

УДК 551.248

ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ И ЦУНАМИОПАСНОСТИ ДЛЯ ПОСЕЛКА УСТЬ-КАМЧАТСК (КАМЧАТКА) ПО ДАННЫМ ПАЛЕОСЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

©2012 Т.К. Пинегина¹, А.И. Кожурин², В.В. Пономарева¹

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006;
e-mail: pinegtk@yandex.ru

²Геологический институт РАН, Москва, 119017

В статье представлены новые данные о повторяемости и параметрах цунами в районе Усть-Камчатска, а также об активных коровых разломах, подвижки по которым могут сопровождаться сильными землетрясениями. По данным полученным за последние несколько тысяч лет, сильные цунами с высотой волн более 6-8 м и горизонтальным заплеском в несколько км происходили в районе в среднем раз в 300 лет. Повторяемость подвижек по одному отдельно взятому активному коровому разлому составляет в среднем 2.5 тыс. лет, при этом магнитуда вызванных ими землетрясений оценена как $M \sim 6.5-7.5$. Принимая во внимание то, что период повторяемости подвижек по всем активным разломам в районе примерно сопоставим, повторяемость сильных коровых землетрясений в целом для района может составлять раз в несколько сотен лет.

Ключевые слова: активные разломы, цунами, повторяемость землетрясений, поселок Усть-Камчатск.

ВВЕДЕНИЕ

Поселок Усть-Камчатск (до 1951 г. село) был основан русскими поселенцами в 1731 г. на правом берегу в устье р. Камчатки. Первые промышленные предприятия по добыче и переработке рыбы появились в п. Усть-Камчатск в начале XX в. Американские и японские заводы располагались на Дембиевской косе, отделяющей акваторию Тихого океана от русла р. Камчатка и от оз. Нерпичье. В 1923 г. п. Усть-Камчатск сильно пострадал от цунами. Высота волн достигала здесь 11 м (Заякин, Лучинина, 1987). В результате были полностью разрушены и смыты все предприятия на Дембиевской косе, сильно пострадал и сам поселок, были человеческие жертвы. После этой трагедии п. Усть-Камчатск был перенесен на левый берег р. Камчатки, а рыбообрабатывающие предприятия на Дембиевской косе были частично восстановлены. В настоящее время в поселке постоянно проживает более 4000 человек, а во время путины население значительно увеличивается за счет сезонных рабочих. В поселке действуют морской порт, рыбокомбинат, предприятия деревообрабатывающей промышленности.

По карте общего сейсмического районирования ОСР-97 (Комплект..., 1999), поселок располагается в 10-бальной сейсмической зоне по шкале MSK-64 (Свод..., 2011). За период инструментальных сейсмологических наблюдений (с 1962 г.) здесь произошли два сильных землетрясения, сопровождавшихся небольшими цунами — 15.12.1971 г. ($M=7.8$) и 28.12.1984 г. ($M=7.5$). По историческим описаниям, очень сильно землетрясения ощущались в этом районе в 1737 г. (вероятно сопровождалось сильным цунами), 1791 г., 1792 г. (вероятно цунами?), 1807 г., 1923 г. (разрушительное цунами), 1936 г. (вероятно небольшое цунами) (Годзиковская, 2009; Заякин, Лучинина, 1987). Небольшие цунами от местных Камчатских и удаленных источников были зафиксированы в районе Усть-Камчатска также в 1952, 1960, 1969, 2001, 2010 гг. (Worldwide...).

Имеющиеся на сегодня данные о воздействии землетрясений и цунами на п. Усть-Камчатск, несомненно, свидетельствуют о возможности повторения таких событий и в будущем. Вместе с тем, имеющихся материалов об исторических катастрофических событиях явно недостаточно для оценки повторяемости и параметров сильнейших цунами и землетрясений и долгосроч-

ного прогноза этих событий. Выполненные нами в 2005–2010 гг. палеосейсмологические исследования позволили расширить существующие представления о голоценовой сейсмической истории для района, прилегающего к п. Усть-Камчатск.

ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СЕЙСМИЧНОСТИ РАЙОНА

Полуостров Камчатский, находясь прямо на продолжении Командорского отрезка Алеутских островов, выступает в виде связующего звена между Алеутской и Камчатской островными дугами. В рамках существующих плейтктонических моделей Камчатская и Алеутская островные дуги маркируют границу Северо-Американской и Тихоокеанской литосферных плит, или же границы Тихоокеанской плиты с плитами меньшего размера (Охотоморской и Берингийской), выделяемыми в пределах

Северо-Американской (Ландер и др., 1994; Селиверстов, 1998; Geist, Scholl, 1994; Pedoja et al., 2006; Watson, Fujita, 1985; Zonenshain et al., 1990). Кроме того, как отдельный тектонический элемент, распознается Командорский блок, включающий о-ва Беринга и Медный (Mackey et al., 1997) (рис. 1).

В настоящее время общепринятым является предположение о том, что причиной деформации Камчатского полуострова является сближение Алеутской и Камчатской островных дуг, их коллизионное взаимодействие, связанное с движением Командорского блока на северо-запад вдоль трансформного разлома западных Алеут (Левин и др., 2009; Apel et al., 2006; Freitag et al., 2001; Gaedicke et al., 2000; Mackey et al., 1997).

Наиболее сильные землетрясения в районе приурочены к границам Тихоокеанской плиты (Гусев, 2006) (рис. 2). По историческим данным, очаги сильнейших цунами, воздействовавших на п. Усть-Камчатск, располагались в пределах северного отрезка Камчатской зоны субдук-

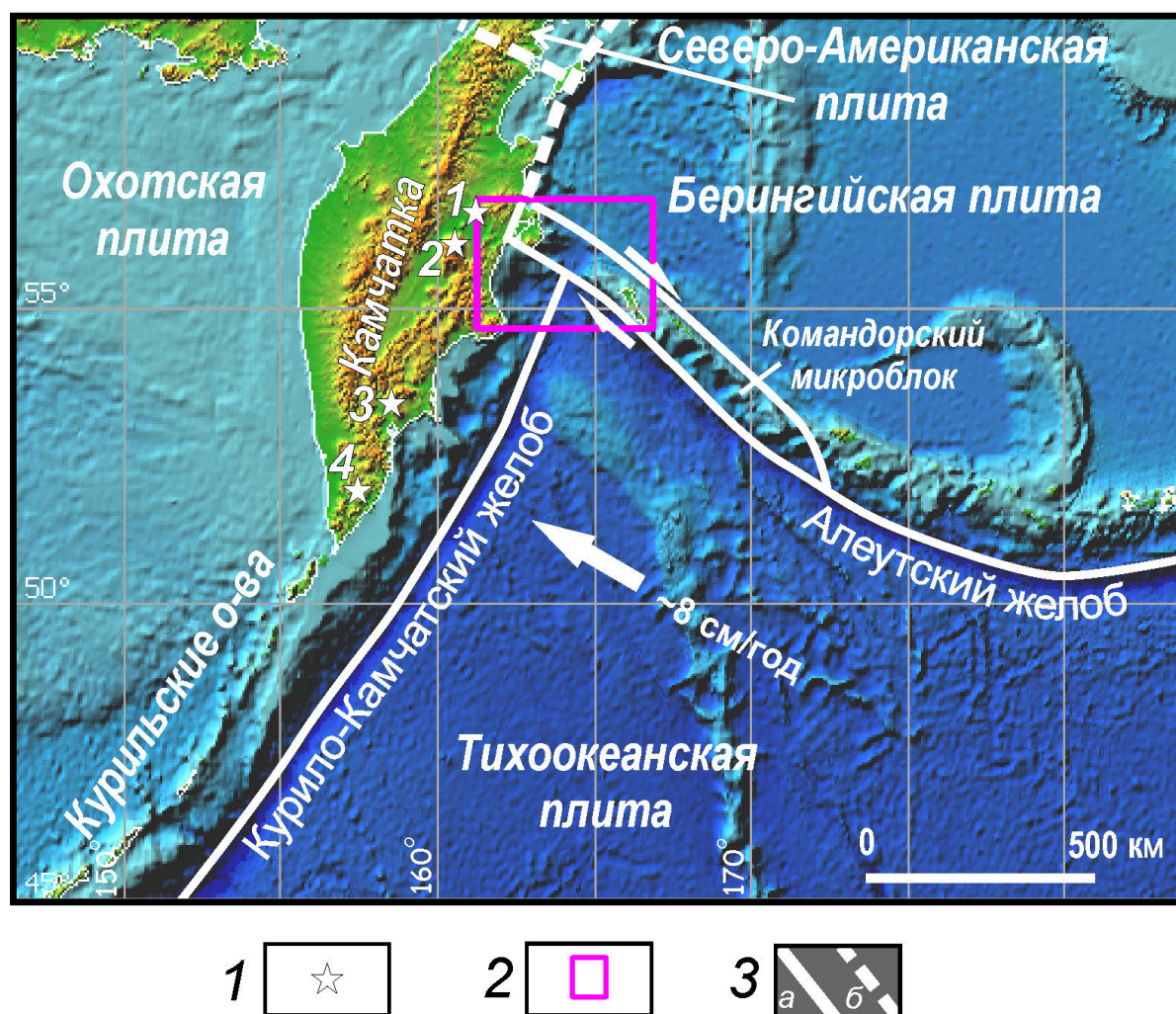


Рис. 1. Плейтктоническая схема района работ. 1 – активные вулканы, тефра которых использовалась в исследованиях: 1 – Шивелуч, 2 – Ключевской, 3 – Авачинский, 4 – Ксудач; 2 – район, показанный на рис. 2; 3 – границы литосферных плит: а – достоверные, б – предполагаемые.

ции. Цунами от источников на юге Камчатки, в Беринговом море, а также цунами от удаленных источников (например, подошедшие из Южной Америки) в районе Усть-Камчатска имели небольшую интенсивность (заплеск < 5 м) (Заякин, Лучинина, 1987). Возможность возникновения сильных цунами от очагов расположенных по границам Командорского блока – вопрос, в настоящее время не имеющий однозначного ответа.

В пределах Камчатского полуострова и прилегающей к нему с запада Столбовской депрессии выделен ряд активных разрывных нарушений (Kozhurin, 2004; Kozhurin, 2007; Kozhurin et al., 2006) (рис. 2). Само наличие активных разломов на Камчатском полуострове и в Столбовской депрессии предполагает здесь возникновение

сений, вызываемых подвижками по разломам, с выходом сейсморазрывов на земную поверхность. Возможность сильных мелкофокусных коровых землетрясений в районе косвенно подтверждается и инструментальными данными: в районе Камчатского полуострова, мировой и камчатской сейсмологическими сетями зарегистрировано множество слабых мелкофокусных землетрясений в слое глубиной до 50 км (Гордеев и др., 2004; Global...). Сильные коровые землетрясения, происходящие вблизи п. Усть-Камчатск, могут причинить для него даже больший ущерб, чем относительно удаленные землетрясения на границах Тихоокеанской плиты.

