИК	Литература
Водный перенос волочением и во взвеси		Н						У <sub>м</sub>	Знаменская, 1976 Россинский, Дебольский, 1980
Турбидиты низкой плотности		Н/О							Mulder, Alexander, 2001 Sohn et al., 1999
Турбидиты высокой плотности		Н/О						У <sub>в</sub>	Mulder, Alexander, 2001 Sohn et al., 1999
Обломочные потоки									Mulder, Alexander, 2001 Sohn et al., 1999
Оползни и обвалы								У <sub>в</sub>	Есенов, Деговец, 1982
<b>Верхнеюрские конгломераты и песчаники Крыма</b>									
ВКП-1 (нижний горизонт)								?	
ВКП-2 (средний горизонт)		Н						У <sub>м</sub>	
ВКП-3 (верхний горизонт)		Н						У <sub>м</sub>	

Примечание. СТ – стратификация; ГС – градационная слоистость (Н – нормальная; О – обратная); СО – сортировка; КС – косая слоистость; ОК – окатанность; ПМ – поровый матрикс (валунно-галечные частицы соприкасаются друг с другом, матрикс заполняет поровое пространство); БМ – базальный матрикс (валунно-галечные частицы редко соприкасаются с другом, опираясь в основном на наполнитель); ИК – изменение крупности материала вниз по потоку (У<sub>м</sub> – уменьшение, У<sub>в</sub> – увеличение).

себя по-разному [Smith, 1986; Pierson, Costa, 1987]. Эти особенности приводят к стратификации потока по плотности и образованию двухслойной его структуры. Нижняя, более плотная часть, содержит грубообломочный материал; верхняя, разбавленная часть потока, переносит мелкозернистые частицы материал [Postma et al., 1988]; кроме того, обломочные потоки имеют продольную зональность [Sohn et al., 1999]. Таким образом, при смещении этих зон по мере развития потока формируется вертикальная стратификация осадков.

Опираясь на литологические характеристики осадков (см. табл. 2), гидродинамические параметры образования отложений нижнего горизонта наиболее точно могут быть реконструированы исходя из модели обломочного потока, по реологическим свойствам соответствующего неньютоновской (бингамовской) жидкости. Сравнивая литологические характеристики отложений различных типов потоков и выделенных горизонтов ВКП (см. табл. 2), можно отметить, что у отложений обломочных потоков и нижнего горизонта ВКП-1 из восьми приведенных характеристик 7 совпадают полностью и одна (наличие порового матрикса) частично (сходство на 94%).

Параметры отложений среднего и верхнего горизонтов более всего отвечают условиям переноса в среде, обладающей свойствами ньютоновской жидкости. Очевидно, что перенос осадка во время отложения этих горизонтов осуществлялся по-разному для разных фракций крупности: волочением по дну и сальтацией для валунно-галечной и крупно-среднепесчаной фракции и во взвешенном состоянии – для частиц мелкопесчаной и алевритовой размерности, на что указывает расчет максимального диаметра плавучести взвешенных частиц в потоке с параметрами, характерными для ВКП-2,3 [Julien, 1995].

#### РЕКОНСТРУКЦИЯ ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ПАЛЕОПОТОКА

Обычные инженерные расчеты параметров потока порою трудно применимы в целях палеогидродинамических реконструкций, потому что данные, доступные для исследования современных потоков, в большинстве случаев трудно определимы для палеопотоков. В результате лабораторных и полевых исследований устанавливаются зависимости между емкостью потока и скоростью, глубиной и другими гидродинамиче-

скими параметрами. В совокупности с данными геологического изучения осадочных формаций они дают возможность реконструировать гидродинамические параметры палеопотоков.

В ряде случаев можно рассчитать только минимальные параметры. Так, В.В. Лебедевым [1959] приводятся соотношения крупности осадка и минимальных размывающих скоростей: к примеру, валуны размером 400 мм при глубине флювиального потока 5 м начинают движение при скорости потока 6 м/с. Следовательно, наличие в осадках таких валунов указывает, что транспортирующий их поток имел скорость более 6 м/с. Соответственно, расчеты, основанные на максимальном размере слагающих породу частиц, дадут нам минимальные параметры потока в фазе седиментации.

Для реконструкции параметров палеопотоков применяются несколько методов. Чаще всего используются такие характеристики, как градиент энергии, глубина канала, плотность флюида, максимальный размер транспортируемых частиц, шероховатость дна и текстуры осадков. Различия в текстуре нижнего (ВКП-1) и вышележащих горизонтов (ВКП-2,3) (главным образом, характер соотношения заполнителя и крупнообломочного материала, сортированность и присутствие в нижнем горизонте существенной глинистой составляющей) указывают на неодинаковый характер транспортирующих потоков, что требует применения различных методов палеогидродинамических реконструкций.

