

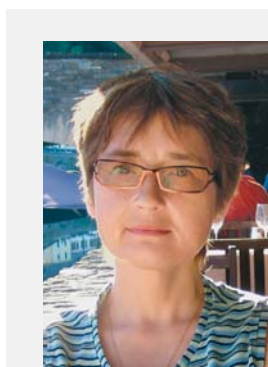
Колебания уровня моря в голоцене: взгляд с Камчатки

Т.К.Пинегина

В настоящее время существует несколько взглядов на характер колебаний уровня океана в голоцене [1–6]. Большинство ученых считают, что в интервале 5–7 тыс. лет назад он достиг максимума, который на 1–3 м превышал уровень, наблюдаемый сегодня (или примерно ему соответствовал). Ряд же исследователей полагают, что среднеголоценовый уровень понизился до современного в интервале от 4 до 2 тыс. лет назад. Вместе с тем, если сравнить кривые колебаний уровня океана, построенные для различных районов мира, то разброс данных превышает 10 м и даже наклон и направление кривых для одних и тех же промежутков времени не совпадают.

Абсолютный и относительный уровни океана

На осредненной кривой колебаний уровня океана в голоцене (рис.1), построенной по данным, которые получены для разных побережий мира, среднеголоценовый максимум вообще отсутствует (а его наличие признает большинство ученых). Дело в том что, хотя речь идет об *абсолютном* уровне океана, все имеющиеся кривые отображают *относительный*, так как они построены относительно какого-либо репера на берегу (напри-



Татьяна Константиновна Пинегина, кандидат географических наук, старший научный сотрудник лаборатории сейсмологии Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (Петропавловск-Камчатский). Область научных интересов — палеосейсмология, палеоцунами, активная тектоника. Неоднократно публиковалась в «Природе».

мер, тылового шва хорошо сохранившейся и точно датированной морской террасы). Эти опорные точки не остаются неподвижными. Они испытывают тектонические движения вместе с литосферными блоками, на которых располагаются. В разных геодинамических обстановках блоки земной коры движутся с разной скоростью, и направление их вертикальных перемещений также может быть различно. Таким образом, изменения уровня океана на любом побережье мира — результат наложения глобальных колебаний уровня (связанных с оледенениями и межледниковьями) и локальных тектонических движений [7]. Построенные кривые поэтому показывают изменения относительного уровня для отдельно взятых районов. Кривая же, отражающая глобальные колебания абсолютного уровня океана, весьма условна. Итак, в районах с наиболее активными тектоническими процессами относительные колебания уровня океана (относительно побережья) могут совершенно не совпадать с абсолютными колебаниями.

На территории России наиболее тектонически активные районы — п-ов Камчатка и Курильские о-ва. Они расположены вдоль зоны субдукции, где Тихоокеанская литосферная плита погружается под Евразийскую со средней скоростью около 8 см/год. В рельефе морского дна зонам субдукции соответствуют глубоководные желоба. Здесь происходят наиболее сильные землетрясения. Для побережий, расположенных вдоль таких зон, характерны резкие и медленные вертикальные разнонаправленные движения, которые связаны с косейсмическими (образованными во время землетрясения) деформациями, постсейсмической релаксацией и интерсейсмическим накоп-

лением напряжений [8, 9]. Подобные движения приводят к тому, что колебания относительного уровня океана могут существенно различаться даже для близкорасположенных участков побережий. Однако тектонические движения здесь не хаотичны, они подчинены определенным закономерностям.

Согласно геодезическим, а в последнее время и GPS-данным, сильные межплитные землетрясения вызывают вертикальные косейсмические деформации на побережьях, расположенных даже в нескольких сотнях километров от глубоководных желобов. Наблюдения, проведенные после некоторых крупнейших исторических землетрясений (например, Чилийского 1960-го года с $M_w = 9.5$; Аляскинского 1964-го с $M_w = 9.2$; Индонезийских 2004-го с $M_w = 9.5$ и 2005-го с $M_w = 8.6$; Японского 2011-го с $M_w = 9.1$ и др.) показали, что земная поверхность над ближайшей к желобу частью очага (на взброшенном крыле) во время субдукционного землетрясения поднимается. В то же время область, которая находится ближе к вулканической дуге (над более глубокой частью очага), опускается. Амплитуды зарегистрированных на побережьях в историческое время эпизодов косейсмических поднятий достигали 4–6 м, амплитуды опусканий составляли 1–2 м [9]. На фоне таких резких тектонических движений морские аккумулятивные террасы на побережьях также периодически опускались и размывались, либо выдвигались и выдвигались в сторону моря. В первом случае относительный уровень океана резко повышался, во втором — резко понижался.