Таким образом, для оценки сейсмо- и цунамиопасности для п. Усть-Камчатск необходимо иметь данные по повторяемости как сильных субдукционных землетрясений, так и коровых,

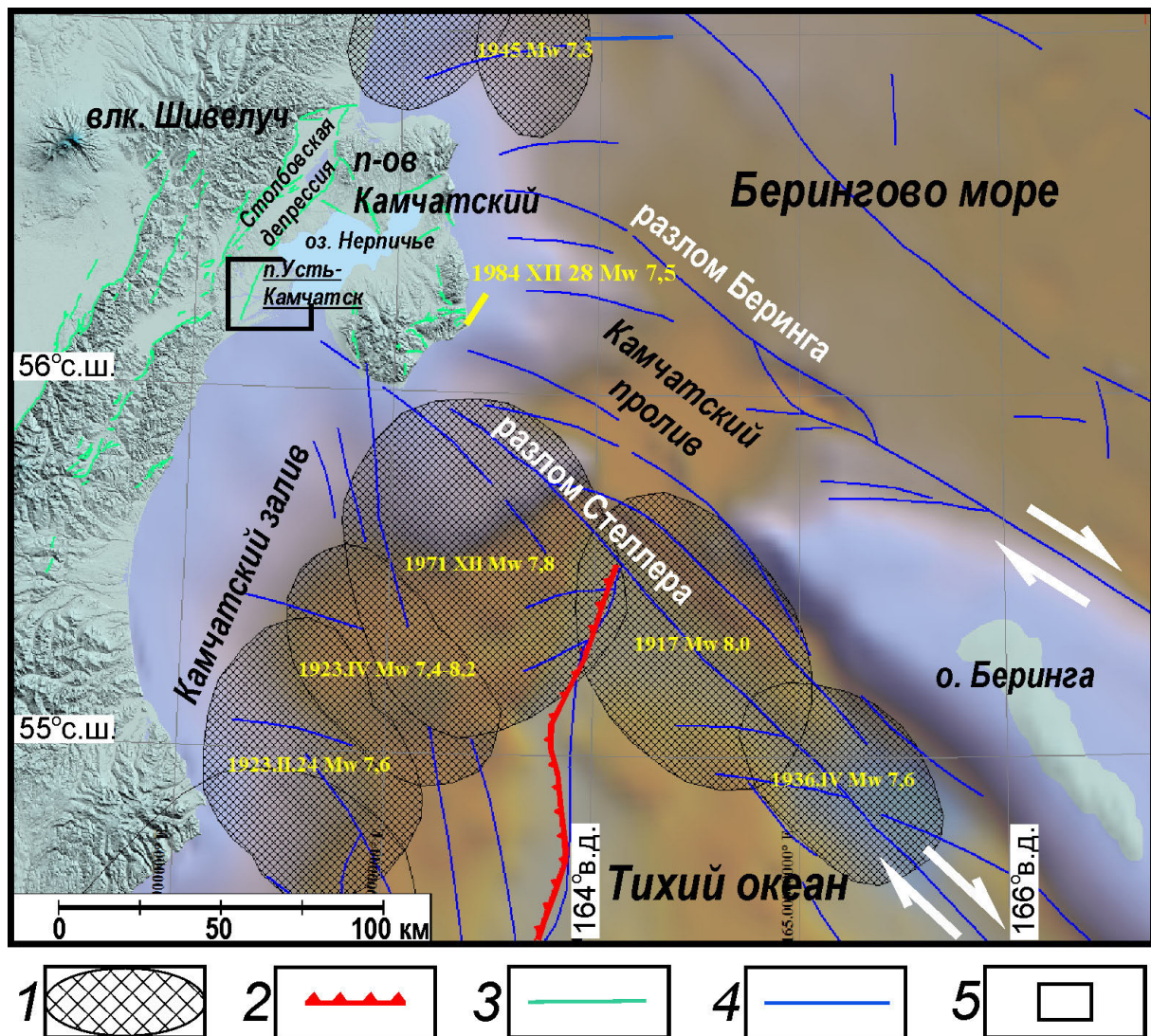


Рис. 2. Активные разломы и очаги сильнейших исторических землетрясений: 1 – очаги крупнейших исторических землетрясений; цифрами показаны год, месяц и магнитуда землетрясений (Гусев, 2004); для землетрясения 1984 г. показан эпицентр; 2 – главный надвиг, сопряженный с Камчатской зоной субдукции; 3 – коровые активные разломы (Kozhurin, 2004, 2007); 4 – подводные разломы (Селиверстов, 1998); 5 – район детальных исследований, показанный на рис. 4.

происходящих в непосредственной близости от поселка. Повторяемость сильных землетрясений в зоне субдукции и параметры вызванных ими цунами были получены нами на основе изучения отложений палеоцунами в пределах широкой аккумулятивной морской террасы на правобережье р. Камчатка. Оценка повторяемости и параметров сильных коровых землетрясений были сделаны на основе детального изучения одного из наиболее близких к п. Усть-Камчатск активных разломов.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Методики изучения отложений цунами и активных разломов и датирование сейсмических событий с помощью горизонтов тефры описаны подробно в ряде работ (Bourgeois et al., 2006; Kozhurin et al., 2006; Pinegina et al., 2003), поэтому в данной статье мы изложим лишь их основные принципы.

Цунами

При изучении отложений древних цунами (палеоцунами) принципиальное значение имеет реконструкция положения древних береговых линий, существовавших на момент каждого цунами, а также собственно идентификация отложений цунами.

Реконструкция древних береговых линий.

Для побережий, расположенных вдоль зон субдукций, характерны вертикальные движения, связанные с косейсмическими деформациями, постсейсмической релаксацией и интерсейсмическим накоплением напряжений (McCalpin, 2009; Meyers et al., 1996). Во время сильных землетрясений величина косейсмических вертикальных движений может достигать нескольких метров. На фоне этих движений морские аккумулятивные террасы на побережьях периодически либо опускаются и размываются, либо воздымаются и выдвигаются в сторону моря. Поэтому, восстанавливая параметры палеоцунами, необходимо знать положение береговой линии, существовавшей на момент сейсмического события. Детально методика таких реконструкций описана в работе (Пинегина и др., 2010), поэтому остановимся лишь на основных моментах:

1. В связи с тем, что уровень моря нестабилен за счет приливно-отливных и штормовых флуктуаций, в данной работе под «береговой линией» мы подразумеваем верхнюю границу активного пляжа, в пределах которого формируется береговой вал. Высота и форма формирующихся береговых валов зависит от волновой энергии, воздействующей на побережье, и от количества поступающих наносов. Серия разновозрастных береговых валов слагает аккумулятивную морскую террасу.

2. Высотное положение верхней границы активного пляжа в разные моменты времени может быть различным и контролируется относительным уровнем моря.

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

Мы предполагаем, что в каждой конкретной точке побережья Камчатского залива средняя волновая энергия на протяжении последних ~ 2-3 тыс. лет оставалась практически постоянной. Также мы допускаем, что побережье в устье р. Камчатки не испытывало дефицита наносов, и что количество наносов, поступающих из р. Камчатки, оставалось примерно постоянным на протяжении последних ~ 2-3 тыс. лет. Наличие в районе Усть-Камчатска (к югу от р. Камчатка) наиболее широкой на Восточной Камчатке голоценовой морской аккумулятивной террасы свидетельствует в пользу последнего допущения. Таким образом, вариации в относительных высотах разновозрастных береговых валов следует считать связанными, в основном, с изменениями относительного уровня моря. По характеру изменений высот разновозрастных валов друг относительно друга в поперечном к берегу направлении можно судить, как именно и в каком направлении уровень моря менялся во времени — постепенно или импульсами, повышался или понижался.

На Камчатке максимальный абсолютный уровень моря в голоцене был достигнут в период 5.5-6.5 тыс. л.н. (Пинегина и др., 2010; Bourgeois et al., 2006; Pinegina et al., 2003). К этому времени относится формирование лагун практически по всему восточному побережью Камчатки, расположенному к северу от зоны субдукции и тектонически более стабильному. Судя по тому, что в настоящее время кровля лагунных отложений на восточном побережье Камчатки находится практически на современном уровне моря, либо лишь на 2-3 м выше, существенных колебаний абсолютного уровня моря в среднем-позднем голоцене не происходило. Иными словами, абсолютный уровень моря в последние ~ 6 тыс. лет был стабилен, либо превышал современный на 2-3 м. Следовательно, короткопериодные (десяtkи-сотни лет) крупноамплитудные коле-

бания относительного уровня моря на побережьях, расположенных вдоль зоны субдукции, являются результатом вертикальных тектонических движений. Это находит подтверждение в разновысотности разновозрастных голоценовых морских террас вдоль восточного побережья Камчатки (Пинегина и др., 2010; Kravchunovskaya et al., 2004; Martin et al., 2004).

Изучение отложений и реконструкция параметров палеоцунами. Благодаря большой длине волн, цунами способны затапливать побережье на расстояние нескольких километров вглубь суши, а скорость потока цунами на берегу может достигать нескольких десятков метров в секунду. После значительных цунами (> 5 м) на берегу практически всегда остаются характерные эрозионные формы рельефа (борозды, фестоны, выемки) и аккумулятивные отложения в виде слоя песка и гальки, частично перекрывающего земную поверхность (Пинегина, 2011; MacInnes et al., 2009a; 2009b). Мощность аккумулятивных отложений цунами в целом уменьшается от моря в сторону суши. Граница максимального распространения отложений цунами вглубь суши очень близка (в пределах нескольких десятков метров по горизонтали) к границе максимального заплеска волн цунами. Таким образом, изучение отложений цунами, их распределения и мощности, является наиболее надежным и чаще всего используемым методом восстановления параметров цунами.

В целом, отложения цунами имеют следующие характеристики (Bourgeois et al., 2006; Morton et al., 2007; Paris et al., 2007):

- как правило, состоят из рыхлого материала, эродированного и перенесенного с прилегающего побережья и с глубин ~ 50 м и менее;
- представлены галечными, песчаными и илистыми горизонтами (мощностью в среднем от нескольких миллиметров до нескольких десятков сантиметров);
- неоднородны и нерегулярны по мощности и гранулометрическому составу и редко перекрывают всю поверхность в зоне заплеска цунами;
- строение цунамигенных горизонтов свидетельствует об условиях быстрой (моментальной) аккумуляции;
- могут быть не слоистыми, либо содержать несколько тонких прослоев, соответствующих нескольким волнам;
- могут откладываться как прямым, так и обратным потоком, в результате чего прослои могут залегать друг по отношению к другу с угловым несогласием;
- горизонты цунамигенных отложений чаще имеют нормальную градационную слоистость, либо не имеют ее вообще; в очень редких случаях отмечена обратная градационная слоистость;

– могут быть хорошо или плохо сортированы по крупности зерен;

– могут содержать аллохтонные включения (дерево, почву, торф и др. фрагменты);

– границы по кровле и по подошве, как правило, резкие;

– граница по контакту с подстилающими отложениями часто носит эрозионный характер;

– мощность цунамигенного горизонта чаще всего составляет не более 25 см.

Во многих работах (Lakshmi et al., 2010; Morton et al., 2007; Tuttle et al., 2004 и др.) подробно рассматривался вопрос отличия отложений цунами от штормовых, аллювиальных и эоловых. В связи с этим подчеркнем лишь важнейшие аспекты.

Сильные штормы происходят чаще сильных и катастрофических цунами; верхняя граница отложений цунами находится выше и дальше от уреза воды, чем граница штормовых отложений; эрозия и аккумуляция материала во время цунами субсинхронны, а во время шторма эрозия берега происходит на фазе нарастания шторма, а аккумуляция материала – только на фазе убывания.

Проведенные на Камчатке исследования (Кравчуновская, Горбунов, 2010) показали, что эоловый перенос материала, как правило, происходит в пределах зоны активного пляжа. На реликтовых валах, где развит почвенный чехол и густая растительность, эоловые процессы практически не выражены. Таким образом, при описании шурфов мы можем с уверенностью выделить цунамигенные отложения лишь в почвенных профилях. Ближе к подошве почвенного профиля и по его контакту с отложениями активного пляжа почва становится сильно опесчаненной и выделение цунамигенных горизонтов становится затруднительным. По этой причине уверенно распознаются следы лишь сильных цунами, заплеснувших гораздо дальше за активный пляж – туда, где на реликтовых валах на момент цунами был развит нормальный почвенный чехол.

Район распространения аллювиальных отложений любого водотока, и, в частности, р. Камчатка, ограничен его долиной. Долина реки, в которой находится комплекс голоценовых речных террас, в том числе и современных пойменных, прекрасно дешифрируются на аэрофотоснимках. В связи с этим, если не ставится узкоспециальная задача, поиск отложений цунами обычно производится вне речных долин. В этом случае проблема различения аллювиальных отложений от цунамигенных не возникает.

Изучение активных коровых разломов

Активными являются разломы, движения по которым происходили в недавнем геологическом прошлом (в пределах последних несколь-

ких десятков тысяч лет) и возможны в сопоставимом по времени геологическом будущем, причем с теми же кинематическими параметрами (Кожурин и др., 2008). В большинстве случаев движения по коровым разломам носят импульсный (не криповый) характер, когда отдельные подвижки разделяются периодами покоя продолжительностью в сотни и тысячи лет.