Для расчетов гидродинамических параметров в настоящей работе применяются следующие обозначения:

$C_v$  – объемная концентрация твердой фазы (осадочного материала) в потоке;

$D$  – расстояние транспортировки обломочного материала (м);

$d_{av}$  – средний размер крупнообломочного материала (валунов, гальки, гравия);

$d_{max}$  – размер наиболее крупных валунов по средней оси  $b$  (мм);

$d_{50}$ ,  $d_{84}$  и т.д. – размер частиц, по отношению к которому 50, 84 и т.д. % частиц имеют меньший размер (мм);

$f$  – коэффициент трения (friction factor);

$g$  – ускорение свободного падения (м/с<sup>2</sup>);

$\Delta H$  – перепад высот потока (м);

$h$  – глубина потока (м);

$k_z$  – коэффициент вертикальной неоднородности распределения обломочного материала в потоке;

$n$  – коэффициент шероховатости (roughness coefficient);

$q$  – удельный расход обломочного материала (м<sup>3</sup>/с/м – кубометр в секунду на метр ширины потока = м<sup>2</sup>/с);

$S$  – уклон палеопотока;

$V$  – скорость потока, усредненная по глубине и времени, (м/с);

$x, y, z$  – составляющие параметра по осям в прямоугольной системе координат;  $\tau_c$  – критическое напряжение сдвига (critical shear stress), (Па, н/м<sup>2</sup>);

$\tau_o$  – предел текучести (yield stress), (Па, н/м<sup>2</sup>);

$\tau_*$  – безразмерное напряжение сдвига (dimensionless shear stress);

$\rho_s$  – плотность твердой фазы (кг/м<sup>3</sup>);

$\rho_f$  – плотность смеси (флюида) (кг/м<sup>3</sup>);

$\gamma_s$  – удельный вес твердой фазы ( $\rho g$ , н/м<sup>3</sup>);

$\gamma_f$  – удельный вес смеси (флюида) ( $\rho g$ , н/м<sup>3</sup>);

$\mu$  – коэффициент динамической вязкости (dynamic viscosity) чистой жидкости (Па · с);

$\mu_f$  – коэффициент динамической вязкости смеси (Па · с).

#### РАСЧЕТ НАПРЯЖЕНИЯ СДВИГА ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ РЕОЛОГИЧЕСКИХ ТИПОВ ПОТОКА

1. Обломочный поток (неньютоновская жидкость). По данным табл. 2 можно предположить, что нижний горизонт ВКП был образован с участием обломочного потока, обладающего свойствами неньютоновской жидкости. Основное свойство такой жидкости состоит в том, что ниже определенной нагрузки, называемой пределом текучести ( $\tau_o$ ), среда имеет свойства твердого тела, и только после превышения этого предела она начинает вести себя как жидкость. По оценке разных исследователей [Mulder, Alexander, 2001], нижний предел содержания во флюиде твердой фазы, при котором поток приобретает свойства неньютоновской жидкости, оценивается от 10 до 40%. При этом отмечается существенное (20% и более от объема твердой фазы) участие глинистой составляющей, что значительно увеличивает вязкость и меняет реологические характеристики потока.

Свойства неньютоновской жидкости описываются уравнением Бингама–Шведова:

$$\tau = \tau_o + \mu_m(dV_x/dZ), \quad (1)$$

где  $dV_x/dZ$  – степень деформации скорости потока по оси  $Z$ .

Предел текучести бингамовской жидкости определяется уравнением, полученным в результате лабораторных экспериментов с различными смесями жидких и твердых фаз [Julien, 1995]. В случае повышенного содержания в составе твердой фазы глинистой фракции (до 20 – 30%) уравнение имеет вид:

**Таблица 3.** Расчет критического напряжения сдвига ( $\tau_c$ , н/м<sup>2</sup>), основанный на максимальных измеренных значениях размеров частиц

Горизонты	$d_{\max}$ , м	Обломочный поток	Поток ньютоновской жидкости	
		Уравнение Бингама-Шведова	Уравнение Шильдса	Диаграмма Highway Research Board [Julien, 1995, fig. 7.7]
ВКП-1	0.78	564	–	–
ВКП-2	0.37	–	284	323
ВКП-3	0.20	–	145	175

$$\tau_0 = 0.1e^{23(C_v - 0.05)}. \quad (2)$$

Коэффициент динамической вязкости флюида, содержащего илесто-глинистые фракции ( $\mu_f$ ), определяется из уравнения:

$$\mu_f = \mu(1 + 2.5C_v + e^{23(C_v - 0.05)}), \quad (3)$$

где  $\mu$  – коэффициент динамической вязкости чистой воды.

По данным наблюдений на природных объектах [Julien, 1995], степень деформации скорости потока по оси  $Z$  редко превосходит значение 100 (с<sup>-1</sup>).

Таким образом, имеющиеся данные позволяют рассчитать напряжение сдвига для обломочного потока, принимавшего участие в отложении нижнего горизонта ВКП. Содержание твердой фазы в потоке принимаем равным 40% ( $C_v = 0.4$ ), коэффициент динамической вязкости воды при температуре 20°C  $\mu = 1.0 \times 10^{-3}$ , а степень деформации  $dVx/dZ = 80$ , поскольку очевидно, что данный палеопоток имел повышенную глинистость (вязкость) и обладал высокой интенсивностью. Расчетное значение  $\tau_0$  равно 313 Па,  $\mu_f = 3.14$ ; из уравнения (1) мы получаем значение напряжения сдвига, равное 564 н/м<sup>2</sup>. Высокая доля значения  $\tau_0$  в суммарном значении  $\tau$  (56%) подтверждает не-ньютоновский характер флюида.

Значения напряжения сдвига того же порядка (от 200 до 1000 н/м<sup>2</sup>) были получены М. Лордом и А. Кехи [Lord, Kehew, 1987] при расчете параметров высокоплотного потока (hyperconcentrated flow), образовавшегося при прорыве ледникового озера Реджина на юго-востоке штата Саскачеван.