Береговые линии: древние и современные

На протяжении последних 20 лет на камчатском побережье проводились исследования по восстановлению параметров (величины вертикальных и горизонтальных заплесков и повторяемости) голоценовых цунами. Для этого (помимо других задач) следовало восстановить пространственное положение древних береговых линий в различные моменты времени относительно современно-го уреза воды [10, 11].

За счет приливно-отливных и штормовых флуктуаций уровень океана нестабилен, и под береговой линией подразумевается верхняя граница

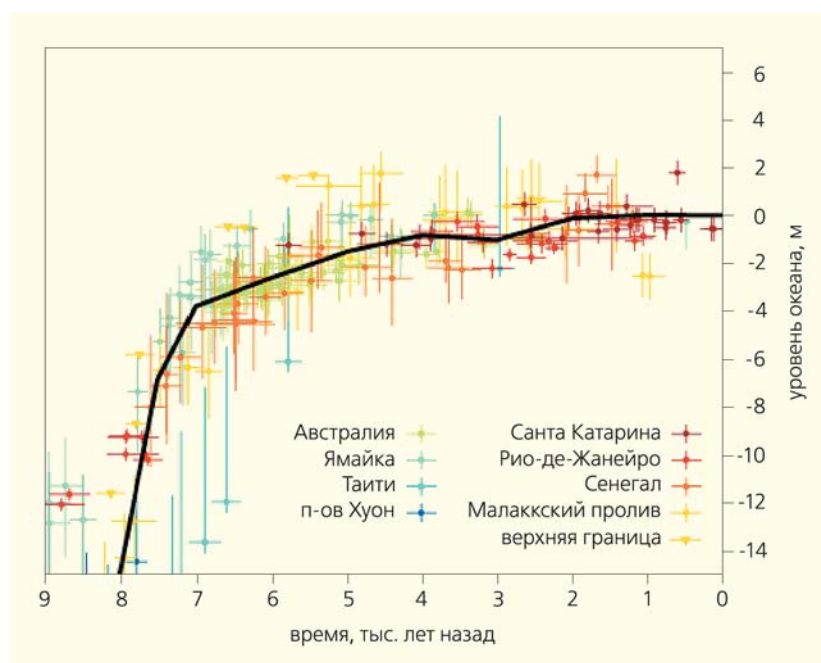


Рис.1. Изменение уровня океана в голоцене для разных районов мира. Погрешность определения показана разноцветными точками с «сусами». Жирная линия — осредненная методом наименьших квадратов кривая изменения уровня океана (<http://www.globalwarmingart.com>).

активного пляжа, в пределах которого формируется береговой вал. Его высота зависит от волновой энергии, воздействующей на побережье. Серия разновозрастных береговых валов, последовательно приращенных друг к другу, образует аккумулятивную морскую террасу. Высотное положение верхней границы активного пляжа в разные моменты времени может быть различным и контролируется относительным уровнем океана.

Заращение песчано-галечной поверхности берегового вала густой растительностью и появление на ней почвенного профиля означают, что береговой вал вышел из зоны штормовой досягаемости и стал реликтовым (неактивным). В геологическом разрезе окончанию процесса формирования вала соответствует граница между морскими и перекрывающими их субаэральными отложениями; пространственное положение берегового вала определенного возраста дает нам примерное положение верхней границы активного пляжа.