В качестве основного метода выделения и картирования активных разломов в районе исследований применялось дешифрирование аэрофотоснимков и детальных космических снимков, при котором распознавались деформации форм рельефа позднелайстоцен-голоценового возраста и, насколько возможно, направление движений по разломам (кинематика). Данные о возрасте и повторяемости отдельных подвижек, средней скорости движений по разлому и их направлении были получены при изучении деформированных разломом отложений, вскрытых в стенках канав. Проходка канав (тренинг) предварялась маршрутными геоморфологическими наблюдениями вдоль разлома.

Помимо геолого-геоморфологических наблюдений вдоль разлома, проводилась георадарная съемка. Предваряющая тренинг георадарная съемка позволяет оценить глубину, на которой канава может вскрыть верхнюю часть плоскости разрыва. В ряде случаев, еще до проходки канав, по радарограммам удается оценить суммарную амплитуду голоценовых подвижек по разлому, либо амплитуду последней подвижки. В некоторых случаях сигналы отражения на радарограммах позволяют предположить положение плоскости разрыва на глубине, во много раз превышающей глубину канавы, и, таким образом, помочь в интерпретации кинематики движений по разлому (Кожурин и др., 2008; Пинегина, Кожурин, 2010).

Наиболее хорошо поддаются интерпретации радарограммы субгоризонтально залегающих осадочных отложений, контрастных по физическим свойствам (например, по влажности, плотности, механическому составу) в том случае, если мощность перекрывающих и еще недеформированных разломом отложений не превышает нескольких метров. Результативные радарограммы удалось получить в тех местах, где разломы нарушают морские и речные террасы, водно-ледниковые пологонаклонные поверхности, торфяники, перекрывающие лагунные и озерные отложения. Там, где активные разломы смещают изначально слабо стратифицированные малоконтрастные отложения (например, мощные пакки пирокластики), либо скальные породы, радарограммы для палеосейсмологических задач оказались малоинформативными.

Дополнительным методом при изучении активных разломов служила детальная (высота сечения рельефа ≤ 0.25 м) топографическая съемка местности. Такая съемка была выполнена на ключевом участке Усть-Камчатского разлома с использованием электронного тахеометра Trimble M3. Ее результаты позволили выявить детали морфологии разломного уступа, смещенных форм рельефа, и на этой основе интерпретировать кинематику разлома. Крупномасштабная карта (масштаб 1:1000) на основе тахеометрической съемки строилась в программе Surfer, привязка начальной точки отсчета на местности производилась с помощью GPS (ошибка привязки составляет $\pm 4-5$ м). После построения 3-х мерной модели рельефа она анализировалась в программе Global Mapper.

Тефростратиграфия и тефрохронология

Особенностью голоценовых рыхлых отложений на Камчатке является присутствие в них горизонтов вулканических пеплов (тефры). Вулканические пеплы, переслаиваясь с горизонтами почв, образуют так называемый почвенно-пирокластический чехол (ППЧ). С помощью ранее датированных горизонтов тефры можно датировать морские, речные и озерные террасы, береговые валы и прочие голоценовые формы рельефа (Braitseva et al., 1997). В частности, наличие горизонтов тефры существенно облегчает корреляцию и датирование отложений цунами и разломных уступов. Например, наличие вулканических пеплов между прослоями отложений цунами позволяет коррелировать и примерно датировать события цунами и, соответственно, землетрясения, которыми они были генерированы (Пинегина и др., 2000). С помощью прослоев тефры можно также провести корреляцию между крыльями разлома и, соответственно, выполнить палеосейсмологическую интерпретацию вскрытого канавой разреза (Kozhurin et al., 2006). Зная возраст деформированных разрывом и не деформированных пеплов, уже во время полевых исследований можно примерно определить возраст интервал, в пределах которого произошла подвижка по разлому.

Для идентификации пеплов в районе п. Усть-Камчатск мы использовали опорный разрез торфяника Черный Яр (рис. 3), вскрытый в левом борту р. Камчатка (Певзнер и др., 1997), который наиболее близко расположен к району наших работ. Возраст и основные характеристики маркирующих прослоев тефры представлены в табл. 1. Корреляция пеплов проводилась методом их непосредственного прослеживания от наших разрезов к опорному разрезу Черного Яра. В табл. 1 мы приводим средний радиоуглеродный возраст пеплов, приведенный в работах (Певзнер и др. 1997; Braitseva et al., 1997), и их калиброванный

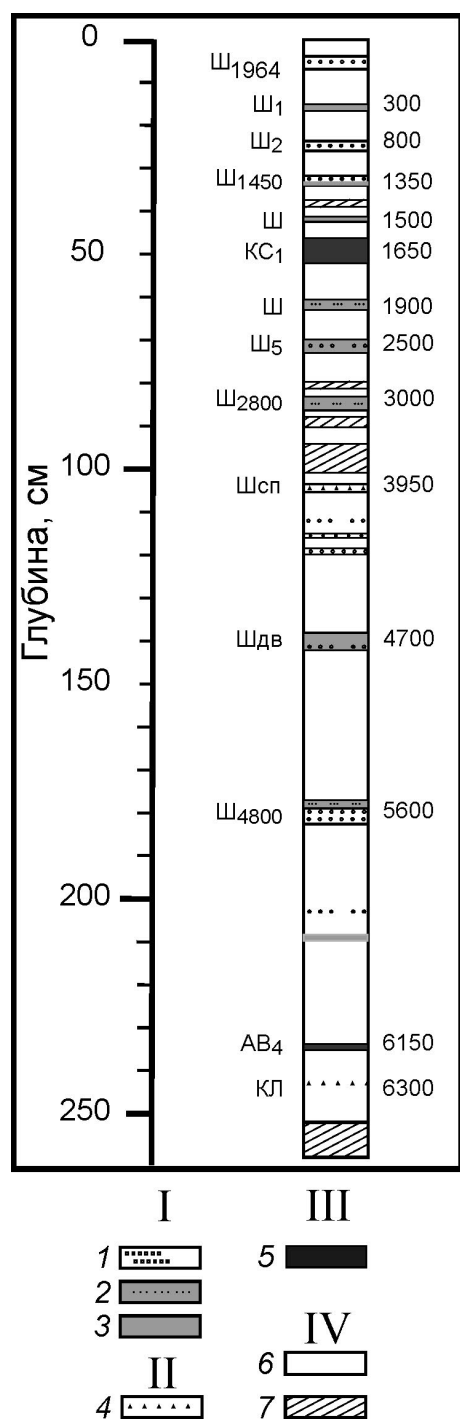


Рис. 3. Положение главных горизонтов маркирующих пеплов в опорном разрезе торфяника Черный Яр (Певзнер и др., 1997) с изменениями и дополнениями авторов. Слева от колонки подписаны индексы пеплов, справа – их возраст, калиброванный в годах до 1950 г. (для пеплов от доисторических извержений). I – тефра вулкана Шивелуч (Ш) преимущественно андезитового состава: 1 – песок среднезернистый, 2 – песок мелкозернистый, 3 – песок тонкозернистый; II – тефра вулканов Шивелуч и Ключевской (Ш, Кл) базальтового состава: 4 – песок средне-мелкозернистый; III – тефра удаленных вулканов (КС, АВ): 5 – песок мелко-тонкозернистый; IV – другие отложения: 6 – торф, 7 – тонкозернистые пески и суглинки.

возраст, полученный с использованием программы Calib 6.0 (Calib...; Stuiver, Reimer, 1993) и округленный до ближайших 50 лет. В статье используется только округленный калиброванный возраст (л.н. в годах до 1950 г. по общепринятому мировому стандарту (Radiocarbon...)). Для нескольких горизонтов пеплов радиоуглеродный возраст в работе М.М. Певзнер (Певзнер и др., 1997) приведен не был, мы оцениваем примерный возраст пеплов на основании их положения между датированными маркирующими прослоями.

В ряде разрезов на береговых валах между отложениями цунами 1923 г. и пеплом Ш₁ (табл. 1) нами был обнаружен пепел базальтового состава, скорее всего связанный с извержением вулкана Ключевской. Из исторических описаний (Гущенко, 1979; Пийп, 1956) известно, что очень крупный пеплопад в сторону п. Усть-Камчатск произошел в 1878 г. Однако мы не можем абсолютно точно утверждать, что пепел именно этого извержения залегает на побережье. На основе стратиграфического положения пепла можно лишь сделать вывод о том, что он, скорее всего, связан с одним из извержений произошедшим в XIX в.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

История формирования морской террасы на правобережье р. Камчатка

Через аккумулятивную морскую террасу, расположенную на правом берегу приустьевой части р. Камчатка, с помощью оптического нивелира Sokkia C-300 был измерен топографический профиль (рис. 4). Профиль измерялся от уреза воды перпендикулярно простиранию береговых валов. Длина профиля составила около 1800 м. Вдоль профиля, на каждой серии береговых валов, закладывались шурфы и описывались вскрытые ими разрезы (рис. 5). В разрезах выделялись горизонты вулканических пеплов и цунамигенных отложений. Примерный возраст валов, то есть, то время, когда они перестали быть активными и перешли в реликтовую стадию, определялся по возрасту вулканических пеплов в основании перекрывающих валы почв (рис. 4, 5).

В сторону суши от шурфа 39 профиль инструментальным способом не измерялся, однако шурфы на отдельных береговых валах, в том числе и на самых древних, были выкопаны и описаны (рис. 6). Полученные данные позволили нам примерно определить положение береговой линии в различные промежутки времени и, тем самым, реконструировать историю формирования морской аккумулятивной террасы (рис. 4, 5). Ширина современного активного пляжа, на котором отсутствует почвенный чехол и вулка-

Таблица 1. Маркирующие прослой голоценовой тefры, использованные для датирования отложений в районе п. Усть-Камчатск

Индекс	Источник	Средний ^{14}C возраст, ^{14}C л. н. до 1950 г.	Округленный возраст (лет до 1950 г.) или гг. н.э.* для исторических извержений	Описание пепла	Средняя по многим разрезам мощность (см)
Ш ₁₉₆₄ *	Шивелуч	Исторический	1964 г.н.э.	«Соль с перцем» с/з-к/з песок	0.5-4
КЛ*	Ключевской	Исторический	1878 г.н.э.?	Черный м/з-т/з песок	0.5-1
SH ₁	Шивелуч	265±18	300	Палевый м/з-т/з песок	0.5-2
Ш ₂	Шивелуч	965±16	800	Палевый м/з-т/з песок	1-2
Ш ₁₄₅₀	Шивелуч	1450	1350	«Соль с перцем» м/з-с/з песок	1-3(5)
Ш	Шивелуч	--	1500	Палевый м/з-т/з песок	0.5-2
KC ₁	Шивелуч	1806±16	1650	Палево-желтый т/з-м/з песок	5-7
Ш	Шивелуч	--	1900	«Соль с перцем» с/з песок	1-2
Ш ₅	Шивелуч	2553±46	2500	«Соль с перцем» м/з песок	1-2
Ш ₂₈₀₀	Шивелуч	2800	3000	«Соль с перцем» с/з песок	1-3
Ш _{сп}	Шивелуч	3600	3950	Темно-серый м/з-с/з песок	1-2
Ш _{лв}	Шивелуч	4105±31	4700	Палево-желтый т/з песок	3-5
Ш ₄₈₀₀	Шивелуч	4800	5600	«Соль с перцем» м/з-с/з песок	2-3
AB ₄	Авачинский	5489±27	6150	Палево-желтый т/з песок	0.5
КЛ	Ключевской	--	6300	Черный м/з-с/з	0.5-1

Примечание: – радиоуглеродный возраст и индексы маркирующих горизонтов пеплов приведены по работам (Певзнер и др., 1997; Braitseva et al. 1997). Проверк в колонке 3 означает, что средний радиоуглеродный возраст не рассчитывался. Калиброванный возраст получен с помощью программы Calib 6.0 (Calib...; Stuiver, Reimer, 1993) и округлен до ближайших 50 лет.