2. Реологические параметры водного потока низкой плотности описываются уравнением Ньютона  $\tau = \mu(dVx/dZ)$ . Среда, у которой отсутствует предел текучести, носит название **ньютоновской жидкости**. Она характеризуется пониженным содержанием твердой фазы (по сравнению с обломочным потоком) и, что особенно важно, незначительным содержанием глинистой фракции. Верхняя граница концентрации обломочного материала, при которой поток сохраняет свойства ньютоновской жидкости, оценивается различными авторами по-разному. Г. Миддлетон

[Middleton, 1993] проводит границу низкоплотных потоков по концентрации твердой фазы 25%; П.Кюнен [Kuonen, 1966] относит к ним потоки с концентрацией твердой фазы до 5%. А.С. Поляков [2002] анализируя данные Р.А. Бэгнольда, указывает, что, начиная с концентрации в 9%, взаимодействие между частицами оказывает существенное влияние на свойства потока и, таким образом, принимает эту концентрацию за верхнюю границу низкоплотных потоков. Ориентируясь на все эти данные, концентрацию твердой фазы в потоке, обладающем свойствами ньютоновской жидкости, принимаем равной 5% ( $C_v = 0.05$ ).

Определение критического напряжения сдвига, необходимого для захвата частицы ( $\tau_c$ ), для потока, обладающего свойствами ньютоновской жидкости (ВКП–2 и ВКП–3), были сделаны с использованием уравнения Шильдса и эмпирической диаграммы американской Исследовательской комиссии скоростных магистралей (Highway Research Board).

Уравнение Шильдса применяется для описания параметров турбулентного потока и имеет вид:

$$\tau_c = \tau_*(\gamma_s - \gamma_f)d_{\max}. \quad (4)$$

В случае шероховатого дна, при котором крупные частицы возвышаются над поверхностью потока, безразмерное напряжение сдвига ( $\tau_*$ ) варьирует в пределах 0.02–0.10 [Church, 1978] в зависимости от конфигурации дна. Более точную оценку приводит П. Жульен [Julien, 1995]. По его данным, для осадков мелкогалечной размерности ( $d$  от 32 мм до 64 мм)  $\tau_*$  равно 0.050; для крупного гравия ( $d$  от 16 мм до 32 мм) – 0.047. Удельный вес твердой фазы ( $\gamma_s = \rho g$ ) равен 26000 н/м<sup>3</sup>; удельный вес смеси (флюида) при  $C_v = 0.05$  – 10619 н/м<sup>3</sup>.

В дополнение к расчету по формуле Шильдса при оценке значения напряжения сдвига была использована эмпирическая диаграмма Highway Research Board, приведенная в работе [Julien, 1995], которая оценивает критическое напряжение сдвига для крупнообломочных песчано-гравийных и валунно-галечных отложений. Оба метода дали сопоставимые результаты (табл. 3).

Для дальнейших расчетов были использованы значения напряжения сдвига, полученные с помощью уравнений Бингама–Шведова и Шильдса.

### РАСЧЕТ УДЕЛЬНОГО РАСХОДА ПЕРЕНОСИМОГО ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА

Для расчета удельного расхода твердой фазы  $q$  (количество твердых осадков, переносимых потоком за 1 с на 1 м ширины потока) была использована следующая схема, основанная на методах, применяемых при решении инженерных задач.

Глубина потока ( $h$ ) была рассчитана с использованием уравнения ДюБойса, которое может быть записано в следующей форме [Julien, 1995]:

$$h = \tau / (\gamma_f S). \quad (5)$$

При плотности породобразующих частиц  $2.65 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$  удельный вес флюида, содержащего 40% твердой фазы, ( $C_v = 0.4$ )  $\gamma_{f0.4} = 1.63 \times 10^4 \text{ н/м}^3$ , а при  $C_v = 0.05$   $\gamma_{f0.05} = 1.07 \times 10^4 \text{ н/м}^3$ .

Оценка возможного уклона палеопотока была сделана на основании данных о мощности ВКП, а также о расстоянии до возможного источника обломочного материала.

Оценить перепад высот между областями эрозии и сноса можно только косвенно и приблизительно. Поскольку мощность толщи ВКП равна 800 м, а зона эрозии в любом случае должна быть выше зоны седиментации, то можно говорить о том, что  $\Delta H > 800 \text{ м}$ . С другой стороны, грубообломочный характер материала, отсутствие прослоев глубоководных осадков (за исключением самой верхней части толщи) говорит о мелководности и активном гидродинамическом режиме бассейна осадконакопления, а накопление толщи ВКП могло компенсироваться прогибанием дна бассейна, то реальный перепад высот потока мог быть менее 800 м. Поскольку возможны отклонения от принятой цифры как в ту, так и в другую сторону, за расчетную принята средняя возможная величина перепада высот потока между эродируемым источником обломочного материала и зоной седиментации, которая сопоставима с мощностью отложенных конгломератов (800 м).

Согласно данным, приведенным в работе [Добровольская, 1966], источником гальки метаморфизованных сланцев могли быть выходы палеозойских (?) пород, обнажавшихся в 100 км к северу от бассейна осадконакопления и перекрытых в настоящее время чехлом мезо-кайнозойских осадков. Возможно также, что источником биотит-роговообманковых гранитов, гранодиоритов и гранит-порфиоров являлся Украинский докембрийский кристаллический массив, находящийся в 400 км к северу от верхнеюрского бассейна [Геология..., 1969], что косвенно подтвержда-

ется хорошей окатанностью экзотической гальки гранитоидов. Уклоны палеопотока ( $S$ ) для ближнего и дальнего источника составляют 0.008 и 0.002 соответственно.

