

В.Л. Ломтев

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

ОПОЛЗНИ НА ПОДВОДНЫХ ОКРАИНАХ В ЭПОХУ ПАСАДЕНСКОЙ ОРОГЕНИИ

Представлен обзор сведений о географии, строении, возрасте и предпосылкам формирования подводных оползней на активных и пассивных континентальных окраинах. Рассматриваются классификация и номенклатура оползней, гравитационная устойчивость склонов, тенденции развития континентальных окраин в эпоху пасаденской орогении (0,5—1 млн лет т.н.). Показано, что необратимое и некомпенсированное углубление океана и увеличение контрастности рельефа Земли в кайнозое и в особенности в квартере обусловили глобальную гравитационную неустойчивость подводных континентальных окраин и широкое распространение обвально-оползневых явлений и связанных с ними гравитационных осадочных потоков и/или лавин. Разжижение и флюидизация способствуют трансформации деструктурных оползней в обломочные и турбидитные потоки различной вязкости с переносом осадков на сотни километров. Намечены зоны повышенной концентрации оползней на подводных окраинах. В сравнении с наземными склонами крутизна подводных склонов не является решающим критерием их гравитационной устойчивости.

Ключевые слова: континентальная окраина, осадочный чехол, оползень, оползень-поток, обломочный поток, Пасаденская орогения.

Введение

Ниже представлен журнальный вариант статьи [14], в которой сделан обзор результатов изучения подводных оползней на активных и пассивных континентальных окраинах по состоянию на 1987 г., включая и несколько более поздних работ [2, 8, 10—13, 26, 28]. Актуальность проблемы определяется широким распространением оползней различного типа на подводных окраинах, быстрыми и иногда значительными (более 100 м) изменениями глубин дна, генерацией обвально-оползневых цунами, угрожающих портам, прибрежным населенным пунктам и объектам инфраструктуры, а также непредсказуемостью времени и места схода одного или серии оползней, скорости движения и масштаба, повторяемости и способности к трансформации оползневых масс, например за счет флюидизации, сходе оползней как при сильных коровых земле-

© В.Л. ЛОМТЕВ, 2018

трясениях, так и в асейсмичный период. Частью сходные проявления, включая цунами и мелкофокусную сейсмичность, можно видеть в регионах с активной гравитационной тектоникой аллохтонной континентальной коры, например, в тылу Японо-Сахалинской островной дуги [14, 15, 10, 28].

Классификация и номенклатура оползней

Под оползнем понимают экзогенное геологическое образование, возникающее в результате массового гравитационного смещения осадков и/или пород вниз по склону вдоль одной или нескольких поверхностей скольжения [20]. При этом первичная структура и текстура отложений в той или иной мере нарушаются. Оползни — склоноформирующий процесс, их мощность никогда не превышает высоту склона, с которого они сошли. В работе [20] по типу движения и составу масс гравитационные движения наземных склонов подразделяются на шесть типов: обвал; опрокидывание (разновидность обвала с вращением); оползни скольжения с вращением (ротационные) и консеквентные (трансляционные, без вращения); оползни выдавливания (детрузивные по А.П. Павлову, ангарские оползни Г.Б. Пальшина или структуры отседания склонов); оползни-потоки (деляпсивные по А.П. Павлову); сложные оползни, сочетающие движения разных типов (оползни-сплывы). Г.С. Золотарев в предисловии к работе [20] отметил отсутствие в этой классификации оползней-обвалов и осовов Ф.П. Саваренского, форм, переходных от оползней-потоков к селям, а также характеристик возраста и стадии развития оползней, разработанных И.В. Поповым.

Номенклатура наземных оползней включает в себя основной (стенка срыва) и частные уступы отрыва, оползневые накопления (блок), поверхность скольжения, голову и язык оползня, зоны опускания и накопления. По С.С. Воскресенскому, к ним можно добавить оползневые склон, цирк и террасу, поверхность смятия (в пределах языка оползня), шов оползневого блока, надоползневую поверхность (за бровкой стенки срыва). Шкала скоростей наземных оползней начинается с крайне медленных (менее 0,6 м/год) и заканчивается крайне быстрыми (свыше 3 м/с [20]).