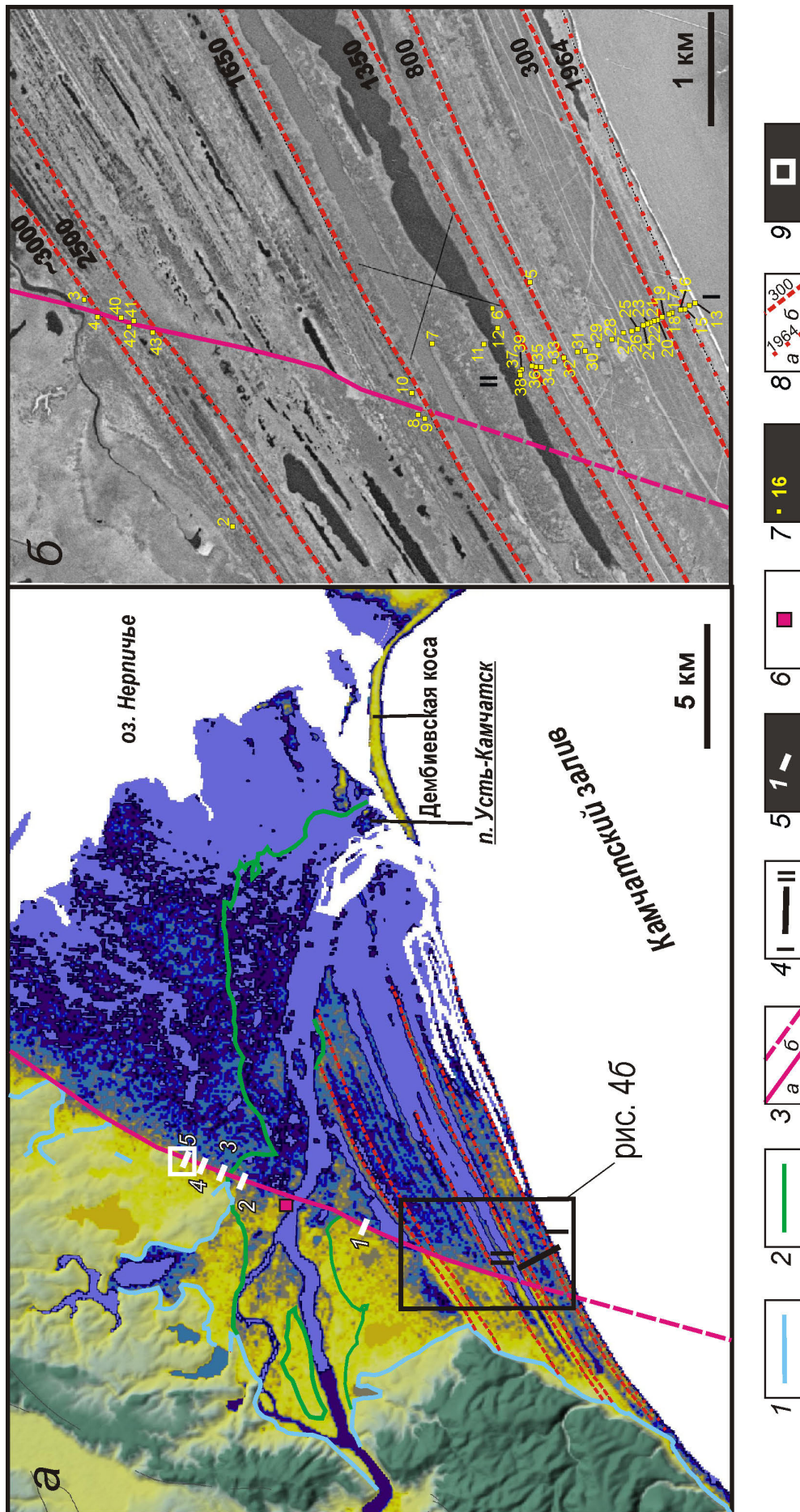


Рис. 4. Радарный снимок SRTM (а) и аэрофотоснимок (б) с точками наблюдений и палеогеоморфологической схемой на район исследований: 1 – абразионный уступ, соответствующий максимальному уровню моря ~ 6000 л.н.; 2 – тыловой шов наиболее древней аллювиальной голоценовой террасы ограничивающий долину р. Камчатка; 3 – Усть-Камчатский разлом, выраженный в земной поверхности (а); перекрытый молодыми морскими отложениями и его возможное подводное продолжение (б); 4 – положение топографического профиля, измеренного через морскую террасу; 5 – положение и номера георадарных профилей, измеренных через разлом; 6 – опорный тейростратиграфический разрез «Черный Яр»; 7 – положение и номера шурфов на морской аккумулятивной террасе; 8 – положение и возраст верхней границы активный пляжа для определенных моментов времени: а – возраст указан в годах нашей эры; б – возраст указан в годах до 1950 года; 9 – район, показанный на рис. 9.

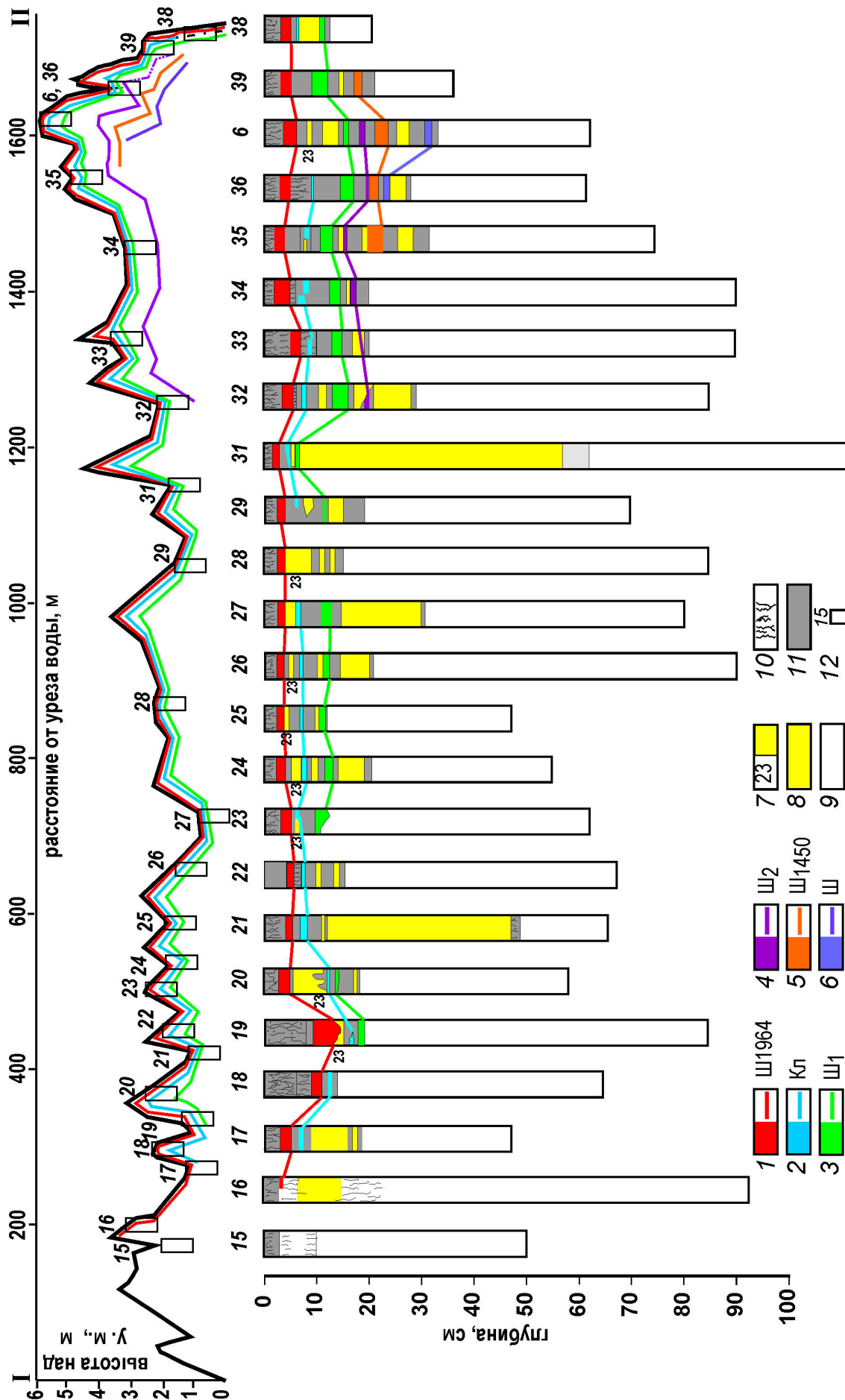


Рис. 5. Топография и геологическое строение морской аккумулятивной террасы по профилю I-II (положение профиля см. на рис. 4): 1-6 – горизонты пеллов (индексы указаны согласно табл. 1); 7 – отложения цунами 1923 г.; 8 – отложения прочих цунами; 9 – морские отложения; 10 – дернина; 11 – почва; 12 – положение и номера шурфов вдоль профиля.

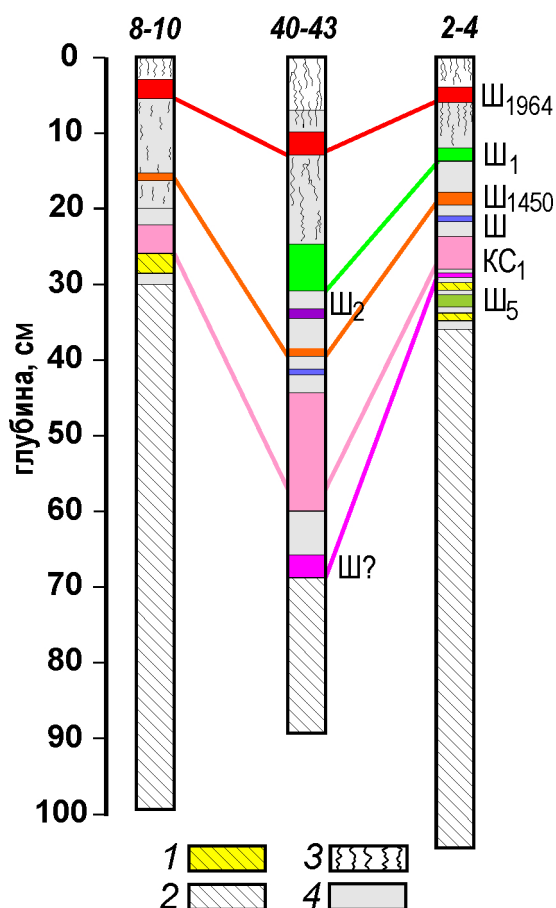


Рис. 6. Сводные разрезы шурфов, заложенных на береговых валах, деформированных Усть-Камчатским разломом: 1 – отложения цунами; 2 – морские отложения; 3 – дернина; 4 – почва; индексы горизонтов пеплов указаны согласно таблице 1. Местоположение разлома и шурфов см. на рис. 4.

нические пеплы не сохраняются, составляет на профиле около 200 м. Эту величину мы добавляли и к древним реконструированным береговым линиям, так как они маркируют положение первого реликтового вала, находящегося ближе верхней зоны активного пляжа. Мощность почвенно-пирокластических чехлов во всех описанных нами разрезах не превосходила 50 см и при реконструкции высот заплесков цунами не учитывалась. Положение наиболее древней голоценовой береговой линии, существовавшей на момент максимального уровня моря ~ 6.5 тыс. л.н., было откартировано по аэрофотоснимкам и космическим снимкам КН-9 (рис. 4).

Самый древний из сохранившихся береговых валов сформировался вскоре после выпадения пепла Ш₂₈₀₀ (~ 3000 л.н.). В основании торфяника, залегающего на лагунных отложениях за древнейшим валом, были найдены пеплы вулканов Авачинский и Ключевской с возрастными ~ 6150 и 6300 лет (Певзнер и др., 1997), что позволяет оценить возраст торфяника в ~ 6500 лет. Это свидетельствует о том, что валы, образованные в

интервале 3000–6500 л.н., были размыты. Такой размыв береговых валов вдоль всего побережья в устьевой части р. Камчатка мог быть связан с крупноамплитудным косейсмическим опусканием берега, произошедшим в результате тектонических движений в зоне субдукции напротив Камчатского залива и сопровождаемых сильным землетрясением. После опускания размыв какое-то время мог продолжаться, однако, по-видимому, не очень длительное время, так как количество терригенных осадков, выносимых р. Камчатка, достаточно велико для быстрого восстановления профиля равновесия. Об этом говорит высокая, в среднем около 1 м/год, скорость проградации (выдвижения в сторону моря) морской террасы, рассчитанная нами по положению разновозрастных береговых валов. В пользу размыва береговых валов в результате косейсмического опускания также свидетельствуют прослой суглинков и тонких иловатых песков в торфянике Черного яра, находящегося в 10 км от современного морского берега, в интервале ~ 2800–3900 л.н. (рис. 3). Эти суглинки могли формироваться во время относительного понижения и подтопления прибрежного торфяника.