Для оценки параметров потока используются различные методы. Уравнения Шези, Маннинга, как и некоторые другие, применяются для потоков в открытых каналах. Хотя все эти уравнения описывают соотношение характеристик устойчивого равномерного потока (а реальные потоки характеризуются различными степенями неоднородности), они применимы к реальным потокам без существенных ошибок [Costa, 1984].

Область применения этих уравнений зависит от показателя удельной шероховатости дна потока, который выражается как отношение глубины потока ( $h$ ) к среднему размеру валунно-галечных и гравийных частиц, слагающих дно ( $d_{av}$ ). Уравнение Шези дает наиболее достоверные результаты для глубоких потоков с относительно мелким материалом, когда  $h/d_{av}$  стремится к бесконечности. Для значений  $h/d_{av} > 100$  применимо уравнение Маннинга, а для мелких потоков с крупным обломочным материалом ( $h/d_{av} < 100$ ) более предпочтительной является логарифмическая форма уравнения [Julien, 1995]. Произведенные расчеты показали, что значение  $h/d_{av}$  варьирует от 48 до 227 (табл. 4). Точная граница между областями применения уравнений Шези и Маннинга не установлена, поэтому для значений  $h/d_{av} > 100$  для увеличения достоверности расчет был сделан с применением обоих уравнений. Для значений  $h/d_{av} < 100$  применялась логарифмическая форма уравнения.

Уравнение Шези имеет вид:

$$V = (8ghS/f)^{0.5}. \quad (6)$$

Коэффициент трения  $f$  может быть рассчитан из уравнения Келегана [Church, 1978]:

$$f = (2.03 \lg(12.2hd))^{-2}. \quad (7)$$

Уравнение Маннинга:

$$V = S^{1/2} h^{2/3} n^{-1}. \quad (8)$$

Значение коэффициента шероховатости  $n$  было рассчитано с использованием уравнения Лимериноса [Limerinos, 1969]:

$$n = 0.113h^{1/6} / (1.16 + 2 \lg(h/d_{84})). \quad (9)$$

Значение кумулятивной кривой  $d_{84}$  для нижнего горизонта составило приблизительно 0.1 м, для среднего и верхнего – 0.08 и 0.02 м соответственно. Используя значения  $h$  из уравнения (5), получаем значения  $n$  для нижнего горизонта 0.032 – 0.033, среднего – 0.031 и верхнего – 0.025.

Логарифмическая форма уравнения, определяющего скорость потока, имеет вид:

Таблица 4. Расчет удельного расхода наносов

Гори- зонты	$d_{\max}$ , м	$d_{84}$ , м	$d_{av}$ , м	$\tau_c$ , Н/м <sup>2</sup>	$C_v$	$Y_f \times 10^4$ , Н/м <sup>3</sup>	$S$	$h$ , м	$h/d_{av}$	$n$	$f$	$V$ , м/с	$k_z$	$q$ , м <sup>2</sup> /с
ВКП-1	0.78	0.10	0.091	564	0.4	1.63	0.008	4.3	48	0.033	0.072	7.1*	0.89	11.0*
							0.002	17.3	190	0.032	0.041	9.3/8.1**	0.35	22.5/19.8**
ВКП-2	0.37	0.08	0.062	284	0.05	1.07	0.008	3.1	54	0.031	0.058	6.4*	0.93	1.0*
							0.002	13.4	216	0.031	0.035	8.1/7.8**	0.51	2.8/2.7**
ВКП-3	0.20	0.02	0.030	145	0.05	1.07	0.008	1.7	57	0.025	0.060	5.1*	0.98	0.4*
							0.002	6.8	227	0.025	0.035	6.4/5.5**	0.79	1.7/1.5**

Примечание. \* для значения  $h/d_{av} < 100$  ( $S = 0.008$ ) применялась логарифмическая форма уравнения; \*\* в числителе – значения скорости потока и удельного расхода наносов, рассчитанные с использованием уравнения Маннинга; в знаменателе – уравнения Шези.

$$V = 5.75(ghS)^{0.5} \lg(12.2h/k_s), \quad (10)$$

где для русел, сложенных грубообломочными гравийно-галечными отложениями,  $k_s = 3d_{90}$  [Bray, 1982].

Из этих данных, перемножая расчетную глубину потока, скорость потока, объемное содержание во флюиде твердой фазы и коэффициент вертикальной неоднородности распределения твердой фазы в потоке, получаем значения удельного расхода твердой фазы потока при образовании верхнеюрских конгломератов и песчаников:

$$q = hVC_vk_z. \quad (11)$$

Неравномерность концентрации твердой фазы в вертикальном разрезе потока существенно возрастает с увеличением его глубины. При глубине, сопоставимой с размерами турбулентных вихрей, объемная концентрация твердой фазы в придонном слое сопоставима с усредненной концентрацией по всей мощности потока ( $C_{vz} \approx \text{const}$ ), и коэффициент вертикальной неоднородности близок к единице. При значительном увеличении глубины потока перенос материала принимает характер придонного стратифицированного течения [Самолубов, 1999]. Основная масса материала переносится в придонном слое, при этом поток уже не может рассматриваться как однородная среда. Объемная концентрация частиц по вертикальной оси  $C_{vz}$  уже не может считаться постоянной величиной, и изменяется в зависимости от расстояния от дна и гранулометрического состава транспортируемого обломочного материала, что находит отражение в уменьшении коэффициента вертикальной неоднородности.

