

В.Л. Ломтев

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск

О СТРОЕНИИ НЕКОТОРЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА ТИХООКЕАНСКОЙ ОКРАИНЫ КАМЧАТКИ

По данным непрерывного сейсмического профилирования методом отраженных волн (НСП МОВ) описано строение некоторых форм рельефа тихоокеанской окраины Камчатки. Среди них: Шипунский горст и растущая антиклиналь на его южном склоне, намывные дамбы и дюны, каньоны и блоковые оползни. Также рассматриваются вопросы генезиса исследуемых форм рельефа.

Ключевые слова: тихоокеанская окраина Камчатки, Шипунский горст, склоновая антиклиналь, намывная дамба, дюна, каньон, оползень.

Введение

Данная статья является развитием сообщения автора [5], посвященного вопросам строения и вероятного генезиса некоторых форм рельефа тихоокеанской окраины Камчатки по материалам непрерывного одноканального сейсмопрофилирования методом отраженных волн (НСП МОВ) и результатам их геологической интерпретации. У исследователей к этому региону существует устойчивый интерес, обусловленный его неплохой геофизической изученностью по результатам рейса НИС «Пегас»-1977 и ряда рейсов НИС «Вулканолог» [2, 4, 8, 12, 16, 17], высокой сейсмо- и цунамиактивностью как всяческого крыла глубинного надвига по фокальной зоне Беньюфа (точнее Вадати-Заварицкого-Беньюфа [1, 10, 11]). Кроме того, по данным глубоководного бурения и НСП ИМ-ГиГ на прилегающем ложе СЗ Пацифики установлено, что Камчатка являлась основной областью сноса терригенных и отчасти вулканогенных осадков, слагающих неоген-раннечетвертичные фаны (конусы выноса) каньонов и Камчатский контурный мегафан в абиссальной котловине Тускарора, на севере поднятия Шатского и абиссальной котловины Картографов [7, 13, 18]. Надстраивание фанов на прилегающем ложе СЗ Пацифики прекратилось в среднем плейстоцене 0,5–1,0 млн. лет т.н. (реликтовые формы [4]) благодаря заложению Курило-Камчатского глубоководного желоба, перехватившего придонные турбидитные и обломочные потоки по каньонам и с открытых склонов (лавины возможно за счет флюидизации оползней позднекайнозойских осадков [6, 9]). По этой при-

© В.Л. ЛОМТЕВ, 2017

чине в приосевой части Курило-Камчатского и Алеутского желобов близ зоны их сочленения накопилось до 1 км молодых турбидитов [8, 16, 17].

В данной статье охарактеризованы особенности строения восточного окончания Шипунского горста как подводной части одноименного хребта и п-ова Восточной Камчатки (рис. 1), каньонов и блоковых оползней, намывных дамб (прирусловые валы) и образований типа дюн или т.н. осадочных волн. В основе их генетической диагностики лежит структурно-геоморфологический анализ, основные положения которого опубликованы в [15]. В работе использованы интерпретированные рисованные фрагменты временных разрезов (профилей) одноканального НСП МОВ, полученных в ходе региональных геолого-геофизических исследований СахКНИИ – ныне ИМГиГ ДВО РАН (НИС «Пегас» - 1977) и Института вулканологии – ныне ИВиС ДВО РАН (НИС «Вулканолог» - 1978 [5, 8, 16, 17]).

