

О.М. ХЛЫСТОВ*, Е.Е. КОНОНОВ**

*Лимнологический институт СО РАН,
664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 3, Россия, oleg@lin.irk.ru
**Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН,
664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1, Россия, ekon@7395.ru

ПОДВОДНЫЙ РЕЛЬЕФ ГОЛОУСТНЕНСКО-КРЕСТОВСКОГО УЧАСТКА ЮЖНОГО БАЙКАЛА

На основе анализа цифровой модели рельефа получены новые материалы по донной поверхности на стыковом участке между Северной и Южной котловинами Южно-Байкальской впадины. Выявленные особенности рельефа северо-западного склона и абиссальной поверхности участка во многом обусловлены высокой сейсмоактивностью и сложной разломной структурной организацией территории. Разломные структуры ограничивают участок со всех сторон, определяют направленность северо-западного и юго-восточного бортов участка, диагонально пересекают его поверхность, определяют направление подводных долин каньонов, особенности их поперечных и продольных профилей, направленность и инициацию эрозионно-гравитационных процессов. Активные эрозионно-гравитационные процессы благоприятствовали созданию на склонах Посольской банки, авандельты р. Селенги и Кукуйской гривы хорошо развитого грядово-овражного рельефа. Севернее, при приближении к поверхности Бугульдейско-Селенгинской перемычки, амплитуда тектонических движений снижается, что привело к уменьшению глубины вреза и протяженности грядово-овражных форм. На склонах авандельты и Кукуйской гривы, помимо грядово-овражных форм, широко развиты оползневые структуры и концентрические формы, образование которых также связывается с активной сейсмотектоникой территории. Показано, что газонасыщенные осадки играют незначительную роль в активизации оползневых процессов на подводных склонах озера. Возникновение катастрофических оползней из-за разложения скопления газовых гидратов при понижениях уровня озера и температур в современных условиях окружающей среды маловероятно.

Ключевые слова: батиметрия, цифровая модель, тектоника, эрозионно-гравитационные процессы, оползни, газовые гидраты.

О.М. KHLYSTOV*, Е.Е. KONONOV**

*Limnological Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences,
664033, Irkutsk, ul. Ulan-Batorskaya, 3, Russia, oleg@lin.irk.ru
**V.B. Sochava Institute of Geography, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences,
664033, Irkutsk, ul. Ulan-Batorskaya, 1, Russia, ekon@7395.ru

THE UNDERWATER RELIEF OF THE GOLOUSTNAYA-KRESTOVKA AREA IN SOUTH BAIKAL

Based on analyzing a Digital Elevation Model, we obtained novel evidence for the bottom surface at the junction between the Northern and Southern basins of the South Baikal Depression. The topographic patterns revealed for the north-western slope and the abyssal surface of the site are largely due to high seismic activity and complex fault structural organization of the territory. Fault structures limit the site from all sides, determine the direction of the north-western and south-eastern sides of the site, diagonally dissect its surface, and determine the direction of underwater valleys of canyons, the features of their transverse and longitudinal profiles, the direction and initiation of erosion and gravity processes. Active erosion and gravity processes favored the creation of a well-developed ridge-ravine relief on the slopes of the Posolskaya Bank, the delta-front of the Selenga River and the Kukui Crest. Further to the north, when approaching the surface of the Buguldeika-Selenga bridge, the amplitude of tectonic movements decreases, which has led to a decrease in the depth of the incision and the extent of ridge-ravine forms. On the slopes of delta-front and Kukui Crest, in addition to ridge-ravine forms, landslide structures and concentric forms are of wide-spread occurrence, the formation of which is also associated with active seismotectonics of the territory. It is shown that gas-saturated precipitation plays only a minor role in the intensification of landslide processes on the underwater slopes of the lake. Catastrophic landslides due to the decomposition of accumulations of gas hydrates at low lake levels and temperatures in modern environmental conditions are unlikely.

Keywords: bathymetry, digital model, tectonics, erosion and gravity processes, landslides, gas hydrates.

ВВЕДЕНИЕ

Несмотря на почти 250-летнюю историю исследований, в том числе батиметрических, облик донной поверхности оз. Байкал долгое время оставался недостаточно изученным и был отображен небольшим количеством карт мелкого масштаба. Это не позволяло детально исследовать сложную морфологию донных форм рельефа или фиксировать их наличие на донной поверхности. Детальный обзор истории батиметрических исследований донной поверхности озера изложен в работах Е.Б. Карбанова и В.А. Фиалкова [1] и О.М. Хлыстова и др. [2, 3].

В последние годы произошел прорыв в исследовании подводного рельефа озера, изучении байкальских газовых гидратов, связанный с использованием многолучевых эхолотов (МЛЭ) для получения высокодетальных батиметрических данных. Массовое применение МЛЭ для съемки донной поверхности Байкала началось в 2009 г., когда сотрудниками Лимнологического института (ЛИН) СО РАН совместно с бельгийскими коллегами были проведены детальные исследования дна озера с использованием системы многолучевой эхолокации ELACSeaBeam 1050, а немного позже совместно с японскими учеными и сотрудниками Иркутского национального исследовательского технического университета — с использованием МЛЭ Kongsberg EM710S [2–4].

