УДК 551.243

ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ

© 2010 г. В. Г. Трифонов, А. И. Кожурин

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., д. 7 Поступила в редакцию 16.03.2010 г.

Обсуждается теоретическое и практическое значение изучения активных разломов, проблемы их обнаружения и параметризации. Уточняется понятие "активного разлома" как тектонического нарушения с проявлениями подвижек в конце плейстоцена и голоцене, повторения которых можно ожидать в будущем. Главные реперы, по смещениям которых выявляется активный разлом, оценивается его кинематика и интенсивность перемещений — это молодые формы рельефа, а иногда также позднечетвертичные отложения и антропогенные сооружения. Поскольку структурный рисунок и параметры активных разломов относятся к единому геологически короткому интервалу времени, они важны для исследований современной геодинамики, закономерностей и природы новейшего тектогенеза в масштабах как всей Земли и крупных регионов, так и локальных структур. Возможности, которые открывают активные разломы для таких исследований, рассмотрены на примерах правомочности выделения Охотоморской и Берингийской малых плит. Они могут сделать более правдоподобными тектонические и геодинамические реконструкции событий прошлого. С активными разломами связан ряд природных опасностей и, прежде всего, землетрясения. Обсуждаются проблемы геолого-геоморфологической оценки сейсмического потенциала зон активных разломов, т.е. максимальной возможной магнитуды землетрясений M_{мах}, на основе сегментации активных зон, длины сегментов L и эмпирических соотношений M_{max}/L при сильных современных землетрясениях, а также периода повторяемости сильных землетрясений и величин отдельных сейсмогенных смещений с применением тренчинга и других приемов изучения активных разломов, включая методы археосейсмичности. Ставится вопрос о возможных многовековых вариациях напряженно-деформированного состояния активных зон, которые выражены в масштабе крупных

сейсмоактивных регионов колебаниями количества выделенной сейсмической энергии и должны

ВВЕДЕНИЕ

учитываться при оценке сейсмической опасности.

В конце 40-х годов XX в. в геологической и сейсмологической литературе, соответственно американской и европейской, появились термины-синонимы — "активный разлом" и "живой разлом". Исследователи, которые ввели эти понятия [68, 42], назвали так разломы, доступные для геологических наблюдений и демонстрирующие проявления современных движений, позволяя тем самым предполагать подобную подвижность в ближайшем будущем. Позднее, по аналогии с этими терминами, возникло более широкое понятие "активная тектоника" [38].

На современную активность разломов обращали внимание и прежде. И.В. Мушкетов [15] высказал соображения о связи землетрясений с разломами. Подробно описывались примеры активизации разломов при сильнейших землетрясениях, например, Сан-Францисском 1906 г. в Калифорнии [57] и Кеминском 1911 г. в Тянь-Шане [2]. С середины XX в. резко возрос интерес к разломам как источникам сейсмических и деформационных воздействий на сооружения и системы жизнеобеспечения, что сделало активные разломы специальным объектом исследований. Обсуждая практическое значение выявления и изучения активных разломов, следует различать два аспекта применения получаемых данных. Первый аспект – использование активных разломов, как сейсмогенерирующих зон, для оценки сейсмической опасности территорий и объектов. Для этого, помимо знания геометрии разломов, интенсивности и кинематики перемещения по ним, важны данные об импульсных подвижках, рассматриваемых как причины землетрясений и позволяющих оценить их магнитуды и возраст. Второй аспект – оценка возможных разрушений и повреждений, которые могут оказать движения по разломам, как импульсные, так и медленные, на инженерные сооружения в их зонах.

Помимо этого, изучение активных разломов и связанных с ними структурных новообразований имеет важное значение для понимания закономерностей и природы новейшего и современного тектогенеза. В сочетании с геофизическими и петролого-геохимическими данными о современных процессах на глубинных уровнях геологической среды, активные проявления тектогенеза на земной поверхности позволяют построить трехмерные модели современного развития тектоносферы. Это может сделать более правдоподобными тектонические и геодинамические реконструкции событий прошлого.

В предлагаемой статье обсуждаются принципиальные вопросы методики изучения и параметризации активных разломов, их использования для оценки сейсмической опасности, а также некоторые аспекты современной геодинамики подвижных поясов, решаемые с привлечением данных об активных разломах.

О ПОНЯТИИ "АКТИВНЫЙ РАЗЛОМ"

Поскольку движения по разлому происходят неравномерно и нередко дискретно (эпохи или моменты подвижек чередуются с эпохами покоя), для установления его активности необходимо изучить некий максимально приближенный к настоящему моменту временной интервал, в течение которого проявились бы не только факт активности разлома, но и ее параметры (направление, скорость, режим движений и т.п.). По мнению К. Аллена [39], активными следует называть разломы с признаками голоценовых (последние 10 тыс. лет) подвижек. А.А.Никонов [52] посчитал необходимым удлинить этот интервал времени до 400 тыс. лет, т.е. отнести к нему также весь поздний и средний неоплейстоцен. В.Г. Трифонов [30, 31], основываясь на исследованиях, выполненных в Альпийско-Гималайском поясе и на западе США, пришел к выводу, что следов движений в течение голоцена и позднего неоплейстоцена (последних 100-130 тыс. лет) необходимо и достаточно для определения, активен разлом или нет, и для оценки его параметров и режима развития в подвижных поясах.

Поясним смысл вышеприведенных определений. Подразумевается, что если в течение некоторого времени (10, 100-130 или 400 тыс. лет) произошла хотя бы одна подвижка по разлому, то это дает основание полагать, с той или иной степенью уверенности, что подвижка по разлому возможна и в некотором ближайшем геологическом будущем. По сути, тот или иной принимаемый временной интервал (см. выше) есть ожидаемый максимальный период повторяемости подвижек по разломам; если со времени последней подвижки миновало времени меньше характерного периода повторяемости, то правомерным будет полагать, что подвижка по разлому возможна в недалеком будущем, и считать изучаемый разлом активным. Значительное превышение продолжительности сейсмического "молчания" разлома после последней подвижки характерного периода повторяемости подвижек дает основание отнести разлом к неактивным.

Ожидаемость будущей подвижки является тем, что переводит разлом в разряд активных [68]. Если оснований для такого ожидания нет, то разлом следует считать неактивным. Все другие параметры, такие, как направление, средняя скорость движений, любые другие, свойственны разломам вообще, не зависят от возраста движений по ним и потому не являются существенными для понимания термина "активный". Разлом может быть активным или нет. В этом смысле классификации активных разломов по степени их активности представляются излишними (в таких классификациях, на самом деле, отражена лишь степень наших знаний о разломе, см., например, [21, 11]).

Периоды повторяемости землетрясений в подвижных областях и зонах континентов, выявленные при изучении конкретных разломов, колеблются в пределах от первых сотен до первых тысяч лет [62], но могут достигать и больших величин. Для одного из разломов Восточно-Камчатской зоны на Камчатке возраст последней подвижки был определен примерно в 9 тыс. лет [7]. Для разлома Умехара в Японии А. Окадой установлен средний период повторяемости подвижек ~14.5 тыс. лет [49] (разумеется, говоря о периоде повторяемости подвижек при землетрясениях, имеют в виду его среднее значение). Периоды повторяемости подвижек порядка сотни или нескольких сотен тыс. лет из практики специальных исследований пока неизвестны. Учитывая неполноту знаний, видимо, рациональным будет не определять точно продолжительность "критического" интервала (максимального возможного периода повторяемости подвижек), а принять, что она может достигать первых десятков тысяч лет.

ВЫЯВЛЕНИЕ, ИЗУЧЕНИЕ И ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ

Период в первые десятки тысяч лет, считая от современности, является временем, в течение которого сформировалось большинство наблюдаемых в настоящее время форм рельефа, называемых часто молодыми. Отсюда следует, что главным признаком активности разлома является смещение вдоль его линии молодых, позднечетвертичных, поверхностей и иных форм рельефа (его нижнего яруса) и, если присутствуют, молодых отложений (см. раздел "Палеосейсмологические аспекты") или каких-либо искусственных образований (например, археологических или исторических объектов, см. раздел "Археосейсмологические аспекты").

Очевидно, что чем моложе последняя подвижка, тем большее количество поверхностей ей деформировано, и разлом отчетливо виден на местности. С увеличением периода повторяемости подвижек все меньшее число молодых поверхностей оказываются затронутыми последней подвижкой, следы разлома перемещаются в верхние ярусы рельефа, на все более древние поверхности. Вследствие этого, линия разлома на земной поверхности разбивается на все большее количество фрагментов, становится прерывистой, разломный уступ, вследствие его деградации, теряет крутизну. Другими словами, разлом становится пло-

хо выраженным в рельефе, что, при случайности и, обычно, недостаточности естественных обнажений на его трассе, снижает достоверность его выделения и отнесения к активным.