Данные окончательного расчета приведены в табл. 4. Значения удельного расхода обломочного материала, полученные различными методами, имеют удовлетворительную сходимость. Разброс значений во многом определяется палеогеоморфологическими факторами (неопределенностью

протяженности потока и, соответственно, его уклона  $S$ ).

Суммарная погрешность расчетов такова, что с достаточной степенью достоверности можно говорить только о порядке определяемых величин. Тем не менее, минимальные полученные данные позволяют утверждать, что скорость потока, транспортировавшего обломочный материал, достигала 5 м/с, а удельный его расход в фазе максимальной нагрузки мог варьировать в пределах от первых единиц до 10 м<sup>3</sup>/с на 1 м ширины потока.

#### ПАРАМЕТРЫ СОВРЕМЕННЫХ ПОТОКОВ

Для реконструкции палеогидродинамических условий образования ВКП проведем сравнение рассчитанных параметров палеопотока с имеющимися данными по удельному расходу обломочного материала в современных руслах.

По данным, приводимым А.С. Поляковым [2001], наблюдения за донными наносами р. Бзыбь у пос. Алахадзе (Абхазия) показали, что движение материала галечной размерности ( $d_{av} = 2$  см) начинается при скорости течения  $V = 1.3$  м/с и глубине воды  $h = 1.1$  м, а при расходе потока 573 м<sup>3</sup>/с расход донных наносов составил 50.6 кг/с. То есть, объемная концентрация в потоке наносов  $C_v = 3.3 \times 10^{-5}$ , а удельный расход донных наносов ( $q = hVC_v$ ) приблизительно равен  $5 \times 10^{-5}$  м<sup>2</sup>/с (м<sup>3</sup>/с на 1 метр ширины потока).

В работе [Julien, 1995] приведены данные по расходу наносов реки Колорадо (США) у Тейлор Ферри, где ширина русла около 100 м, глубина потока 1.2–3.6 м, скорость потока 0.8–1.2 м/с, а удельный расход потока 0.8–3.5 м<sup>2</sup>/с. При этом общий расход наносов (как донных, так и перемещающихся во взвеси), в составе которых преобладают фракции песчаной размерности, составляет около 0.1 м<sup>2</sup>/с.

Расчетные параметры палеопотоков, участвовавших в формировании ВКП (см. табл. 4), по удельному расходу обломочного материала зна-

чительно превосходят параметры современных аллювиальных водотоков. Полученные для ВКП данные можно сравнить с катастрофическими селевыми потоками, параметры которых были количественно оценены в результате гидрологических наблюдений. К таковым, в первую очередь, относятся потоки, разрушившие г. Алма-Ату в 1921 и 1977 годах [Есенов, Деговец, 1982].

В июле 1921 г. селевый поток общим объемом 10 млн м<sup>3</sup>, вызванный долгим проливным дождем, принес в пределы города более 3 млн м<sup>3</sup> грязекаменной массы. Максимальный расход потока в горах составлял 5000 м<sup>3</sup>/с. При содержании твердых наносов в составе селевой массы приблизительно 30% и ширине долины в горной части 500 м, удельный расход наносов составил приблизительно 3 м<sup>3</sup>/с на метр ширины русла потока.

В августе 1977 г. в результате интенсивного таяния ледников и катастрофического прорыва ледяной плотины озера Кумбулсу по долине р. Большой Алма-Атинки прошла серия селей общим объемом до 6 млн м<sup>3</sup> наносов. Отдельные волны селея в гористой части речной долины достигали высоты 12 м, на крутых поворотах долины заплески поднимались на высоту до 15–50 м. Скорость селевого потока достигала 8–10 м/с; поток перемещал камни размером до 5–6 м в диаметре. Удельный расход наносов составил приблизительно 6–8 м<sup>3</sup>/с на метр ширины русла потока.

В 2000 г. быстрое таяние ледников привело к сходу серии катастрофических селей в Баксанском ущелье Кавказа у пос. Тырнауз. Поток перемещал камни диаметром до 3 м (рис. 4). Было зафиксировано 6 эпизодов схода селея, каждый из которых продолжался приблизительно полчаса. По данным автора, в результате этого образовался конус выноса длиной около 800 м и шириной у основания около 1 км. При мощности порядка 5 м общий объем конуса выноса составил около 2 × 10<sup>6</sup> м<sup>3</sup>. При ширине русла потока 50 м удельный расход наносов равнялся приблизительно 4 м<sup>2</sup>/с.

Сравнение расчетных гидродинамических параметров палеопотоков, участвовавших в образовании ВКП, с приведенными данными натурных наблюдений (табл. 5.), показывает, что скорость и удельный расход наносов в палеопотоках значительно выше чем в современных горных аллювиальных водотоках и сопоставимы с зарегистрированными современными катастрофическими селевыми потоками. Для верхней толщи (ВКП–3), представленной осадками преимущественно песчаной размерности, минимальные параметры потока приближаются к современным горным рекам.