Фактический материал и его интерпретация

Шипунский горст. Изучение дна Тихого океана по материалам НСП и МОГТ представило многочисленные свидетельства проявления молодой тектоники квартера [1, 4–11, 15–18]. В данной работе таким примером является Шипунский асимметричный горст акустического фундамента или подводное основание одноименного п-ова и горного хребта Восточной Камчатки, располагающийся висячем крыле глубинного надвига зоны Беньюфа (рис. 1, 2 а; [1, 10, 16]). В районе сеймопрофиля горст сужается к востоку, приобретая в плане клиновидную форму, характерную для структурных носов тектонических структур. Он драпирован кайнозойским осадочным чехлом разной мощности. Так, на южном склоне его мощность достигает 250–700 м и более, тогда как на вершине и северном склоне горста она составляет лишь 50–100 м. Разломами Шипунский горст отделен от глубоководных аккумулятивных впадин Авачинского и Кроноцкого заливов. Крупный разлом также отделяет вершину (наиболее приподнятый блок фундамента) и северный склон горста от его южного склона. Изгиб слоев книзу у плоскости этого разлома указывает на взбросовый характер смещений фундамента на южном склоне, что привело к изгибанию слоев кайнозойского осадочного чехла над наиболее быстро поднимающимся блоком и образованию т.н. склоновой антиклинали и собственно южного крыла горста [25]. Складка сквозная, поскольку на рис. 2 а она выделяется в кайнозойском чехле и фундаменте. Утонение кайнозойских отложений к своду складки в кровле фундамента указывает на конседиментационный режим его воздымания. Заметное различие в гипсометрическом положении и мощности кайнозойского чехла свидетельствуют о том, что южный склон Шипунского горста еще недавно был частью аккумулятивной глубоководной впадины Авачинского залива. Отметим также выдержанный наклон аваншельфа к северо-востоку и заглупление его внешнего края до 1600 м, что на 600 м ниже платообразных вершин хребтов-выступов в Кроноцком заливе [8, 16, 17]. Перекос Шипунского горста возможно связан с опусканием дна глубоководной аккумулятивной впадины Кроноцкого залива в средней части тихоокеанского склона Камчатки, что характерно для покровной тектоники желобов Пацифики с крупными зонами поднятия и опускания дна [10, 11].

Подводные каньоны. Эти отрицательные формы подводного руслового стока широко распространены на всех континентальных окраинах Мирового океана [3]. Остановимся на строении двух каньонов в южной части Камчатского залива, на-

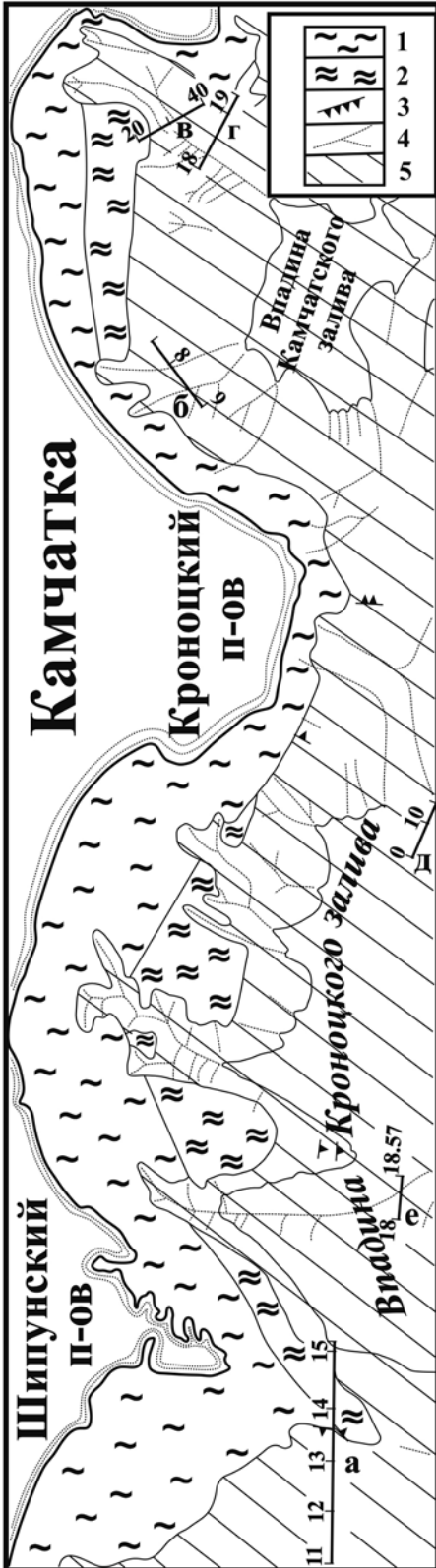


Рис. 1. Морфологическая схема верхней части тихоокеанской окраины Камчатки с положением интерпретированных фрагментов профилей НСП: 1 – шельф; 2 – аваншельф; 3 – уступы; 4 – каньоны; 5 – континентальный склон [5]