В практике изучения подводных оползней выделяют прежде всего ротационные (блоковые, структурные) оползни консолидированных осадков (пород) с ковшеобразной поверхностью скольжения и трансляционные (деструктурные, пластовые) оползни слабо- и неконсолидированных осадков с поверхностью скольжения, субпараллельной склону [1, 15, 25, 37, 40, 42, 45—49, 58]. В зарубежной литературе первые обычно называют slide, вторые — slump. Разжижение и флюидизация неконсолидированных оползневых осадочных масс приводит к формированию оползней-потоков и обломочных потоков различной вязкости и плотности или подводных лавин [1, 7, 33, 35, 36, 39, 41, 44, 53, 56, 57]. Трансформация оползней (точнее оползней-потоков) в обломочный (турбидитный) поток доказана и экспериментально [18]. В работах Р. Картера, М. Гемптона, Д. Лоу предлагается выделять турбидитные (turbidity), разжиженные (liquefied), флюидизированные (fluidized), зерновые (grain), грязевые (mud) и собственно обломочные (debris) потоки (flows).

Шкала скоростей движения подводных оползней и потоков (лавин) построена по косвенным оценкам (обрывы кабелей, моделирование) и охватывает как медленные (крип), так и быстрые (до 5—25 м/с). Скорость движения прямо пропорциональна уклону дна и массе движущегося осадочного материала [18, 53, 55].

География, строение и возраст подводных оползней

География, строение и возраст подводных оползней начали изучаться в 60—70 гг. благодаря использованию сейсморазведки МОВ, гидролокации, грунтовых трубок и глубоководного бурения. Так, 32 % площади континентального склона на севере Берингова моря протяженностью 1400 км покрыто сползшими и стекшими осадками (глубины 150—3000 м). Наиболее крупные оползни мощностью до 100 м и длиной несколько километров выявлены вблизи устьев основных каньонов, через которые было вынесено от 1000 (Прибылова, Св. Мэттью) до 5000 км³ (Жемчуг, Наваринский) осадков [34].

Широкое развитие оползней установлено на подводных окраинах Северной Америки [1, 47, 57]. Так, 40 % площади атлантического подножья США покрыто лавинно-оползневыми осадками [39]. Здесь закартирован вторичный оползень площадью 1000 км². Радиоуглеродное датирование по С¹⁴ выявило позднечетвертичный возраст основной части этих осадков, отлагавшихся в эпоху регрессии океана. В работе [46] приводятся данные по оползням в плиоцен-четвертичных осадках мощностью 10—90 м на атлантическом склоне США (глубины 545—1500 м).

В работе [56] показаны значительные вариации состава и возраста голоценовых осадков в ядрах грунтовых трубок на склоне Нью-Джерси между каньонами Уилмингтон и Линденколл, обусловленные их сползанием. В окрестностях каньона Уилмингтон выявлены оползневые блоки четвертичных осадков мощностью до 300 м, сползшие по поверхности несогласия, имеющей наклон к океану [48]. Свежие оползни, обвалы и структуры отседания картированы в верхней части склона Флориды [38]. Там же закартирован крупный среднемиоценовый обвал объемом 12600 км³ (120 × 30 × 0,35 км) края Флоридской карбонатной платформы, происшедший в эпоху трансгрессии [50].

Обширным районом активной оползневой деятельности в плейстоцене являются авандельга, каньон и конус выноса Миссисиппи [15, 33, 35, 57]. На авандельте мощность осадков превышает 10—15 м при наклоне дна 0,1—0,4°. Овраги на склонах авандельги — один из результатов многократного оползания алевроит-глинистых осадков (грязевых потоков). Строение каньона и конуса выноса детально рассмотрено А. Боума с соавторами [57]. Скорость седиментации в позднем плейстоцене варьировала от 6460 в нижней части конуса до 11750 м/млн. лет в его средней части [35]. Для сравнения скорость седиментации в глубоководных желобах не превышает 300—3000 м/млн лет [1].

В работе [36] представлены данные МОВ по строению конуса выноса Амазонки, протягивающегося с шельфа до глубины 4700 м. Здесь на площади 75000 км² (10 % от площади конуса) картированы лавинно-оползневые накопления мощностью 10—50 м и объемом свыше 3800 км³. На склонах крутизной 0,3—0,6° осадки перемещались на расстояние до 300 км. По возрасту это голоцен-позднечетвертичные осадки; начало формирования конуса Амазонки относится, видимо, к раннему миоцену.