Те или иные аспекты методики изучения активных разломов обсуждались неоднократно в отечественной литературе, хотя авторы таких работ на первых порах не называли эти проявления разломообразования активными разломами [6, 8, 17, 24, 25, 28, 30–32, 34, 37, 52, 63, 64].

Геолого-геоморфологический метод

Основной метод изучения активных разломов – геолого-геоморфологический. Молодые отложения распространены не везде, а там, где они есть, необходимы обнажения. В значительной степени, нерегулярность и редкость естественных обнажений восполняет тренчинг, по сути – создание искусственных обнажений.

Кинематический анализ смещенных форм рельефа применим практически повсюду. Его использование обеспечивает определение, с высокой точностью, основных параметров активных разломов — кинематики движений (направления смещений), их величины и соотношения вертикальной и горизонтальной компонент, а также средних скоростей движений, когда смещаемые формы удается датировать. Наиболее часто применяется радиоуглеродное датирование, временной интервал которого (максимум, до ~50 тыс. лет) практически перекрывает временной интервал, необходимый для выявления активных разломов.

При несомненном наличии некоторых общих черт у всех активных разрывных деформаций, интерпретация форм рельефа, в смысле их возможной обусловленности движениями по разломам или отсутствия связи с ними, каждый раз конкретна. Существуют несколько общих правил такой интерпретации:

1. следует убедиться, что формирование линейной формы рельефа (например, уступа в какой-то поверхности) не может быть объяснено действием нетектонических (эрозионных, денудационных, аккумулятивных, мерзлотных и т.д.) процессов;

2. должно наблюдаться соответствие между величиной накопленных разломных деформаций и возрастом смещаемых элементов рельефа;

3. как правило, линия предполагаемого активного разлома должна находить отражение в материалах геологической съемки (известны, однако, случаи, когда даже на недавно изданных геологических картах масштаба 1 : 200000 линия доказанного активного разлома представлена как обычный стратиграфический контакт);

4. предполагаемый разлом должен логично "вписываться" в систему новейших структур района (как элемент общего структурного рисунка).

6 ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2010

Конкретное морфологическое выражение смещения в рельефе есть результат сочетания многих факторов, главными из которых являются тип смещенной формы (генетический) и кинематические параметры конкретного разрыва. Все же, как правило, активный разлом распознается, прежде всего, как той или иной высоты, крутизны и поперечной морфологии уступ в земной поверхности. Кажется очевидным, что так и должно быть при вертикальных движениях, но в виде уступа часто прослеживаются и сдвиги: смещаемые поверхности никогда не являются идеально ровными и горизонтальными, так что в одной точке разлома горизонтальными движениями могут быть совмещены первично разновысотные участки смещаемой поверхности. В этом случае, вертикальное смещение является только видимым, не свидетельствуя о наличии вертикальной компоненты смещений.

Длительные движения (множественные подвижки) по разломам с доминирующей вертикальной компонентой проявляются в "скачках" наблюдаемых амплитуд смещений при переходе от поверхности одного возраста к поверхности другого возраста или же в поперечной морфологии разломного уступа. Сдвиговые движения лучше всего распознаются по смещению в плане элементов долин водотоков разного порядка, при этом величина сдвига растет с возрастом водотока (или элемента его долины). Отклонение активного русла водотока не является обязательным: здесь роль играет соотношение скоростей сдвига и боковой эрозии в смещаемой долине. Типичные результаты сдвига - "карманы террас" и брошенные русла (рис. 1). Во втором случае обязательным является наличие неактивной ложбины вдоль разлома, соединяющей брошенное и активное русла. Соотношение компонент движения по разлому наиболее уверенно устанавливается по смещенным террасам разного (чаще – речного) генезиса: вертикальная компонента измеряется по смещению поверхности террасы, горизонтальная - ее тылового шва.

Из рассмотрения материалов в разных регионах следует важный вывод — движения длительное время происходят по одной и той же разломной плоскости. В рассмотренном примере возраст движений, т.е. смещенных форм рельефа, не выходил за голоцен — конец позднего плейстоцена. Примером наследования движениями одной плоскости в течение гораздо более длительного времени является Таласо-Ферганский разлом [66].

Палеосейсмологические аспекты

Тренчинг. Результаты применения метода тренчинга, в разнообразных тектонических и ландшафтных условиях, составляют предмет огромного количества публикаций, перечислить которые невозможно. Подробное систематическое описание метода как такового можно найти



Рис. 1. Пример активного правосдвигового разлома (полуостров Камчатский, Камчатка, по [48], с изменениями). На врезке – плановая схема смещений. Амплитуды правого сдвига: АВ – 65–70 м, CD – 30 м

в двух изданиях книги "Палеосейсмология" под редакцией Дж. Маккалпина [53, 54] и в книге "Геология землетрясений" Р. Йейтса с соавторами [72]. Ниже излагаются лишь самые общие принципы и основы тренчинга [7].

Канава представляет собой искусственное обнажение, вскрывающее разлом в той точке на линии разлома, где, по мнению исследователя, его изучение может дать результаты. Результатами являются данные о том, как часто во времени происходили подвижки по разлому (их повторяемость), каковы были направление движений и их разовая (при одной подвижке) амплитуда, а также возраст последней подвижки. Иногда данные такого рода называют палеосеймологическими или палеосейсмогеологическими, так как они позволяют судить о примерной магнитуде вызванных подвижками по разлому сильных землетрясений прошлого и представить, с той или иной степенью уверенности, что можно ожидать от данного разлома в будущем.

Интерпретация нарушенного разломом разреза опирается на известные методы структурного анализа и анализа фаций и мощностей. Особенность применения этих методов при тренчинге состоит в учете того, что подвижка по разлому деформирует не только отложения, но и земную поверхность, будь то на суше или под водой. Деформация земной поверхности приводит к формированию на ней большой или малой неровности и специфических образований (отложений) за счет нивелирования этой неровности поверхностными процессами. Процессы эрозии, денудации и аккумуляции, действуя совместно, формируют за какое-то время после подвижки по разлому новую земную поверхность, которая будет смещена следующей подвижкой по разлому, если таковая произойдет. Выявление земной поверхности прошлого (палеоповерхности), существовавшей на момент подвижки, описание ее деформации и определение ее возраста (датирование) и составляют основу палеосейсмологической интерпретации разреза. Эту поверхность Д. Пантости с соавторами [55] назвали "событийным горизон-том" (event horizon), имеющим на момент подвижки, в идеале, нулевой возраст. Таких поверхностей (событийных горизонтов) в разрезе может быть не одна, и каждая более древняя поверхность окажется деформированной всеми последующими, более молодыми, подвижками по разлому. В силу особенностей конкретного разреза, т.е. типа отложений, степени их литологической и иной контрастности и т.п., какой-то из событийных горизонтов может остаться не распознанным, и тогда возникает то, что определяется как "пропуск события" (подвижки). Или же, наоборот, какие-то элементы и особенности разреза могут быть ошибочно интерпретированы как следствие подвижки, и тогда появляется "лишнее событие".

Результаты изучения разлома в одной канаве, то есть, в точке на его линии, не могут полно характеризовать разлом в целом, даже если нет "пропуска события" и не выявлено ошибочно "лишнее событие". Если направление движений и среднюю скорость перемещений за относительно продолжительный период времени можно принять представительными для разлома на всем его протяжении и даже судить по этим параметрам о кинематике всей разломной зоны, то амплитуда одноактного перемещения — это характеристика разлома в определенной его точке. Для того, чтобы выявить, как изменялась величина смещения при какой-то подвижке по разлому по его простиранию, от точки к точке, желательно пройти ряд канав. Примерно также обстоит дело с повторяемостью подвижек. Определенная для конкретного разлома, она не может быть отнесена к структурно единой системе (зоне) разломов — оценка повторяемости сильных землетрясений, генерируемых зоной в целом, требует получения соответствующих значений для каждого из составляющих ее разломов.

В качестве примера зарисовки и интерпретации разреза приведем канаву, пройденную через один из разломов Восточно-Камчатской зоны на Камчатке (рис. 2) [47]. Пример иллюстрирует случай с несколькими подвижками. Движениями по разлому деформирована послеледниковая терраса. Кинематика вертикальных движений — сбросовая. В разрезе движения по разлому выражены деформациями почвенно-пирокластического чехла и валунно-галечных отложений его основания. Геологический и структурный анализ разреза позволяет выделить пять подвижек, две последние из которых произошли в узком временном промежутке 3.2–3.3 тыс. л. назад. Возраст трех предыдущих определен примерными значениями 10.5, 6 и 4.5 тыс. лет. Наличие в разрезе двух близких по возрасту деформаций (3200-3300 лет) может быть объяснено тем, что в районе канавы перекрылись окончаниями два последовательно обновившихся участка разлома (два сейсморазрыва). Если это так, то оценка средней продолжительности интервала между подвижками (периода их повторяемости) в данном месте разлома может выглядеть так: четыре подвижки, с возрастом самой древней 10.5 тыс. лет, самой молодой – около 3 тыс. лет. Они разделены тремя интервалами времени, каждый продолжительностью примерно 2.5 тыс. лет. Последняя цифра есть среднее значение периода повторяемости, хотя интервалы времени между подвижками различаются значительно: 3.5, 1.5 и 1.3-1.2 тыс. лет.