Рассматриваемый участок донной поверхности Байкальской впадины, названный Голоуственско-Крестовским, весьма своеобразен по своему структурному положению, так как находится на стыке Южной и Средней котловин Южно-Байкальской впадины, протягиваясь узкой полосой от дельты р. Голоустной до мыса Крестовского. В значительной своей части участок структурно совпадает с грабеном Бугульдейский коридор [5] и пересекает с юга-запада на северо-восток Бугульдейско-Селенгинскую подводную перемычку.

Цель работы — установить особенности донного рельефа в пределах Голоуственско-Крестовского участка Южно-Байкальской впадины, реконструировать рельефообразующие процессы и оценить роль газовых гидратов в них.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования рельефа дна оз. Байкал проводились с помощью многолучевых эхолотов ELACSeaBeam 1050 и Konengsberg EM710S. В результате полевых работ получен огромный массив батиметрических данных, на основании которых создана цифровая модель рельефа (ЦМР). Высокодетальная, корректно построенная ЦМР позволяет с большой точностью проводить комплексный морфологический и морфометрический анализ снятой поверхности, моделировать различные экзогенные процессы, быть основой для любого вида топобатиметрического и тематического картирования. В работе при создании ЦМР была использована методика поэтапной обработки батиметрического материала, базирующаяся на применении современных ГИС-технологий [4]. Обработка батиметрического материала проводилась в следующей последовательности:

1. Систематизация всех данных съемки с помощью МЛЭ в ГИС.
2. Подбор метода интерполяции с определением оптимального шага сетки для создания единой ЦМР всей акватории.
3. Применение фильтров адаптивного сглаживания.
4. Создание собственного фильтра с функциями ручной обработки в реальном времени.
5. Объединение полученного рельефа донной поверхности с рельефом побережья на основании данных дистанционного зонирования Земли (съемка SRTM и AlosJaxa).

Первой задачей было решение проблемы систематизации всех имеющихся данных в единую ГИС. В качестве платформы для реализации этих целей была выбрана ГИС GISofBaikal, разработанная в лаборатории геологии оз. Байкал ЛИН СО РАН. Данная ГИС создана на базе платформы ArcGISv.10.5 и ArcGISProv.1.1 и объединяет разные типы информации, собранные за годы исследований по всей акватории оз. Байкал.

После завершения процесса систематизации данных в ГИС на основе алгоритма Abos — интерполяции в программном обеспечении SurGe, была построена DEM — модель всей донной поверхности. После определения входных параметров для создания ЦМР исходные облака точек массивами, разбитыми по квадратам размером 2×2 км, были импортированы в программное обеспечение SurGe, где с помощью вышеописанного метода интерполяции была получена общая ЦМР донной поверхности.

ЦМР в своем исходном виде является достаточно сырым продуктом, так как содержит большой спектр различных морфологических ошибок и артефактов. Для искоренения ошибок была использо-

вана специально разработанная методика чистки ЦМР, основанная на поэтапном применении различных алгоритмов адаптивного сглаживания [2, 4]. В результате была получена полностью корректная и почищенная ЦМР участка.

Практическая реализация изложенной методики исследования рельефа подводной поверхности озера, основанной на анализе цифровой модели, показана в многочисленных публикациях [2, 3, 6]. Анализ ЦМР дна Голоуспенско-Крестовского участка проводился с помощью программы Global-Mapper на базе грида с пространственным разрешением наблюдения до 75×75 м. Для заверки полученных результатов анализа привлекались опубликованные материалы других исследователей.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Голоуспенско-Крестовский донный участок (далее — Участок) морфологически выглядит как узкая, вытянутая с юго-запада на северо-восток структура, ограниченная с юго-востока склонами Посольской банки, свалом глубин авандельты р. Селенги и склонами Кукуйской гривы, а с северо-запада бортом Байкальской впадины. Общая протяженность Участка около 110 км, а ширина варьирует в пределах 10–15 км (рис. 1).

Особенности рельефа подводных склонов Голоуспенско-Крестовского участка. Северо-западный подводный склон Участка начинается в районе палеodelьты р. Голоуспенной, которая в плане имеет веерообразную форму с максимальной шириной в нижней части 18–20 км (рис. 2). Поверхность палеodelьты осложнена грядово-овражным рельефом с глубиной расчленения 40–170 м и каньонообразными долинами, имеющими V-образный профиль и глубину вреза 100–220 м. Протяженность склонов палеodelьты от береговой линии до донной поверхности, которая находится на глубинах 1100–1200 м, около 10 км. Установлено, что тело палеodelьты имеет слоистое строение до глубины более 400 м. Верхние слои с несогласием залегают на нижележащих и наклонены в сторону абиссали озера [7]. На склоне и гребне палеodelьты на глубине 560, 520 и 345 м были обнаружены выходы газа, а также газовые гидраты (402 и 520 м) [8].