чинающихся вблизи устья р. Сторож (рис. 1, 2 б). Они пререзают весь слоистый осадочный чехол мощностью 500–600 м, залегающий на неровной поверхности акустического фундамента или, возможно, нижней осадочной толщи континентального склона [8]. Последняя представляет сочетание опущенных (дно каньонов) и приподнятых (межканьонный массив и борта каньонов) блоков с амплитудой 200–300 м. Таким образом, можно заключить, что контрастные движения блоков фундамента привели к формированию тектонических депрессий дна глубиной 200–300 м, однако без привлечения подводной эрозии нельзя объяснить их современной 500–600-метровой глубины. Сохранности межканьонного массива способствует, вероятно, более высокая устойчивость к размыву пород акустического фундамента. Малоамплитудные подвижки мелких блоков фундамента привели к деформации осадочного чехла в приподнятых блоках и предопределили положение мелких эрозионных врезов. Но их глубина и морфология по сравнению с таковыми каньонов в меньшей степени зависят от амплитуды подвижек и размеров таких блоков. Эти данные подтверждают представление о тектоно-эрозионной природе каньонов [3].

Подводные оползни. Эта большая группа аккумулятивных форм различного размера распространена на склонах крутизной более 0,14–0,22° [6, 9, 24]. По данным НСП и гидролокации бокового обзора, на подводной окраине Камчатки установлено достаточно широкое распространение подводных оползней, особенно в верхней части континентального склона, Камчатском и Авачинском каньонах. Среди оползней преобладают блоковые (структурные) и