В работах Р. Дингла [37 и др.] показано широкое развитие оползней в неоген-четвертичное время на подводных окраинах ЮВ и ЮЗ Африки на площади свыше 260 000 км². Площадь отдельных ротационных оползней (Агульяс и др.) достигает 68 700—79 500 км² при мощности до 500 м и объеме до 20 000 км³. В работе [58] описано строение трансляционного (Валвис) и ротационного (Консепсьон)

оползней на глубинах 2000—3000 и 2000—3400 м соответственно (континентальный склон ЮЗ Африки мористее одноименных бухт). Их мощность составляет 100 и 200—400 м, а объемы — 250 и 150 км³ соответственно. От нижнего края оползня Валвис прослежен обломочный поток длиной 250 км и объемом 90 км³, выходящий на континентальное подножье. Время формирования оползней датируется поздним плейстоценом.

В работах Н. Кеньона [45 и др.] по данным гидролокации выявлены многочисленные разномасштабные оползни (Сторегга объемом 5700 км³) и структуры отседания склонов (складки и два уступа протяженностью до 200 км) на подводной окраине СЗ Европы. Формирование многочисленных каньонов здесь он связывает с многократным оползанием и стеканием обломочных потоков.

В работе [43] рассматривается строение подводной окраины юго-восточной части о-ва Южный (Новая Зеландия), где выделены районы развития каньонов (северный) и оползней (южный). Причины этого автор работы видит в сбросе песчано-гравийного материала с шельфа на склон, где его стекание в виде обломочных потоков приводит к эрозии миоцен-четвертичных осадков и формированию каньонов (северный район). К югу грубые осадки не проходили, поэтому здесь накапливались тонкие алеврит-глинистые осадки, в которых наблюдаются разномасштабные и разновозрастные оползни. Приповерхностные, небольшие оползиспльвы формируются в позднем плейстоцене-голоцене; крупные оползни более древние и в настоящее время стабильны. Натурные доказательства сброса песка с шельфа на склон о-ва Оаху, Гавайи во время прохождения урагана Ива в 1982 г. представили Б. Цуцуи с соавторами [59].

Широкое развитие оползней выявлено по данным НСП МОВ в батимальной котловине Улыиндо (южная часть Японского моря) и тихоокеанской континентальной окраине Камчатки, где крупные блоковые (структурные) оползни обнаружены на бортах Камчатского, Авачинского и ряда других каньонов [8, 11, 13, 15, 16, 25]. Их объем достигает 20—50 км³. В Камчатском каньоне закартирован древний оползень объемом 5 км³, образовавший своеобразную дамбу [8]. С этим событием, вероятно, связаны ветвление каньона выше и резкое (на 100—150 м) его углубление ниже по течению. Последнее привело к подрезанию чехла на левом борту каньона, где возник висячий оползень объемом свыше 20 км³. С его крутого (30°) фаса обваливаются блоки и глыбы плотной, вероятно плиоценовой, глины. Обвальнополозневые процессы на склонах каньона являются, видимо, единственным источником повышенного микросейсмического шума на частотах 0,15—0,40 Гц, фиксируемого прибрежными сейсмостанциями в дер. Крутоберегово и пос. Ключи [15]. Аналогичное событие, вероятно, произошло в каньоне Сагами во время катастрофического землетрясения 1923 г., когда возник оползень объемом 70 км³ и протяженностью до 350 км и произошли резкие изменения глубин дна от +100 до –200 м в среднем [31].

Данные о широком развитии оползней на тихоокеанской окраине США приводятся многими авторами. Так, в работе [51] показана зональность склона впадины Санта Круз на калифорнийском бордерленде: в верхней части склона на глубинах 300—1300 м наблюдается эрозия дна, обусловленная сползанием осадков; в нижней части склона на глубинах 1300—1850 м и крутизной 2° — их аккумуляция. Оползни мощностью первые десятки метров возникли в позднем плейстоцене-голоцене, а мелкие, различимые на фотографиях оползни образуются и в настоящее

время, что свидетельствует о длительной гравитационной неустойчивости склонов. В работе [40] на одном из межканьонных участков бордерленда на площади 150 км² выявлено шесть зон развития оползней. На подводных фотографиях они выделяются по отсутствию бентосной фауны.

В работах [42, 47] приводятся примеры крупных ротационных оползней в терригенных плиоцен-четвертичных осадках авандельты и конуса выноса Нила. Их площадь достигает 1000 км² при мощности 1—2 км. Образование оползней связывается с пластическим течением мессинских эвапоритов (поздний миоцен) или с прослоями кластических осадков под литостатической нагрузкой.