Северо-восточнее к палеodelьте примыкает современная дельта р. Голоуспенной шириной 5,5–6 км. Свал глубин дельты крутизной около 20° не осложнен заметными эрозионно-гравитационными формами рельефа и на юго-западе частично перекрывает склон палеodelьты. Поверхность наземной дельты р. Голоуспенной практически не протягивается под урез озера и не образует авандельту, а сразу же переходит в свал глубин. Это связано с тем, что западный берег озера, в отличие от восточного или южного, приглубый, и здесь уже на расстоянии 1,5–2 км от берега глубина достигает 1–1,1 км. Столь резкий перепад глубин приводит к сбросу выносимых рекой рыхлых толщ на большие глубины, что не способствует формированию субгоризонтальной поверхности авандельты.

Северо-восточнее дельты р. Голоуспенной и до дельты р. Бугульдейки надводный и подводный склон очень крутой ($30\text{--}35^\circ$), абразионно-денудационный, тектогенный, местами расчлененный узкими расщелинами шириной от нескольких до первых десятков метров. Дельта р. Бугульдейки частично разрушена эрозионно-гравитационными процессами, и поэтому лишь в ее северной части сохранились черты типичной веерообразной формы, а южная часть разрушена каньонообразной долиной с корытообразным поперечным профилем и глубиной вреза 50–100 м. Северный борт названной долины прямолинейный. Ширина сохранившейся дельты — 2,5–3 км. Поверхность свала глубин дельты неровная, со слабозаметными ступенями в верхней, средней и нижней частях свала.

Севернее дельты р. Бугульдейки и до мыса Крестовского подводный склон очень крутой ($35\text{--}40^\circ$), тектогенный, осложненный короткими оврагами и расщелинами. Южная граница участка определяется подводным продолжением Обручевского сбросо-сдвига [9, 10] и проходит по траверсу палеodelьты р. Голоуспенной и юго-западного окончания Посольской банки. В рельефе дна эта граница выражена переходом от субгоризонтального положения донной поверхности озера к заметному ее подъему в северном направлении.

Юго-восточный подводный борт участка представлен склоном Посольской банки, свалом глубин авандельты р. Селенги, а также склоном Кукуйской гривы. Поверхность этого борта почти на всем протяжении осложнена грядово-овражными формами рельефа, которые протягиваются от верхней кромки банки, авандельты и гривы до донных элементов (см. рис. 1). Наиболее интенсивно и глубоко расчленены склоны Посольской банки, где глубина вреза оврагов достигает 150–250 м, а протяженность местами более 10 км. Крутизна склонов Посольской банки — $8\text{--}10^\circ$. Северо-восточнее, уже на свале глубин авандельты, врез оврагов постепенно уменьшается до 20–30 м, их протяженность не превышает 4–5 км. Крутизна склонов свала глубин авандельты — $3\text{--}4^\circ$.