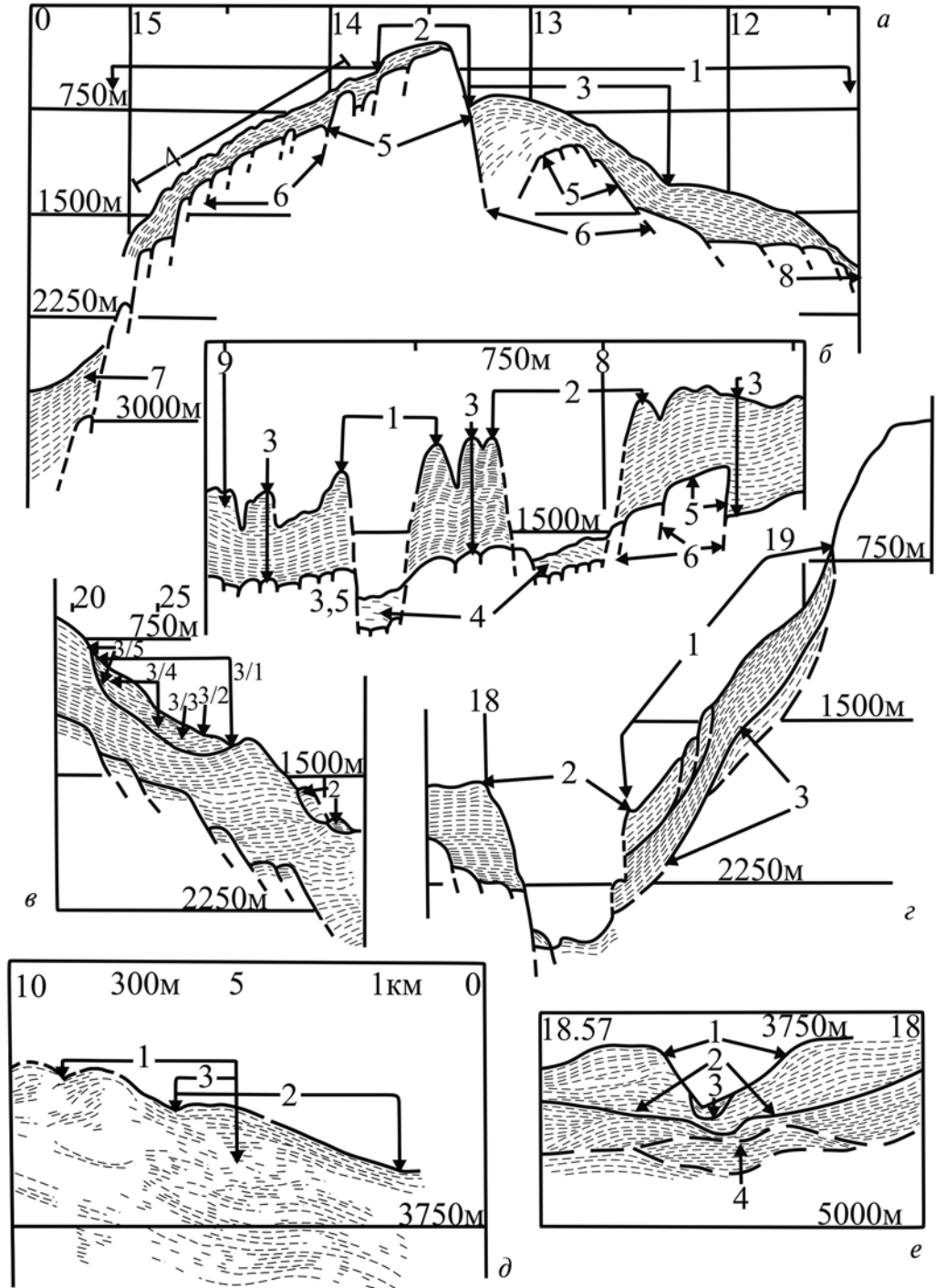


Рис. 2. Фрагменты рисованных временных разрезов НСП МОВ НИС «Вулканолог»-1978 и НИС «Пегас»-1977 [5]: а – фрагмент разреза НСП через Шипунский горст: 1, 2 – границы и вершина горста, 3 – сквозная склоновая антиклиналь, 4 – дюнное поле аваншельфа, 5 – кровля акустического фундамента, 6 – разломы, 7, 8 – глубоководные впадины Кроноцкого и Авачинского заливов Восточной Камчатки; б – фрагмент разреза НСП через каньоны Сторож (1, 2) в Камчатском заливе: 3 – верхняя толща кайнозойского чехла, 4 – русловые отложения, 5 – кровля

акустического фундамента, б – разломы; в – фрагмент разреза НСП через правый борт Камчатского каньона: 1, 2 – деструктурные оползни, возможно, намывные дамбы, 3 – структурный (блоковый) оползень: 3/1 – плоскость скольжения, 3/2 – передовой блок слоистых слабодетформированных осадков, 3/3 – структура сжатия в головной части оползня, 3/4 – тыловая гетерогенная масса осадков, 3/5 – разлом (структура) растяжения и стенка срыва; г – фрагмент разреза НСП через юго-западный склон Камчатского подводного хребта: 1 – висячий оползень, 2 – Камчатский каньон, 3 – главная поверхность скольжения; д – фрагмент разреза НСП через северо-восточную часть глубоководной впадины Кроноцкого залива: 1, 2 – подводные дюны, 3 – зона перекрытия дюн; е – фрагмент разреза НСП через Жупановский каньон: 1 – намывные дамбы, 2 – подошва дамб, 3 – современные русловые отложения, 4 – более древние русловые отложения. Вертикальный масштаб на разрезах НСП в метрах (определен с учетом скорости звука в воде 1500 м/с), горизонтальный масштаб – в километрах или часах при средней скорости сейсмопрофилирования 5–7 узлов; нумерация интерпретированных профилей НСП МОВ приведена в сводках [16, 17]

оползни-потоки или деструктурные оползни [6, 27]. Мощность их изменяется от 10–20 до 200–800 м, объем достигает 20–50 км³ и более. Блоковый оползень протяженностью 9,8 км и мощностью 250–270 м расположен на правом борту Камчатского каньона на глубине 910–1350 м (рис. 2 в). Он согласно [22, 26] имеет некоторые присущие данному типу элементы: вогнутую поверхность скольжения, структуры сжатия и растяжения, тыловую массу слабодетформированных осадков. Однако есть и некоторые особенности: в частности, в рельефе не выражена депрессия растяжения (оползневая депрессия), тыловая масса осадков имеет неоднородное по сейсмоакустическим свойствам строение. Важно отметить, что поверхность скольжения выделяется повышенной акустической жесткостью от отражающих границ в теле оползня. Примером деструктурного оползня служит оползень мощностью до 600–800 м в южной части впадины Камчатского залива [8]. Поверхность его бугристая, сильно расчленена эрозионными долинами. Обилие дифрагированных волн указывает на разрушение первоначальной слоистой структуры верхней толщи кайнозойского чехла при сползании.

