Сейсмология

О СЕЙСМОГЕОДИНАМИКЕ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО КОЛЛИЗИОННОГО ПОЯСА СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

© 2005 г. В.И.Уломов

Выявлены особенности пространственно-временного и энергетического развития сейсмогеодинамических процессов в трех сейсмоактивных регионах – Иран-Кавказ-Анатолийском, Центрально-Азиатском и Алтай-Саян-Байкальском, входящих в состав южного внутриконтинентального коллизионного пояса Северной Евразии. Указано на волновой характер сейсмического режима этих регионов и на различную реакцию разломно-блоковой структуры каждого из них на внешние геодинамические воздействия. На примере Центрально-Азиатского региона иллюстрируется вовлечение в геодинамические движения платформенной территории Туранской плиты. Особое значение такие исследования приобретают для Скифской плиты и Восточно-Европейской платформы, сейсмический потенциал которых может оказаться достаточно высоким.

Введение

В пределах внутриконтинентальной территории Северной Евразии наиболее опасными в сейсмическом отношении являются Иран-Кавказ-Анатолийский, Центрально-Азиатский и Алтай-Саян-Байкальский регионы, принадлежащие ее южному коллизионному поясу, высокая сейсмическая активность которого связана с давлением со стороны Аравийской, Индийской и Китайской литосферных плит. Этот пояс протягивается более чем на 8000 км – от Северной Анатолии на западе почти до Охотского моря – на востоке. Средняя его ширина порядка 1000 км. Протяженность каждого из входящих в его состав регионов составляет около 3000 км, что обусловлено размерами древних и современных зон субдукции, расположенных по периферии океанов, и их реликтов на континентах [Уломов, 1987, 1993, 1995].

Наиболее сейсмоактивен Центрально-Азиатский регион, за ним следуют Иран-Кавказ-Анатолийский и Алтай-Саян-Байкальский регионы. Ниже более детально описана сейсмичность Центральной Азии, для которой в разное время автором были выполнены сейсмогеодинамические построения [*Уломов*, 1966, 1974], подтвержденные в последние годы современными инструментальными GPS-измерениями [*Abdrakhmatov et al.*, 1996; *Уломов*, 2004]. На примере этого региона иллюстрируется вовлечение в орогенез равнинных платформенных территорий Туранской плиты и показана роль горизонтальной составляющей геодинамических движений в этом процессе.

Выполненные исследования развивают системный сейсмогеодинамический подход к изучению сейсмичности. Сейсмогеодинамика, в отличие от сейсмотектоники, характеризующей преимущественно статику и геометрическую связь сейсмических очагов с глубинным строением, рассматривает природу сейсмичности как результат движений земной коры и всей литосферы с учетом их иерархической структуры, прочностных свойств, силовых полей напряжений и деформаций, а также процессов разрушения на разных масштабных уровнях – от локальных очагов отдельных землетрясений до региональных и глобальных сейсмогенерирующих объектов [Уломов, 1974].

Все сейсмологические материалы, используемые ниже для анализа сейсмического режима каждого из регионов, вполне кондиционны и однородны по своим энергетическим (магнитудным) характеристикам. Результаты исследований наглядно демонстрируют различия в сейсмогеодинамическом развитии трех рассматриваемых регионов, отличающихся друг от друга по возрасту, структуре, прочностным свойствам, внешней и внутренней геодинамике.

Сейсмический режим регионов

Структуру сейсмичности Северной Евразии в пределах общего контура, ограничивающего рассматриваемую территорию, иллюстрирует рис. 1. Границы общего контура и регио-



Рис. 1. Сейсмичность Северной Евразии. Точки – эпицентры всех известных землетрясений с магнитудой *М*≥3.5; стрелки – направления перемещения относительно Евразийской плиты (ЕАП) литосферных плит: ЗКП – Закарпатская (условное название), АРП – Аравийская, ИНП – Индийская, КИП – Китайская, ТОП – Тихоокеанская, САП – Северо-Американская. Основные регионы южного коллизионного пояса Северной Евразии: Иран-Кавказ-Анатолийский (1.1), Центрально-Азиатский (2.1) и Алтай-Саян-Байкальский (3.1). Эпицентры землетрясений показаны лишь в пределах общего внешнего контура

нов, а также их номера даны в соответствии с регионализацией, принятой при создании комплекта карт Общего сейсмического районирования территории РФ (ОСР-97) [Уломов, 1995; Комплект..., 1999].

Сейсмичность Северной Евразии обусловлена интенсивным геодинамическим взаимодействием нескольких крупных литосферных плит – Евразийской, Аравийской, Индийской, Китайской, Тихоокеанской и Северо-Американской. Примерное направление их перемещения по отношению к Евразийской плите показано стрелками на рис. 1. Преобладающее число очагов землетрясений Северной Евразии сосредоточено в верхней части земной коры на глубинах до 15–20 км. Наиболее глубокими (до 650 км) очагами характеризуется самая активная в сейсмогеодинамическом отношении Курило-Камчатская зона субдукции. Землетрясения с промежуточной глубиной залегания очагов (70–300 км) происходят в Восточных Карпатах (Румыния – зона Вранча, глубина до 150 км), в Центральной Азии (Афганистан – зона Гиндукуша, глубина до 300 км), а также под Большим Кавказом и центральной частью Каспийского моря (до 100 км и более).

На рис. 2 приведены фрагменты карты сейсмичности, относящиеся к трем рассматриваемым регионам, входящим в состав южного коллизионного пояса Северной Евразии. Выборка сейсмических событий в их пределах осуществлена из регулярно пополняемого нами сводного каталога землетрясений Северной Евразии. Имея в виду иерархичность (фрактальность) разломно-блоковой структуры регионов и обусловленность размерами геоблоков величины магнитуды M, все построения выполнялись с каталогами, дифференцированными по магнитудам с шагом 0.5 ± 0.2 единицы магнитуды. Такой шаг и интервал ±0.2 выбраны не только в соответствии с точностью определения величины магнитуды M, но и в согласии с наблюдаемым сходством фрактальной размерности иерархии очагов землетрясений и разломно-



Рис. 2. Регионы, образующие коллизионный пояс на юге Евразийской литосферной плиты, и их сейсмичность (см. рис. 1): 1.1 – Иран-Кавказ-Анатолийский, 2.1 – Центрально-Азиатский, 3.1 – Алтай-Саян-Байкальский. В верхней части показаны эпицентры землетрясений с магнитудами *M*=3.5÷6.5, в нижней части – *M*=7.0÷8.5. Нумерация регионов соответствует регионализации, принятой в ОСР-97 [*Уломов*, 1995]. Условные изображения эпицентров разных магнитуд показаны справа

блоковой структуры геофизической среды, выраженной в графиках повторяемости землетрясений и в графиках соотношения геоблоков разного размера, которые и определяют магнитуды соответствующих землетрясений [Уломов, 1987, 1995, 1998]. Здесь и далее магнитуда *М* соответствует магнитуде *M_s*, определяемой по поверхностным сейсмическим волнам.