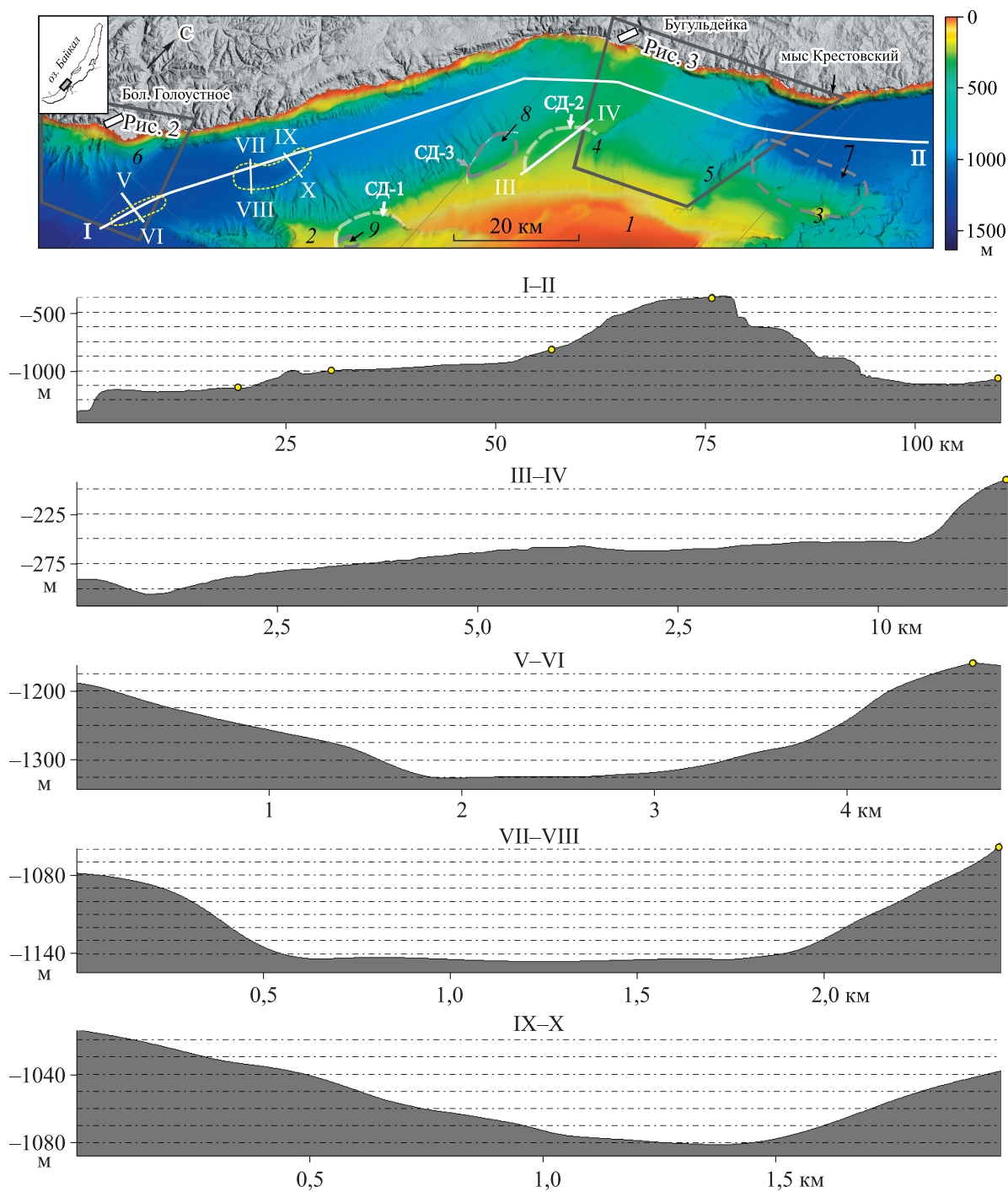


Рис. 1. Схема Голоустненско-Крестовского участка, по [2] с изменениями.

СД-1, -2, -3 — концентрические структуры; 1 — авандельта р. Селенги; 2 — Посольская банка; 3 — Кукуйская грива; 4 — Уступ Хараузского разлома; 5 — долина Среднего каньона; 6 — палеодельта и дельта р. Голоустной. Оползни (серый пунктир): 7 — Кукуйский, 8 — Красный Яр, 9 — останец оползневого тела Песчаный. Желтым пунктиром показаны места расположения долин-1, -2. Линии: I–II — продольного профиля донной поверхности участка, III–IV — поперечного профиля через структуру СД-2, V–VI — поперечного профиля через грабенообразную долину-1, VII–VIII и IX–X — профилией через долину-2.

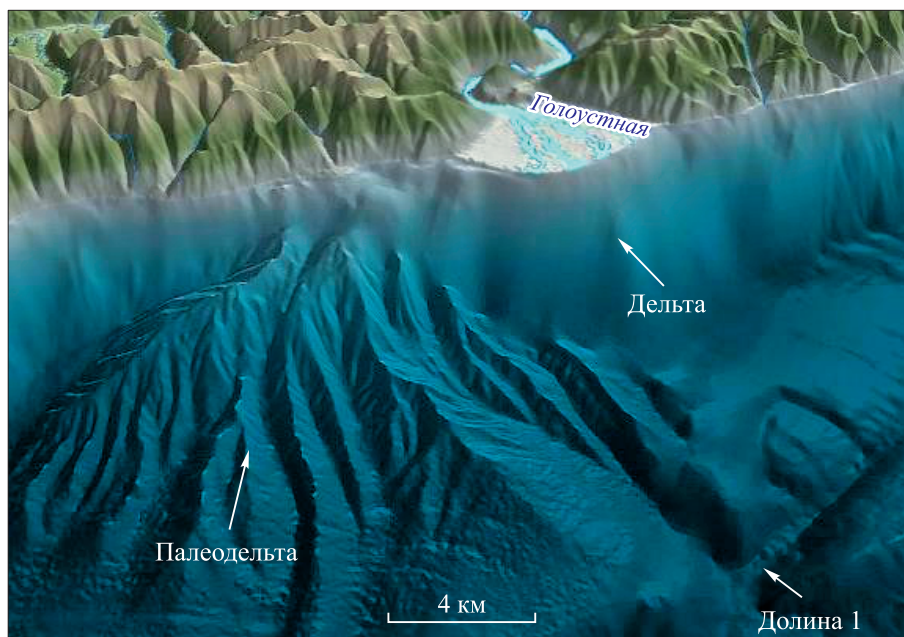


Рис. 2. Палеодельта р. Голоустной, современная дельта и прямолинейная грабенобразная долина-1.

Северо-восточнее Посольской банки, вблизи кромки авандельты р. Селенги, расположены несколько концентрических структур — СД-1, -2, -3 — с поперечными размерами от 7 до 11 км (см. рис. 1). Отмеченные структуры имеют субвертикальные стенки высотой 150–170 м (СД-1) и 15–40 м (СД-2). Поверхность днщ структур неровная, с перепадами до 30–50 м. Днища структур падают на северо-запад, т. е. в сторону свала глубин авандельты, где упираются в резкий, почти отвесный уступ высотой от 10–30 м (СД-2) до 80–90 м (СД-1). На юго-восточных окончаниях структур их днища незаметно переходят в поверхность авандельты. Образование описанных структур связывается с активной сейсмотектоникой этой зоны [2] (см. рис. 1). Северо-восточнее, напротив дельты р. Бугульдейки, юго-восточный склон практически исчезает и в рельефе не выражен, так как сливается с