Определение верхней возрастной границы формирования морских террас (т.е. собственно, береговой линии) проводилось с помощью метода тефрохронологии — по маркирующим горизонтам вулканических пеплов (тефры), залегающих в самом основании почвенного чехла, непосредственно над морскими отложениями. При извержении вулкана пепел плащом покрывает огромную территорию и образует четкий горизонт, который можно проследить на большие расстоя-

ния (от сотен до нескольких тысяч километров). Практически каждый слой тefры обладает уникальным набором свойств (цветом, размерностью, минералогическим составом и составом стекла и др.), позволяющим идентифицировать его в геологических разрезах [12, 13]. Точность определения возраста тefры зависит от точности радиоуглеродного датирования вмещающей ее органики. Погрешность в возрасте обычно не превышает ± 100 лет, а иногда — ± 30 лет.

Характер поперечного профиля морских террас (наличие лестниц, плавное повышение или понижение в сторону суши и др.) зависит главным образом от того, в каком направлении и как (постепенно или импульсами) менялся относительный уровень океана.

Таким образом, изучая распространение морских террас вдоль побережья (в данном случае речь идет прежде всего об аккумулятивных террасах), определяя их возраст, измеряя высоты можно выявить тектоническую составляющую в их формировании. Главное при этом — восстановление положения древних береговых линий относительно современной в различные моменты времени.

Наблюдения и модели

На Камчатке максимальный абсолютный уровень океана в голоцене был 5.5—6.5 тыс. лет назад [10, 14, 15]. К этому времени относится формирование лагун (в результате подтопления берега морем) почти по всему берингоморскому побережью Камчатки, расположенному к северу от зоны субдукции и тектонически более стабильному. Судя по тому, что в настоящее время кровля лагунных отложений здесь находится практически на современном уровне ($\pm 1-2$ м), существенных колебаний абсолютного уровня океана в среднем—позднем голоцене не происходило. Следовательно, короткопериодные крупноамплитудные (в несколько метров) колебания относительного уровня океана на побережьях, расположенных вдоль зоны субдукции, — результат вертикальных тектонических движений.

Наличие косейсмических деформаций на побережье Камчатки находит подтверждение прежде всего в разновысотности и «ступенчатости» голоценовых морских террас (рис.2) [10]. На рисунке видно, что побережья полуостровов в целом воздымаются, в то время как берега крупных заливов опу-