Как отмечено выше, для характеристики разлома в целом одной канавы недостаточно. Поэтому полученное среднее значение периода повторяемости подвижек следует рассматривать лишь как вероятное, нуждающееся в подтверждении.

Импульсность сдвиговых перемещений по активному разлому может быть выявлена по дискретности амплитуд горизонтальных смещений форм рельефа в рассматриваемом сегменте разлома [30, 69]. Метод основан на предположении, что водотоки, пересекающие разлом, формируются и эволюционируют непрерывно. Если по разлому происходили непрерывные сдвиговые перемещения, на гистограмме соотношения *амплитуда смещения/количество смещенных водотоков* будут представлены все амплитуды на фоне убывания больших амплитуд, накопившихся за длительное время. Если движения по разлому

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2010

происходили в виде сильных сейсмических импульсов, разделенных эпохами полного или относительного тектонического покоя, на гистограмме будут представлены лишь некоторые амплитуды, соответствующие подвижкам при одном, двух, трех и т.д. землетрясениях, а промежуточные значения амплитуд будут редуцированы. Именно такой случай показан на рис. 3, относящемся к Хангайскому разлому в Северной Монголии [30]. Максимум смещений 5-6 м характеризует подвижку при Болнайском землетрясении 23.07.1905 г. магнитудой M_S > 8. Важно, что максимумы большей амплитуды, представляющие результат сложения подвижек нескольких землетрясений, имеют значения 11 ± 1 ; 16.5 ± 1.5 ; 22 ± 0.5 ; 28.5 ± 1.5 ; 33 ± 1 ; 40 ± 1 ; 45 ± 1 м, т.е. кратны смещению при Болнайском землетрясении. Вероятно, эти палеоземлетрясения имели близкие магнитуды. Метод не дает возможности оценить возраст землетрясений. Для Хангайского разлома эта задача была решена изучением шурфов, вырытых в мелких впадинах pull-apart или ограниченных сбросами запрудных котловинах, возникших на участках искривления сдвига или кулисного подставления его ветвей. Появление в разрезах озерно-болотных фаций, отражающих моменты углубления впадин в результате сейсмогенной подвижки, и радиоуглеродное датирование этих фаций позволили определить возраст восьми сильных землетрясений за последние 4.5 тыс. лет [30]. Их повторяемость ~600 лет.

Археосейсмологические аспекты

Непременным условием применения археосейсмологических методов является присутствие остатков древних сооружений с четкой конфигурацией. В России это актуально для южных регионов страны и сопредельных территорий Закавказья, Средней Азии, Китая и Монголии. С привлечением археологических данных решаются три группы задач: (1) определение и уточнение параметров и сейсмического потенциала активных разломов; (2) датирование подвижек по разломам и связанных с ними структур; (3) параметризация доинструментальных землетрясений по характерным разрушениям.

Проиллюстрируем *решения задач первой группы* конкретными примерами. На рис. 4, А представлено правосдвиговое смещение на 4 м древнего могильника в Монгольском Алтае. Могильник находится на свежем сейсмогенном разрыве, который на протяжении ~160 км совпадает с Кобдинским активным разломом северо-западного простирания, а на юге (~20 км) отклоняется от него к югу [30, 36]. На 160-километровом главном отрезке молодые водотоки сдвинуты вправо на 4–5 м, смещения меньшей амплитуды отсутствуют. На юге амплитуда сдвига уменьшается. Таким образом, смещение могильника и соседних водотоков явилось результатом одноактной подвижки





Б – зарисовка разреза (юго-западная стенка канавы): серая заливка – валунно-галечные отложения основания почвенно-пирокластического чехла (показаны также отдельные валуны), слои выше – отдельные прослои тефры (Ш – вулкана Шивелуч, КС – вулкана Ксудач, ГА – вулкана Гамчен, КЛ – вулкана Ключевская, чины в метрах – амплитуды вертикального смещения поверхности валунно-галечного слоя и земной поверхности, квадратной скобкой под основанием уступа показано А – общие параметры канавы и разреза: точечная линия – поверхность террасы, пунктирные – аппроксимация поверхности террасы и валунно-галечного слоя, велиположение приразломной депрессии; латинские буквы и величины в градусах – окончания фрагментов поверхности валунно-галечного слоя и их наклон.

С – интерпретация разреза: цифры в кружках – нумерация подвижек (от древних к молодым): 1 – ~10.5 тыс. л.н., 2 – ~6 тыс. л.н., 3 – ~4.5 тыс. л.н., 4 и 5 – в интервале ~3.2–3.3 тыс. л.н.; Н2 и Н3 – поверхности несогласий (цифры соответствуют нумерации подвижек); СW – коллювиальные клинья (цифры соответ-ствуют нумерации подвижек). Следы подвижки 1 представлены фрагментами склона деградированного уступа в поверхности валунно-галечных отложений; 3P КЗ – вулкана Кизимен, чп – тонкий прослой черной тефры, разделяемые почвенными горизонтами; цифры – радиоуглеродный возраст, лет до н.в.)

и ВР – западная и восточная разломные плоскости



Рис. 2. Окончание.



Рис. 3. Гистограмма распределения амплитуд позднеголоценовых левосдвиговых смещений мелких форм рельефа на 15-километровом отрезке Хангайского разлома вдоль северного склона хр. Даган-Дэл, Северная Монголия (по оси абсцисс – амплитуды смещений в м, по оси ординат – количество смещенных форм) [30]

при землетрясении, магнитуда которого может быть оценена по соотношениям M/L и M/D (см. ниже) как 7.7–8.0. Единичные радиоуглеродные датировки позволили предположительно оценить период повторяемости таких землетрясений в зоне разлома в ~700-750 лет, что дало среднюю скорость сдвига 5-6 мм/год, близкую к скорости сдвига за средний и поздний неоплейстоцен (4-5 мм/год) [30]. Могильник является домонгольским. Поскольку катастрофические землетрясения в регионе не зафиксированы ни в эпоху Чингизидов (XII-XIV вв.), ни в эпоху китайской администрации или позднее (с конца XVII в.), наиболее вероятным представляется отнесение сейсмического события к XV-XVI вв., что согласуется и с результатами радиоуглеродного датирования.

Другие примеры демонстрируют кумулятивный эффект нескольких землетрясений. Левое смещение римского акведука по главной ветви сегмента Эль-Габ трансформного разлома Мертвого моря вблизи с. Аль-Хариф, в 5 км севернее г. Миссиаф на западе Сирии, впервые упоминается в статье [35]. В работе [51] акведук датирован I в. н.э., амплитуда сдвига определена в 13.6 м и по результатам тренчинга интерпретируется как кумулятивный эффект не менее трех подвижек, последняя из которых, возможно, вызвала землетрясение 1170 г. с $M_S = 7.7$. Позднее были уточнены возраст акведука (не древнее 63 г. до н.э.) [59] и амплитуда сдвига [33]. Она складывается из смещения по главной ветви разлома А-В на ~10 м и смещений по оперяющим нарушениям: С-D на 1-1.5 м и Е-F на 0.75 м (см. рис. 4, В-Д). Общее смещение на ~12 м за ~2000 лет дают среднюю скорость сдвига ~6 мм/год.

На рис. 4, Б представлено смещение подземной оросительной галереи по Главному Копетдагскому правому взбросо-сдвигу возле с. Пароу в Южной Туркмении [31]. Галерея выражена на поверхности колодцами, которые здесь называют кяризами. Линия кяризов смещена по разлому на ~10 м. Остатки заброшенных колодцев вблизи разлома указывают, что система восстанавливалась дважды после ее разрушения. Оно не было результатом медленных движений (крипа), поскольку при них система не могла бы функционировать сколько-нибудь длительно. Очевидно, смещения были импульсными, т.е. сейсмогенными. После последнего смещения система не восстанавливалась и была заменена новой, сохранившейся поныне. Первое известное описание кяризов относится к IV в. до н.э., т.е. они появились ~2500 лет назад. Если описываемая система относится к древнейшим и трижды разрушалась землетрясениями, период их повторяемости ~800 лет, а каждое смещение составляло ~3-3.5 м, что соответствует землетрясениям магнитудой M₈ ~ 7.3, сходной с магнитудой Ашхабадского землетрясения 1947 г.