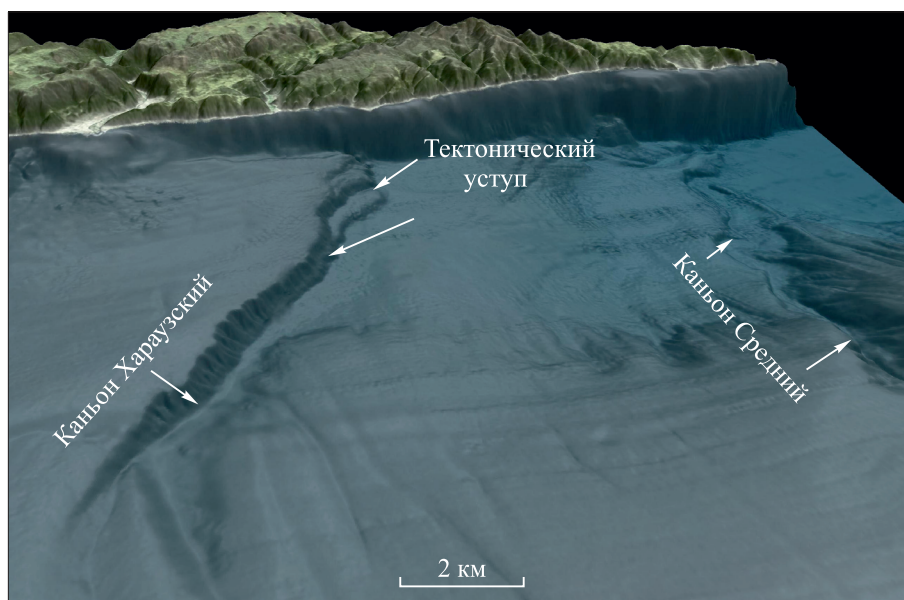


Рис. 3. Хараульский уступ, одноименный каньон у подножья уступа, конус выноса каньона и долина Среднего каньона, по [12] с дополнениями.

субгоризонтальной вершинной поверхностью Бугульдейско-Селенгинской перемычки. Примерно в 5,5–6 км севернее дельты р. Бугульдейки эта поверхность косо пересекается уступом Хараузского разлома [11] (см. рис. 1; рис. 3). Уступ протягивается на 16–17 км от авандельты р. Селенги до северо-западного борта озера. Стенка уступа высотой 150–220 м сильно изрезана оврагами-промоинами. Несформированность, «свежесть» уступа, наличие на его поверхности многочисленных промоин и расщелин свидетельствуют о недавних тектонических подвижках крыльев Хараузского разлома, что и привело к интенсификации эрозионно-гравитационных процессов на его поверхности [12]. У южного окончания этого разлома, на вершинной поверхности Бугульдейско-Селенгинской перемычки, расположена концентрическая структура СД-2 размерами 7 × 11 км (см. рис. 1). Днище структуры плоское, имеет уклон на западо-северо-запад, где упирается в хорошо выраженный в рельефе уступ. Северо-восточное окончание структуры в рельефе не выражено и частично подрезается уступом Хараузского разлома.

Поверхность Бугульдейско-Селенгинской перемычки расположена на глубинах от 200 до 300 м и протягивается от северо-западного берега озера на юго-юго-восток примерно на 16–17 км. По морфологии перемычка представляет собой асимметричный выступ с широкой (до 5–6 км) выровненной вершинной поверхностью. Восточный склон перемычки ступенчатый, так как осложнен почти отвесным уступом Хараузского разлома, уступом свала глубин конуса выноса Хараузского каньона и уступом левого борта Среднего каньона. Западный склон перемычки в верхней своей части относительно пологий, а юго-западнее становится более крутым. На юге перемычка плавно переходит в поверхность авандельты р. Селенги.

Вдоль подножия Хараузского уступа развита долина одноименного каньона (см. рис. 3). Верховья каньона сформированы двумя протоками р. Селенги с ущельеобразным поперечным профилем и глубиной вреза примерно 100 м. Долины протоков слабоизвилистые, имеют северное и северо-западное направления. После слияния протоков долина каньона выпрямляется, строго следует на северо-северо-восток и приобретает поперечную корытообразную асимметричную форму с очень крутым, субвертикальным левым бортом (до 200 м), представляющим собой поднятое крыло Хараузского разлома. Правый борт относительно пологий и менее высокий (до 100 м). Днище каньона в средней и нижней частях долины плоское, шириной от 0,5 до 1 км. Конус выноса каньона имеет слабонаклонную на северо-восток поверхность, протягивающуюся на 5–6 км. Протяженность долины каньона составляет 12–13 км.

Севернее долины Хараузского каньона юго-восточный борт участка представлен свалом глубин авандельты р. Селенги, местами осложнен грядово-овражным рельефом с глубиной расчленения от 20 до 130 м. Примерно в 12–12,5 км севернее Хараузского каньона располагается Средний каньон (см. рис. 3) протяженностью 17–18 км. Долина каньона в плане извилистая. Его верховья находятся в теле авандельты р. Селенги и имеют щелевидный поперечный профиль с глубиной вреза до 150 м. Борты долины в верховьях сильно изрезаны промоинами и оврагами. В низовьях долина расширяется, поперечный профиль приобретает трапециевидный характер с глубиной вреза 70–80 м, а ширина днища достигает 500–600 м. Конус выноса каньона практически не выражен в рельефе дна Средней котловины.