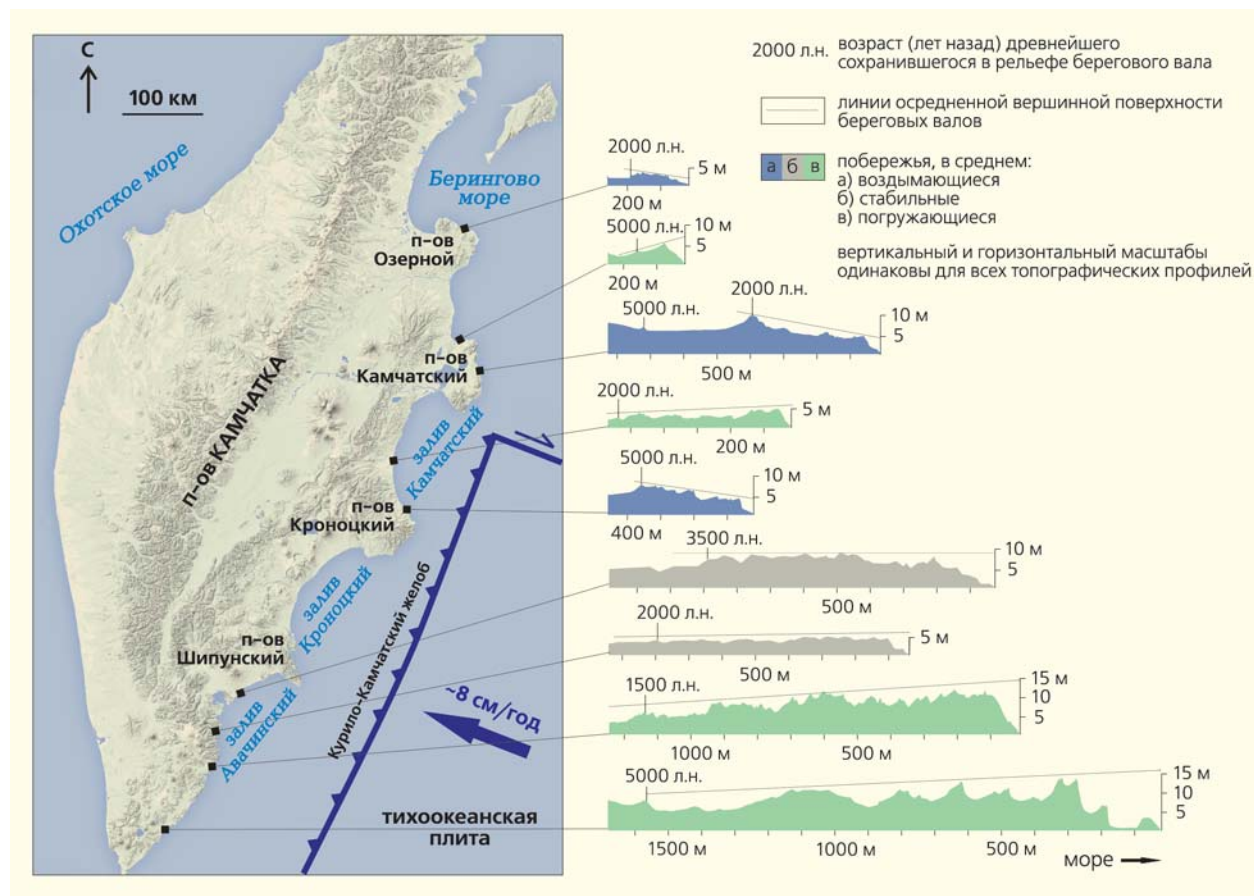


Рис.2. Примеры топографических профилей, проведенных через морские террасы в разных районах восточного побережья Камчатки.

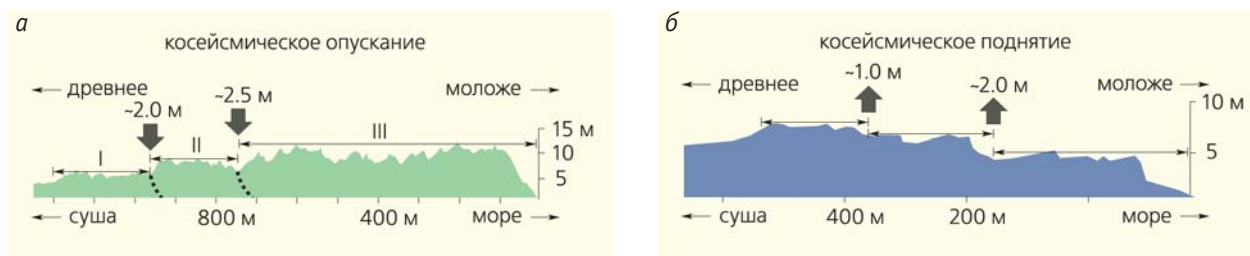


Рис.3. Топографические профили побережий, периодически подвергающихся косейсмическим опусканиям (на примере бухты Мутной, южная Камчатка, а) и косейсмическим поднятиям (на примере п-ова Кроноцкий, б). Стрелки с цифрами показывают направления и примерную амплитуду косейсмических деформаций. Пунктиры соответствуют положению погребенных уступов размыта, образованных после опускания побережья.

скаются или остаются относительно стабильными. Поднятия и опускания могут сменять друг друга в разные периоды сейсмического цикла (во время накопления напряжений и во время их реализаций в виде подвижек по мегаразлому, который, по сути, и представляет собой зона субдукции). Кроме того, во многих случаях на восточном побережье Камчатки в рельефе не сохранилось морских террас возрастом около 5–6 тыс. лет, широко представленных вдоль тектонически-стабильных (пассивных) континентальных окраин. Отсутствие среднеголоценовых террас указывает на этапы значительного размыва, даже если сейчас на побережье происходит аккумуляция. Чередования аккумуляции и размыва свидетельствуют в пользу быстрых разнонаправленных тектонических движений.

Анализ топографических профилей и геолого-геоморфологического строения береговых валов, составляющих аккумулятивные морские террасы вдоль восточного побережья Камчатки и Курильских о-вов, показал, что эти районы в среднем—позднем голоцене неоднократно испытывали косейсмические поднятия и опускания с амплитудами до нескольких метров.