Подобным же образом интерпретируются как кумулятивный эффект нескольких сейсмогенерирующих подвижек левые смещения древней стены [9], признанной руинами акведука [20], по Дарвазскому разлому северо-восточного простирания в Западном Памире (см. рис. 4, Е). Стена смещена на 20-21 м, как минимум, в два приема: сначала на ~15 м, после чего восстановленное продолжение стены было смещено на 5-6 м. Анализ смещений акведука, связанного с эксплуатацией золотоносных россыпей, на фоне исторического развития региона [32, 33], позволяет предположительно соотнести смещения на ~15 м с сейсмическими событиями III—X вв. н.э., а смещение на 5-6 м — с событием конца XVII в.

Вызывают интерес следы сейсмогенных нарушений, запечатленные в конструкциях монастыря Св. Симеона-Столпника (Kal'at Sim'an) в Северо-Западной Сирии, поскольку там удалось оценить деформацию межразломного блока [44]. Монастырь находится на невысоком хребте Симан, который вытянут на ССВ-ЮЮЗ между двумя кулисно расположенными сегментами одноименного субмеридионального активного левого сдвига. Выдавливание хребта обусловлено появлением компоненты сжатия на участке кулисного подставления сегментов, отклоняющемся на 10° от общего направления сдвига. Главный храм монастыря состоит из центрального восьмигранного атриума с остатками столпа Св. Симеона посередине и крестообразно примыкающих к нему четырех трехнефных базилик. Северная и южная стены восточной базилики искривлены относительно остальной конструкции на 6° (до 2-3 м) к северу – против часовой стрелки (рис. 5, А). Вблизи них сохранились основания более ранних стен, искривленных еще на 3° (до 1 м). Непосредственно к западу от западного крыла храма видны основания кладки прежнего входа, позднее перенесенного к южному крылу. Кладка искривлена относительно других элементов конструкции на 9° (до 3 м) по часовой стрелке. Наконец, еще западнее, в зоне западного сегмента разлома, сохранились остатки сооружения, южная стена кото-



Рис. 4. Сейсмогенные смещения археологических объектов по активным разломам

А – домонгольский могильник, смещенный по Кобдинскому правому сдвигу южнее пер. Ар-Хутел в Монгольском Алтае [30]; Б – подземная оросительная галерея, многократно смещенная вправо по Главному Копетдагскому разлому [31]; В–Д – акведук I в. до н.э. – I в. н.э., смещенный влево по сегменту Эль-Габ Трансформы Мертвого моря возле с. Аль-Хариф: В – план смещения акведука, по [51] с исправлениями, Г – смещения по разломам А–В и С–D, Д – смещение по разлому Е–F; Е – средневековый акведук, смещенный влево по Дарвазскому разлому в 7 км юго-западнее с. Сагирдашт, Западный Памир (1 – новое продолжение акведука, построенное вместо смещенного участка; 2 – более позднее сооружение)

рого искривлена против часовой стрелки на десятки сантиметров, хотя это искривление можно интерпретировать и как дефект конструкции. Все указанные искривления не сопровождаются видимыми разломными смещениями, т.е. представляют собой результат пластической деформации известнякового основания и кладки сооружений. Согласно модели горизонтальной деформации главного храма и капеллы, примыкающей к его восточному крылу с юга, горные массы хребта Симан выдавливаются к югу, где расстояние между кулисно расположенными сегментами разлома возрастает (см. рис. 5, Б). Изгиб против часовой стрелки сооружения на западном краю монасты-





Рис. 5. Сейсмогенные деформации монастыря св. Симеона-Столпника в зоне одноименного активного левого сдвига на северо-западе Сирии

A – вид на руины главного храма от центра западного крыла через центральную часть на восточное крыло (вдоль оси симметрии по азимуту 100°); центр алтаря в восточном крыле отклоняется от этого направления к северу; Б – модель сейсмической деформации главного храма [44]

ря указывает также на возможность S-образного латерального изгиба.

Описанные деформации явились результатом нескольких сильных землетрясений в зоне разлома Св. Симеона или в непосредственной близости от него. Главный храм был построен в 476–490 гг. н.э. Монастырь сильно пострадал от землетрясения 528 г. (M = 7.5), но был восстановлен к 560 г. Новые сейсмогенные разрушения имели место при землетрясениях 791, 951 и 972 гг. (M = 6.8–6.9). Постройки были частично восстановлены в 976–986 гг., когда монастырь вновь оказался под властью Византии. Новые разрушения и деформации были связаны как с захватом региона арабами и затем турками, так и с сильными землетрясениями 1407, 1626 и 1822 гг.

Использование археологических данных для решения задач второй группы (датирования смещенных объектов) проиллюстрируем примером, который относится к доэллинистической истории Трои, расположенной к юго-западу от Дарданелл вблизи Эгейского побережья. Между грядой Гессарлык, где находилась Троя, и расположенной севернее долиной р. Дюмрек (Симоис Гомера) протягивается субширотный разлом Трои с поднятым южным крылом [67]. На его участках, простирающихся на ЮЮЗ-ВСВ, появляется правосдвиговая компонента смещений [33]. На западе, где разлом достигает Эгейского моря, в его обоих крыльях развита молодая терраса высотой 1.5 м, сложенная тонкозернистым морским песком. На поверхности террасы найдены обломки керамики времен Классической Греции, а ¹⁴Сдатирование пробы почвенного покрова дало 1545-1805 гг. н.э. (LU-5857). Песок содержит слой переотложенной пемзы, который в южном крыле разлома поднят на 0.4-0.5 м относительно северного крыла. При наличии правосдвиговой компоненты общая подвижка могла быть больше.

Выполненное в Геологическом институте РАН петрографическое (М.И. Тучкова) и химическое (С.М. Ляпунов) изучение пемзы показало ее тождество с пемзой Великого Минойского извержения Санторина. Извержение произошло во второй половине XVII в. или второй половине XVI в. до н.э. Первая дата лучше соответствует ¹⁴С определениям, а вторая – археологическим данным и представляется более убедительной [32]. Исходя из выявленной длины разлома Трои (20–25 км), смещения слоя пемзы (>0.4-0.5 м) и их корреляционных соотношений с магнитудой землетрясения, которое могло быть вызвано этой подвижкой [70], мы оцениваем магнитуду как $M_s = 6.7$. Землетрясение произошло после Минойского извержения, но до того, как пески были выведены из-под уровня моря и стали террасой, на которой оказалась керамика эпохи Классической Греции. В стенах Трои VI сохранились следы сейсмического воздействия (рис. 6, Д, Е), стало быть, землетрясение могло произойти до или во время Троянской войны, датированной ~1180 г. до н.э. [45].

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2010

Для оценки интенсивности сотрясений при землетрясениях прошлого важное значение имеет решение задач третьей группы – изучение разрушений и повреждений археологических объектов, вызванных вторичными сейсмогенными нарушениями и действием ударной волны. Примеры таких повреждений описал А.А. Никонов [1, 18], а в зарубежной литературе систематизировал С. Стирос [40]. Важнейшая из обсуждаемых задач - отличить сейсмогенные воздействия от прочих разрушений и повреждений древних сооружений (например, в результате обветшания, пожара, войны и т.д.). Нами выделены три типа бесспорно сейсмогенных воздействий на древние сооружения. Первый тип - вертикальный или горизонтальный изгиб стен, нередко сопровождаемый их разрывом (см. рис. 6). Второй тип – вращение элементов конструкции вокруг горизонтальной или вертикальной оси, повторяющееся в нескольких соседних сооружениях (рис. 7). Третий тип – однонаправленное падение элементов конструкции. Примером последнего служит падение стены античной агоры и колонн в Пальмире, Сирия, на юго-восток (рис. 8). Поскольку нижние части стены агоры и большинства колонн, засыпанные на высоту 1-2 м пылью и песком в средние века, не испытали подобного падения, землетрясение, очевидно, произошло позже. Источники сообщают о сейсмическом событии 1089 г., разрушившем Пальмиру, с эпицентром к северо-западу от города в поясе Пальмирид.

Приведенные примеры показывают, что археосейсмологические исследования дают наиболее убедительные результаты при их комплексном использовании совместно с геолого-геоморфологическим изучением активных разломов, анализом исторических данных и материалов палеосейсмологии. При таком сочетании иногда удается построить карты изосейст доинструментальных землетрясений, которые важны для параметризации сейсмогенерирующих зон и оценки их воздействий на окружающие территории.