Для наглядности и дальнейшего анализа на рис. 2 в соответствующих условных обозначениях раздельно показаны эпицентры землетрясений с магнитудами $M=3.5\div6.5$ и $M=7.0\div8.5$. Как уже отмечалось, каждое из этих значений магнитуд включает в себя интервал ± 0.2 единицы магнитуды, т.е. ни одно событие из каталога не пропадает, поскольку магнитуды измеряются с точностью до 0.1. Наиболее отчетливо линеаментная структура сейсмичности видна на верхнем рисунке, на фоне многочисленных относительно слабых и умеренных землетрясений с магнитудами $M=3.5\div6.5$.

Рассмотрим пространственно-временное и энергетическое развитие сейсмогеодинамических процессов в каждом из регионов. Напомним, что каждый из них характеризуется разновозрастной геологией, различными прочностными свойствами геологической среды, глубинным строением и геодинамикой. В геологическом отношении первый регион практически целиком представлен относительно молодыми альпийскими структурами, третий – древними архейскими и байкальскими породами. Расположенный между ними Центрально-Азиатский регион охватывает более широкий возрастной диапазон геоструктур. Южный и Центральный Тянь-Шань, как и Туранская плита, представлены герцинскими породами; Северный Тянь-Шань – каледонскими, а Памиро-Гиндукуш – альпийскими.



Рис. 3. Последовательности землетрясений с *М*=8.0±0.2, 7.5±0.2, 7.0±0.2, 6.5±0.2 и 6.0±0.2 в Иран-Кавказ-Анатолийском (1.1), Центрально-Азиатском (2.1) и Алтай-Саян-Байкальском (3.1) регионах. Приведены уравнения аппроксимирующих прямых

На рис. 3 показаны графики накопления во времени сейсмических событий, имеющих разные магнитуды, в каждом из рассматриваемых регионов. Вдоль оси ординат отложены годы (t), а по оси абсцисс – порядковые номера (n) землетрясений в каждой из хронологических последовательностей. Прямые линии аппроксимируют всю совокупность событий соответствующих магнитуд, а кривые получены на основе сплайновой обработки исходных данных. Здесь же приведены уравнения t(n) аппроксимирующих прямых, коэффициенты корреляции (R^2) исходных данных с этими осреднениями и соответствующие стандартные отклонения (*SD*). Коэффициенты перед текущим номером (n) в каждой из последовательностей отражают угол наклона прямых линий и определяют средние долговременные значения периодов повторяемости землетрясений в заданных интервалах магнитуд в каждом из регионов. Аддитивные члены в уравнениях указывают год, начиная с которого рассмотрен каталог землетрясений (т.е. учтена его репрезентативность). Сравнительный анализ конфигурации кривых и экстраполяция последовательности сейсмических событий на ближайшее будущее открывают новые возможности для выявления признаков подготовки и долгосрочного прогноза крупных землетрясений в каждом из регионов.

На рис. 4 в более крупном масштабе показаны фрагменты графиков накопления сейсмических событий с $M=8.0\pm0.2$, 7.5 ± 0.2 и 7.0 ± 0.2 . Здесь темными кружками помечены сейсмические события соответствующих магнитуд, расположенные по оси ординат на уровне времени их ожидания, вычисленного на основе экстраполяции сплайнов на очередной шаг по шкале *n*. Местоположение этих кружков соответствует пересечению каждой из кривых с вертикалью, имеющей номер n+1.

Если бы сейсмические события возникали равномерно во времени, то все они располагались бы строго вдоль прямых линий и предсказывать время возникновения очередных землетрясений было бы несложно. Для этого достаточно вставить в каждое из уравнений, приведенных на рис. 3, очередной ("пустой") порядковый номер *n*. Отметим, что хотя реальная картина и не столь идеальна, но и она характеризуется ярко выраженной организацией.

Для лучшего восприятия такие кумулятивные графики последовательностей землетрясений можно уподобить обычным годографам, характеризующим распространение сейсмических





Рис. 4. Последовательности землетрясений в рассматриваемых регионах в интервалах магнитуд M=8.0±0.2 (1), M=7.5±0.2 (2) и M=7.0±0.2 (3). Прогнозируемые сейсмические события на верхних графиках показаны черным цветом, на нижнем – серым

волн, с той лишь разницей, что у последних ось абсцисс соответствует расстоянию, а не порядковым номерам (хотя и они могут идентифицироваться с последовательным удалением пунктов регистрации волн). Чем положе годограф, тем на более высокую скорость распространения волн он указывает. Так и здесь. Чем положе аппроксимирующая линия (или ее участок), тем более высокую скорость накопления сейсмических событий (т.е. меньший период повторяемости) она характеризует. И наоборот, более крутые участки соответствуют понижению скорости накопления и более редкому возникновению сейсмических событий. Поэтому-то и с ростом магнитуды графики становятся круче (крупные землетрясения происходят реже), а с ее уменьшением – положе. Другим обстоятельством, на которое следует обратить внимание, является пересечение графиками оси ординат. Так, если углы их наклона объективно отражают средние долговременные (а в случае кривых – средне- и кратковременные) величины периодов повторяемости землетрясений соответствующих магнитуд и вполне могут (и должны) использоваться при построении традиционных графиков повторяемости, то абсолютный уровень графиков по оси времен обусловлен представительностью (полнотой) используемых исходных данных – каталогов землетрясений. Особенно это наглядно видно на графиках рис. 4 для региона 1.1, где статистика крупных сейсмических событий намного богаче за более раннее время, чем в двух других регионах. Так, информация о землетрясениях с магнитудой *М*=8.0 здесь вполне надежна начиная с 1000 г., для *М*=7.5 – с 1500 г., а для *М*=7.0 – примерно с 1800 г.

Иными словами, если продлить графики накопления сейсмических событий влево (т.е. "навстречу времени"), имея те или иные каталоги, то можно легко обнаружить их левый загиб вниз, что свидетельствует о потере информации и о ненадежности в этом отношении каталогов предшествующих событий. Следовательно, такие графики полезны не только для изучения особенностей сейсмического режима, но и для оценки представительности самих каталогов. Рассмотрим особенности сейсмического режима крупных сейсмических событий в каждом регионе в отдельности.

В регионе 1.1 для интервала магнитуд $M=8.0\pm0.2$ отчетливо наблюдаются "парные" землетрясения. Можно также заметить, что возникновение двух последних пар произошло на фоне уменьшения частоты возникновения событий с $M=7.5\pm0.2$, описываемых синусоидальной сплайновой кривой. Землетрясения с $M=7.0\pm0.2$ происходят достаточно равномерно во времени, хотя и здесь можно обнаружить некоторую "синусоидальность", если увеличить масштаб шкалы времени.