После этого события таких значительных колебаний относительного уровня моря не происходило. Если рассматривать наиболее хорошо в геоморфологическом плане сохранившийся участок берега, через который был измерен топографический профиль, то можно сказать, что за последние ~ 1500 лет (между пеплом Ш выпавшим ~ 1500 л.н. и пеплом Ш₁₉₆₄) берег поднялся примерно на 2.5 м, при средней скорости поднятия примерно 1.5 мм/год. Скорость проградации берега за тот же период составила 0.8–0.9 м/год.

При анализе топографии террасы видно, что она наклонена в сторону моря (более древние валы гипсометрически более высокие). Это свидетельствует о том, что в целом суша поднималась. Вместе с тем, при более детальном рассмотрении видно, что на топографическом профиле имеется несколько перегибов. Один из таких перегибов можно наблюдать в точке, где был заложен шурф 27 (рис. 5). Профиль между шурфами 27 и 17 менее крут, и может быть описан практически прямой линией. Крайне интересен отрезок от точки 17 и в сторону моря: на профиле видно, что береговой вал, на котором сохранилась тефра Ш₁₉₆₄, примерно на 1 м выше вала, на котором залегает тефра в. Ключевской предположительно 1878 г.н.э. Весьма вероятно, что такая разница в высоте близких по возрасту валов связана с небольшим по амплитуде косейсмическим опусканием побережья во время сильнейшего в районе исторического землетрясения 14 апреля 1923 г. По ретроспективной оценке сейсмоло-

гов, магнитуда землетрясения M_w составляла 7.4–8.2. Землетрясение сопровождалось разрушительным цунами, высота которого превышала 11 м. Судя по описаниям (Заякин, Лучинина, 1987; Minoura et al., 1996), величина горизонтального заплеска цунами 1923 г. местами составила 3 км. По измеренному нами профилю цунами прошло вглубь суши примерно на 2 км. Исходя из аномально большой интенсивности цунами для землетрясения с $M_w=7.4$, можно предположить два варианта:

– магнитуда землетрясения M_w все же была ближе к верхнему порогу (8.2), указанному в работе А.А. Гусева (Гусев, 2006);

– землетрясение с меньшей магнитудой могло спровоцировать оползень в районе подводного каньона р. Камчатка, усиливший эффекты цунами.

Если принять во внимание вероятность косейсмического опускания побережья в момент землетрясения, то верхняя граница магнитудного интервала кажется предпочтительнее. По имеющимся в настоящее время данным (Banerjee et al., 2007; Tobita et al., 2006), землетрясения субдукционного типа с магнитудами ~ 8 вполне могут вызывать косейсмические пликативные деформации на ближайших побережьях.

Отложения палеоцунами и реконструкция их параметров

Отложения палеоцунами, представляющие собой прослой морских песков и галек в почвенном чехле, залегают между горизонтами вулканических пеплов. По вулканическим пеплам мы имеем возможность определять периоды времени, в пределах которых происходили цунами, и, зная примерное положение береговой линии (рис. 4б, рис. 5) на каждый период, рассчитывать их минимальные горизонтальные и вертикальные заплески. Высота верхней границы современного активного пляжа на морской террасе, на которой проводились исследования, расположена в интервале 2.3–3.3 м. над уровнем моря, в среднем – 2.8 м. Мы округлили это значение до 3 м и прибавляли его к высоте реконструированной границы древнего активного пляжа, существовавшего на момент цунами. Таким образом, минимальная высота палеоцунами определялась как разница между абсолютными высотами самого высокого вала, на котором были найдены следы цунами, и древней береговой линией, плюс трехметровая поправка.

В шурфах, заложенных на поверхности морской террасы, нами были выявлены восемь горизонтов отложений цунами, произошедших в последние ~ 2500 лет (рис. 4, 5). Основные данные по этим событиям приведены в табл. 2. Возраст событий цунами и погрешность наших опре-

Таблица 2. Данные об исторических и палеоцунами в районе пос. Усть-Камчатск

№	Возраст события	Минимальная высота заплеска, м	Минимальная дальность заплеска, м
1	1923*	>6	> 1800 м
2	1737 (1792?)*	>8	> 1600 м
3	550 $\pm$ 250	> 6	> 500 м
4	1075 $\pm$ 275	> 4.5	> 600 м
5	1425 $\pm$ 75	>4	> 250 м
6	1575 $\pm$ 75	>4	> 200 м
7	1775 $\pm$ 125	>7	> 300 м
8	2200 $\pm$ 300	>8	> 500 м

*возраст событий цунами в годах нашей эры (для исторических событий); для остальных событий цунами округленный возраст указан в годах до 1950 г.

делений рассчитаны по подстилающим и перекрывающим отложения цунами вулканическим пеплам (табл. 1).

Данные по дальности заплеска и высотам палеоцунами (табл. 2) в ряде случаев могут быть существенно занижены. Это связано с тем, что:

– наши оценки основаны лишь на высоте самого высокого берегового вала, через который переклестнула волна;

– точность определения положения береговой линии определялась разрешающей способностью метода тефрохронологии, а именно, – количеством идентифицированных пеплов в районе исследования.

Вместе с тем, можно утверждать, что все идентифицированные нами цунами были довольно сильными. Так, например, Чилийское цунами 1960 г. с высотой волн вдоль побережья Камчатского залива 2–4 м (Заякин, Лучинина, 1987) отложений цунами на побережье в районе п. Усть-Камчатск не оставило, то есть его горизонтальный заплеск не превысил зоны штормовой досягаемости.

Из исторических описаний не ясно, наблюдалось ли в районе п. Усть-Камчатск цунами в 1737 г. Дело в том, что населенного пункта на побережье в то время не существовало, а ближайшее село Нижнекамчатск находилось в 30 км вверх по р. Камчатка. Вместе с тем, макросейсмические описания землетрясения 04.11.1737 г. (Годзиковская, 2009) позволяют предположить, что цунами все же было, и связать с ним цунамигенный горизонт, залегающий ниже отложений 1923 г.

В литературе (Годзиковская, 2009) имеется также упоминание о цунами 22.08.1792 г. Однако характер описания данного события позволяет сомневаться в его реальности (указывается, что цунами было одновременно в с. Паратунка

и в п. Усть-Камчатск, несмотря на то, что с. Паратунка находится на р. Паратунка, впадающей в Авачинскую бухту). В связи с этим, а также на основании того, что в разрезах во временном интервале 300 л.н. – XIX в. (1878 г.н.э ?) нами был идентифицирован лишь один горизонт отложенный цунами, мы склоняемся в пользу цунами 1737 г. По своей интенсивности, это событие было примерно сопоставимо с цунами 1923 г. (табл. 2).

Итак, по полученным палеосейсмологическим данным за последние ~ 2500 лет сильные цунами, вероятно, от локальных (местных) землетрясений в зоне субдукции происходили в Камчатском заливе в среднем раз в 312 лет. Более слабые цунами, также представляющие значительную угрозу для п. Усть-Камчатск, происходили значительно чаще. Только после 1923 г. здесь было зарегистрировано 8 цунами от локальных и удаленных источников. Необходимо отметить, что распределение землетрясений и цунами во времени не линейно, т.е. при средней повторяемости в 300 лет некоторые события могли быть сближены, а другие разделяться более продолжительными промежутками времени (Пинегина, 2011).

Усть-Камчатский разлом

Наиболее близко расположенный к п. Усть-Камчатск активный разлом протягивается в

15 км к западу от него и пересекает р. Камчатка (рис. 2, 4). Простирается разлома – ССВ (от 15° на юге до 25-30° на севере). Протяженность видимой на земной поверхности линии разлома, названного нами Усть-Камчатским, составляет 20-25 км. Очевидно, что разлом продолжается и в акваторию Камчатского залива и приведенное значение – только минимальная оценка его длины (рис. 4).

По соотношению с формами рельефа, наземная часть разлома делится на два отрезка. Южный отрезок разлома протягивается в пределах голоценовой аккумулятивной морской террасы и сечет часть береговых валов (рис. 7). Северный отрезок пересекает плоскую заболоченную поверхность, под которой сплошным покровом развит торф. Мощность торфяника в среднем составляет от 2 до 4 м; под торфом залегают лагунные отложения, представленные серыми иловатыми песками. В основании торфа опробованного в районе георадарного профиля № 5 (рис. 4) нами получена дата 5060 ± 30 ¹⁴C лет (OS-80032), то есть, торф начал накапливаться около 5800 л.н. На всем протяжении наземной части разлом прослеживается в виде пологого обращенного на восток уступа с относительным превышением западного крыла над восточным примерно в 3 м (рис. 4, 7). Линия разлома непре-



Рис. 7. Вид на деформированные разломом береговые валы (разлом показан стрелками). Фото с вертолета В.Е. Морозова.

рывна, и лишь в редких местах разрывается, образуя левосторонние подставления.

Разлом и береговые валы. Изучение активных разломов в пределах морской аккумулятивной террасы, очевидно, требует особых подходов. По сути, здесь имеет место наложение эффектов трех независимых активных процессов: движений по разлому, формирования аккумулятивной террасы и эпизодического воздействия на побережье связанных с субдукционными землетрясениями косейсмических деформаций и цунами.

Береговые валы, совокупность которых образует морскую террасу, сложены рыхлым несцементированным песком и галькой, так что после очередной подвижки разломный уступ, очевидно, быстро осыпался, оплывал и выколаживался. Волны цунами нивелировали или, местами, размывали разломный уступ, а формирующиеся в межваловых понижениях маршевые болота полностью или частично скрывали его.

На трехмерных моделях рельефа, построенных на основе радарных спутниковых снимков SRTM (Shuttle...), линия разлома уверенно прослеживается как линейная цепочка аномалий в строении береговых валов – ундуляций их поверхностей, локальных изменений характерной для них продольной формы и т.д. (рис. 4). Валы, в которых таких аномалий нет, следует считать ненарушенными и, по возрасту, моложе последней подвижки по разлому.

Датирование деформированных и не деформированных разломом валов показало, что последняя подвижка по нему произошла между выпадением пеплов КС₁ (1650 л.н.) и залегающим непосредственно ниже его пеплом Ш (~1900 л.н.). Судя по положению береговых валов, деформированных разломом относительно границы активного пляжа на момент выпадения тефры КС₁, подвижка произошла не задолго до ее выпадения, то есть около 1700 л.н..

После опускания восточного крыла, его приразломная часть оказалась частично заболоченной. Сама заболоченность является косвенным признаком того, что именно восточное крыло разлома испытало опускание. В настоящее время разломный уступ, в том месте, где он пересекает береговые валы, выглядит в рельефе как сильно размытая пологая ступень с относительным превышением 2–4 м (рис. 4, 7). Величина вертикального смещения валов может быть измерена лишь примерно, так как валы по разную сторону от разлома во многих местах имеют не очень хорошую сохранность, частично осложнены фестонами и промоинами от воздействия цунами.

Чтобы выяснить наличие горизонтальной компоненты, оценить величину и направление сдвига, если он был, мы датировали бере-

говые валы по разную сторону от разлома. Горизонтальную компоненту движений предполагалось выявить сопоставлением вершин одновозрастных валов и межваловых понижений через разлом. Для подобного исследования нужно было выбрать близкорасположенные разновозрастные валы, так как только в этом случае при достаточно большой горизонтальной амплитуде можно заметить несовпадение валов по возрасту по разные стороны от разлома. Оптимальным для исследования оказался самый древний береговой вал, на котором в основании почвенного профиля залегает тефра Ш₅ (табл. 1; рис. 6, разрезы № 2–4), а также причлененный к нему со стороны моря вал с более молодой тефрой Ш в основании почвы (рис. 6, разрезы № 40–43). Выяснилось, что продолжающиеся по разные стороны через разлом валы оказались одновозрастными. Если в подвижке по разлому и присутствовала горизонтальная компонента, то ее амплитуда была намного меньше чувствительности метода: ширина валов составляет не менее 50 м, а величина сдвига, чтобы стать заметной в рельефе, должна составлять первые десятки метров (в связи с тем, что разломный уступ размыт, выположен и имеет ширину в десятки метров).