Маломощные оползни-потоки (регрессивные оползни течения по А. Андресену и Л. Бьерруму) и самопроизвольное разжижение осадков часто наблюдаются на морских побережьях, подводных береговых склонах и речных авандельтах [1, 15, 19, 20]. Их частота определяется сейсмичностью, глубиной отлива и режимом седиментации. Так, активизация оползней-потоков во фьордах Британской Колумбии приходится на период весенних паводков, когда на подводный береговой склон поступает большое количество рыхлых, водонасыщенных осадков [19]. Перепады порового давления вслед за приливно-отливными колебаниями или динамическим воздействием землетрясений ответственны, по К.Терцаги, за спонтанное разжижение дисперсных, водонасыщенных осадков. Возникшие при этом оползни-потоки и обломочные потоки имеют скорость 10—100 км/ч и способны генерировать цунами высотой 5—8 м [15, 20].

Предпосылки (факторы) формирования оползней и гравитационная устойчивость подводных склонов

В практике изучения подводных оползней их формирование принято связывать с триггерами или т. н. спусковыми механизмами [1, 15, 33, 47]. Среди них чаще всего называют землетрясения, глубинную эрозию в каньонах, быстрое нагружение склона осадками, поровое давление флюидов, прогрессирующий крип, переслаивание в разрезе компетентных и некомпетентных пород, их наклон по падению склона, разгрузку грунтовых вод на склоне и др. Такой подход Г.Б. и Г.Ф. Сауэрс удачно сравнили со спичкой, поджигающей шнур к динамиту (см. с. 71 в работе [20]). Однако в практике изучения наземных оползней чаще говорят о предпосылках (факторах), увеличивающих сдвиговые напряжения или снижающих сопротивление сдвигу [20]. К первым относят удаление поддерживающего упора (самый распространенный фактор), нагружение склона, природные динамические напряжения, региональное искривление поверхности, удаление нижнего упора, боковое давление и вулканизм; ко вторым — состав и структуру склоновых отложений, строение и морфологию склона, изменение пород, связанное с физико—химическими процессами, изменения, обусловленные влажностью и поровым давлением флюидов, изменение текстуры пород и другие (прогрессирующий крип, биоэрозия). По Г.С. Золотареву и И.В. Попову не менее существенно знание предыстории развития склонов как периода подготовки оползней. В практике изучения подводных оползней их формирование связывают лишь с деятельностью одного или нескольких триггеров без оценки тенденций развития подводных склонов, в том числе в последнюю эпоху глобальной орогении (0,5—1,0 млн. лет т. н.), названную Г. Штилле пасаденской [16, 17, 32].

Важнейшим элементом морских инженерно-геологических исследований на шельфах и континентальных склонах является оценка гравитационной устойчивости подводных склонов. По С.С. Воскресенскому, простейший способ такой оценки состоит в изучении строения склонов. Так, склоны, строение которых нарушено оползнями и обвалами, считаются гравитационно неустойчивыми (обвально-оползневые склоны). И напротив, склоны со спокойным залеганием отложений считаются гравитационно устойчивыми. Крутизна оползневых склонов обычно равна или превышает 15° , достигая в отдельных случаях $7-8^\circ$ (на суше). Для образования подводных оползней крутизна склона может варьировать в более широких пределах, достигая на склонах авандельг $0,1-0,2^\circ$ [15]. Накопленный опыт их изучения показывает, что в общем случае при равной крутизне более стабильными являются склоны, сложенные породами, а не рыхлыми осадками; склоны с медленной аккумуляцией осадков в сравнении со склонами с быстрой аккумуляцией; склоны, лишенные поддерживающего упора (обычно склоны каньонов) в сравнении со склонами, имеющими такой упор (обычно континентальный склон). В конечном счете крутизна склонов, имеющих одинаковое строение и физико-механические свойства отложений, сказывается в том, что более крутой склон относительно менее устойчив, чем пологий.

В работе [55] исследована роль крутизны подводного склона при крипе тонкозернистых осадков. Расчеты и моделирование показали, что на склоне крутизной 5° скорость крипа осадков не превышает 3 см/год при их мощности до 50 м; на склоне крутизной 10° и мощности осадков 20—50 м скорость крипа возрастает до 50 см/год, а при крутизне 20° наблюдается обрушение осадков независимо от их мощности. По мнению авторов этой работы, крип — наиболее распространенный тип гравитационного смещения осадков на подводных склонах.

В работе [60] изучалась механика движения блокового оползня на подводном склоне в зависимости от его крутизны, массы оползня, отношения мощности оползня к его длине, трения в подошве.