Висячий подводный оползень объемом 17–20 км³, мощностью до 150–400 м и протяженностью 6 км обнаружен на юго-западном склоне Камчатского подводного хребта или хребта Камчатского мыса Его крутизна достигает 9° на глубине 2370 м (рис. 2 г). На протяжении 10–12 км фронтальная часть оползня образует крутой (~35°) левый борт Камчатского каньона. Отчетливая пологовогнутая поверхность скольжения выходит на высоте 130 м над его дном (2500 м), что определяет гравитационную неустойчивость сползающего тела. На его оползание указывает деградация слоистой структуры покрова, выраженная в сокращении протяженности отражающих площадок, появлении микродифракций на временном разрезе НСП в работах [11, 16]. С верхней части висячего оползня в рейсе НИС «Пегас»-1977 проведено одно драгирование в интервале глубин 920–1250 м (станция 7/77 [12, 17]) и поднята плотная синяя глина с фауной плиоцена (?) и редкой мелкой (до 1 см) галькой (точнее гравием) и щебнем песчаников и туфов. Устойчивость исследуемого висячего оползня может наступить лишь после достижения им дна каньона, однако неясно, произойдет это относительно быстро и с образованием цуга волн цунами в Камчатском заливе или медленно. При сползании или обрушении крупных блоков оползня здесь возможно образование порога в русле Камчатского каньона, возможно сходного с закартированным выше по течению блок-оползнем О.С. Корневым и др. [2]. Из изложенного можно заключить, что для нормальной жизнедеятельности международного порта и рай-

центра Усть-Камчатск необходим мониторинг всяческого оползня на левом борту Камчатского каньона и возможно численное моделирование волн цунами, вызванных обрушением его фронтальных блоков.

Образования типа дюн (осадочные волны). Небольшие асимметричные аккумулятивные гряды или т.н. осадочные волны на пологих склонах, вытянутые вдоль изобат, известны в широком спектре глубин, в том числе и на шельфе [14]. Происхождение их связывают с переносом песчано-илистых осадков придонными течениями. Р. Харли одним из первых описал их на внешних склонах намывных дамб (прирусловые валы) абиссальных каналов на северо-востоке ложа Тихого океана [20], где их образование обусловлено переливом суспензионных (мутьевых) потоков [21]. Изучение разрезов НСП по тихоокеанской окраине Камчатки позволило выявить здесь три участка (поля) распространения дюн (рис. 1). Два из них расположены на поверхности аккумулятивных шлейфов по периферии глубоководной впадины Кроноцкого залива на глубинах 3500–3600 м, третий – на аваншельфе Шипунского горста в интервале глубин 500–1500 м. Ширина дюн достигает 5,0–5,3 км во впадине и 0,8–2,2 км на аваншельфе, высота соответственно 45–60 и 10–20 м. Судя по положению сейсмопрофилей дюны ориентированы субпараллельно изобатам [16, 17]. На рис. 2 д отчетливо видны следующие особенности строения дюн: 1) выпуклый изгиб каждого слоя параллельно смещается снизу вверх в направлении склона; 2) слои не деформированы, что указывает на отсутствие оползневых явлений; 3) на участке перекрытия дюн отмечается эрозионный контакт; 4) асимметрия поперечного профиля дюн тесно связана с увеличением мощности слоев от пологого склона к крутому. Указанные признаки и морфометрия дюн у берегов Камчатки характерны для аккумулятивных форм этого типа. Аналогичные образования, но уже в погребенном состоянии, хорошо видны на профиле НСП 42/7 через впадину Кроноцкого залива в сводке [17].