**Таблица 5.** Сравнение палеогидродинамических параметров образования верхнеюрских конгломератов и песчаников (ВКП) с параметрами современных водотоков

Объект	V, м/с	q, м <sup>2</sup> /с
р. Бзыбь	1.3	5 × 10 <sup>-5*</sup>
р. Колорадо	1.2	0.1
Алма-Ата, 1921	?	3
Алма-Ата, 1977	до 8–10	6–8
Тырнауз, 2000	более 6	4
ВКП	ВКП-1	7.1–9.3
	ВКП-2	6.4–8.1
	ВКП-3	5.1–6.4
		11.0–22.5
		1.0–2.8
		0.4–1.7

Примечание. \* – донные наносы, перемещаемые волочением.

### УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ВЕРХНЕЮРСКИХ КОНГЛОМЕРАТОВ И ПЕСЧАНИКОВ

Полученные данные показывают, что исследованная толща была образована в результате интенсивных гидродинамических и седиментационных процессов, которые в наше время наблюдаются только при катастрофических событиях. Исходя из наблюдаемых объемов формации конгломератов и песчаников и рассчитанного удельного расхода наносов, можно оценить реальное (“чистое”) время седиментологических процессов образования формации ВКП. Приблизительный характер участвующих в расчете параметров не позволяет назвать точную цифру, но даже самая грубая оценка показывает, что, несмотря на стратиграфическую продолжительность формирования формации в несколько миллионов лет, с геологической точки зрения она образовалась практически мгновенно.

Такое соотношение времени седиментации и стратиграфического возраста отложений характерно для выделяемого С.И. Романовским [1988] инъективного седиментогенеза, при котором реальное время осадкообразования существенно меньше стратиграфического интервала, соотносимого с данной толщей.

На основании изучения гранулометрических характеристик отложений по разрезу можно сделать вывод, что гидродинамические параметры среды транспортировки и накопления наносов изменялись относительно монотонно – от образования валунно-галечного конгломерата на начальном этапе до отложения гравийно-галечного конгломерата, песчаников и песчанистых известняков на завершающей стадии. Образование слоистости, которая наблюдается преимущественно в пределах среднего и верхнего горизонтов ВКП, можно объяснить процессами динамической сортировки и сепарации разнозернистых

наносов в условиях пульсирующего турбулентного потока [Берто, 2002]. Таким образом, судя по имеющимся данным, в строении толщи ВКП отражены следы мощного и интенсивного гидродинамического процесса, который проходил на фоне развивающейся трансгрессии юрского окраинного моря Тетиса в направлении Восточно-Европейской платформы [Хаин, 2001].

### ПРИЧИНЫ КАТАСТРОФИЧЕСКОГО СЕДИМЕНТАЦИОННОГО ПРОЦЕССА

Интерпретация причин седиментационного процесса столь высокой интенсивности носит предположительный характер. В качестве постановки вопроса предлагается обсудить условия формирования ВКП. Имеющиеся данные не позволяют сделать однозначный вывод о причинах столь мощного и интенсивного геологического события, но можно предположить, что ответ лежит в области исследования катастрофических проявлений природных процессов, в частности, таких как цунами и селевые потоки, вызванные землетрясениями, взрывными вулканическими извержениями, ударами метеоритов (импактная гипотеза), а также прорывами ледниковых озер или морских вод в котловины, лежащие ниже уровня моря.

На поверхности суши зарегистрированы 135 астроблем с диаметром кратера, превышающим 4 км [Фельдман, 1990]. Наиболее крупная из них – Вредефорт (ЮАР) достигает в диаметре 335 км и датируется возрастом 2 млрд лет. С кратером Чиксулуб, расположенном в Центральной Америке на п-ве Юкатан (диаметр 180 км), связывают катастрофическое вымирание мезозойской фауны на границе мела и палеогена. Крупнейшая на территории России Попигайская астроблема (100 км в диаметре) характеризуется выделившейся энергией  $10^{23}$ – $10^{24}$  Дж, что соответствует предельной величине энергии для катастроф, достоверно произошедших в пределах континентов. Учитывая преобладание на Земле водной поверхности, количество метеоритных кратеров можно оценить цифрой втрое большей, тем более что падение гигантского метеорита в море может сопровождаться образованием катастрофических волн цунами.

В этом смысле весьма показательна ситуация с Эльтантинским астероидом, упавшим в позднем плиоцене, около 2.5 млн лет назад, на шельф между Южной Америкой и Антарктидой; остатки астероида были недавно подняты из образовавшегося на морском дне кратера. Последствия этого падения выглядят вполне катастрофическими – гигантские цунами забрасывали морскую фауну в глубь суши; именно тогда на андийском побережье возникли очень странные захоронения фауны со смесью морских и сухопутных форм, а в ан-

тарктических озерах вдруг появились чисто морские диатомовые водоросли [Еськов, 2000].

На основании ряда особенностей геоморфологического строения территории Западной Сибири, Казахстана, Северного Прикаспия и Кумо-Манычской впадины М.Г. Гросвальд [1999] предположил существование в прошлом гигантского водного потока (мегафлада), образовавшегося в результате прорыва крупного ледникового озера, существовавшего во внешней части материкового Арктического ледникового щита. Аналогичным прорывом ледникового озера объясняется существование скрэблендов на территории северо-запада США и юго-запада Канады. Существовавшие там потоки высокой интенсивности размывали не только рыхлые осадочные породы, но и базальтовые покровы. Такими же катастрофическими событиями, как предполагается, сопровождался прорыв океанических вод в котловину Средиземного моря, произошедший в конце миоцена [Резанов, 2003].