ЗНАЧЕНИЕ ИЗУЧЕНИЯ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ

Фундаментально-научное значение данных об активных разломах

В общем, разломы представляют хрупкие деформации земной коры, а их скопления (зоны) могут рассматриваться как проявление делимости земной коры и литосферы на подвижные и менее мобильные, относительно жесткие, слабо или вовсе недеформирующиеся области между ними. Существенной характеристикой активных разломов является то, что данные о них описывают один и тот же короткий временной интервал (позднеплейстоцен-голоценовый), что делает возможным рассматривать активные структуры, даже отстоящие друг от друга на значительные



Рис. 6. Вторичные сейсмогенные деформации и смещения элементов древних конструкций

А – финикийский Угарит эпохи поздней бронзы (Западная Сирия), землетрясение ~1365 г. до н.э.; Б – Кносский дворец эпохи поздней бронзы (Крит, Греция); В – дворец в Малии эпохи средней бронзы (Крит, Греция); Г – спуск в бассейн в Хирбет-Кумране I в. до н.э. (Мертвое море, Израиль), землетрясение 31 г. до н.э.; Д – дворец М Трои-VI эпохи поздней бронзы (Западная Турция), землетрясение ~1300 г. или ~1180 г. до н.э.; Е – крепостная стена Трои-VI с разрушенным антисейсмическим зацепом



Рис. 7. Сейсмогенные вращения блоков древних сооружений

А – Баптистерий монастыря Св. Симеона, конец V в.– начало VI в. н.э. (Северо-Западная Сирия), землетрясение 528–529 гг.; Б – византийский Теланиссос IV– VI вв. н.э. (Северо-Западная Сирия); В – византийская церковь в Расафе, ~VI в. н.э. (правобережье Евфрата, Сирия)

расстояния, как кинематически и динамически связанные и, таким образом, восстанавливать режим деформирования обширных пространств литосферы, земной коры и земной поверхности.

В качестве примера фундаментально-научного приложения данных об активных разломах коснемся вопроса выделения границ литосферных микроплит в северном окружении Пацифики — Охотоморской и Берингийской, приняв в качестве исходного то положение, что границы плит должны быть проявлены в системах активных деформаций, и системы эти должны быть замкнуты, непрерывны.

Границы Охотоморской плиты, в принятой большинством исследователей конфигурации, проводятся вдоль глубоководного желоба Курило-Камчатской островной дуги, через остров Хоккайдо, вдоль острова Сахалин и далее на север до системы поднятий хребтов Момский и Черский, а от них на юго-восток в район западного окончания Алеутской островной дуги (рис. 9). В Охотском море связующим звеном между разломами Сахалина и северного Приохотья могла бы быть меридиональная Кашеваровская зона разломов [71], смещенная относительно Сахалина к востоку.

Сахалин является тектоническим поднятием, протяженность которого с юга на север вряд ли случайна. Можно предположить, что системы активных разломов острова связаны с формированием и деформацией поднятия и, в таком случае, не распространяются за его пределы, в частности,

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2010



Рис. 8. Однонаправленное сейсмогенное падение элементов древних сооружений Пальмиры II–III вв. н.э. (Сирия) в результате землетрясения 1089 г. А – падение стены агоры на ЮВ; Б – роза-диаграмма направлений падения колонн

за его северное окончание. Ни один из разломов Кашеваровской зоны не продолжается на северное побережье Охотского моря единственным предполагаемым там активным разломом — Кетандинским. Хотя распространение современной (инструментально зафиксированной) сейсмичности может быть лишь косвенным, а не решающим аргументом в решении вопроса, является та или иная зона активной, все же отметим, что акватория Охотского моря к северу от Сахалина полностью асейсмична.

Предполагается, что в Северном Приохотье сегменту границы Охотоморской плиты соответствует активный разлом Улахан и что в левосторонних движениях по нему (установленных) и правосторонних (предполагаемых) по Кетандинскому разлому реализуется направленное к югу смещение Охотоморской плиты относительно Евразиатской и Северо-Американской плит [58]. Однако прослеживание линии разлома Улахан показывает, что он протягивается на юго-восток не далее юго-восточного борта Сеймчано-Буюндинской кайнозойской впадины, т.е. заканчивается примерно в 150–160 км (по простиранию) от линии западного побережья залива Шелихова. В пределах этих примерно полутора сотен километ-



Рис. 9. Соотношение границ предполагаемых Охотоморской и Берингийской плит и основных активных разломов Жирные серые линии – границы Охотоморской (О) и Берингийской (Б) плит (по [50, 58], черные линии – разломы (пунктирные линии – предполагаемые, на Аляске – по [56], генерализовано). *1* – активные разломы достоверные (*a*) и предполагаемые (*б*); *2* – кинематика разломов: сдвиги (*a*, незалитая стрелка для предполагаемой), сбросы (*б*) и взбросы (*в*), *3* – границы плит. Цифры в кружках – названия упоминаемых в тексте разломов и зон: 1 – Кетандинский, 2 – Улахан, 3 – Ланково-Омолонская, 4 – Денали

ров какие-либо разломы северо-западного простирания не обнаружены. Самым серьезным основанием предполагать, что разлом Улахан (или какой бы то ни было еще разлом) не протягивается далее на юго-восток. является наличие северовосточного простирания разломов, образующих известную Ланково-Омолонскую зону, протягивающуюся вдоль северо-западного побережья залива Шелихова. Зона в целом не несет каких-либо следов поперечных деформаций, которых можно было бы ожидать при продолжении северо-западных активных разломов к заливу Шелихова. На другой стороне пролива Шелихова, в западном обрамлении Командорской котловины, также неизвестны четвертичные или активные поперечные структуры, которые можно было бы интерпретировать как проявления северной границы Охотоморской плиты.

Таким образом, прослеживание границ Охотоморской плиты обнаруживает в них очевидные "пробелы", что означает нарушение принципа непрерывности границ плит.

Пример несоответствия принципу отражения границ плит в линейных зонах тектонических деформаций предоставляет и Берингийская плита в конфигурации, предложенной в [50]. В особенности это касается границы плиты на Аляске, где она проводится от Арктического побережья к Тихому океану поперек крупнейших правосторонних сдвигов полуострова. При этом оказывается, что восточная (с субширотным и северо-западным простиранием) часть разлома Денали принадлежит Северо-Американской плите, а юго-западная (северо-восточного простирания) — Берингийской.

Таким образом, данные о распространении активных разломов показывают, что вопрос существования Охотоморской и Берингийской микроплит далек от решения. Это заставляет рассматривать в качестве возможных иные представления о тектонических процессах в северном окружении Пацифики, например, экструзивную модель активных деформаций на Аляске Шолла [60] или модель единой переходной зоны с внутренними разрывнопластическими деформациями [46].

Оценка сейсмического потенциала активных разломов

Подходы к решению задачи определения сейсмического потенциала разлома, т.е. максимальной магнитуды (Ммах) землетрясения, которое могла бы вызвать подвижка по нему, были найдены при изучении корреляционных связей между параметрами современных сейсморазрывов (линий выхода на поверхность части плоскости разлома, по которой произошла подвижка) и характеристиками землетрясения, вызванного подвижкой. Выявляемые связи и предлагаемые уравнения регрессий опираются на разные по объему и географическому охвату базы данных (региональных, мировых) [4, 25, 27, 29, 61]. Уравнения, в общем, имеют вид $M = a \times b \, lgL$ и $M = c \times$ × d lgD, где L — длина сейсморазрыва (километ-

ры), **D** – величина общего смещения (метры). Коэффициенты $\mathbf{a}, \mathbf{b}, \mathbf{c}$ и \mathbf{d} существенно варьируют в разных регионах и для Земли в целом по данным разных авторов. В качестве стандартных, чаще всего, используются зависимости, выявленные Д. Уеллсом и К. Копперсмитом на основе мировой базы данных [70]. Ими связаны моментная магнитуда землетрясения, длина сейсморазрыва и величины одноразовых смещений (максимальные, средние, с учетом типа подвижки и без). Авторами упомянутой работы было показано, что использование в качестве независимой переменной величины одноразовой подвижки (общей максимальной или средней, с учетом всех компонент и без него) приводит к широкому разбросу значений. Основная проблема здесь связана с тем, что величина одноразового общего смещения (палеоподвижки) может значительно варьировать вдоль разрыва, а способа точно решить, близка ли измеренная в одной точке на разрыве амплитуда смещения к максимальной, минимальной или средней, не существует. Выход из ситуации возможен лишь при идентификации возможно большего ряда величин смещений и восстановлении характера их вариаций вдоль разрыва.

Наиболее вероятное максимальное значение магнитуды Ммах дает использование в качестве переменной длины сейсморазрыва. Рассмотрим возникающие здесь проблемы.

Известно, что крупные зоны активных разломов генерируют землетрясения посегментно (сверхсильные землетрясения типа Чилийского 1960 г. или Аляскинского 1964 г., охватившие несколько сегментов, являются исключениями и не могут приниматься в расчет). Поэтому сегментация активных разломов и их зон является важнейшей задачей для расчета соотношений M_{max}/L, но, в то же время, представляет и основную проблему при оценке Ммах активных разломов. Определение характерной длины сегмента того или иного разлома, т.е. длины его участка, который может обновиться при будущей подвижке (длины будущего сейсморазрыва [41]), вносит гораздо большую неопределенность в оценку М_{мах}, чем использование разных зависимостей.