Экстраполируя сплайновые линии в будущее, до их пересечения с вертикалью над соответствующим очередным ("пустым") порядковым номером n, можно полагать, что потенциальное землетрясение с M_P =8.0±0.2 в этом регионе случится примерно в 2200 г. Об этом может свидетельствовать и тенденция замедления скорости возникновения событий с M=7.5. События же с M=7.5±0.2 и 7.0±0.2 реализовались в восточной части Туркмении и на севере Ирана уже после создания этих прогностических графиков, подтвердив их положительную информативность [Уломов, 2003].

В регионе 2.1 также наблюдается упорядоченность сейсмических событий. Как видно на графике, плотная группа землетрясений с *M*=8.0±0.2 имела место в течение относительно короткого отрезка времени – с 1889 г. по 1911 г. С тех пор (уже более 90 лет) таких землетрясений в Центральной Азии не возникало и говорить что-либо определенное об интервале времени возникновения очередных событий этого ранга из-за короткой "сейсмической истории" пока затруднительно, хотя и ясно, что оно "не за горами". Что касается двух других последовательностей – с магнитудами M=7.5±0.2 и M=7.0±0.2, то здесь закономерности выглядят довольно ярко. Моменты землетрясений с M=7.5±0.2, незначительно отклоняясь от аппроксимирующей прямой, в основном четко группируются по два события в три группы. Слегка волнистая сплайновая кривая изменяет угол наклона в небольших пределах. Примечательно, что появление этих пар, как и в предыдущем регионе, совпадает с замедлением процесса возникновения землетрясений с M=7.0±0.2, также описываемых здесь синусоидальной сплайновой кривой. При этом "синусоида" имеет ярко выраженный почти 100летний цикл и амплитуду, соответствующую примерно 15-летнему интервалу времени по отношению к аппроксимирующей прямой, которая может быть принята за ось этой "синусоиды".

Экстраполируя сплайновые линии, можно полагать, что очередное землетрясение с магнитудой M_P =7.5±0.2 произойдет в этом регионе до 2015 г., а с M_P =7.0±0.2 – в самые ближайшие годы. Заштрихованной горизонтальной полосой на графике помечен наиболее вероятный интервал времени возникновения таких землетрясений. Здесь уместно также отметить, что в статье [Уломов, 1990], опубликованной за два года до Сусамырского землетрясения 1992 г. ($M\approx7.5$) в Киргизии, была приведена иллюстрация периодичности сейсмической активизации и вероятности возникновения очередного землетрясения с магнитудой M>7.0 в Среднеазиатском регионе в период 1989–1995 гг. Более того, это землетрясение не только уложилось в указанный прогностический интервал времени, но и очаг его оказался расположенным в непосредственной близости от соответствующего потенциального очага (на расстоянии, не превышающем его протяженности), выявленного задолго до этого землетрясения.

Не менее тревожная ситуация в регионе 3.1. Здесь уже давно ожидается весьма крупное землетрясение с магнитудой $M=8.0\pm0.2$ [Уломов, 1993]. Наиболее вероятное время возникновения такого события, а также землетрясений с магнитудами $M=7.5\pm0.2$ и 7.0±0.2, показано серыми кружками на нижнем графике, а интервал времени ожидания выделен заштрихованной полосой.

Следует отметить, что Горно-Алтайское землетрясение, случившееся в 2003 г. (*M*=7.5±0.2), подтвердило наш прогноз, составленный в 2002 г. [*Уломов*, 2003], т.е. за год до

этого землетрясения. Остается ожидать возникновения двух других событий с магнитудами *M*=8.0±0.2 и 7.0±0.2.

Очевидно, что все долгосрочные прогнозы относятся ко всей территории того или иного региона. Сказать сейчас, в каком конкретном месте произойдут эти события, пока затруднительно. Необходимы более детальные исследования по определению местоположения потенциальных очагов землетрясений, в том числе и методом преимущественных межэпицентральных расстояний [Уломов, 1987]. Уточнению местоположения потенциальных очагов может способствовать слежение за миграцией сейсмической активизации, обусловленной прохождением уединенных деформационных волн (геонов) вдоль соответствующих разломных структур, а также анализ флуктуаций сейсмического режима на разных иерархических уровнях.

Сейсмический режим в каждом из регионов иллюстрирует рис. 5, на котором приведены графики и уравнения N(M) среднегодовой повторяемости землетрясений в интервалах магнитуд $M=4.0\div5.5$ (рис. 5, *a*) и $M=6.0\div7.5$ (рис. 5, *б*). В нижней части рисунка дано уравнение для всей совокупности сейсмических событий с $M=4.0\div7.5$. В каждом из уравнений коэффициенты при M соответствуют углу наклона каждого из графиков.

Как видим, наиболее активен в сейсмическом отношении регион 2.1. За ним следуют регионы 1.1 и 3.1. Наименьшие отклонения точечных значений от аппроксимирующей прямой наблюдаются в регионе 3.1, что может свидетельствовать о повышенной сейсмической опасности, поскольку насыщение графиков повторяемости, выражающееся в постепенном их спрямлении с течением времени, чревато возникновением очередного крупного землетрясения, о чем уже сообщалось ранее [Уломов, 1993]. В двух других регионах сплайновая аппроксимация графиков имеет явно выраженную волновую форму, что так же, как и на графиках накопления сейсмических событий, указывает на упорядоченные изменения сейсмической ческого режима во времени. Точечные значения, по которым строились сплайновые кривые,



Рис. 5. Графики повторяемости землетрясений разных магнитуд в каждом из рассматриваемых регионов. Под графиками приведены их уравнения для соответствующих интервалов магнитуд (M=4.0÷5.5) и (M=6.0÷7.5), а также коэффициенты корреляции R^2

отражают средние долговременные параметры сейсмического режима и имеют высокую степень надежности, поскольку получены по достаточно большой статистике сейсмических событий (см. рис. 3).

В заключение небезынтересно вновь обратиться к рис. 3. Как видно по расположению графиков накопления событий, наибольшую сходимость точечных и аппроксимируемых величин в регионе 3.1 можно усмотреть и в равномерном "веере" региональных кумулятивных графиков. Примечательно и другое. При сходстве скорости накопления событий с магнитудой M=6.0±0.2 в каждом из рассматриваемых регионов, эти параметры очень сильно различаются для других магнитуд. Особенно для магнитуды M=6.5±0.2 в регионах 1.1 и 2.1. В регионе 1.1 этот процесс развивается слишком медленно, а в регионе 2.1 – чрезмерно быстро, что приводит к искривлению средних долговременных графиков повторяемости событий в этих регионах и наводит на мысль, что эти явления обусловлены различием во фрактальной иерархии разломно-блоковой структуры рассматриваемых регионов, поскольку именно размеры геоблоков определяют величину магнитуды землетрясений. Иными словами, не исключено, что при равновеликости во всех рассматриваемых регионах геоблоков, обеспечивающих энергией землетрясения с магнитудой $M=6.0\pm0.2$, имеются различия в размерах более крупных блоков, что в свою очередь может быть объяснено различными прочностными и геодинамическими свойствами геофизической среды в рассматриваемых регионах. Здесь уместно также подчеркнуть, что каждый из них, наряду с различиями в возрасте и прочности, расположен на границах взаимодействия разных участков и даже разных литосферных плит. Так, сейсмогеодинамика первого региона обусловлена почти ортогональным давлением со стороны Аравийской плиты, второго – со стороны Индийской, а сейсмогеодинамика третьего региона связана со сдвиговым перемещением в восточном направлении Китайской литосферной плиты.