Уравнения устойчивости ротационного блокового оползня с вогнутой цилиндрической поверхностью скольжения решены Н.Ф. Погребовым и К. Терцаги. Последний разработал метод расчета устойчивости склона с цилиндрической потенциальной поверхностью скольжения при динамическом воздействии землетрясений [15, 20]. Предлагаются и другие математические способы количественной оценки гравитационной устойчивости наземных и подводных склонов [46].

В статье А. Ричардса и Р. Чани [47] сформулирован комплексный подход к проблеме гравитационной устойчивости подводных склонов, основанный на данных по строению, составу и физико-механическим свойствам склоновых отложений, сведений об основных триггерах с формулировкой общей аналитической (математической) модели. Однако его внедрение в практику сопряжено со значительными затратами и требует предварительного разбуривания склоновых отложений. Кроме того, эта модель должна учитывать тенденции развития склонов, а значит, и изменения их гравитационной устойчивости.

Тенденции развития подводных окраин в эпоху глобальной пасаденской орогении

После работы Э. Зюсса «Лик Земли» подводные окраины континентов принято разделять на пассивные (атлантического типа) и активные (тихоокеанского типа). История геологического и геоморфологического развития континентальных окраин реконструируется исследователями по материалам глубоководного бурения и сейсморазведки МОВ. В работах [4—7, 21, 24, 29—31] изложены основные представления по данной проблеме. Заложение океанических впадин произошло в мелу-триасе, а их развитие в кайнозое сопровождалось увеличением объема воды, повышением уровня океана (трансгрессия) и затоплением больших площадей суши, направленным увеличением контрастности и энергии рельефа. В то же время существует и традиционная точка зрения о древнем (рифей-палеозой) возрасте глубоководных океанических впадин. Данные бурения в изложении Е.М. Рудича и В.В. Орленка вполне убедительно свидетельствуют о трансгрессивном строении океанического чехла: в основании субаэральные и мелководные отложения мела-палеогена обычно сокращенной мощности, сверху глубоководные отложения неогена-квартера. В кайнозое площадь распространения субаэральных и мелководных осадков сокращается, а глубоководных увеличивается. В олигоцене-квартере увеличение контрастности и энергии рельефа Земли привело к интенсификации всей гаммы денудационно-аккумулятивных процессов (осадки этого возраста слагают основную часть океанического чехла). Именно в это время начали формироваться гигантские глубоководные конуса выноса (Зодиак, Амазонский, Бенгальский и др.). Б. Шмиц, проанализировавший отношение TiO_2/Al_2O_3 как показателя гидродинамической активности придонных течений в осадках крупнейшего в Мировом океане Бенгальского конуса выноса (по керну скважин "Гломара Челленджера"), приходит к выводу о закономерном увеличении динамики придонных мутьевых (турбидитных) потоков от миоцена к плейстоцену и надстраивания конуса к югу [54].

В эпоху глобальной пасаденской орогении, начавшейся на рубеже раннего-среднего плейстоцена 0,5—1,0 млн. лет назад, тенденция роста контрастности и энергии рельефа подводных континентальных окраин проявилась наиболее полно и отчетливо. Так, именно в это время происходит заложение и формирование глубоководных желобов по периметру Тихого океана [16, 17], которые блокировали поступление терригенных осадков на его ложе и дальнейшее надстраивание обширного континентального подножья мористее островных дуг или кордильер. На пассивных окраинах резко возросли темпы аккумуляции, возникли новые конуса выноса типа Миссисиппи. Пожалуй, можно спорить было ли связано увеличение контрастности рельефа Земли и подводных континентальных окраин с опусканием ложа океана [6, 9, 21, 24] или его воздыманием [30]. Во всяком случае, современные спутниковые и астрономические данные прямо указывают на расширение Земли на 2—3 см/год и дрейф континентов в направлениях, отличных от предсказанных гипотезой тектоники плит [3]. Хорошо известны и данные по напряженному состоянию недр, свидетельствующие о превышении бокового стресса над литостатическим давлением на 95 % площади Земли, начиная с глубины 200—300 м ниже ее поверхности (П.Н. Кропоткин и др.). При таком напряженном состоянии недр воздымание, очевидно, будет превалировать над опусканием. Общая

направленность развития рельефа подводных окраин, в соответствии с выводами А.В. Позднякова [23], заключается в установлении динамического равновесия между склоносоздающими (тектоника, диапиризм) и склоноформирующими (оползни, лавины, крип) процессами.