Считается, что сегменты разлома отличаются структурным рисунком и/или основными параметрами движений (скорость, направление и т.д.) [72]. Они могут образовывать отдельные кулисы сдвигового ряда разрывов, заканчиваться местами заметного изменения простирания единого разлома или сочленением разломов разных простираний. При всей кажущейся логичности такого подхода, проблема состоит в том, что сегментация разломов и разломных зон есть результат вероятностный, и уверенности в том, что сегмент выделен правильно, не может быть.

Приведем два примера очевидного несоответствия распространения современных сейсмораз-

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2010

рывов вдоль линий активных разлома их возможной сегментации. Первый пример – сейсморазрыв, появившийся во время землетрясения 2002 г. (M_w = 7.9) на активном разломе Денали на Аляске. Разлом дугообразный - широтный в центральной части, на востоке он плавно меняет простирание на северо-западное и там сочленяется под острым углом с разломом Точунда. Очевидно, что смыкание двух разломов следовало бы считать одним из ограничений распространения будущего сейсморазрыва. В крайнем случае, можно было бы предположить, что будущий сейсморазрыв распространится на некоторое расстояние по разлому Денали, сохраняя свое простирание. В действительности, при землетрясении 2002 г. реализовался самый маловероятный сценарий: линия сейсморазрыва следует по линии разлома Денали, на восток от эпицентра, доходит до его смыкания с разломом Точунда, а затем поворачивает и примерно на протяжении 70 км следует вдоль линии последнего [43].

Второй пример — сейсморазрыв Олюторского землетрясения 2006 г. ($M_w = 7.6$). Сейсморазрыв представлен несколькими кулисами общей длиной около 140 км [22, 23]. Центральная и северовосточная кулисы обладают существенно разной кинематикой (премущественно правосдвиговой и взбросовой соответственно). Считается, что лишь "зазор" между кулисами величиной в сотни метров не может быть ограничением сегмента разлома [72]. В рассматриваемом случае он составляет около 14 км. Иначе говоря, до землетрясения два кулисно расположенные отрезка активного разлома, скорее всего, были бы отнесены к его разным сегментам.

Несмотря на описанные выше проблемы, отметим, что описанный выше подход к определению Ммах будущего землетрясения остается в настоящее время единственным доступным и применяемым на практике. С теми или иными вариациями он использовался при создании карт общего сейсмического районирования OCP-97, будет применяться при работах по OCP-2012. Прогресс здесь будет связан, прежде всего, с расширением баз данных и, соответственно, с уточнением связей между параметрами подвижек по разлому и вызываемого ими землетрясения. Сложной и, очевидно, до конца не решаемой задачей останется сегментация активных разломов.

Изменения скорости накопления упругой деформации в зонах разломов

Все карты общего и детального сейсмического районирования и в России, и за рубежом основываются на общем принципе: если в зоне сейсмоактивного разлома зарегистрировано максимальное землетрясение определенной магнитуды (инструментальное, историческое или установленное методами архео- или палеосейсмологии), то магнитуда ожидаемого в будущем максимального землетрясения принимается (с разной вероятностью для разных отрезков времени) не ниже этого события. Соотношения магнитуд и повторяемости землетрясений считаются при этом неизменными для всего учитываемого в расчетах интервала времени (до десятков тысяч лет). При таком подходе игнорируются возможные временные изменения напряженно-деформированного состояния. Приводимые ниже данные указывают на возможность таких изменений, хотя они остаются гипотетическими.

Анализ инструментальных и исторических землетрясений Альпийско-Гималайского пояса между 15 и 80° в.д., дополненный данными археои палеосейсмичности, выявил в наиболее изученных зонах активных разломов наличие цикличности сейсмических проявлений. Эти циклы имеют разную продолжительность в разных зонах (от 300 до 700-800 лет и иногда больше) и не совпадают по времени. На основе откорректированного каталога сильных ($M_s \ge 5.7$) землетрясений региона, приведенного в работе [32], был выполнен расчет временного распределения количества сейсмической энергии, выделенной в поясе за 5000 лет. Хотя каталог включал только сильные события, даже для них он оказался неполным, и составленная гистограмма отражала, прежде всего, постепенное убывание наших знаний в глубь времен (рис. 10, А). Тем не менее, на гистограмме наметились более долговременные изменения.

Чтобы преодолеть эффект убывания знаний и выявить наметившиеся изменения сейсмичности, мы использовали каталог с двумя поправка-Во-первых, учитывая приблизительную МИ. оценку количества незарегистрированных доинструментальных сейсмических событий, аргументированную в работе Г.Л. Голинского [5], мы увеличили в полтора раза количество сейсмической энергии, выделенной землетрясениями XVIII и XIX вв., и в два раза – более ранними сейсмическими событиями по сравнению с инструментально зафиксированными землетрясениями XX в. Во-вторых, исторические землетрясения были нормированы с учетом площадей их устойчивой регистрации. Древнейшие сейсмические события выявлены на небольших площадях методами архео- и палеосейсмологии. С середины I тысячелетия до н.э. до второй половины I тысячелетия н.э. области устойчивой регистрации ограничивались Средиземноморьем и Ближним Востоком. В IX-X вв., с расцветом Арабского Халифата, они распространились на Средний Восток и оазисы Центральной Азии и лишь в XII в. охватили христианскую Юго-Восточную Европу. В Индии и горах Центральной Азии сильные землетрясения начали устойчиво регистрировать только в XIX в. с приходом английской и русской колониальной администрации. С внесением поправок в гистограмму выделенной сейсмической

энергии общая цикличность сейсмического процесса обозначилась отчетливее (см. рис. 10, Б). Наряду с "двугорбым" всплеском сейсмичности с середины XVII в. до середины XX в. выделился такой же всплеск с середины IV до конца VI в. По архео- и палеосейсмическим данным обозначился всплеск XV-XIII вв. до н.э. Его наращивают, маскируя, сильнейшее землетрясение или землетрясения, связанные с Великим Минойским извержением Санторина второй половины XVI в., но, очевидно, их геодинамическая природа иная. Наконец, нечетко наметился по палеосейсмологическим данным всплеск XXV в. - первой половины XXIII в. до н.э. Интервалы времени между сопоставимыми фазами всплесков разнятся: 1250-1300 лет между первым и вторым, 1800-1850 лет между вторым и третьим и 1300-1350 лет между третьим и четвертым.

Высказывалось предположение, что эта цикличность (как и синхронные с ней климатические изменения) определялись изменениями параметров вращения геосфер, проявленными в вариациях магнитного поля [3, 32]. Как бы то ни было, они отличаются от "обычных" сейсмических циклов и, возможно, отражают волновые вариации напряженно-деформированного состояния активных зон. Независимо от природы таких колебаний, если учитывать их в долговременном прогнозе сейсмичности, вероятность возникновения землетрясений максимальной магнитуды в начале XXI в. стала ниже, чем в конце XIX – начале XX вв. Во всяком случае, этот аспект изменений сейсмичности требует дальнейшего изучения.

Активная тектоника платформ

К настоящему времени достоверные разломные деформации (плоскости разрывов со смещением позднечетвертичных отложений или форм рельефа) в пределах Восточно-Европейской платформы не обнаружены. Особенно это касается ее центральных, удаленных от окружающих подвижных поясов, частей. Тому могут быть два объяснения.

1. Первое – малая вероятность обнаружения активного разлома. При принятом для платформ интервале времени в 400 тыс. лет, анализируемом для выявления активных разломов [52] (напомним, что из практики специальных исследований такие значения продолжительности интервала повторяемости подвижек не известны), скорость накопления упругих деформаций должна быть чрезвычайно низкой. Например, индивидуальной подвижке величиной в 1 м будет соответствовать средняя скорость смещений по разлому всего 0.0025 мм в год. Кроме того, следует учитывать, что рельеф значительной части платформы существенно модифицирован ледниковыми процессами четвертичного времени, относительно древние поверхности сохранились лишь фрагментарно и только в областях поднятий. Вероятность же подвижки в голоцене, при принятом максимальном



Рис. 10. Гистограмма количества сейсмической энергии (в Дж), выделенной землетрясениями с M_S ≥ 5.7 в центральной части Альпийско-Гималайского горного пояса от Карпато-Балканского и Эгейского регионов до Центральной Азии с 3200 г. до н.э. до конца XX в., по [32] с исправлениями (А), и та же гистограмма, перестроенная с поправками на неполное выявление сильных доинструментальных землетрясений и площади их устойчивой регистрации (Б) Гистограммы построены по 50-летним временным интервалам. Энергия, выделенная промежуточными (очаги глубже 70 км) землетрясениями XX в., показана темным цветом

периоде их повторяемости в 400 тыс. лет, оказывается пренебрежимо малой (первые проценты).

2. Второе объяснение подразумевает, что, в принципе, разломообразование в пределах платформы является процессом весьма маловероятным. Это следует из чрезвычайно малых градиентов новейших и четвертичных движений, соответствующих наклонам поверхностей основных разделов земной коры, слоев осадочного чехла и рельефа в доли градуса [12].