Северо-восточнее долины Среднего каньона склоны авандельты незаметно переходят в пологий (от 6 до 10°) подводный склон Кукуйской гривы (см. рис. 1). Поверхность склона сильно деформирована оползневыми процессами. В северной части этого склона прекрасно выражены следы большого оползня [2], получившего название Кукуйский [13]. Максимальная ширина оползневого цирка в его нижней части около 3 км, а высота боковых стенок отрыва — 100–120 м. Верхний край оползня захватил и деформировал значительную часть вершинной поверхности гривы. Согласно данным сейсмоакустических исследований [13], формирование оползневого цирка произошло относительно давно. Тело оползня погребено под более молодыми отложениями, характеризующими современную гемипелагическую седиментацию.

Оползни на подводных склонах озера являются весьма характерной формой рельефа. Кроме уже отмеченного Кукуйского, установлены еще два оползня — Красный Яр, южнее структуры СД-2, и Песчаный, в пределах структуры СД-1 (см. рис. 1). Возникновение подводных морских оползней часто связывается с углеводородными системами, а именно с разложением газовых гидратов в прошлом во время падения уровня моря в периоды глобальных похолоданий. Понижение уровня моря во время оледенения вызывало диссоциацию газогидратов, и свободный газ легко поднимался с глубины на мелководье, поднимая и разрыхляя отложения, которые в конце концов разрушались, что инициировало формирование оползней [14, 15].

Возможен ли подобный сценарий возникновения некоторых оползней на оз. Байкал? Как и в морских бассейнах, донные осадки озера насыщены газами и газогидратами, и во время периодов похолодания МИС 2 (20–30 тыс. л. н.) и МИС 4 (50–75 тыс. л. н.) уровень оз. Байкал опускался примерно на 40 и 70 м соответственно [16]. Зона стабильности газовых гидратов (ЗСГ) тогда могла смещаться до глубины 440 м и ниже (от современного уровня). По этой причине можно предположить, что подводный склон на глубинах от 370 до 440 м мог быть потенциально пригодным для возникновения оползней в эпохи МИС 2 и МИС 4.

Для проверки этого предположения были проведены геолого-геофизические работы на двух самых крупных оползнях, хорошо выраженных в рельефе, — Кукуйском и Красном Яре. Следует отметить, к примеру, что многоканальное сейсмическое профилирование дна Ладожского озера позволило Э. Лебасу и его коллегам [17] лучше понять происхождение и эволюцию всего заполнения озера, включая прошлые колебания его уровня и тектоническую активность, детально оценить роль до-, син- и послеледниковых процессов, происходивших в озерном бассейне. В результате наших исследований выяснилось, что стенки отрыва вышеназванных оползней действительно лежат вблизи верхней границы ЗСГ (370 м). Однако явных свидетельств главенствующей роли газовой или гидратной углеводородной системы в возникновении Кукуйского оползня не обнаружено, поскольку в пределах оползневого тела не были установлены следы или проявления углеводородной системы. Ведущую роль в создании и обновлении Кукуйского оползня играли все-таки сеймотектонические процессы.

В районе оползня Красный Яр на сейсмических профилях не выделяется современная нижняя граница ЗСГ. Скопления газовых гидратов в нижней части оползня, вероятно, были в ЗСГ в период понижения уровня, но не могли повлиять на формирование канала транзита и тем самым вызвать сход оползня. Стенка отрыва изученного оползня, как лишь небольшая часть самого оползневого тела, только отчасти совпадает с верхней границей ЗСГ, и их разрушение там тоже было, скорее всего, недостаточным для формирования такого крупного оползневого тела [18]. Вблизи оползня, на глубинах от 600 до 360 м от поверхности озера, газовые гидраты в осадках авандельты не обнаружены. Ниже оползня на склоне свала глубин авандельты р. Селенги имеются выходы газа, газонасыщенные осадки и газовые гидраты на глубинах более 500 м. Наличие газонасыщенных толщ ниже оползня может, вероятно, свидетельствовать о возможном (второстепенном) участии углеводородных систем в эволюции данного оползня.

При анализе рельефа концентрической структуры СД-1 (см. рис. 1) выяснилось, что вал, отделяющий структуру от свала глубин, также лежит в пределах ЗСГ и вокруг имеются гидратосодержащие структуры Песчанка-2 и -3 [8], а также покмарк Песчанка-5 с разгрузкой газа. В южной части структуры обнаружен фрагмент (останец) оползневого тела (Песчаный оползень) неправильной формы в поперечнике до 1,5 км и высотой около 10 м (см. рис. 1). На поверхности остальной части структуры хорошо заметны глубокие следы эрозионного расчленения и сноса материала. В юго-западной части вал прорезан V-образной долиной с глубиной вреза около 100 м, которая протягивается вниз к подножию свала глубин. Формирование прорези, скорее всего, связано с попятной эрозией, активно развивающейся на свале глубин авандельты р. Селенги. Таким образом, гидратная углеводородная система, развитая ниже структуры Песчаного оползня, как и в других оползневых структурах, не играла главную роль в их образовании.