Таким образом, последняя подвижка по разлому в пределах морской террасы произошла около 1700 л.н., ее вертикальная компонента составила от 2 до 4 м, опущено было восточное крыло. Горизонтальная же компонента смещения, если она имела, была меньше разрешающей способности использовавшихся нами методов исследований.

Разлом за пределами морской террасы. Обоснованно судить об особенностях движений по разлому, делать оценку разовых амплитуд смещений и возраста подвижек можно лишь вскрыв разрывное нарушение канавой и увидев плоскость разрыва. Чтобы выбрать оптимальное место для заложения канавы, а также изучить строение разлома вдоль его трассы, на участке разлома длиной около 7 км, были отработаны десять георадарных профилей вдоль пяти топографических профилей, пересекающих разлом в разных местах. Профилирование выполнялось георадаром «Око» с двумя антеннами с центральной частотой 250 и 100–50 МГц (максимальная глубина зондирования 8 и 24 м, соответственно). Таким образом, вдоль каждого топографического профиля через разлом, отрабатывались два георадарных профиля разными антеннами. Необходимо отметить, что лагунные отложения в основании торфяника часто суглинисты, в связи с чем электромагнитные сигналы в них быстро затухают и не проходят на максимальную глубину.

На радарограммах хорошо видны сигналы переотражения от наиболее контрастной фациальной границы, соответствующей подошве торфа и кровле лагунных иловатых песков (рис. 8). Георадарная съемка была проведена в непрерывном режиме профилирования. Глубина георадарных профилей условна (соответствует величине диэлектрической проницаемости (ϵ) равной 15).

Слоистость торфа на радарограммах обусловлена присутствием в нем вулканических пеплов. Торф и пеплы имеют различную диэлектрическую проницаемость и, таким образом, на участках с субгоризонтальным залеганием слоев выделяемые на радарограммах границы примерно соответствуют геологическим. Радарограммы, измеренные через разломный уступ, показали наличие такого же уступа в поверхности лагунных песков (рис. 8б), либо существование на глубине вала, практически не выраженного в поверхности (рис. 8а). На опущенном крыле, рядом с разломным уступом, мощность торфа оказалась повышена на всех радарограммах.

Работы по проходке канав и шурфов были выполнены на вале, образованном в месте левостороннего подставления двух отрезков разлома, в правом борту руч. Извилистый (рис. 4, 9), в точке с координатами 56.3189° с.ш. и 162.3135° в.д. Место выбора обуславливалось более низ-

ким относительно земной поверхности уровнем грунтовых вод на вале, что крайне важно при шурфовочных работах в болотистой местности. Канавка К-1, длиной 14.8 м, была заложена на вершине и пологом восточном склоне вала. Более короткая канавка К-2, длиной 4.5 м, – на относительно крутом западном склоне вала. Шесть дополнительных шурфов обеспечили прослеживание вскрытых горизонтов между канавками и в обе стороны от вала (рис. 9). Плоскость разлома была обнаружена в канаве под основанием западного склона вала (рис. 10).

Изучение стенок канав и шурфов показало следующее:

1. Кровля лагунных (следовательно, изначально субгоризонтальных отложений) в поднятом и опущенном крыльях разлома и на удалении от него, находится на разной глубине: она была вскрыта на глубине 2 м в западном крыле (рис. 9, шурф № 5) и не достигнута на глубине 3.5 м в восточном (рис. 9, шурф № 6). Таким образом, вертикальное смещение кровли лагунных отложений составляет более 1.5 м.

2. В канаве, заложенной на пологом восточном склоне вала, в нижней трети торфяника находится большая (около 4.5 м в длину и мощностью до 40 см) линза суглинков и тонких песков, подобных тем, что слагают лагунные отложения его основания. Граница линзы с подстилающими отложениями – резкая, имеет

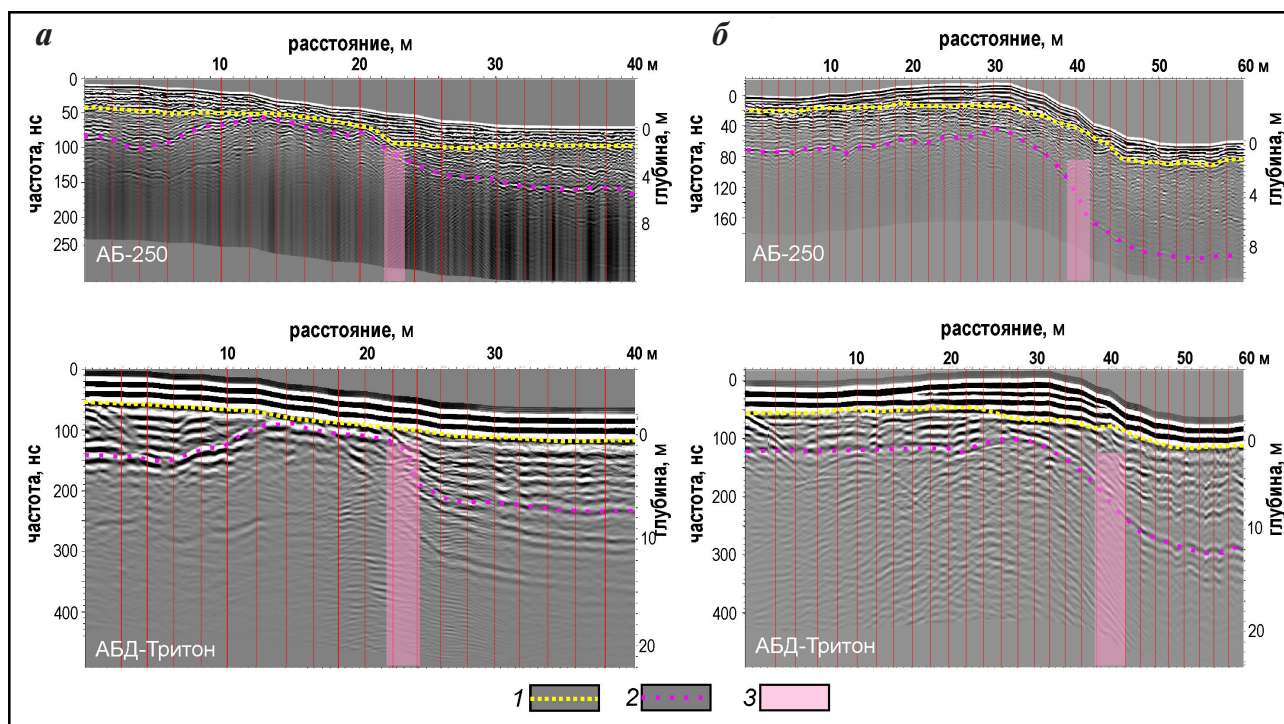


Рис. 8. Пример георадарных профилей через Усть-Камчатский разлом: а – профиль № 2; б – профиль № 4. Положение профилей см. на рис. 4. Вертикальные метки вдоль профилей проставлены через 2 м. 1 – граница между снежным покровом и земной поверхностью; 2 – предполагаемая граница основания торфа и кровли лагунных отложений; 3 – предполагаемое положение зоны, в пределах которой находится плоскость разлома.

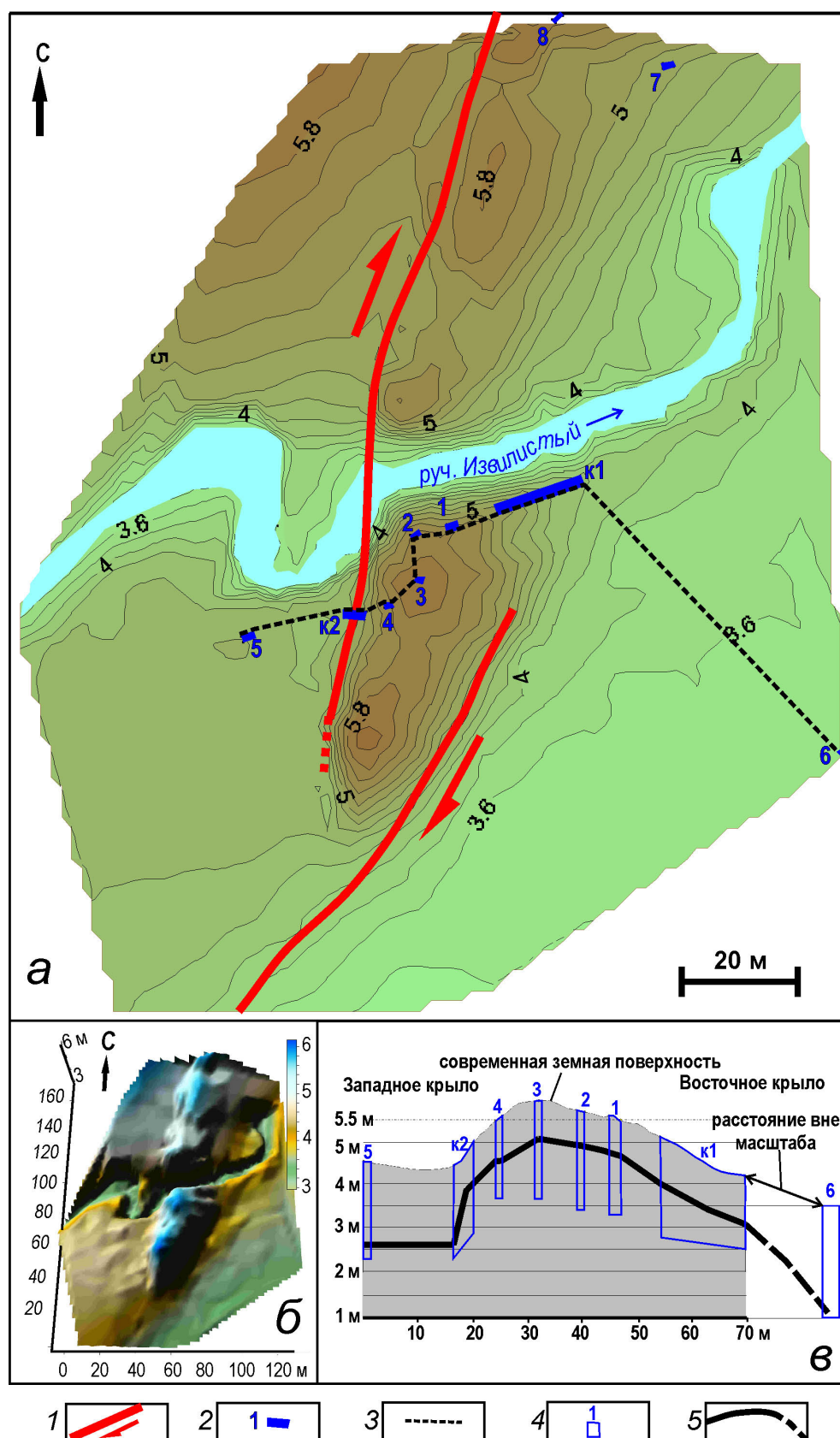


Рис. 9. Морфология Усть-Камчатского разлома. Топографическая карта (а) на детально изученный участок разлома (по результатам тахеометрической съемки): 1 – линия разлома и его предполагаемая сдвиговая компонента; 2 – положение шурфов, канав, и их нумерация; 3 – положение геологического профиля, показанного на рис. 9в. Трехмерная модель рельефа (б) на детально изученный участок разлома (по результатам тахеометрической съемки). Геологический профиль (в) через разлом: 4 – положение шурфов и канав на профиле (нумерация соответствует рис. 9а); 5 – кровля деформированных разломом лагунных отложений.

эрозионный характер, а верхняя – нечеткая, с постепенным переходом к перекрывающим ее отложениям (рис. 10).