Взрывные вулканические извержения и землетрясения приурочены к определенным структурам земной коры и этапам развития этих структур. Они являются источником гигантских волн цунами. Примером проявления таких катастрофических событий может служить мегацунами, захлестнувшее побережье Юго-Восточной Азии 26 декабря 2004 г. Оно было вызвано резким смещением морского дна, что повлекло за собой образование волны, высота которой на вогнутых участках берега достигала 35 м, а скорость распространения волны при выходе на сушу превышала 10 м/с.

Цунами, возникшее в Юго-Восточной Азии, являлось крупнейшим за весь период научных наблюдений, но теоретически возможно возникновение гораздо более мощных волн. В случае интенсивных катастрофических тектонических подвижек в зоне срединно-океанических хребтов, по мнению С.А. Зимова [1989], при подходе к мелководью могут возникнуть волны высотой до нескольких сотен метров со скоростями в десятки метров в секунду и расходами воды в миллионы кубометров. Такие волны могут перемещать огромные объемы обломочного материала на большие расстояния, производя значительную геологическую работу за короткие промежутки времени.

Ряд косвенных признаков позволяют предположить, что образование ВКП Крыма могло быть связано с катастрофическим мегацунами, вызванным тектоническими процессами, происходившими в зоне коллизии расположенного на юге континента или островной дуги с южным краем Евразии, представленным Скифской платформой [Хаин, 2001]. Эти отложения являются типичной нижней (морской) молассой, которая

занимает характерное положение в системе аспидная формация (черные сланцы) – флиш – нижняя моласса и выделяется в отдельную молассовую формацию, которая завершает полную седиментологическую эволюцию глубоководных океанических желобов [Романовский, 1988]. Характерной особенностью молассовых формаций является их связь с эпохами горообразования, следующими за мощными тектоническими движениями, и высокая гидродинамическая активность среды осадконакопления. Большое расстояние переноса обломочного материала и наличие экзотических пород также является характерной их чертой. “Обломочный материал, слагающий молассу, в основном является продуктом разрушения горных массивов, но частично состоит из пород, принесенных из платформенных областей” [Геологический ..., 1960, с.46].

Из сказанного выше следует, что ВКП Крыма не являются уникальным, экзотическим образованием. Аналогичные толщи – типичный компонент строения складчатых поясов, занимающий в них определенную позицию, которая связана с этапом интенсивных тектонических процессов. Другие источники энергии не обязательно связаны с этапами развития складчатых поясов, поэтому можно предположить, что именно мощные землетрясения и вызванные ими цунами, приуроченные к фазе складчатости и горообразования, послужили причиной образования ВКП. Прерывистое по простиранию расположение толщ конгломератов в пределах складчатой системы Горного Крыма свидетельствует о поступлении материала преимущественно по системе долин, которые продолжались на шельфе в виде подводных каньонов.

Применяемая в данной работе модель расчета гидродинамических параметров палеопотока, участвовавшего в формировании ВКП, носит упрощенный характер, вследствие чего мы можем говорить только о порядке определяемых величин. Тем не менее, полученные данные указывают на катастрофический характер образования нижней молассы Горного Крыма. Поскольку аналогичные отложения распространены как в пределах всего Альпийско-Гималайского складчатого пояса, так и в других складчатых системах мира, то можно предположить, что в геологическом прошлом такие же процессы катастрофической седиментации (с различной степенью интенсивности и периодичности) имели место и в других регионах нашей планеты.

Предлагаемая интерпретация носит дискуссионный характер и не отвергает классического механизма образования ВКП [Хаин, 1983]. Тем не менее, нельзя исключать из рассмотрения и катастрофические механизмы, частота которых кажется незначительной только с точки зрения че-

ловеческой жизни. В геологическом масштабе времени их проявления носят регулярный характер. К тому же, геологическая работа, выполняемая кратковременными, но интенсивными гидродинамическими процессами, сопоставима, а, возможно, и превышает работу в “нормальных” условиях за продолжительные периоды времени.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате детальных литологических исследований в составе толщи верхнеюрских конгломератов и песчаников Горного Крыма были выделены три горизонта, различающиеся по гранулометрическому составу и текстурным особенностям; были реконструированы реологические свойства палеопотоков, участвовавших в транспортировке материала и образовании толщи ВКП.

Применение модифицированной методики, используемой для инженерно-геологических расчетов гидродинамических характеристик современных водотоков, позволило количественно оценить параметры этих палеопотоков. Расчеты показали, что процессы транспортировки и отложения ВКП происходили в условиях повышенной гидродинамической активности среды.

Сделано предположение, что возможным источником такой активности являются катастрофические мегацунами, вызванные интенсивными тектоническими движениями в пределах Альпийско-Гималайского складчатого пояса. Сходство строения ВКП с аналогичными образованиями в других регионах позволяет предположить подобный механизм формирования нижней (морской) молассы и других складчатых систем.