Можно предположить, что разломные деформации более вероятны в краевых частях платформы, ближе к ее подвижному окружению. Разрывные плоскости со смещением молодых рыхлых отложений (включая позднеголоценовые, с возрастом в первые тысячи лет) на величину до первых десятков сантиметров наблюдались А.А. Никоновым в отдельных местах в широкой "переходной полосе" от Русской плиты к Фенноскандинавскому щиту [19]. С.Б. Николаева [16] выделила на севере Кольского полуострова следы послеледниковых сейсмодеформаций, включая первичные (сейсмотектонические), а также сбросовые уступы высотой до 20-25 м. При всей важности этих наблюдений, все же отметим, что их тектоническая интерпретация нуждается, очевидно, в дополнительном обосновании. Так, например, малоамплитудные разрывы в тонких флювиогляциальных отложениях Э.А. Левков [10] относил к образованиям гляциотектоническим, поверхностным, а параметры предполагаемых разрывов на Кольском полуострове (несоразмерные очень небольшой длине разрывов высота уступов или ширина зоны деформаций), явно отличают их от типичных разломов подвижных областей. Тем не менее, линейные элементы в современном облике платформы существуют. В общем, их можно определить как линеаменты, природа которых, видимо, многообразна и должна исследываться конкретно в каждом случае. Общее решение проблемы их происхождения было предложено В.И. Макаровым [14], обосновавшим их, в целом, молодой (четвертичный) возраст и определившего их как геодинамически активные зоны платформ – линейные, иногда изометричные, объемы земной коры с повышенными градиентами напряжений, деформаций и движений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье показано теоретическое и практическое значение изучения активных разломов, особенности методики их выявления и параметризации. С активными разломами связан ряд природных опасностей. Помимо деформации поверхности, землетрясений и, местами, извержений вулканов, это обвально-оползневые (не всегда сейсмогенные), про-(разного генезиса) салочные И мерзлотнотермокарстовые явления, гидрогеологические изменения, аномальные эрозионно-абразионные и аккумулятивные проявления, патогенные и даже мутагенные воздействия на биоту и человека. Их эффект может усиливаться под влиянием техногенных воздействий (горные работы, откачка воды и углеводородов, заполнение водохранилищ, прокладка коммуникаций, изменения растительности и т.д.). Разнообразные природные процессы и техногенные воздействия на них находятся в сложном взаимодействии, в результате которого в конкретных геологических условиях их интегральное воздействие на систему жизнеобеспечения и строительные объекты может стать катастрофическим, даже если воздействие каждого процесса катастрофического порога не достигает.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Антонова И.А., Никонов А.А. Следы разрушительных землетрясений в Херсонесе и окрестностях в римское время и в раннем средневековье // Очерки истории христианского Херсонеса. СПб.: Алетейя, 2009. С. 14–51.
- Богданович К.И., Карк И.М., Корольков В.Я., Мушкетов Д.И. Землетрясение в северных цепях Тянь-Шаня 22 декабря 1910 г. (4 января 1911 г.) // Труды Геол. Ком. Нов. сер. 1914. Т. 89. С. 1–170.
- Бурлацкая С.П. Археомагнетизм. Изучение древнего геомагнитного поля. М.: ИФЗ АН СССР, 1987. 248 с.
- Ваков А.В. Геометрические параметры очагов и магнитуды землетрясений с разными типами движений // Вопросы инженерной сейсмологии. 1992. Вып. 33. С. 40–53.
- 5. Голинский Г.Л. Определение основных параметров сильных землетрясений для оценки сейсмической опасности территории Туркменистана. Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М.: ИФЗ РАН, 2000. 28 с.
- Кожурин А.И., Востриков Г.А. Приокеанические подвижные пояса // Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов. М.: Наука, 1988. С. 67–151.
- 7. Кожурин А.И., Пономарева В.В., Пинегина Т.К. Активная разломная тектоника юга Центральной Камчатки // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 2. Вып. № 12. С. 7–24.
- 8. Копп М.Л., Расцветаев Л.М., Трифонов В.Г. Тектонические трещины, образовавшиеся при голоценовых землетрясениях Центрального Копетдага и его предгорий // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. № 7. С. 59–69.
- 9. Кучай В.К., Трифонов В.Г. Молодой левый сдвиг в зоне Дарваз-Каракульского разлома // Геотектоника. 1977. № 3. С. 91–105.
- Левков Э.А. Гляциотектоника. Минск: Наука и техника, 1980. 279 с.
- Лунина О.В. Формализованная оценка степени активности разломов в плиоцен-четвертичное время (на примере Байкальской рифтовой зоны) // Геология и геофизика. 2010 (в печати).
- 12. *Макаров В.И.* Некоторые проблемы изучения новейшей тектоники платформенных территорий (на примере Русской плиты) // Разведка и охрана недр. 1997. № 1. С. 20–26.
- Макаров В.И. Четвертичная тектоника и геодинамика платформенных территорий: актуальные проблемы изучения // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 2008. № 68. С. 10–25.
- Макаров В.И., Дорожко А.Л., Макарова Н.В., Макеев В.М. Современные геодинамически активные зоны платформ // Геоэкология. 2007. № 2. С. 99– 110.
- Мушкетов И.В. Верненское землетрясение 28 мая (9 июня) 1887 // Тр. Геолкома. 1890. Т. 10. № 1. 154 с.
- 16. *Николаева С.Б.* Разрушительные землетрясения в окрестностях города Мурманска (по палеосейсмо-

2010

логическим данным) // Вулканология и сейсмология. 2008. № 3. С. 52–61.

- 17. *Никонов А.А.* Голоценовые и современные движения земной коры: Геолого-геоморфологические и сейсмотектонические вопросы. М.: Наука, 1977. 240 с.
- Никонов А.А. Гибель античных городов Диоскурии и Себастополиса как результат сейсмических воздействий // Геоэкология. 1997. № 4. С. 104–115.
- 19. Никонов А.А. Основные черты новейшей тектоники и геодинамики переходной полосы от Фенноскандинавского щита к Русской плите // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Материалы XLIII Тектонического совещания. Том 2. М.: ГЕОС, 2010. С. 97–100.
- Никонов А.А., Веселов И.А., Ваков А.В. Деформации древних ирригационных каналов как показатели сейсмотектонических движений по крупным зонам разломов северного фланга Памира // Прогноз больших сейсмических воздействий. М.: 1984. С. 137–147. (Вопросы инженерной сейсмологии. Т. 25).
- Овсюченко Н.И. Изучение современной активности тектонических нарушений в сейсмоопасных районах // Геопрофи. 2006. № 1. С. 51–55.
- Пинегина Т.К., Константинова Т.Г. Макросейсмическое обследование последствий Олюторского землетрясения 21 апреля 2006 года // Вестник КРАУНЦ. Серия Науки о Земле. 2006. № 1. Вып. 7. С. 169–173.
- Рогожин Е.А., Овсюченко А.Н., Мараханов А.В., Новиков С.С. Тектоническая позиция и геологические проявления Олюторского землетрясения 2006 г. в Корякии // Геотектоника. 2009. № 6. С. 3–23.
- 24. Солоненко В.П. Палеосейсмогеология // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1973. № 9. С. 3–16.
- Солоненко В.П., Тресков А.Л., Жилкин В.М. и др. Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М.: Наука, 1968. 220 с.
- 26. Стром А.Л. Сопоставление параметров современных и палеосейсмодислокаций // Физика Земли. 1993. № 9. С. 38–42.
- Стром А.Л., Никонов А.А. Корреляция между параметрами сейсмодислокаций и магнитудами землетрясений // Физика Земли. 1997. № 12. С. 55–67.
- Трифонов В.Г. Аэрокосмические и наземные методы изучения молодых разрывных нарушений (на примере Копетдага) // Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология. Т. 5. М.: ВИНИТИ, 1976. С. 103–113.
- Трифонов В.Г. Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983. 224 с.
- 30. *Трифонов В.Г.* Особенности развития активных разломов // Геотектоника. 1985. № 2. С. 16–26.
- Трифонов В.Г. Общие черты и особенности современной геодинамики континентов // Геодинамика и эволюция тектоносферы. М.: Наука, 1991. С. 144–160.
- 32. *Трифонов В.Г., Караханян А.С.* Геодинамика и история цивилизаций. М.: Наука, 2004. 668 с.
- 33. *Трифонов В.Г., Караханян А.С.* Динамика Земли и развитие общества. М.: ОГИ, 2008. 436 с.
- 34. Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. М.: ГЕОС, 2002. 250 с.