Выявленные особенности развития сейсмических процессов, проявляющиеся в группировании землетрясений и в синусоидальной форме функциональных кривых, описывающих последовательности сейсмических событий, свидетельствуют о существовании длиннопериодных деформационных волн, охватывающих целые регионы и всю иерархию размеров геоблоков.

Дальнейшие исследования упорядоченности возникновения сейсмических очагов во времени (повторяемость землетрясений) и в пространстве (дистанцирование очагов близких магнитуд друг от друга) позволят более надежно идентифицировать потенциальные очаги и увереннее оценивать сейсмическую опасность. Изучение современной сейсмогеодинамики как целых регионов, так и самих сейсмических очагов может внести существенный вклад в развитие представлений о сейсмогенезе, в совершенствование сейсмогеодинамических моделей и методов прогнозирования землетрясений.

О вовлечении платформенных территорий в орогенические движения

Результаты GPS-измерений, полученные за последние годы, в том числе на территории России, еще раз со всей убедительностью указали на значимость горизонтальной составляющей тектонических движений в развитии земной коры и всей литосферы. С помощью глобальной спутниковой геодезии стало возможным не только получать высококачественную информацию о современной геодинамике, но и оперативно следить за всеми ее пространственно-временными изменениями, что особенно важно для долгосрочного прогноза сильных землетрясений.

Первые шаги в изучении горизонтальных геодинамических движений в Средней Азии были предприняты автором еще в 1960–1970-х годах на основе разработки метода редукции динамики земной коры за неоген-четвертичное время [Уломов, 1966, 1972–1974]. Тогда же была отмечена роль горизонтальной и вращательной составляющей движений в прогнозе сейсмической опасности и введено новое понятие "сейсмогеодинамика" (СГД).

Метод редукции позволил воссоздать векторные и скалярные поля новейших и современных горизонтальных тектонических движений в Средней Азии. Одновременно была подтверждена тесная корреляция этих полей со структурой сейсмичности и гравитационного поля, объяснена нелинейная конфигурации графиков повторяемости землетрясений и их связь с прочностными и динамическими свойствами пород земной коры и всей литосферы. Особое внимание было обращено на заниженную оценку сейсмической опасности Туранской плиты и на необходимость создания новой карты сейсмического районирования этой территории, считавшейся тогда практически асейсмичной. В связи с этим по инициативе автора в 1967–1968 гг. на территории Туранской плиты были открыты первые сейсмические станции. Сейсмологические и деформометрические наблюдения за местной сейсмичностью, процессами горизонтального растяжения и современного трещинообразования на земной поверхности в Центральных Кызылкумах позволили заблаговременно заявить в научной печати о подготовке в этом районе очень крупного сейсмического события [*Каржаув, Уломов*, 1966; *Уломов*, 1972, 1974]. Долгосрочный прогноз подтвердился серией из трех сильнейших для платформы Газлийских землетрясений 1976 г. (*М*=7.0 и 7.3) и 1984 г. (*М*=7.2), произошедших в одном и том же очаге в Центральных Кызылкумах [*Уломов*, 1986].

Отрицание большинством геологов того времени роли горизонтальных тектонических движений иллюстрирует высказывание профессора Б.А.Петрушевского. Не признавая "новую глобальную тектонику" и не веря в возможности геофизических методов в изучении динамики земной коры, в том числе и Туранской плиты, знатоком которой он был, Б.А.Петрушевский с негодованием писал в адрес автора этой статьи: "...в отношении этой территории произошло не просто существенное нарушение равновесия между геологическим и геофизическим началом подхода к изучению землетрясений, с перемещением центра тяжести в геофизические работы. Дело усугубилось тем, что и тектоническую обусловленность сейсмичности Кызылкумов в последние годы все шире стали излагать геофизики, в первую очередь В.И.Уломов. Это именно он начал предлагать модные - с точки зрения приверженцев гипотезы "тектоники плит" - представления о связи кызылкумских землетрясений со сложными перемещениями крупных блоков земной коры и их надвиганиями или пододвиганиями на или под соседние блоки, включая сооружения Памира и Гиндукуша. ...Следует сослаться и на его обобщающее в этом отношении сочинение, касающееся всей Средней Азии, в котором широко описаны и более сложные движения – вращательные, якобы характерные для данного сектора Азии" [Петрушевский, 1977, с.50].

Время же подтвердило правоту расчетов и построений, проведенных в работе [Уломов, 1974], названной Б.А.Петрушевским "сочинением", и в других публикациях автора. Исследования динамики земной коры в Тянь-Шане с помощью GPS-измерений, выполненные немецкими и американскими учеными совместно с российскими, казахскими и киргизскими коллегами [Abdrakhmatov et al., 1996], привели практически к той же картине горизонтальных перемещений земной поверхности (включая и вращения геоблоков), какая и была воссоздана автором этих строк более тридцати лет тому назад и на что справедливо ссылаются в своем исследовании авторы приведенной работы.

С целью сопоставления неоген-четвертичной динамики земной коры Средней Азии, воссозданной ранее автором, с GPS-измерениями современных горизонтальных перемещений земной поверхности, ниже кратко излагается методика редуцирования и приводятся результаты, описанные в работах [*Уломов*, 1972–1974] и направленные на оценку сейсмической опасности исследуемой территории.

Рассматриваемая территория Средней Азии в геологическом отношении представляет собой эпиплатформенный ороген, сформировавшийся за неоген-четвертичное время на месте эпигерцинской платформы, западная часть которой представлена ныне молодой Туранской плитой. Как уже было показано, регион характеризуется высокой внутриконтинентальной сейсмичностью, обусловленной интенсивным геодинамическим взаимодействием Индийской и Евразийской литосферных плит (см. рис. 1).