Автор считает своим долгом поблагодарить Н.Г. Патык-Кару, И.О. Мурдмаа и А.С. Полякова за критические замечания и советы, высказанные при подготовке данной статьи (при этом все спорные и недостаточно обоснованные утверждения остаются на совести автора), а также французского седиментолога Ги Берто за поддержку проведенного исследования.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке НШ – 5324.2006.5 и РФФИ № 06-05-64893.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Берто Г.* Анализ основных принципов стратиграфии на основе экспериментальных данных // Литология и полез. ископаемые. 2002. № 5. С. 442–446.  
 Геологический словарь. Т. 2. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 445 с.  
*Геология СССР.* Т. VIII. М.: Наука, 1969. 461 с.  
*Гришин Н.Н.* Механика придонных наносов. М.: Наука, 1982. 160 с.  
*Гросвальд М.Г.* Евразийские гидросферные катастрофы и оледенение Арктики. М.: Научный мир, 1999. 117 с.

- Добровольская Т.И.* О гальках кварцево-турмалиновых пород в верхнеюрских конгломератах Крыма // Материалы научной конференции геологического факультета Львовского гос. университета. Львов: ЛВГУ, 1966. С. 83–85.
- Есенов Я.Е., Деговец А.С.* Защита г. Алма-Аты от селевых потоков // Оползни и сели. Материалы Алма-Атинского международного семинара. М.: Центр международных проектов, ГКНТ (Юнеско), 1982. С. 454–465.
- Еськов К.Ю.* История Земли и жизни на ней. М.: МИРОС–МАИК Наука/Интерпериодика, 2000. 352 с.
- Зимов С.А.* Резонансный прилив в Мировом океане и проблемы геодинамики. М.: Наука, 1989. 189 с.
- Знаменская Н.С.* Донные наносы и русловые процессы. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 191 с.
- Кутырев Э.И.* Условия образования и интерпретация косой слоистости. Л.: Недра, 1968. 128 с.
- Лебедев В.В.* Гидрология и гидравлика в мостовом дорожном строительстве. Л.: Гидрометеиздат, 1959. 384 с.
- Логвиненко Н.В.* Петрография осадочных пород. М.: Высшая школа, 1974. 400 с.
- Поляков А.С.* Гранулированные среды и седиментогенез. М.: Геоинформмарк, 2001. 58 с.
- Поляков А.С.* Свойства гранулированных сред и механизм транспорта субаквальных потоков обломочных масс // Литология и полез. ископаемые. 2002. № 1. С. 28–43.
- Резанов И.А.* Жизнь и космические катастрофы. М.: Агар, 2003. 240 с.
- Романовский С.И.* Физическая седиментология. Л.: Недра, 1988. 239 с.
- Россинский К.И., Дебольский В.К.* Речные наносы. М.: Наука, 1980. 216 с.
- Самолубов Б.И.* Придонные стратифицированные течения. М.: Научный мир, 1999. 464 с.
- Фельдман В.И.* Петрология импактитов. М.: Изд-во МГУ, 1990. 120 с.
- Хаин В.Е.* Осадочные формации (геогенерации) / Справочник по литологии. М.: Недра, 1983. С. 432–447.
- Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 604 с.
- Bray D.I.* Flow resistance in gravel-bed rivers // Gravel-Bed Rivers, Fluvial Processes, Engineering and Management. N.Y.: Wiley, 1982. P. 109 - 137.
- Church M.* Paleohydrological Reconstruction from a Holocene Valley Fill. Fluvial Sedimentology: Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir/Ed. Miall A.D. 1978. V. 5. P. 743 – 772.
- Costa J.E.* Physical Geomorphology of Debris Flow / Development and Applications of the Geomorphology. N.Y.: Springer-Verlag, 1984. 372 p.
- Julien P.Y.* Erosion and Sedimentation. N.Y.: Cambridge University Press, 1995. 280 p.
- Kuenen P.H.* Matrix of turbidites: experimental approach // Sedimentology. 1966. V. 7. P. 267 – 297.
- Limerinos J.* Relation of Manning Coefficient to Measured Bed Roughness in Stable Natural Channels // US Professional Paper. 1969. 650-D. P. 215–221.
- Lord M. L., Kehew A.E.* Sedimentology and Paleohydrology of Glacial-Lake Outburst Deposits in Southeastern Saskatchewan and Northwestern North Dakota // Geol. Soc. Amer. Bull. 1987. V. 99. P. 663–673.
- Middleton G.V.* Sediment deposition from turbidity current // Annual Review of Earth Planet Sci. 1993. V. 21. P. 89–114.
- Mulder T., Alexander J.* The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits // Sedimentology. 2001. V. 48. P. 269 – 299.
- Pierson T.C., Costa J.E.* A Rheological Classification of Subaerial Sediment-water Flows // Debris Flows/Avalanches: Process, Recognition and Mitigation / Eds. Costa J.E., Wieczorek G.F. Geological Society American Review Engineering Geology, 1987. V. 7. P. 1–12.
- Postma G., Nemeč W., Kleinspehn K.* Large Floating Clasts in Turbidites: a Mechanism for Their Emplacement // Sedimentary Geology. 1988. V. 58. P. 47–61.
- Smith G.A.* Terminology and Depositional Process // Geological Society of America Bulletin. 1986. V. 97. P. 1–10.
- Sohn Y.K., Rhee C.W., Kim B.C.* Debris Flow and Hyperconcentrated Flood-flow Deposits in Alluvial Fan, Northwestern Part of the Cretaceous Yongdong Basin, Central Korea // Journal of Geology. 1999. V. 107. P. 111–132.