При поднятиях на побережье образуются видимые формы рельефа — ступени морских террас, которые можно датировать и непосредственно изучать, а идентификация опусканий (т.е. относительного поднятия уровня океана), с геологической точки зрения, гораздо сложнее (рис.3).

Упрощенно, схема развития побережья представляется такой: после опускания размываются береговые валы и формируются новые, перекрывающие старые. Спустя некоторое время (до нескольких десятков лет) на берегу устанавливается новый профиль равновесия. Размыв прекращается, и проградация (выдвижение в сторону моря) берега возобновляется (при достаточном количестве наносов). Если вкрест простирается молодого и более древнего вала проложить канаву, то в ее стенках будут видны часть древней террасы с перекрывающей ее почвой и молодой наложенный штормовой вал, залегающий несогласно по отношению к предыдущему валу. Место сочленения валов соответствует *погребенному уступу размыва* (рис.4).



Рис.4. Погребенный уступ размыва, вскрытый шурфом на морской аккумулятивной террасе. 1 — погребенная почва в кровле древней части террасы; 2 — молодые штормовые отложения, сформированные при размыве морской террасы после косейсмического опускания; 3 — отложения верхней части активного пляжа, образованные после размыва и возобновления аккумуляции. Стрелками показан собственно погребенный уступ размыва древней части террасы.