Рельеф абиссальной поверхности Голоустненско-Крестовского участка. Абиссальная поверхность в юго-западной части Участка в продольном направлении неравномерно, ступенчато поднимается на северо-восток. На траверзе устья р. Голоустной глубина донной поверхности 1150–1200 м, севернее (через 50 км) — около 750 м, а затем подъем донной поверхности становится более заметным и через 15–17 км напротив дельты р. Бугульдейки глубина достигает 200–320 м (см. рис. 1, профиль I–II). На траверзе юго-западной оконечности Посольской банки и палеоделты р. Голоустной (см. рис. 1, профиль V–VI; см. рис. 2) в донном рельефе отмечается корытообразная, вытянутая на северо-восток долина-1 протяженностью 4,5–5 км, шириной на юго-западе до 1 км, а на северо-востоке — 0,5 км. Долина-1 асимметричная, грабенообразная. Ее юго-восточный борт прямолинейный в плане и подрезает подножие склонов Посольской банки. Северо-западный склон повторяет очертания подножия свала глубин древней палеоделты р. Голоустной.

Примерно в 12–12,5 км севернее палеоделты р. Голоустной в рельефе донной поверхности прекрасно выражена изогнутая в плане и вытянутая с юга на север долина-2. Ее южная половина представляет собой типичный грабен с прямолинейными бортами, направленными на северо-восток, северная часть корытообразная (см. рис. 1, профили VII–VIII и IX–X). Общая протяженность долины-2 около 10 км, ширина днища от 1 км на юге до 0,4–0,5 км на севере.

Далее на север донная поверхность участка продолжает подниматься (см. рис. 1, профиль I–II). Напротив устья р. Бугульдейки донная поверхность выполаживается, становится субгоризонтальной и протягивается на север до уступа Хараузского разлома. Севернее уступа донная поверхность ступенчато понижается на север. Первая ступень сформирована 200–220-метровым уступом разлома. Вторая ступень располагается примерно в 7–8 км севернее первой, имеет высоту 120–140 м и морфологически представляет собой свал глубин конуса выноса Хараузского каньона. Далее поверхность продолжает полого опускаться в северном направлении и примерно в 5–5,5 км от предыдущей ступени обрывается 100–120-метровым уступом в долину Среднего каньона. После пересечения долины каньона абиссальная поверхность сначала постепенно снижается, достигая максимальной глубины примерно 1100 м, а затем, уже в пределах конуса выноса Кукуйского каньона, поднимается до отметки примерно в 1000 м.

Отмеченные особенности подводно-склонового и абиссального рельефа Голоустненско-Крестовского участка во многом связаны с его структурным положением: с северо-запада он ограничивается структурами Приморского разлома, с юго-востока — структурой Байкало-Бугульдейского разлома [19], на востоке и северо-востоке находится сейсмоактивная зона Бугульдейско-Селенгинской перемычки. Территория сложно организована, и здесь отчетливо различаются по меньшей мере три структурных элемента — южная часть Селенгино-Чивыркуйского грабена, гребневидный горст Посольской банки и грабен Бугульдейский коридор [5, 11], в пределах которого в основном располагается поверхность рассматриваемого участка.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренный участок донной поверхности Южно-Байкальской впадины находится на стыке Южной и Средней котловин озера — на территории, где сложно сочетаются несколько тектогенных, сейсмоактивных на современном этапе структур.

Активный сейсмотектонический режим территории, естественно, отражается на строении донного рельефа. Полностью тектогенным здесь является северо-западный склон участка, который на всем протяжении очень крутой и расчленен оврагами, промоинами и расщелинами, через которые к подножию склонов выносятся с мелководья рыхлые осадки, формирующие узкий шлейф подножия. Образование грабенообразных и корытообразных линейно-вытянутых долин на абиссальной поверхности, деформация донной поверхности в направлении с юго-запада на северо-восток могут быть связаны со структурами Обручевского, Приморского и Байкало-Бугульдейского разломов.

Тектонические перемещения донной поверхности инициировали эрозионно-гравитационные процессы на склонах Посольской банки, авандельты р. Селенги и Кукуйской гривы, что привело к созданию грядово-овражного рельефа. На склонах авандельты и Кукуйской гривы, помимо грядово-овражных форм, широко развиты оползневые структуры и концентрические формы, образование которых также связывается с активной сейсмотектоникой территории.

Газонасыщенность осадков могла способствовать частичной активизации начавшихся оползневых процессов на Байкале, но не была основным фактором их возникновения в современной зоне стабильности газовых гидратов. В эпохи МИС 2 и МИС 4 скопления газогидратов, по-видимому, также не были основным фактором формирования оползней на подводных склонах озера.

Работа выполнена в рамках тем госзадания Лимнологического института СО РАН (0279–2021–0006) и Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН (AAAA–A21–1210121190055–7).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Карabanов Е.Б., Фиалков В.А. Подводные каньоны Байкала. — Новосибирск: Наука, 1987. — 104 с.
2. Хлыстов О.М., Кононов Е.Е., Хабуев А.В., Белоусов О.В., Наудс Л. Геолого-геоморфологические особенности Посольской банки и Кукуйской гривы озера Байкал // Геология и геофизика. — 2016. — Т. 57, № 12. — С. 2229–2239.
3. Хлыстов О.М., Кононов Е.Е., Минами Х., Казаков А.В., Хабуев А.В., Губин Н.А., Ченский А.Г. Новые данные о рельефе подводного южного склона Южно-Байкальской котловины // География и природ. ресурсы. — 2018. — № 1. — С. 59–65.