Анализ карты очагов землетрясений Центрально-Азиатского региона (рис. 6) позволяет выявить определенную закономерность в распределении сейсмичности на этой территории, заключающуюся, в частности, в приуроченности сейсмогенных структур к зонам крупных



Рис. 6. Сейсмичность Центрально-Азиатского региона

1 – очаги землетрясений с *М*≥4.0 с шагом 0.5±0.2 единицы магнитуды, очаги с *М*≥7.0 изображены в виде эллипсов реалистичной ориентации и протяженности (в легенде [*Уломов*, 1974]), цифрами указан год возникновения наиболее сильных и отдельных умеренных (на Туранской плите) землетрясений; 2 – градиент изостатических аномалий силы тяжести разной интенсивности, темный цвет соответствует более высоким значениям градиента (по материалам [*Кабан и др.*, 1998]). Т-Ф – Таласо-Ферганский разлом (правый сдвиг); СТШ – каледонский Северный Тянь-Шань; ЦТШ, ЮТШ – герцинский Центральный и Южный Тянь-Шань. Тонкий пунктир – условная граница между орогеном Тянь-Шаня, Казахстанским щитом, Туранской и Таримской плитами. Тонкие линии – границы государств

разломов и к повышенному градиенту поля изостатических аномалий силы тяжести [*Уломов*, 1966, 2004]. В целом аномальное гравитационное поле региона представляет собой единую депрессию с центром в области Памира. При этом уменьшение напряженности поля по направлению к Памиру происходит не монотонно, а характеризуется полосами повышенных градиентов (гравитационные ступени) и находится в соответствии с глубинным рельефом основных границ раздела в земной коре. Гравитационные аномалии отражают глубинное строение и вертикальную составляющую геодинамических движений. Они хорошо коррелируют со структурой сейсмичности, которой свойственны преимущественно надвиговые подвижки в очагах землетрясений. Сдвиговые же горизонтальные перемещения выражены очень слабо. Исключение составляет крупнейший в Центральной Азии Таласо-Ферганский сдвиг.

В сейсмическом отношении наиболее ярко выделяются три основные линеаментные зоны регионального масштаба: Северо-Тяньшаньская, Южно-Тяньшаньская и Памиро-Гиндукушская. Каждая из них принадлежит к разновозрастным геологическим образованиям, характеризующимся различными прочностными и динамическими свойствами, и является следствием коллизии, имеющей субдукционное происхождение в этом регионе. Протяженность первых двух зон соизмерима со среднестатистической протяженностью всех дугообразных конвергентных регионов мира – 3000±500 км [*Уломов*, 1974, 1993, 1999].

Как уже отмечалось, Северный Тянь-Шань представлен каледонидами, Южный Тянь-Шань – герцинидами. Альпийские структуры Южного Памира и Гиндукуша являются северо-западным окончанием Гималайской дуги, в свою очередь входящей в состав протяженного Альпийско-Гималайского пояса. На обоих концах этой относительно молодой дуги (в Памиро-Гиндукуше и на территории нынешней Мьянмы) еще сохранились "гнезда" заглубленных очагов местных землетрясений. В Памиро-Гиндукуше, где вся литосфера находится в неуравновешенном состоянии и продолжает интенсивно погружаться в верхнюю мантию, сейсмические очаги достигают глубин 300 км. На остальной территории региона они расположены в пределах верхней части земной коры, чаще всего на обычных глубинах – до 15–20 км.

Северо-Тяньшаньская сейсмогенерирующая структура характеризуется крупнейшими землетрясениями, возникающими здесь на общем фоне относительно низкой сейсмической активности. К ним относятся землетрясения: Чиликское 1889 г. (M=8.3), Кебинское 1911 г. (M=8.2), Верненское 1887 г. (M=7.3), Беловодское 1885 г. (M=6.9), Чаткальское 1946 г. (M=7.5), Суусамырское 1992 г. (M=7.5) и др. [Уломов и др., 2002]. Рассматриваемая зона протягивается далеко на восток, вплоть до Монгольского Алтая. В западной части она совпадает с Таласо-Ферганским разломом, которому на этом участке свойственна относительно низкая сейсмическая активность. К западу от Таласо-Ферганского разлома, уже на территории герцинского Центрального Тянь-Шаня, достаточно надежно выявляются менее значительные по сейсмическому потенциалу сейсмолинеаменты, оконтуривающие Ферганскую впадину. Они характеризуются надвигами и ярко выражены в поле градиента изостатических аномалий силы тяжести. Южно-Ферганская разломная зона отчетливо прослеживается в гравитационном поле и на территории Туранской плиты.

К наиболее крупным сейсмическим событиям, произошедшим вдоль дуги Южного Тянь-Шаня, относятся Кашгарское землетрясение 1902 г. (M=7.8), Каратагские (двойной толчок) 1907 г. (M=7.3, M=7.4), Хаитское 1949 г. (M=7.4), Маркансуйское 1974 г. (M=7.3). В отличие от Северо-Тяньшаньской зоны, практически все из перечисленных землетрясений возникали здесь на фоне очень высокой сейсмической активности, свойственной всей центральной части Южно-Тяньшаньской зоны. На востоке эта зона контролирует северную границу Таримской плиты, на западе она рассекает Туранскую плиту и, по-видимому, протягивается вплоть до Мангышлака. Здесь, в центральной части Туранской плиты, произошли крупнейшие для платформенной территории 9–10-балльные Газлийские землетрясения 1976 г. (M=7.0, M=7.3) и 1984 г. (M=7.2). Они возникли в районе пересечения северо-западного продолжения Южно-Тяньшаньской зоны с Центрально-Кызылкумской, выявленной автором задолго до этих землетрясений [*Уломов*, 1972–1974].

Имеются исторические сведения и о других достаточно сильных (*I*=8–9 баллов) землетрясениях на продолжении Южно-Тяньшаньской зоны на Туранской плите, сопровождавшихся разрушениями и жертвами в древних городах этого региона – Бухаре, Самарканде, Ургенче и др. Менее значительные сейсмические события трассируют ортогональную Центрально-Кызылкумскую зону, протягивающуюся вплоть до горных сооружений Копетдага (в районе Ашхабада) и, по-видимому, продолжающуюся далее на территорию Ирана.

Не менее отчетливо, по сравнению с Южно-Тяньшаньской, выделяется самая сейсмоактивная в Средней Азии Памиро-Гиндукушская зона, имеющая S-образную форму. Наиболее крупное из известных здесь землетрясений с магнитудой M=8.0 и с очагом на глубине около 230 км произошло в Гиндукуше в 1909 г. С момента этого землетрясения, примерно, на такой же глубине возникли несколько десятков землетрясений с магнитудой $M=7.0\div7.5$ и тысячи менее значительных.

Различия в сейсмическом режиме земной коры Северного и Южного Тянь-Шаня обусловлены разными стадиями накопления в этих районах тектонических нарушений [Уломов, 1973, 1974]. Разупрочнение земной коры Центральной Азии в новейшее время происходит с юга на север, т.е. от альпийских структур к герцинидам, а затем к каледонидам и т.д. В зависимости от структуры и прочностных свойств среды в пределах всего Тянь-Шаня наблюдается существенная дифференциация силовых полей земной коры и ее сейсмогеодинамического режима. Так, за последние 150 лет на территории Северного Тянь-Шаня, характеризующейся редко возникающими слабыми землетрясениями, выделилось упругой энергии в десятки раз больше, чем за то же время в земной коре высокоактивного в сейсмическом



Рис. 7. Глубинное строение земной коры восточной части Средней Азии [Уломов, 1966, 1973] 1 – изогипсы подошвы земной коры (км); 2 – оси зон глубинных разломов: І – Северо-Тяньшаньская, ІІ – Нарынская, ІІІ – Таласо-Ферганская, IV – Южно-Тяньшаньская, V – Памиро-Гиндукушская; 3 – оси второстепенных разломных зон (1 – Южно-Ферганская, 2 – Северо-Ферганская, 3 – Восточно-Ферганская, 4 – Кумбельская, 5 – Каржантауская, 6 – Центрально-Кызылкумская); 4 – граница бывшего СССР

отношении Южного Тянь-Шаня, что автор объясняет большей консолидацией земной коры каледонского Северного Тянь-Шаня по сравнению с относительно слабой ее прочностью в герцинском Южном Тянь-Шане. Молодую стадию деформирования в современную геологическую эпоху переживает и достаточно консолидированная земная кора восточной части Туранской плиты.