Выводы

Обзор исследований по строению, географии, возрасту, предпосылкам формирования подводных оползней позволяет заключить, что необратимое увеличение контрастности рельефа Земли на протяжении кайнозоя, особенно в эпоху пасаденской орогении, определило глобальную гравитационную неустойчивость подводных континентальных окраин. Некомпенсированное осадконакоплением прогибание ложа океана и увеличение энергии рельефа способствовали интенсификации всего комплекса подводных склоноформирующих процессов на континентальных окраинах, что объясняет широкое распространение здесь обвальнo-оползневых склонов, разномасштабных эрозионно-аккумулятивных форм. Зонами повышенной оползневой активности являются районы высокой мелкофокусной сейсмичности, интенсивной аккумуляции терригенных осадков и эрозионного расчленения, а также переслаивания компетентных и некомпетентных пород с зонами АВПД. Разжижение и флюидизация осадочных масс способствуют трансформации деструктивных оползней (оползни-потоки) в гравитационные осадочные потоки и/или лавины с дальностью транзита сотни километров; крутизна подводных склонов не является решающим критерием их гравитационной устойчивости.

Автор благодарен к.г.-м.н. О.С. Корневу, Л.В. Сваричевской и Е.В. Землякову за конструктивное обсуждение предпосылок формирования подводных оползней, а Т.Н. Кулик — за помощь в переводе работ зарубежных исследователей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев М.Н., Чистяков А.А., Щербаков Ф.А. Четвертичная геология материковых окраин. М.: Недра, 1986. 243 с.
2. Баранов Б.В., Лобковский Л.И., Куликов Е.А. и др. Оползни на восточном склоне о. Сахалин как источник возможных цунами. ДАН. 2013. **449**, № 3. С. 334—337.
3. Блинов В.Ф. О дрейфе континентов и расширении Земли на основании инструментальных измерений. Тихоокеанская геология. 1987. № 5. С. 94—101.
4. Буалло Г. Геология окраин континентов. М.: Мир, 1985. 156 с.
5. Геология континентальных окраин. Т.1—3. — М.: Мир, 1978.
6. Головинский В.И. Тектоника Тихого океана. М.: Недра, 1985. 199 с.
7. Конохов А.И. Осадочные формации в зонах перехода от континента к океану. М.: Недра, 1987. 222 с.
8. Корнев О.С., Сваричевская Л.В., Хачапуридзе Я.Ф. Строение Камчатского подводного каньона и его сравнение с подобными системами других регионов. Рельеф и структура осадочного чехла акваториальной части Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 53—63.
9. Леонтьев О.К. Морская геология. М.: Высшая школа, 1982. 344 с.
10. Ломтев В.Л. Деформации Невельского (02.08.2007 г., М~6,1) шельфового землетрясения (ЮЗ Сахалин). *Геол. и полезн. ископ. Мирового океана*. 2010. № 2. С. 35—46.
11. Ломтев В.Л. К строению и истории котловины и трога Уллындо (южная часть Яп. моря). *Геол. и полезн. ископ. Мирового океана*. 2012. № 1. С. 103—116.