4. Казаков А.В., Кононов Е.Е., Хлыстов О.М., Батуев А.Р. Новые подходы к картированию рельефа донной поверхности водного бассейна на примере Песчаного сегмента Южной котловины оз. Байкал // География и природ. ресурсы. — 2020. — № 5. — С. 106–112.
5. Levi K.G., Miroshnichenko A.I., Sankov V.A., Babushkin S.M., Larkin G.V., Badardinov A.A., Wong H.K., Colman S., Delvaux D. Active faults of the Baikal depression // Bulletin des Centres de Recherches Elf Exploration Production. — 1997. — Vol. 21, Is. 2. — P. 399–434.
6. Кононов Е.Е. Особенности рельефа дна котловин озера Байкал // География и природ. ресурсы. — 2021. — № 4. — С. 67–75.
7. Хлыстов О.М., Нишио Ш., Манаков А.Ю., Сугияма Х., Хабуев А.В., Белоусов О.В., Грачев М.А. Опыт картирования кровли приповерхностных газовых гидратов озера Байкал и извлечение газа из них // Геология и геофизика. — 2014. — Т. 55, № 9. — С. 1415–1425.
8. Khlystov O.M., De Batist M., Shoji H., Nachikubo A., Nishio S., Naudts N., Poort J., Khabuev A., Belousov O.M., Manakov A.Y., Kalmychkov G.V. Gas hydrate of Lake Baikal: Discovery and varieties // Journ. of Asian Earth Sciences. — 2013. — Vol. 62. — P. 162–166.
9. Леви К.Г., Бабушкин С.М., Бадардинов А.А., Буддо В.Ю., Ларкин Г.В., Мирошниченко А.И., Саньков В.А., Ружич В.В., Вонг Х.К., Дельво Д., Колман С. Активная тектоника Байкала // Геология и геофизика. — 1995. — Т. 36, № 10. — С. 154–163.
10. Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизийного пояса. — М.: ГЕОС, 2002. — 225 с.
11. Мерклин Л.Р., Милановский В.Е., Галкин В.И., Захаров М.В. Геологические, геофизические и подводные исследования озера Байкал. — М.: Наука, 1979. — С. 104–110.
12. Kononov E., Khlystov O., De Batist M., Naudts L., Kazakov A., Minami H., Nachikubo A. Sublacustrine canyons of the South and Central Basins of Lake Baikal as a result of interaction of tectonic, lithological and climatic factors // Quaternary International. — 2021. — Vol. 644–645. — P. 29–40. — DOI: 10.1016/j.quaint.2021.10.009
13. Соловьева М.А., Старовойтов А.В., Ахманов Г.Г., Хлыстов О.М., Хабуев А.В., Токарев М.Ю., Ченский Д.А. История оползневой деструкции Кукуйской гривы (оз. Байкал) по данным сейсмоакустических исследований // Вестн. Моск. ун-та. Сер. Геология. — 2016. — № 5. — С. 47–59.
14. Lee H.J. Timing of occurrence of large submarine landslides on the Atlantic Ocean margin // Marine Geology. — 2009. — N 264. — P. 53–64.
15. Gross F., Mountjoy J.J., Crutchley G.J., Buttner C., Koch J.S., Bialas I., Pecher S., Woelz A., Dannowski A., Micallef K., Huhn S., Krastel S. Free gas distribution and basal shear zone development in a subaqueous landslide: Insight from 3D seismic imaging of the Tuaheni Landslide Complex, New Zealand // Earth and Planetary Science Letters. — 2018. — N 502. — P. 231–243.
16. Urabe A., Tateishi M., Inouchi Y., Matsuoka H., Inoue T., Dmytriev A., Khlystov O.M. Lake-level changes during the past 100,000 years at Lake Baikal, Southern Siberia // Quaternary Research. — 2004. — Vol. 62. — P. 214–222.
17. Lebas E., Gromig R., Krastel S., Wagner B., Fedorov G., Hertz K., Averages T., Subetto D., Naumenko M., Melles M. The pre-glacial and post-glacial history of the Scandinavian Ice Sheet in the NW Russia — Evidence from Lake Ladoga // Quaternary Scientific Reviews. — 2021. — Vol. 251. — P. 106637. — DOI: 10.1016/j.quascirev.2020.106637
18. Кудяев А.А., Ахманов Г.Г., Хлыстов О.М., Видищева О.Н., Соловьева М.А., Корост Д.В. Флюидоразгрузка как фактор устойчивости склоновых отложений на примере субаквального оползня Красноярский озера Байкал // Вестн. Моск. ун-та. Сер. Геология. — 2023. — № 3. — С. 1–25.
19. Актуальные вопросы современной геодинамики Центральной Азии // Отв. ред. К.Г. Леви, С.И. Шерман. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. — 297 с.

Поступила в редакцию 18.01.2023

После доработки 21.03.2023

Принята к публикации 05.04.2023