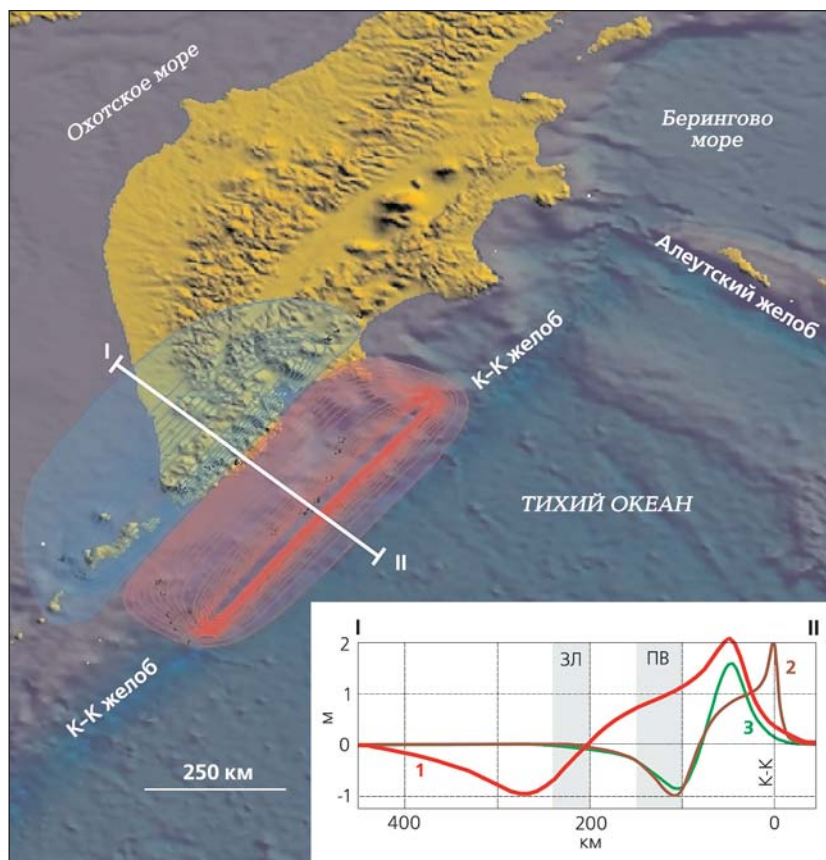


Рис.5. Модели деформаций земной поверхности на суше и на дне в очагах землетрясений. Вверху — в плане, в модель заложены параметры Камчатского землетрясения 1952 г., полученные в результате инверсии записей цунами на удаленных станциях (в варианте постоянной подвижки по площадке очага) [18]. Красная область соответствует деформации поднятия, синяя — опускания. Внизу — деформации в разрезе по линии I—II. Кривая 1 соответствует очагу 1952 г., 2 и 3 — очагам гипотетических землетрясений. Параметры очагов, заложенные в модель: 1 — длина 600 км, ширина 200 км, глубина 22.6 км, падение 13°, простираение 214°, величина подвижки (slip) 5 м; 2 — глубина 5 км, ширина 100 км, остальные параметры как в (1); 3 — ширина 50 км, остальные параметры как в (1). К-К — Курило-Камчатский желоб, ПВ — положение полуостровов Камчатки на разрезе (100—150 км от желоба); ЗЛ — положение заливов Камчатки на разрезе (200—240 км от желоба).

Ось Курило-Камчатского желоба протягивается в 100—240 км от побережья Камчатки и Курильских о-вов. За время сейсмических наблюдений самое сильное землетрясение произошло напротив южной Камчатки 5 ноября 1952 г. Ретроспективно его магнитуда M_w оценена в ~9—9.2 [16].

Для выяснения параметров очагов, при которых следует ожидать заметных (с геологической точки зрения) косейсмических деформаций на побережье Камчатки, проводилось компьютерное моделирование деформаций земной поверхности по методике японского исследователя Ю.Окада [17]. В модель были заложены параметры очага события 1952 г. [18] и еще двух гипотетических землетрясений. Полученные модели деформаций морского

дна и суши весьма приближены. Они не учитывают гетерогенность и мультисегментность разрывов, разную величину подвижек по отдельным сегментам. Однако они дают представление об общих тенденциях вертикальных движений берегов. В зависимости от ширины площадки очага землетрясения один и тот же район побережья может опускаться, подниматься или оставаться стабильным (рис.5).

Обращает на себя внимание то, что наиболее удаленные от Курило-Камчатского желоба побережья крупных заливов (Камчатского, Кроноцкого, Авачинского), а также острова Шумшу и Парамушир, по-видимому, во время самых сильных событий с широкими (150—200 км) очаговыми зонами могут испытывать косейсмические опускания (см. рис.5). Одновременно с этим восточные полуострова — Шипунский и Кроноцкий, наиболее приближенные к Курило-Камчатскому желобу, могут подниматься.

При землетрясениях с более узкими (50—100 км) очагами на побережье этих полуостровов следует ожидать косейсмических опусканий. Вместе с тем, там сохранились морские плейстоценовые террасы, свидетельствующие об общем (результатирующем) тектоническом поднятии территории. Модель (см. рис.5) показывает, что поднятие полуостровов может обеспечиваться за счет суммарного эффекта от косейсмических под-

нятий по сценарию землетрясения 1952 г. с очаговой зоной шириной 200 км.

Полученные результаты моделирования хорошо согласуются с геологическими данными. В центральных частях заливов не сохранилось плейстоценовых морских террас. Там также нет и голоценовых морских террас возрастом ~5—6 тыс. лет (время стабилизации абсолютного уровня океана). Как правило, возраст голоценовых террас здесь не более 2—3.5 тыс. лет (см. рис.2). Побережья же заливов несут геолого-геоморфологические признаки опусканий.

Судя по модели, побережье южной Камчатки может периодически испытывать как косейсмические опускания, так и поднятия. Это также хорошо

согласуется с полевыми наблюдениями. Для южной Камчатки характерен контрастный прибрежный рельеф с высокими береговыми валами, глубокими межваловыми понижениями и общим наклоном рельефа в сторону суши (рис.2, 3,а). Такой рельеф свидетельствует о крупноамплитудных разнонаправленных вертикальных движениях в разные периоды сейсмического цикла и об общем (результатирующем) опускании. В пользу последнего свидетельствует также отсутствие на юге полуострова плейстоценовых морских террас, которые встречаются на выступающих полуостровах восточной Камчатки [10, 19–20].

* * *

Приведенные данные показывают, как бывает необоснованно использовать в локальном районе осредненные региональные кривые колебаний уровня океана или кривые, взятые из других областей. Если в тектонически стабильных регионах локальные колебания уровня и могут быть незначительными на фоне глобальных изменений абсолютного уровня океана, то в районах, где протекают активные тектонические процессы, глобальные изменения уровня океана не значительны по сравнению с относительными колебаниями. ■

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований. Проект 12-05-00712а.