3. В пределах вала кровля лагунных суглинков и песков, слои пеплов в торфе, а также линза суглинков, являются конформными поверхности вала.

4. В целом, по всем слоям вскрытого разреза вырисовывается антиклинальная складка с более крутым западным крылом (рис. 9в).

5. Величина горизонтального сокращения при подвижке по разлому, необходимого для появления такой изгибной деформации (выраженной в рельефе в виде вала), составляет около 0.3 м (расчет выполнен в программе Global Mapper).

6. Структура нарушенной разломом части разреза (рис. 10) не может быть интерпретирована ни как результат сбросовых, ни как результат взбросовых движений. Очевидно, что в движениях по разлому доминирует сдвиговая составляющая. Сопряженность же с разломом антиклинальной складки свидетельствует о том, что сдвиговые движения происходили в условиях сжатия.

Возраст подвижек по разлому. Выявление деформированных и недеформированных слоев в разрезе стенок канавы, анализ изменения мощностей пеплов и межпепловых прослоев позволяет уверенно говорить, по крайней мере, о двух подвижках по разлому в интервале времени, соответствующем возрасту вскрытых канавой слоев (~ 6000 лет). Последняя подвижка в месте заложения канавы произошла после выпадения пепла Ш₂. Наиболее древний перекрывающий событийный горизонт пепел, идентифицируется как пепел Ш₁. Таким образом, возраст подвижки определяется интервалом времени между 300 и 800 л.н. (рис. 10а). Наиболее древняя выявляемая во вскрытом разрезе подвижка имела место после накопления лагунных отложений и, видимо, небольшого (до 10-15 см) слоя торфа на них. В разрезе признаком подвижки является заметное увеличение мощности торфа между лагунными отложениями и пеплом Ш₄₈₀₀ в западном крыле разлома по сравнению с восточным (рис. 10а). С учетом того, что торф начал накапливаться около 5800 л.н., можно считать, что подвижка произошла в интервале между 5800 и 5600 л.н. Обе подвижки выявляются и в северной, и в южной стенках канавы.

Наличие еще одной подвижки, между выделенными, следует из изучения в разрезе линзы суглинков, вскрытых канавой на пологом восточном склоне приразломного вала (рис. 10б). Очевидно, что появление линзы внутри почвенно-пирокластического чехла не могло произойти при «нормальной» последовательно-

сти осадконакопления, определяемой постепенным обмелением лагуны, ее заболачиванием и ростом торфа. Нарушение обычного двучленного строения разреза (лагунные отложения внизу, почвенно-пирокластический чехол выше) означает вмешательство какого-то экстраординарного события. Так как материал линзы неотличим от лагунных отложений и лишь ее подошва имеет эрозионный характер, таким событием могло быть, скорее всего, инициируемое сейсмическим воздействием разжижение тонких лагунных отложений и их излияние на земную палеоповерхность. Судя по взаимоотношениям линзы со слоями тефры, излияние материала могло произойти сразу после накопления пепла Ш_{дв}, то есть, примерно 4700 л.н. Такое же заключение о возрасте события можно сделать на основании изучения крайнего к западу от разлома шурфа № 5, в котором также видны излияния разжиженного грунта над пеплом Ш_{дв}. Следует отметить, что в разрезе стенок канавы, в которой была обнаружена плоскость разрыва, отчетливых следов подвижки с таким возрастом не видно. Лишь в северной стенке заметна большая нарушенность залегания пепла Ш_{дв} над разломным уступом, видимым в лагунных отложениях, по сравнению с вышележащими пеплами. Учитывая это, можно предположить, что разжижение и излияние лагунных отложений на земную палеоповерхность было связано с подвижкой или в другой части Усть-Камчатского разлома, или же с подвижкой по какому-либо из соседних активных разломов. Первый вариант предполагает сегментированность Усть-Камчатского разлома (его делимость на отрезки с несовпадающими по возрасту подвижками), о чем свидетельствует также несовпадение возрастов наиболее молодых подвижек в южной (~ 1700 л.н.) и в северной (300-800 л.н.) частях разлома.

Направление горизонтальных движений (знак сдвиговой компоненты) Усть-Камчатского разлома. Вся наземная часть разлома протягивается в пределах очень молодой слабо расчлененной поверхности. Уступ, которым он проявлен, явно свидетельствует о наличии вертикальной компоненты в движениях по разлому. Вертикальное смещение хорошо видно и в разрезе молодых отложений, вскрытых канавой в северной части разлома. В то же время, как было отмечено выше, структура нарушенной части разреза не позволяет отнести разлом к чисто взбросовому (в условиях сжатия), более соответствуя сдвиговой кинематике.

О сдвиговой кинематике разлома говорит, прежде всего, отчетливо проявленная кулисность в расположении его отрезков, например, в северном окончании разлома, в районе канавы. Отрезки разлома образуют левокулисное под-

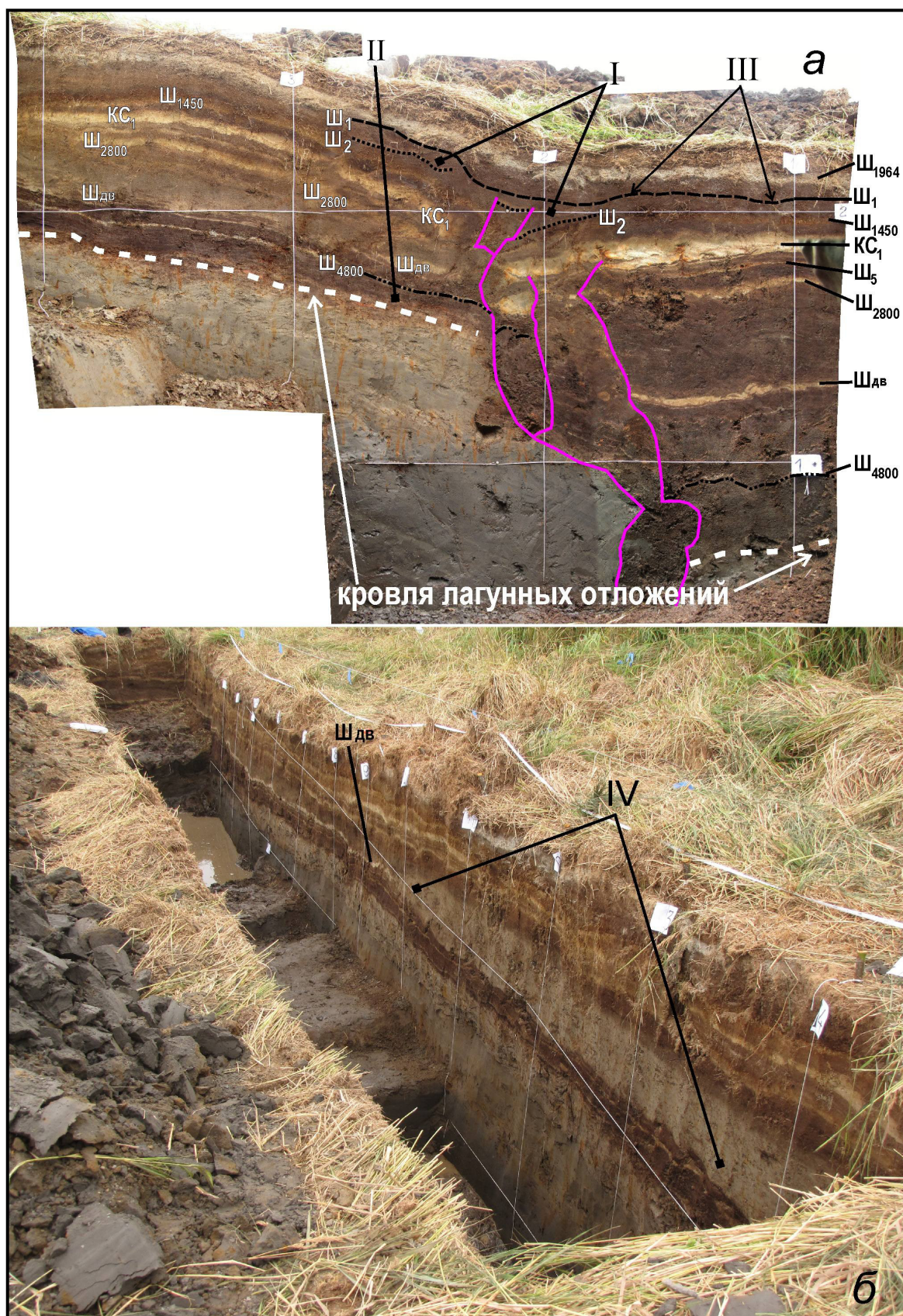


Рис. 10. Фото стенок канав К-1 и К-2 в районе руч. Извилистый (положение канав см. на рис. 9). Южная стенка канавы К-2 (а); плоскость разрыва показана сплошными линиями; I, II – событийные горизонты; III – горизонт пепла Ш₁, не деформированного подвижкой по разлому. Южная стенка канавы К-1(б); IV – событийный горизонт, соответствующий крупной линзе суглинков. Индексы тефры на рис. 10 указаны согласно табл. 1, вертикальные и горизонтальные линии на стенках канав проставлены через 1 м.

ставление, а изученный в канавах и шурфах вал располагается между ними (рис. 9). Поведение слоев молодых отложений в пределах вала прямо указывает на антиклинальную природу вала и, соответственно, на его образование в условиях горизонтального сокращения. В целом, такое сочетание разломных плоскостей и структуры сжатия между ними может быть интерпретировано как проявление правосторонних движений по разлому. Вместе с тем, отсутствие смещенных по горизонтали форм рельефа не позволяет уверенно судить о направлении сдвиговой компоненты смещений по Усть-Камчатскому разлому, то есть заключение о правом сдвиге, приходится считать лишь наиболее вероятным и предпочтительным.

ВЫВОДЫ

Проведенные исследования показали, что район п. Усть-Камчатск испытывал воздействия от субдукционных землетрясений и цунами, а также коровых землетрясений, не только в историческое время, но и в прошлом. Из этого следует и высокая вероятность повторения таких воздействий в будущем.

Повторяемость сильных субдукционных землетрясений ($M_w \sim 8$) в Камчатском заливе составляет в среднем 1 событие/300 лет. Цунами, вызываемые такими землетрясениями, с вертикальными заплесками в 6-8 м и более, способны затапливать побережье на расстояние в 2 км и более, и являются разрушительными для п. Усть-Камчатск. Усиление интенсивности и разрушительного эффекта цунами может происходить на фоне косейсмического опускания побережья во время крупнейших субдукционных землетрясений.

Исходя из зависимостей, полученных на основе эмпирических данных (Wells, Coppersmith, 1994), Усть-Камчатский разлом (при его минимальной длине в 20 км и минимальной амплитуде разовой подвижки в 1.5 м) может генерировать землетрясения с $M \sim 6.5-7.5$. Судя по полученным данным, за последние ~ 5800 лет по Усть-Камчатскому разлому произошло три или четыре подвижки: 5800-5600, ~ 4700 и 300-800 л.н. в северной части и ~ 1700 л.н. в южной. Если исключить из рассмотрения событие ~ 4700 л.н., которое могло быть связано с подвижкой по одному из соседних разломов, то в целом для разлома среднее значение повторяемости подвижек составит около 2.5 тыс. лет.

Усть-Камчатский разлом представляет собой лишь один элемент из целой системы разломов расположенных в приближенных к п. Усть-Камчатск районах. Принимая, что период повторяемости подвижек по всем активным разломам

в районе примерно сопоставим, следует считать, что в целом для района повторяемость сильных коровых землетрясений может быть раз в первые сотни лет.

В заключение необходимо отметить, что п. Усть-Камчатск и соседний с ним п. Погодный возведены на лагунных и речных отложениях, которые в случае землетрясения могут проявлять тиксотропные свойства (разжижение при сотрясении). Следы проявлений текучести в виде песчаных даек и погребенных грязевых вулканов мы неоднократно описывали в геологических разрезах района. Макросейсмический эффект землетрясений за счет слабых грунтов может быть увеличен на 1-2 балла (Константинова, Пинегина, 2008).