Раздробленная разломами и подверженная интенсивным деформациям разупрочненная земная кора Южного Тянь-Шаня не способна накопить в больших объемах пород упругие напряжения, достаточные для провоцирования очень крупных землетрясений. Исключение составляют более прочные периферийные области перехода от орогена к платформам. Так, упомянутые выше два Каратагских (1907 г.) и Кашгарское (1902 г.) землетрясения произошли на границе Южного Тянь-Шаня с Туранской и Таримской плитами соответственно, где сейсмическая активность слабых и умеренных землетрясений относительно невысока.

Глубинный рельеф подошвы земной коры и ее поверхностная структура отражают историю тектонического развития. Исследования показали, что утолщение земной коры, как и вся современная тектоника Памиро–Тянь-Шаня, представляет собой остаточные деформации литосферы, созданные интенсивными горизонтальными геодинамическими напряжениями, действующими со стороны Индийской и Таримской древних платформ. В результате в течение относительно короткого отрезка геологического времени (3·10⁷ лет) земная кора молодой эпипалеозойской Туранской платформы, занимавшей в донеогеновое время обширную территорию нынешней Средней Азии, подверглась значительной перестройке. На месте тонкой (35–40 км) коры возникли 50–70-километровые толщи (рис. 7). При этом перестройка не сопровождалась сколько-нибудь существенными проявлениями магматизма, и, следовательно, значительное утолщение коры не связано с внедрением в нее крупных порций молодой магмы. На этом и была построена более 30 лет тому назад концепция автора о возможности редуцирования палегеодинамики Средней Азии [Уломов, 1973, 1974]. Для восстановления картины деформирования земной коры и возникновения эпиплатформенного орогена остаточные деформации были рассмотрены в кинематическом и динамическом аспектах. Иными словами, земная кора орогена была редуцирована таким образом, чтобы она вновь приобрела свою прежнюю, донеогеновую, 35–40-километровую толщину эпипалеозойской платформы. Это было сделано в предположении, что сооружения орогена и, в том числе, рельеф подошвы земной коры (граница Мохоровичича) созданы в основном горизонтальными перемещениями литосферы.

За неподвижное начало отсчета деформаций была принята отвесная поверхность, расположенная вдоль дугообразного профиля (см. рис. 6 и 8), находящегося в пределах платформенной части консолидированной коры Туранской плиты (на западе) и Казахстанского щита (на севере). Средняя глубина залегания поверхности Мохоровичича вдоль этого профиля составляет около 40 км, а сама граница близка к горизонтали. Иными словами, область земной коры, расположенная к северу и западу от профиля и до настоящего времени не успевшая подвергнуться существенной тектонической активизации, послужила своеобразным упором для интенсивно деформирующейся коры орогена.

Следуя принципам механики сплошных сред и рассматривая течение горных масс как ламинарное, земная кора орогена искусственно "распрямлялась" и "вытягивалась" в направлении, ортогональном рассматриваемому упору и встречающимся на пути линейно вытянутым горным сооружениям. Имея в виду изогнутость конфигурации упора, а также возраст геоструктур и четкое разделение протяженным Таласо-Ферганским разломом каледонского и герцинского Тянь-Шаня от остальной территории, редуцирование земной коры было начато от северной части упора. Реконструкция коры западной части орогена произведена ортогонально упору Туранской плиты и вдоль простирания Таласо-Ферганского сдвига, ставшего после его редукционного спрямления направляющим боковым упором для движения объемных масс земной коры.





1 – оси зон глубинных разломов I–V и второстепенных разломных зон (см. 2 и 3 на рис. 7); 2 – местоположение тех же осей до начала новейшей тектонической активизации; 3 – след вертикальной поверхности в пределах платформы, принятой за неподвижное начало отсчета деформаций; 4 – трассы (линии тока) 1–11, по направлению которых производилось редуцирование земной коры

На рис. 8 показаны отдельные трассы (линии тока), вдоль которых производилось редуцирование коры Памиро–Тянь-Шаня. Технику редуцирования реального глубинного рельефа вдоль вертикальных разрезов путем их трансформации в разрезы постоянной толщины (40 км) иллюстрирует рис. 9. Графически редуцирование осуществлялось последовательным и непрерывным переносом внутрь мнимого слоя объемов (в данном случае площадей вертикальных сечений) земной коры, расположенных ниже 40-километровой отметки. Весь процесс такого переноса напоминает раскатывание теста между двумя параллельными роликами (скалками), расстояние между которыми составляет 40 км. При этом скорость и амплитуда горизонтального перемещения "избытка" подкоровых масс зависят от степени утолщения реальной земной коры на тех или иных участках. Чем толще кора, тем быстрее на этих участках (и перед ними) перемещается в горизонтальном направлении фронт деформирования. В конечном итоге новые площади (объемы), возникшие в результате такого распрямления (показанные на рис. 9 косой штриховкой), должны количественно соответствовать площадям (объемам), расположенным под спрямленной плитой (на рис. 9 они крестообразно заштрихованы, как и вся толща современной реальной земной коры).

Непрерывность редуцирования позволила воссоздать не только палеокинематику, но и палеогеодинамику литосферы. При этом трансформация коры происходит в обратном порядке (подобно обратному кинопроецированию).

Несомненно, рассматриваемые деформационные процессы относятся ко всей толще литосферы, а не только к земной коре. Однако отсутствие детальных сведений о рельефе подошвы литосферы не позволило применить к ней технологию редуцирования. Граница же Мохоровичича, расположенная внутри литосферы и наиболее четко выделяемая современными геофизическими методами, служит надежным индикатором всех этих (включая литосферу) геодинамических движений.