Намывные дамбы (прирусловые валы). Небольшие асимметричные прирусловые валы на бортах подводных долин, обусловленные деятельностью суспензионных (мутьевых) потоков [3]. Они известны в широком спектре глубин, но чаще наблюдаются на шельфе, континентальном подножии и прилегающих абиссальных равнинах ложа океана [19, 23]. Изучение разрезов НСП по подводной окраине Камчатки позволило выявить намывные дамбы или прирусловые валы в Камчатском и Жупановском каньонах. Наиболее характерна дамба на левом борту Жупановского каньона в том месте, где он выходит из впадины Кроноцкого залива на внутренний склон Курило-Камчатского желоба (рис. 1, 2 е; [5, 16, 17]). Ширина ее достигает 3,8 км, высота над дном каньона 200 м. В поперечном сечении дамба имеет асимметричную клиновидную форму, поскольку максимальную мощность она имеет под вершиной с уменьшением к краям. Рельеф слоев в целом конформно повторяет морфологию намывной дамбы. Осадочные слои почти не деформированы и залегают в пологовогнутой депрессии, вероятно, древнем русле каньона. Аналогичным образованием, видимо, является клиновидное тело мощностью до 300 м на правом борту Жупановского каньона, хотя слоистость слагающих его осадков выражена плохо возможно из-за избыточной газонасыщенности осадочного разреза.

Выводы

Резюмируя изложенные данные НСП МОВ и результаты их геологической интерпретации, констатируем, что Шипунский горст акустического

фундамента является молодым поднятием висячем крыле глубинного надвига по зоне Беньюфа, в которое втянута и прилегающая часть глубоководной впадины Авачинского залива.

Формирование каньонов на тихоокеанской окраине Камчатки, например, Сторож и Камчатский, в основном связано с контрастной тектоникой блоков акустического фундамента и глубинной эрозией кайнозойского осадочного чехла.

На склонах различной крутизны выявлены участки с относительно устойчивым и неустойчивым залеганием осадочного чехла. По степени сохранности первоначальной структуры выделяются структурные (блоковые) и деструктурные (оползни-потоки) оползни. Висячий оползень на юго-западном склоне Камчатского хребта представляет реальную угрозу международному порту и райцентру Усть-Камчатск из-за возможной генерации волн цунами при обрушении его фронтальных блоков в Камчатский каньон. В связи с этим необходим мониторинг и возможно численное моделирование волн цунами, вызванных обрушением его фронтальных блоков.

На разных батиметрических уровнях впервые обнаружены намывные дамбы на бортах Жупановского и возможно Камчатского каньонов.

На разных батиметрических уровнях тихоокеанской окраины Камчатки также впервые обнаружены аккумулятивные образования типа дюн (осадочных волн), происхождение и миграция которых вверх по склону, вероятно, обусловлены перемещением песчано-илистых осадков придонными течениями.

Автор благодарен К.О. Дашковскому (лаборатория геодинамики и морской геологии) за компьютерную подготовку графики статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геолого-геофизический атлас Курильской островной системы. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 36 л.
2. 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.
3. Леонтьев О.К. Типы подводных долин. *Геоморфология*. 1979. № 4. С. 3–15.
4. Ломтев В.Л. К строению и истории Курило-Камчатского глубоководного желоба. *Геол. и полезн. ископ. Мирового океана*. 2012. № 3. С. 36–47.
5. Ломтев В.Л. О некоторых формах рельефа тихоокеанской континентальной окраины Камчатки. Рельеф и структура осадочного чехла акваториальной части Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 64–69.
6. 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.
7. Ломтев В.Л. Особенности строения и формирования мезокайнозойского чехла прикурильской части ложа СЗ Пацифики. *Геол. и полезн. ископ. Мирового океана*. 2015. № 4. С. 32–45.
8. Ломтев В.Л., Воробьев В.М., Высоцкий С.В. Новые данные о рельефе и структуре северной части Курило-Камчатского желоба и прилегающих территорий. Геология дна северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 29–40.
9. Ломтев В.Л., Корнев О.С., Сваричевская Л.В. Геолого-геоморфологические предпосылки оползней в сейсмоактивных районах континентальных окраин Тихоокеанского подвижного пояса. Новоалександровск: СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1980. №Б932521. 151 с.
10. Ломтев В.Л., Нагорных Т.В., Сафонов Д.А. Особенности строения и сейсмоструктоники Курильской системы дуга–желоб. *Геол. и полезн. ископ. Мирового океана*. 2013. № 3. С. 94–109.
11. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Структуры сжатия в Курильском и Японском желобах. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 141 с.