12. Ломтев В.Л. Новое в строении котловины и трога Уллындо (Японское море). *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*. 2012. № 1, вып. № 19. С. 98—107.
13. Ломтев В.Л. О некоторых формах рельефа тихоокеанской окраины Камчатки. Рельеф и структура осадочного чехла акваториальной части Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 64—69.
14. Ломтев В.Л. Оползни на подводных континентальных окраинах в эпоху пасаденской орогении. Природные катастрофы и стихийные бедствия в Дальневосточном регионе. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 2. С. 348—363.
15. Ломтев В.Л., Корнев О.С., Сваричевская Л.В. Геолого-геоморфологические предпосылки оползней в сейсмоактивных районах континентальных окраин Тихоокеанского подвижного пояса (в связи с возможной опасностью образования цунами). М.: ВНИИЦ, 1980. Б932521. 153 с.
16. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Структуры сжатия в Курильском и Японском желобах. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 141 с.
17. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. О четвертичном возрасте тихоокеанских желобов. Геоморфология. 1988. № 4. С. 55—63.
18. Лонгинов В.В. Очерки литодинамики океана. М.: Наука, 1973. 244 с.
19. Мурти Т.С. Сейсмические морские волны цунами. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 447 с.
20. Оползни. Исследование и укрепление. М.: Мир, 1981. 368 с.
21. Орленок В.В. Эволюция океанических бассейнов в кайнозойской эре. Тихоокеанская геология. 1982. № 2. С. 98—103.
22. Оффман П.Е., Буш Э.А. Фундаментальный и сопутствующие процессы формирования земной коры. М.: Недра, 1983. 188 с.
23. Поздняков А.В. Авторегуляция и динамическое равновесие в рельефообразовании. Основные проблемы теоретической геоморфологии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 39—48.
24. Рудич Е.М. Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы. М.: Недра, 1984. 251 с.
25. Селиверстов Н.И. Сейсмоакустические исследования переходных зон. М.: Наука, 1987. 113 с.
26. Селиверстов Н.И. Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. М.: Научный мир, 1998. 164 с.
27. Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба / Гнибиденко Г.С., Быкова Т.Г., Веселов О.В. и др. М.: Наука, 1980. 179 с.
28. Тихонов И.Н., Ломтев В.Л. Мелкофокусная сейсмичность в тылу Японо-Сахалинской островной дуги и ее возможная тектоническая природа. *Геофиз. журнал*. 2014. 36, № 3. С. 105—117.
29. Удинцев Г.Б. Рельеф и строение дна океанов. М.: Недра, 1987. 239 с.
30. Хосино М. Морская геология. М.: Недра, 1986. 432 с.
31. Шепард Ф.П. Морская геология. Л.: Недра, 1976. 488 с.
32. Штилле Г. Циркумтихоокеанские складчатости в пространстве и времени. *Избранные труды*. М.: Мир, 1964. С. 539-589.
33. A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems / Nardin T.R. et al.. *Soc. Econ. Paleontol. Miner. Spec. Publ.* 1979. No 27. P. 61—73.
34. Carlson P.R., Karl H.A. Mass movement of fine-grained sediment to the basin floor Bering Sea, Alaska. *Geo-Mar. Lett.* 1984—1985. 4. No 3—4. P. 221—225.
35. Challenger drills Mississippi fan. *Geotimes*. 1984. 29, No 7. P. I5—I8.
36. Damuth J.E., Embley R.W. Mass-transport processes on Amazon cone: western equatorial Atlantic. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1981. 65, No 4. P. 629—643.
37. Dingle R.V. The anatomy of a large submarine slump on a sheared continental margin (SE Africa). *Jour. Geol. Soc.* 1977. 134, No 3. P. 293—310.
38. Doyle L.J., Holmes C.W. Shallow structure, stratigraphy and carbonate sedimentary processes of West Florida upper continental slope. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1985. 69, No 7. P. 1133—1144.
39. Embley R.W. The role of mass transport in the distribution and character of deep-ocean sediments with special reference to the North Atlantic. *Mar. Geol.* 1980. 38, No 1—3. P. 23—50.
40. Field M.E., Clarke S.H. Small-scale slides and their significance for basin slope processes, southern California borderland. *Soc. Econ. Paleontol. Miner. Spec. Publ.* 1979. No 27. P. 225—250.