Исследования на правом берегу р. Камчатки были проведены благодаря грантам РФФИ № 09-05-00125, 11-05-98534, 11-05-00136, 09-05-00286. Исследования на руч. Извилистом были проведены благодаря гранту Национального Научного фонда США № 0915131, руководитель Эзра Зуброу. Радиоуглеродная дата из основания торфяника была получена в лаборатории NOSAMS (Океанологический Институт, Вудс Хоул, США). Авторы благодарят Дж. Буржуа, Д. Килера и Е. Хульсе, принимавших участие в полевых работах на руч. Извилистом и Е.А. Кравчуновскую, участвовавшую в исследовании морской террасы.

Список литературы

- Годзиковская А.А. Каталог макросейсмических описаний землетрясений Камчатки за доинструментальный период наблюдений (XVIII-XIX вв.). Обнинск: ГС РАН, 2009. 140 с.
- Гордеев Е.И., Гусев А.А., Левина В.И. и др. Коровая сейсмичность Камчатки // Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки. Сборник статей К 25-летию Камчатской опытно-методической сейсмологической партии ГС РАН. Отв. ред. Гордеев Е.И., Чебров В.Н. Петропавловск-Камчатский, 2004. С. 62-74.
- Гусев А.А. Сильные землетрясения Камчатки: расположение очагов в инструментальный период // Вулканология и сейсмология. 2006. № 3. С. 39-42.
- Гущенко И.И. Извержения вулканов мира (каталог). М.: Наука, 1979. 475 с.
- Заякин Ю.Я., Лучинина А.А. Каталог цунами на Камчатке. Обнинск: ВНИИГМИМЦД, 1987. 50 с.
- Кожурин А.И., Пономарева В.В., Пинегина Т.К. Активная разломная тектоника юга Центральной Камчатки // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. Вып. 12. № 2. С. 10-27.

- Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации – ОСР-97. Масштаб 1 : 8000000. Объяснительная записка и список городов и населенных пунктов, расположенных в сейсмоопасных районах. В.И. Уломов, Л.С. Шумилина. М., 1999. 57 с. http://seismos-u.ifz.ru/osr-97-abc_3.htm
- Константинова Т.Г., Пинегина Т.К. Разжижение грунтов при сейсмических событиях в условиях Камчатки // Труды региональной научно-технической конференции «Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока России» в 2-х томах / Отв. ред. Чебров В.Н., Салтыков В.А. Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2008. Т. 1. С. 170-174.
- Кравчуновская Е.А., Горбунов А.О. Специфика идентификации отложений палеоцунами на дальневосточных побережьях // Материалы XXIII Международной береговой конференции «Учение о развитии морских берегов: вековые традиции и идеи современности». Санкт-Петербург, 2010. С. 78-80.
- Ландер А.В., Букчин Б.Г., Дроздин Д.В. и др. Тектоническая позиция и очаговые параметры Хаилинского (Корякского) землетрясения 8 марта 1991 года: существует ли плита Берингия? // Вычислительная сейсмология выпуск № 26. «Геодинамика и прогноз землетрясений». 1994. С. 104-122.
- Левин В.Е., Ландер А.В., Тутков Н.Н. Командорская микроплита по сейсмологическим и GPS данным // Тез. докл. Всероссийского совещания «Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонофизические концепции и следствия». Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2009. Т. 2. С. 34-37.
- Певзнер М.М., Пономарева В.В., Мелекесцев И.В. Черный Яр – реперный разрез голоценовых маркирующих пеплов северо-восточного побережья Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1997. № 4. С. 3-18.
- Пийп Б.И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944-1945 гг. и в прошлом / Труды лаб. вулк. Вып. 2. 1956. 170 с.
- Пинегина Т.К. Геологические следы цунами: идентификация и интерпретация / Природные катастрофы: Изучение, мониторинг, прогноз. Сборник Материалов V Сахалинской молодежной научной школы. Южно-сахалинск, 2011. С. 43-52.
- Пинегина Т.К., Базанова Л.И., Мелекесцев и др. Доисторические цунами на побережье Кроноцкого залива (Камчатка, Россия) // Вулканология и сейсмология. 2000. № 2. С. 66-74.
- Пинегина Т.К., Кожурин А.И. Опыт применения георадара при изучении сеймотектонических деформаций на Камчатке // Тез. докл. научного симпозиума «Проблемы сейсмичности и современной геодинамики Дальнего Востока и Восточной Сибири». Хабаровск, 2010. С. 226-230.
- 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. Вып. 15. № 1. С. 100-116.
- Селиверстов Н.И. Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. М.: Научный мир, 1998. 164 с.
- Свод правил СП 14.13330.2011 – строительство в сейсмических районах. Актуализированная редакция СНиП II-7-81. Министерство регионального развития Российской Федерации, Москва, 2011. 84 с.
- Apel E.V., Burgmann R., Steblov G. et al. Independent active microplate tectonics of northeast Asia from GPS velocities and block modeling // Geophys. Res. Lett. 2006. V. 33. № 11. L11303.
- Banerjee P., Pollitz F., Nagarajan B. et al. Coseismic slip distributions of the 26 December 2004 Sumatra–Andaman and 28 March 2005 Nias earthquakes from GPS static offsets // Bulletin of the Seismological Society of America. 2007. V. 97. № 1A. P. 86–102.
- Bourgeois J., Pinegina T.K., Ponomareva V.V. et al. Holocene tsunamis in the southwestern Bering Sea, Russian Far East, and their tectonic implications // GSA bulletin. 2006. V. 118. № 3/4. P. 449-463.
- Braitseva O.A., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D. et al. Holocene key-marker tephra layers in Kamchatka, Russia // Quaternary Res. 1997. № 47. P. 125-139.
- CALIB 6.0 program and documentation: <http://calib.qub.ac.uk/calib>
- Freitag R., Gaedicke C., Baranov B. et al. Collisional processes at the junction of the Aleutian-Kamchatka arcs: new evidence from fission track analysis and field observations // Terra Nova. 2001. № 13. P. 433-442.
- Gaedicke C., Baranov B., Seliverstov N. et al. Structure of an active arc-continent collision area: the Aleutian-Kamchatka junction // Tectonophysics. 2000. V. 325. P. 63-85.
- Geist E.L., Scholl D.W. Large-scale deformation related to the collision of the Aleutian Arc with Kamchatka // Tectonics. 1994. V. 13. P. 538-560.
- Global CMT catalog: <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>
- Kozhurin A.I. Active faulting at the Eurasian, North American and Pacific plates junction // Tectonophysics. 2004. V. 380. P. 273-285.

- Kozhurin A.I.* Active Faulting in the Kamchatsky Peninsula, Kamchatka-Aleutian Junction // American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series «Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region» / Eds: Eichelberger J., Gordeev E., Kasahara M. et al. 2007. V. 172. P. 263-282.
- Kozhurin A.I., Acocella V., Kyle P.R. et al.* Trenching studies of active faults in Kamchatka, eastern Russia: paleoseismic, tectonic and hazard implications // Tectonophysics. 2006. V. 417. P. 285-304.
- Kravchunovskaya E., Pinegina T., Bourgeois J.* Active-margin coastal morphology as a reflection of Holocene seismotectonic evolution: an example from eastern Kamchatka, southwestern Bering Sea // Eos Trans. AGU. Fall Meet. Suppl. 2004. V. 85(47). Abstract H41C-0315.
- Lakshmi V., Srinivasan P., Murthy S. et al.* Granularity and textural analysis as a proxy for extreme wave events in southeast coast of India // J. Earth Syst. Sci. IAS. 2010. V.119. № 3. P. 297-305.
- MacInnes B.T., Bourgeois J., Pinegina T.K. et al.* Before and after: geomorphic change from the 15 November 2006 Kuril Island tsunami // Geology. 2009a. V. 37. № 11. P. 995-998.
- MacInnes B.T., Pinegina T.K., Bourgeois J. et al.* Field survey and geological effects of the 15 November 2006 Kuril tsunami in the middle Kuril Islands // Pure and Applied Geophysics. 2009b. V. 166. P. 9-36.
- Mackey K.G., Fujita K., Gunbina L. et al.* Seismicity of the Bering Strait region: evidence for a Bering block // Geology. 1997. V. 25. P. 979-982.
- Martin M.E., Bourgeois J., Pinegina T. et al.* Geomorphology of Beach Ridges and Holocene Terraces on Kamchatka: A Complex Interplay of Tectonics, Volcanism and Coastal Processes // Eos Trans. AGU. Fall Meet. Suppl. 2004. V. 85(47). Abstract H51C-1145.
- McCalpin J.P.* Paleoseismology / International geophysics series. 2009. V. 95. P. 609.
- Meyers R.A., Derald G.S., Jol H.M. et al.* Evidence for eight great earthquake-subsidence events detected with ground-penetrating radar, Willapa barrier, Washington // Geology. 1996. V. 24. P. 99-102.
- Minoura K., Gusiakov V.G., Kurbatov A. et al.* Tsunami sedimentation associated with the 1923 Kamchatka earthquake // Sedimentary Geology. 1996. V. 1-2. P. 145-154.
- Morton R.A., Gelfenbaum G., Jaffe B.E.* Physical criteria for distinguishing sandy tsunami and storm deposits using modern examples // Sedimentary Geology. 2007. V. 200. P. 184-207.
- Paris R., Lavigne F., Wassmer P. et al.* Coastal sedimentation associated with the December 26, 2004 tsunami in Lhok Nga, west Banda Aceh (Sumatra, Indonesia) // Marine Geology. 2007. № 238. P. 93-106.
- 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. №. 5. P. 353-356.
- 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.
- Radiocarbon dating: http://en.wikipedia.org/wiki/Radiocarbon_dating.
- Shuttle Radar Topography Mission: http://topex.ucsd.edu/WWW_html/srtm30_plus.html
- Stuiver M., Reimer P.J.* Extended ¹⁴C database and revised CALIB radiocarbon calibration program // Radiocarbon. 1993. V. 35. P. 215-230.
- Tobita M., Suito H., Imakiire T. et al.* Outline of vertical displacement of the 2004 and 2005 Sumatra earthquakes revealed by satellite radar imagery // Earth Planets Space. 2006. V. 58. P. 1-4.
- Tuttle M.P., Ruffman A., Anderson T. et al.* Distinguishing tsunami from storm deposits in Eastern North America: The 1929 Grand Banks tsunami versus the 1991 Halloween storm // Seismological Research Letters. 2004. V. 75. № 1. P. 117-131.
- Watson F.F., Fujita K.* Tectonic evolution of Kamchatka and the Sea of Okhotsk and implications for the Pacific Basin // Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific Region: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series / Editor Howell D.G. 1985. V. 1. P. 333-348.
- Wells D.L., Coppersmith K.J.* New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement // Bulletin of the Seismological Society of America. 1994. V. 84. № 4. P. 974-1002.
- Worldwide Tsunami Database, 2000 B.C. to present, Boulder, Colorado, NOAA/NGDC (<http://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu.shtml>)
- Zonenshain L.P., Kuzmin M.L., Natapov L.N.* Geology of the USSR: A Plate-Tectonic Synthesis // Ed. Page B.M. Geodynamics Series, 21. American Geophysical Union, Washington D.C. 1990. P. 1-242.

ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ И ЦУНАМИОПАСНОСТИ
**SEISMIC AND TSUNAMI HAZARD ASSESSMENT FOR UST-KAMCHATSK
SETTLEMENT, KAMCHATKA, BASED ON PALEOSEISMOLOGICAL DATA**

T.K. Pinegina¹, A.I. Kozhurin², V.V. Ponomareva¹

¹*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006; e-mail: pinegtk@yandex.ru*

²*Geological Institute RAS, Moscow, 119017*

The article represents new data on frequency and parameters of tsunami in the Ust-Kamchatsk area and active crustal faults, displacements on which can be accompanied by strong earthquakes. According to our data for the last several thousands of years, strong tsunami with wave height more than 6-8 m and horizontal penetration of several kilometers, occurred in average in the region once every 300 years. Displacements reoccur along one single fault in average once every 2.5 thousand of years. The magnitude of induced earthquakes estimated as $M \sim 6.5-7.5$. Assuming that the recurrence period for all active faults in the region are approximately comparable, strong earthquakes may occur once every few hundred of years.

Keywords: active faults, tsunami, earthquake frequency, Ust-Kamchatsk settlement.