- 35. *Трифонов В.Г., Трубихин В.М., Аджамян Ж. и др.* Левантская зона разломов на северо-западе Сирии // Геотектоника. 1991. № 2. С. 63–75.
- Хилько С.Д., Курушин Р.А., Кочетков В.М. и др. Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии. М.: Наука, 1985. 225 с.
- 37. Хромовских В.С. Сейсмогеология Южного Прибайкалья. М.: Наука, 1965. 121 с.
- Active tectonics. Washington, D.C.: Nat. Acad. Press, 1986. 266 p.
- Allen C.R. Geological criteria for evaluating seismicity // Bull. Geol. Soc. Amer. 1975. Vol. 86. № 8. P. 1041– 1057.
- Archaeoseismololy/Eds. S. Stiros and R.E. Jones. Athens: I.G.M.E. and the British School at Athens, Fitch Lab. Occasional paper 7. Oxford: Oxbow Books, 1996. 268 p.
- 41. *dePolo C.M., Ckark D.G., Slemmons D.B., Ramelli A.R.* Historical surface faulting in the Basin and Range province, western North America: Implications for fault segmentation // Journal of Structural Geology. 1991. Vol. 13. № 2. P. 123–136.
- 42. Geologische Rundschau. 1955. Vol. 43.
- 43. *Haeussler P.J., Schwartz D.P., Dawson T.E. et al.* Surface Rupture and Slip Distribution of the Denali and Totschunda Faults in the 3 November 2002 M 7.9 Earthquake, Alaska // Bull. Seismol. Soc. Amer. 2004. Vol. 94. № 6B. P. S23–S52.
- 44. Karakhanian A.S., Trifonov V.G., Ivanova T.P., Avagyan A., Rukieh M., Minini H., Dodonov A.E., Bachmanov D.M. Seismic deformation in the St. Simeon Monasteries (Qal'at Sim'an), Northwestern Syria // Tectonophysics. 2008. Vol. 453. P. 122–147.
- 45. *Korfmann M.O.* Troia/Wilusa. Guidebook. Tübingen: Canakkale-Tübingen Troia Foundation, 2005. 150 p.
- Kozhurin A.I. Active faulting at the Eurasian, North American and Pacific plates junction // Tectonophysics. 2004. Vol. 380. P. 273–285.
- Kozhurin A.I., Acocella V., Kyle P.R. et al. Trenching active faults in Kamchatka, Russia: paleoseismological and tectonic implications // Tectonophysics. 2006. Vol. 417. P. 285–304.
- Kozhurin A.I. Active Faulting in the Kamchatsky Peninsula, Kamchatka-Aleutian Junction // Volcanism and Subduction: the Kamchatka Region. Geophysical Monograph Series 172. AGU. 2007. P. 111–120.
- Kumamoto T. Long-term conditional seismic hazard of Quaternary active faults in Japan // J. Seismol. Soc. Japan. 1998. Vol. 50. P. 53–71 (in Japanese, English abstract).
- Mackey K.G., Fujita K., Gunbina L.V. et al. Seismicity of the Bering Strait region: evidence for a Bering block // Geology. 1997. Vol. 25. P. 979–982.
- 51. *Meghraoui M., Gomez F., Sbeinati R. et al.* Evidence for 830 years of seismic quiescence from palaeoseismology, archaeoseismology and historical seismicity along the Dead Sea fault in Syria // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. Vol. 210. P. 35–52.
- Nikonov A.A. Active faults: definition and identification problems // Research on active faults, 4. Beijing: Seismol. Press, 1995. P. 140–152.
- Paleoseismology / Ed. J.P. McCalpin. Intern. Geophys. Series. Vol. 62. Academic Press, 1996. 588 p.
- Paleoseismology. Second edition / Ed. J.P. McCalpin. Intern. Geophys. Series. Vol. 95. Academic Press, 1996. 613 p.

- Pantosti D., Schwartz D.P., Valensise G. Paleoseismology along the 1980 surface rupture of the Irpinia fault: implications for earthquake recurrence in the southern Apennines, Italy // J. Geophys. Res. 1993. Vol. 98. P. 6561–6577.
- Plafker G., Berg H.C. The Geology of Alaska // Eds. Plafker G., Berg H.C. The Geology of Alaska: the Geology of north America. Vol. G-1: Boulder, CO, Geological Society of America, 1994. P. 1055.
- 57. *Reid H.F.* The mechanics of the earthquake. In: The California earthquake of April 18, 1906. Rep. of the State Earthquake Invest. Comm. Wash.: Carnegie Inst. Publ., 1910. Vol. 2. 192 p.
- Riegel S.A., Fujita K., Koz'min B.M. et al. Extrusion tectonics of the Okhotsk plate, Northeast Asia // Geophys. Res. Lett. 1993. Vol. 20. P. 607–610.
- 59. Sbeinati M.R., Meghraoui M., Suleyman G. et al. Timing of earthquake ruptures at the Al Harif aqueduct (Dead Sea fault) from archaeoseismology, paleoseismology and tufa cores // Intern. Workshop on Active Tectonic Studies and Earthquake Hazard Assessment in Syria. Abstracts. Damascus, 2009. P. 78.
- Scholl D.W. Viewing the tectonic evolution of the Kamchatka-Aleutian (Kat) connection with an Alaska crustal extrusion perspective // Volcanism and Subduction: the Kamchatka Region. Geophysical Monograph Series 172. AGU. 2007. P. 3–36.
- Shebalin N.V., Trifonov V.G., Kozhurin A.I. et al. A unified seismotectonic zonation of Northern Eurasia // J. Earthquake Predict. Res. 2000. Vol. 8. № 1. P. 8–31.
- Sieh K.E. Prehistoric large earthquakes by slip on the San Andreas Fault at Pallett Creek, California // J. Geophys. Res. 1978. Vol. 83. № B8. P. 3907–3939.

- 63. *Trifonov V.G.* The map of active faults in Eurasia: principles, methods, and results // J. Earthquake Prediction Res. 1996. Vol. 5. № 3. P. 326–347.
- 64. Trifonov V.G. Using active faults for estimating seismic hazard // J. Earthquake Predict. Res. 2000. Vol. 8. № 2. P. 170–182.
- 65. *Trifonov V.G., Machette M.N.* The World map of major active faults Project // Ann. Geofis. 1993. Vol. 36. № 3–4. P. 225–236.
- 66. *Trifonov V.G., Makarov V.I., Skobelev S.F.* The Talas-Fergana active right lateral fault // Ann. Tectonicae. Special Issue. 1992. Supplement to Vol. 6. P. 224–237.
- 67. *Tutkun S.Z., Pavlides S.B.* The Troy fault // Bull. Geol. Soc. Greece. 2005. Vol. 37. P. 194–200.
- 68. *Wallace R.E.* Structure of a portion of the San Andreas rift in southern California // Bull. Geol. Soc. Amer. 1949. Vol. 60. № 4. P. 781–806.
- 69. *Wallace R.E.* Notes on stream channels offset by the San Andreas fault, southern Coast Ranges, California // Proc. of Conf. on Geol. Probl. of San Andreas Fault System. Stanford Univ. Publ. Geol. Sci. 11. 1968. P. 6–20.
- Wells D.L., Coppersmith K.H. Empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture area, and surface displacement // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1994. Vol. 84. P. 974–1002.
- Worral D.M., Kruglyak V., Kunst F., Kuznetsov V. Tertiary tectonics of the Sea of Okhotsk, Russia: far-field effects of the India-Eurasia collision // Tectonics. 1996. Vol. 15. № 4. P. 813–826.
- Yeats R.S., Sieh K., Allen C.R. The Geology of earthquakes. New York–Oxford: Oxford University Press, 1997. 568 p

Рецензенты: Н.В. Короновский, Е.А. Рогожин

Study of Active Faults: Theoretical and Applied Implications

V. G. Trifonov and A. I. Kozhurin

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia

e-mail: trifonov@ginras.ru Received March 16, 2010

Abstract—Theoretical and applied implications of the study of active faults and their identification and parametrization are discussed. The term active fault is defined as a fault with displacements that occurred in the late Pleistocene and Holocene and are expected to resume in the future. The displaced young landforms, late Quaternary sediments, and man-made constructions are the main reference marks to recognize active faults and estimate their kinematics and intensity. Since the structural pattern and parameters of all active faults are referred to the same, geologically short time interval, they are important for the study of recent geodynamics and young tectogenesis on the global, regional, and local scales. The opportunities that are opened for such investigations are illustrated by verification of the real existence of the Okhotsk and Bering minor plates. With allowance for active faults, it is possible to make tectonic and geodynamic reconstructions of the past events more plausible. Natural hazards, primarily, earthquakes, are related to active faults. The geological and geomorphic assessment of the seismic potential of active fault zones is discussed with emphasis on the maximum possible magnitude of earthquakes (M_{max}) estimated from the segmentation of the active zones, the length of particular segments (L), the empirical relationships M_{max}/L for strong recent earthquakes, as well as the resumption periods of strong earthquakes and measurement of particular seismogenic offsets by trenching and other techniques, including archeoseismological methods. A question is posed about possible perennial variations in the stress-and-strain state of active zones, which are expressed on the scale of large seismoactive regions in oscillations of released seismic energy and should be taken into account by assessment of the seismic hazard.