Таким образом, в результате редукции, было получено изображение в плане структуры донеогеновой земной коры Средней Азии. Как видно на рис. 8, первоначальное очертание осей зон главнейших глубинных разломов имело более правильную дугообразную форму, отвечающую реликтам островных океанических дуг на территории Северного Тянь-Шаня в каледонское время и Южного – в эпоху герцинского тектогенеза. Памирские дуги, в отличие от Тянь-Шаньских, по-видимому, не были самостоятельными островными дугами и возникли в результате деформирования всего Азиатского мобильного пояса и, в первую очередь,



Рис. 9. Редуцирование вертикальных разрезов земной коры вдоль трасс 1–11, указанных на рис. 8. Стрелки – направление горизонтального "течения" внутрикоровых масс в процессе редукции. Их длина соответствует амплитуде перемещения масс. Рельеф земной поверхности не показан



Рис. 10. Векторное поле и средние скорости горизонтальных перемещений земной коры Средней Азии за новейшее время [*Уломов*, 1973, 1974]

1, 2 – оси зон глубинных разломов I–V и второстепенных разломных зон (см. 2 и 3 на рис. 7); 3 – векторы горизонтальных перемещений; 4 – условные границы орогена с Туранской плитой (А), Казахстанским щитом (Б) и Таримской плитой (В) (граница между А и Б совпадает с северо-западным продолжением Таласо-Ферганского разлома – III); 5 – изолинии и значения скоростей горизонтальных движений земной коры в соответствии с приведенной шкалой (мм/год) в правом нижнем углу

Гималаев, представлявших собой в мезозое и начале кайнозоя огромную островную дугу Тетиса. Наличие в Гиндукуше и на территории Мьянмы симметричных относительно Гималаев "гнезд" очагов землетрясений промежуточной глубины позволяет рассматривать эти зоны в качестве не "залечившихся" еще фрагментов древней Гималайской зоны субдукции.

В отличие от скалярного поля, характеризующего одномерные вертикальные движения, поле двухмерных горизонтальных перемещений земной коры описывается с помощью векторов. Для того чтобы построить векторное поле на рассматриваемой территории за неогенчетвертичное время, достаточно было свернуть в обратном порядке редуцированную орогеническую кору Средней Азии, изображенную на рис. 8. При этом направление векторов смещений меняется на обратное, а их модули определятся длиной траекторий, пройденных отдельными точками (реперами) вдоль соответствующих трасс в процессе редукции.

Как видно на рис. 10, полученное в результате редукции векторное поле горизонтальных движений земной коры Средней Азии неоднородно по строению. В целом оно характеризуется отрицательной дивергенцией, указывающей на уменьшение объема земной коры с приближением к платформе. Отрицательная дивергенция в относительно чистом виде наблюдается на территории Северного Тянь-Шаня, где земная кора подвержена горизонтальному сжатию, надвиговым деформациям и существенному поперечному укорочению за новейшее время. Средняя скорость неоген-четвертичных горизонтальных движений довольно монотонно убывает в северном направлении – от 3.0 до 0.5 мм/год.

Векторное поле горизонтальных смещений коры Памиро-Гиндукуша и Центрального Тянь-Шаня описывается значительной отрицательной дивергенцией и весьма существенной положительной ротацией. Наибольшие скорости новейших горизонтальных движений имеют



Рис. 11. Фрагмент объемной разломноблоковой модели деформирования литосферы Памира, Тянь-Шаня и восточной части Туранской плиты [*Уломов*, 1973, 1974]

0 – земная поверхность; К, М – границы Конрада и Мохоровичича; Л – подошва литосферы; Т-Ф – Таласо-Ферганский разлом; Ц-К – Центрально-Кызылкумская зона разломов; светлые стрелки – давление со стороны Индостана, черные – направление вынужденного перемещения геоблоков. Вертикальный масштаб увеличен по сравнению с горизонтальным примерно в два раза

место в Южном Памире (более 6.0 мм/год), а крупные изгибные деформации – в Южном Тянь-Шане. Последние наглядно видны на рис. 8 по резкому повороту Южно-Тяньшаньской зоны глубинных разломов и излому ее в районе Гиссарского хребта (район г. Душанбе). Этому участку зоны свойственны правые сдвиги, сбросы, а в центральной части и надвиги.

Значительный перепад скоростей новейших движений в районе Центрально-Памирской субширотной зоны разломов объясняется наличием здесь стока для дивергенции в виде интенсивного погружения в астеносферу подошвы земной коры и всей литосферы Памиро– Тянь-Шаня (рис. 11). Этим же обусловлена и интенсивная отрицательная аномалия силы тяжести в этом районе.

На рис. 11, впервые опубликованном автором в 1973 г., изображен фрагмент объемной разломно-блоковой модели деформирования литосферы Памира, Южного Тянь-Шаня и Туранской плиты. Тангенциальный напор глубинных структур со стороны Индостана – определяющий фактор, обусловивший дробление и динамику земной коры и всей литосферы Памира и Тянь-Шаня. Значительный сдвиг левого борта Таласо-Ферганского разлома в северозападном направлении и быстрое затухание амплитуд смещения с удалением от него создают на участке Ферганской впадины крутящий момент и, как следствие, поворот против часовой стрелки всей системы сопредельных геоблоков. Аналогичное воздействие испытывают и прилегающие блоки земной коры восточной части Туранской плиты. Здесь в Центрально-Кызылкумской (Ц-К) зоне разломов и произошли после публикации [Уломов, 1973] Газлийские землетрясения 1976, 1984 гг.

Для Памира характерны крупные надвиги, возникшие за счет "наползания" коры Памира на Алайскую долину и Южный Тянь-Шань. Амплитуда надвигов убывает в восточном направлении, что подтверждается также постепенным уменьшением глубины очагов местных землетрясений от 300 до 70 км и менее. Эти деформационные процессы обусловили удвоение толщины земной коры и глубокое вдавливание литосферы Памиро-Гиндукуша в подстилающую ее пластичную астеносферную оболочку Земли. Относительно высокая скорость погружения не позволяет опускающейся вниз литосфере успевать релаксировать возникающие в ней упругие напряжения. Практически полная переработка вещества литосферы происходит на глубине более 300 км, где прекращаются дискретные сейсмические подвижки и вещество начинает пластически деформироваться, перемешиваясь с субстратом верхней мантии. Поскольку перемещение литосферы продолжается уже по меньшей мере в течение 3·10⁷ лет, то при средней скорости погружения порядка первых единиц сантиметров в год, по нашим данным, в астеносфере за этот период "растворился" участок плиты протяженностью около 1000 км [Уломов, 1974]. Эта величина не противоречит геофизическим данным о сближении Азиатской и Индо-Австралийской литосферных плит за новейшее время.

Таким образом, территория Тянь-Шаня, расположенная к западу от Таласо-Ферганского разлома, характеризуется интенсивными вращательными движениями в направлении против часовой стрелки. Скорости горизонтальных перемещений здесь изменяются от 4–5 до 0.5 мм/год и быстро уменьшаются как в северо-западном, так и в западном направлениях. Большая величина скорости перемещения блока земной коры, заключенного между Таласо-Ферганским и Восточно-Ферганским разломами, объясняется наличием стока в утолщение земной коры в Чаткальском блоке, граница Мохоровичича в котором опущена до 60 км, а в верхних горизонтах развита система надвигов. Аналогичная компенсация горизонтальных перемещений вертикальным погружением земной коры наблюдается в южной части Ферганской межгорной впадины и в других районах.