Литература

1. Каплин П.А., Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Никифоров Л.Г. Берега. М., 1991.
2. Селиванов А.О. Изменение уровня Мирового океана в плейстоцене-голоцене и развитие морских берегов. М., 1996.
3. Douglas B.C., Kearney M.S., Leatherman S.P. Sea Level Rise: History and Consequences. San Diego, 2001.
4. Peltier W.R. On eustatic sea level history: Last Glacial Maximum to Holocene // Quaternary Science Reviews. 2002. V.21. P.377–396.
5. Woodroffe S.A., Horton B.P. Holocene sealevel changes in the Indo-Pacific // Journal of Asian Earth Sciences. 2005. V. 25. P. 29–43.
6. Gebrels R. Sea-level changes since the Last Glacial Maximum: An appraisal of the IPCC Fourth Assessment Report // Journal of Quaternary Science. 2010. V. 25. P. 26–38.
7. Chen Y.-G., Liu T.-K. Holocene uplift and subsidence along an active tectonic margin southwestern Taiwan // Quaternary Science Reviews. 2000. V.19. P.923–930.
8. Meyers R.A., Derald G., Harry M. J. et al. Evidence for eight great earthquake-subsidence events detected with ground-penetrating radar, Willapa barrier, Washington // Geology. 1996. V.24. P.99–102.
9. MacCalpin J.P. Paleoseismology / International Geophysics series. 2009. V.95.
10. Пинегина Т.К., Кравчуновская Е.А., Ландер А.В. и др. Голоценовые вертикальные движения побережья полуострова Камчатский (Камчатка) по данным изучения морских террас // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010. №1. Вып.15. С.231–247.
11. Pinegina T.K., Bourgeois J., Kravchunovskaya E.A. et al. A nexus of plate interaction: Segmented vertical movement of Kamchatsky Peninsula (Kamchatka) based on Holocene aggradational marine terraces // The Geological Society of America Bulletin. 2013. V.125. P.1554–1568.
12. Braitseva O.A., Melekestsev I.V., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D. The ages of calderas, large explosive craters and active volcanoes in the Kuril-Kamchatka region, Russia // Bull. Volcanol. 1995. V.57. №6. P.383–402.
13. Braitseva O.A., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D., et al. Holocene key-marker tephra layers in Kamchatka, Russia // Quaternary Research. 1997. V. 47. P.125–139.
14. Pinegina T., Bourgeois J., Bazanova L., et al. Millennial – scale record of Holocene tsunamis on the Kronotskiy bay coast, Kamchatka, Russia // Quaternary Research. 2003. V.59. P.36–47.
15. Bourgeois J., Pinegina T.K., Ponomareva V.V., Zaretskaia N.E. Holocene tsunamis in the southwestern Bering sea, Russian Far East, and their tectonic implications // GSA bulletin. 2006. V.118. P.449–463.
16. MacInnes B.T., Weiss R., Bourgeois J., Pinegina T.K. Slip Distribution of the 1952 Kamchatka Great Earthquake Based on Near-Field Tsunami Deposits and Historical Records // Bulletin of the Seismological Society of America. 2010. V.100. P.1695–1709.
17. Okada Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space // The Geological Society of America Bulletin. 1985. V.75. P.1135–1154.
18. Johnson J. M., Satake K. Asperity distribution of the 1952 great Kamchatka earthquake and its relation to future earthquake potential in Kamchatka // Pure Appl. Geophys. 1999. V.154. P.541–553.
19. Pedoja K., Authemayou C., Pinegina T. et al. Arc-continent «collision» of the Aleutian-Komandorsky arc into Kamchatka: insight into Quaternary tectonic segmentation through Pleistocene marine terraces and morphometric analysis of fluvial drainage // Tectonics. 2013. V.32. P.827–842.
20. Pedoja K., Bourgeois J., Pinegina T. et al. Does Kamchatka belong to North America? An extruding Okhotsk block suggested by coastal neotectonics of the Ozernoi Peninsula, Kamchatka, Russia // Geology. 2006. V.34. P.353–356.