41. Flood R.D., Hollister C.D., Lonsdale P. Distruption of the Feni sediment drift by debris flows from Rockall bank. *Mar. Geol.* 1979. **32**, No 3/4. P. 311—334.
42. Garfunkel Z. Large-scale submarine rotational slumps and growth faults in the Eastern Mediterranean. *Mar. Geol.* 1984. **55**, No 3—4. P. 305—324.
43. Herzer R.H. Submarine slides and submarine canyons on the continental slope off Canterbury, New Zealand. *N. Z. Jour. Geol. & Geophys.* 1979. **22**, No 3. P. 391—406.
44. Kastens K.A. Earthquakes as a triggering mechanism for debris flows and turbidites on the Calabrian ridge. *Mar. Geol.* 1984. **55**, No 1/2. P. 13—34.
45. Kenyon N.H. Mass-wasting features on the continental slope of Northwest Europe. *Mar. Geol.* 1987. **74**, No 1—2. P. 57—77.
46. Knebel H.J., Carson B. Small-scale slump deposits, Middle Atlantic continental slope, off eastern United States. *Mar. Geol.* 1979. **29**, No 1—4. P. 221—256.
47. Marine slides and other mass movements. N.Y.: Plenum Press, 1982.
48. McGregor B.A. Smooth seaward-dipping horizons — an important factor in sea-floor stability. *Mar. Geol.* 1981. **39**, No 3—4. P. M89—M98.
49. McIlvaine J.C., Ross D.A. Sedimentary processes on the continental slope of *New England*. *Jour. Sediment. Petrol.* 1979. **49**, No 2. P. 563—574.
50. Mullins H.T., Gardulski A.F., Hine A.C. Catastrophic collapse of the West Florida carbonate platform margin. *Geology*. 1986. **14**, No 2. P. 167—170.
51. Nardin T.R., Edwards B.D., Gorsline D.S. Santa Cruz basin, California borderland: dominance of slope processes in basin sedimentation. *Soc. Econ. Paleontol. Miner. Spec. Publ.* 1979. No 27. P. 209—221.
52. Normark W.E., Piper D.J.W. Navy fan, California borderland: growth pattern and depositional processes. *Geo-Mar. Lett.* 1983—1984. **3**, No 2—4. P. 101—108.
53. Reynolds S. A recent turbidity current event, Hueneme fan, California: reconstruction of flow properties. *Sedimentology*. 1987. **34**, No 1. P. 129—137.
54. Schmitz B. The TiO₂/Al₂O₃ ration in the Cenozoic Bengal abyssal fan sediments and its use as a paleostream energy indicator. *Mar. Geol.* 1987. **76**, No 3—4. P. 195—206.
55. Silva A.J., Booth J.S. Creep behavior of submarine sediments. *Geo-Mar. Lett.* 1984—1985. **4**, No 3—4. P. 215—219.
56. Stanley D.J., Nelsen T.A., Stuckenrath R. Recent sedimentation on the New Jersey slope and rise. *Science*. 1984. **226**, No 4671. P. 125—133.
57. Submarine fans and related turbidite systems. N.Y.: Springer, 1985. 351 p.
58. Summerhayes C.P., Bornhold B.D., Embley R.W. Surficial slides and slumps on the continental slope and rise of South West Africa: a reconnaissance study. *Mar. Geol.* 1979. **31**, No 3/4. P. 265—277.
59. Tsutsui B., Campbell J.F., Coulborn W.T. Storm-generated, episodic sediment movements off Kahe Point, Oahu, Hawaii. *Mar. Geol.* 1987. **76**, No 3—4. P. 281—299.
60. Yagisita K. Possible mechanism of submarine sliding and its associated minor slump fold. *Earth Science*. 1977. **31**, No 5. P. 179—192.

Статья поступила 26.06.2016

В.Л. Ломтев

ЗСУВИ НА ПІДВОДНИХ ОКРАЇНАХ В ЕПОХУ ПАСАДЕНСЬКОЇ ОРОГЕНІЇ

Представлено огляд відомостей про географію, будову, вік і передумови формування підводних зсувів на активній і пасивній континентальних окраїнах. Розглядаються класифікація й номенклатура зсувів, гравітаційна стійкість схилів, тенденції розвитку континентальних окраїн в епоху пасаденської орогенії (0,5—1 млн. років т.н.). Показано, що необоротне та некомпенсоване поглиблення океану й збільшення контрастності рельєфу Землі в кайнозої й особливо у кватері обумовили глобальну гравітаційну нестійкість підводних континентальних окраїн і широке поширення обвальних зсувних явищ та пов'язаних з ними гравітаційних осадових потоків і/або лавин. Розрідження й флюїдизація сприяють трансформації деструктурних зсувів в уламкові й

турбідитні потоки різної в'язкості з переносом осадів на сотні кілометрів. Намічено зони підвищеної концентрації зсувів на підводних окраїнах. У порівнянні з наземними схилами крутість підводних схилів не є вирішальним критерієм їхньої гравітаційної стійкості.

Ключові слова: континентальна окраїна, осадовий чохол, зсув, зсув-потік, уламковий потік, Пасаденська орогенія.

V.L. Lomtev

SLIDES & SLUMPS IN SUBMARINE MARGINS IN THE PASADENA OROGENY EPOCH

The status of knowledge of the geography, structure, age and formation preconditions of submarine landslides in active and passive continental margins is reviewed. Their classification and nomenclature, gravity stability of slopes, tendencies of continental margin evolution in the Pasadena orogeny epoch (0,5—1 ma ago) are considered. It is shown that irreversible and uncompensated deepening of the ocean and increase in the earth's relief contrast in Cenozoic, and especially in Quaternary, caused global gravity instability of submarine continental margins and wide spread fall-slide events and their related gravity sedimentary flows and/or avalanches. Liquefaction and fluidization favour transformation of destructive slides into debris and turbidity flows of various viscosities with transportation of sediments over hundreds of kilometers. High landslide concentration zones are revealed in submarine margins. Unlike subaerial slopes, the steepness of submarine slopes is not the decisive criterion of their gravity stability.

Keywords: continental margin, sedimentary cover, slide, slump, debris flow, Pasadena orogeny epoch.