12. Неверов Ю.Л., Кичина Е.Н., Остапенко В.Ф. Петрография пород зоны сочленения Алеутского и Курило-Камчатского желобов. Геология дна северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 29–40.
13. Патрикеев В.Н. Атлас сейсмических разрезов Северо-Западной плиты Тихого океана. М.: ГЕОС, 2009. 208 с.
14. Путанс В.А. Осадочные волны: современное состояние знаний. *Бюлл. МОИП. Отдел геол.* 2012. **87**, вып. 1. С. 25–37.
15. Сваричевский А.С., Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Новые данные по геоморфологии южной части Курильского глубоководного желоба. Структура осадочных отложений Курило-Камчатского желоба. Южно-Сахалинск: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 37–50.
16. Селиверстов Н.И. Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. М.: Научн. мир, 1998. 164 с.
17. Гнибиденко Г.С., Быкова Т.Г., Веселов О.В. и др. Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба. М.: Наука, 1980. 179 с.
18. Гнибиденко Г.С., Аносов Г.И., Карогодина И.П. и др. Тектоника плиты Картографов (Тихий океан). М.: Наука, 1988. 88 с.
19. Andrews J.E., Hurley R.J. Sedimentary processes in the formation of a submarine canyon. *Mar. Geol.* 1978. **26**. M47–M50.
20. Embley R.W., Langseth W.G. Sedimentation processes on the continental rise of northeastern South America. *Mar. Geol.* 1977. **25**. P. 279–297.
21. Hamilton E. Marine geology of abyssal plains in the Gulf of Alaska. *J. Geophys. Res.* 1967. **72**. P. 4189–4213.
22. Lewis K.B. Slumping on a continental slope inclined at 1–4°. *Sedimentology*. 1971. **16**. P. 97–110.
23. Mammerickx J. Morphology of the Aleutian Abyssal Plain. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1970. **81**. P. 3457–3464.
24. Prior D.B., Coleman J.M. Disintegrating retrogressive landslides on very-low-angle subaqueous slopes, Mississippi Delta. *Mar. Geotechnol.* 1978. **3**, No 1. P. 37–60.
25. Rad U., Cepек P., Stackelberg U. et al. Cretaceous and Tertiary Sediments from North African slope. *Mar. Geol.* 1979. **29**. P. 273–312.
26. Roberts D.G. Slumping of the margin of Rockall Bank, North Atlantic Ocean. *Mar. Geol.* 1972. **13**, No 4. P. 225–237.
27. Sangrey D. A., Garrison L.E. Submarine landslides. *U. S. Geol. Surv. Year.* Washington, D.S. 1977. P. 53– 63.

Статья поступила 16.06.2017.

В.Л. Ломтев

ПРО БУДОВУ ДЕЯКИХ ФОРМ РЕЛЬЄФУ ТИХООКЕАНСЬКОЇ ОКРАЇНИ КАМЧАТКИ

За даними безперервного сейсмічного профілювання методом відбитих хвиль (БСП МВХ) описано будову деяких форм рельєфу тихоокеанської окраїни Камчатки. Серед них: Шипунський горст і зростаюча антикліналь на його південному схилі, намівні дамби й дюни, каньйони й блокові зсуви. Також розглядаються питання генезису досліджуваних форм рельєфу.

Ключові слова: тихоокеанська окраїна Камчатки, Шипунський горст, схилова антикліналь, намівна дамба, дюна, каньйон, зсув.

V.L. Lomtev

ON SOME LANDFORM STRUCTURES OF THE KAMCHATKA PACIFIC MARGIN

Some landform structures of Kamchatka Pacific margin are described by seismic continuous data of reflection method (SCP RM). Among them: Shipunsky horst, growth anticline, levees and dunes, canyons and block slides. Issues of origin of studied landforms also considered.

Key words: Pacific margin of Kamchatka, Shipunsky horst, slope anticline, levee, dune, canyon, slide.