Следует отметить, что в пределах крупных межгорных впадин оз. Иссык-Куль и Ферганской долины, возникших в тыловых частях каледонских и герцинских структурных дуг, толщина консолидированных блоков земной коры в процессе неоген-четвертичных движений почти не увеличилась и составила ≈45 км. Они лишь опустились на глубину 10–15 км и покрылись сверху толщами мезозойско-кайнозойских отложений. Опускание произошло, повидимому, не за счет сил гравитации, которые здесь до сих пор не уравновешены, а в результате интенсивного вдавливания внутридуговых блоков вглубь тангенциальными силами.

Вращательные движения захватывают и восточную часть Туранской плиты, создавая здесь растягивающие усилия и сбросы в северо-западной части Таласо-Ферганской зоны разломов и сдвиго-сбросы вдоль Центрально-Кызылкумской зоны сейсмоактивных разрывных нарушений, получивших здесь отражение и в геофизических полях, в частности в аномалиях магнитного поля. Восточная часть Туранской плиты, заключенная между северо-западными продолжениями Южно-Тяньшаньской и Таласо-Ферганской зон глубинных разломов, как уже было показано, испытывают в плане левый излом.

Особенности деформирования земной коры Средней Азии можно усмотреть и в закономерностях миграции в пространстве и распределения во времени гипоцентров землетрясений, а также в характере подвижек горных пород в их очагах. Явление миграции особенно отчетливо наблюдается по краям достаточно консолидированных блоков земной коры (Курамино-Кызылкумский, Ферганский блоки и др.) и вдоль основных сейсмогенерирующих структур Тянь-Шаня и Памиро-Гиндукуша. Не исключено, что вращательными движениями обусловлена и обнаруженная нами ранее кольцевая миграция сейсмической активизации по периферии Ферганской впадины [Бутовская и др., 1961].

Как известно, наибольшее значение для сейсмогеодинамики имеют производные от скоростей движения земной коры, важнейшая из которых – градиент, характеризующий скорость деформации. Для поля вертикальной составляющей скорости в свое время были составлены карты модуля градиента [Гзовский, 1967; Николаев, Шенкарева, 1967]. Карты же градиентов скоростей горизонтальных деформаций до 1973 г., т.е. вплоть до публикации [Уломов, 1973], не существовало. Это было серьезным недостатком при оценке сейсмической опасности равнинных территорий, которым свойственны в основном горизонтальные движения (Ферганская впадина, Туранская плита и другие районы).

Первая схема модуля градиентов средней скорости горизонтальных движений (V_H) земной коры в новейшее время изображена на рис. 12 в виде скалярного поля. Градиент скорости является вектором, поэтому скалярное поле следует рассматривать совместно с векторным или принять какое-либо иное его изображение. Для сравнения на рис. 12 показаны также участки с большими значениями градиентов средних вертикальных скоростей (V_P) новейших движений. Как видно, градиент V_H в 10 раз и более превышает градиент V_V . Наибольшие величины градиента V_H , так же как и градиент V_V , соответствуют зонам глубинных разломов и определенным образом дополняют друг друга. Там, где малы величины градиента V_H увеличиваются и, наоборот, большим горизонтальным перемещениям соответствуют небольшие поднятия и погружения земной коры. Однако необходимо иметь в виду, что в зонах глубинных разломов поле градиента терпит разрыв и в таких случаях (особенно, когда ширина зоны дробления относительно мала) следует говорить не о величине градиента, а об амплитуде скорости смещения пород по обе стороны от разлома.



Рис. 12. Схема градиентов средней скорости новейших тектонических движений [*Уломов*, 1973, 1974] *1–4* – градиенты скоростей горизонтальных движений (*1* – менее 1·10⁻⁸ год⁻¹, *2* – 1·10⁻⁸ ÷2·10⁻⁸ год⁻¹, *3* – 2·10⁻⁸ ÷5·10⁻⁸ год⁻¹, *4* – 5·10⁻⁸ ÷1·10⁻⁷ и больше); *5* – участки больших (5·10⁻⁹ ÷1·10⁻⁸) градиентов скоростей вертикальных движений; *6* – то же, что *2* и *3* на рис. 7; *7* – условные границы областей с преимущественно сжимающими (1), сдвиговыми (2) и растягивающими (3) напряжениями; *8* – направление действия напряжений

Наибольшая величина градиента V_H отчетливо наблюдается в восточной части Ферганской впадины вдоль Восточно-Ферганской и Южно-Ферганской зон глубинных тектонических нарушений, отличающихся высокой сейсмичностью (grad $V_H \ge 1 \cdot 10^{-7}$, rog^{-1}). Наименьшие значения (grad $V_H \le 1 \cdot 10^{-8}$, rog^{-1}) свойственны Казахстанскому щиту и равнинной территории Приташкентского района. В Центральных Кызылкумах величина градиента скоростей сдвиговых деформаций вновь возрастает и достигает в зоне глубинных разломов $5 \cdot 10^{-8} rog^{-1}$ и более. На юго-западном продолжении этой зоны, как уже сообщалось, и произошли Газлийские землетрясения 1976–1984 гг.

Аналогичные величины градиентов V_H выявлены в Южном Тянь-Шане (южнее Ферганской впадины), на Северном Тянь-Шане (к югу от Иссык-Кульской впадины) и на Центральном Памире (вдоль Памиро–Гиндукушской зоны разломов), где тангенциальные перемещения интенсивно преобразуются в вертикальное погружение всей литосферы.

На основании анализа и сопоставления векторных и скалярных полей скоростей и их градиентов на территории Средней Азии автором были выделены три типа тангенциальных геодинамических напряжений, играющих ведущую роль в развитии земной коры и ее сейсмичности. Весь Северный Тянь-Шань, значительная часть Центрального и Южного Тянь-Шаня, а также весь Памир охвачены преимущественно сжимающими напряжениями. Интенсивные сдвиговые напряжения и деформации испытывает земная кора Восточной Ферганы и Центральных Кызылкумов.

В целом же, как показывает анализ новейшей и современной геодинамики, для изучения сейсмичности и оценки сейсмической опасности орогенических районов необходим



Рис. 13. Векторное поле скоростей современных горизонтальных тектонических движений по данным GPS-измерений на территории Киргизии и южной части Казахстана (по А.В.Зубовичу, 2001 г.). Начало стрелок соответствует местоположению GPS-пунктов, а их длина – величинам среднегодовой скорости перемещений (масштаб приведен в правом нижнем углу карт); размеры кружков на конце стрелок – доверительные области с 95%-ной вероятностью; Т-Ф – Таласо-Ферганский разлом. Укрупненный фрагмент карты (внизу) демонстрирует вращение земной поверхности северо-восточнее Ферганской впадины (звездочкой обозначен центр вращения, по А.В.Зубовичу)

совместный анализ вертикальной и горизонтальной составляющих перемещений земной коры, на равнинных же территориях особое внимание следует уделять выявлению горизонтальных движений и вычислению их градиентов.

Уместно еще раз отметить, что все эти расчеты и иллюстрации выполнены и опубликованы автором [Уломов, 1973, 1974] задолго до Газлийских землетрясений 1976 и 1984 гг., подтвердивших правоту этих построений.

Результаты относительно недавних GPS-измерений, опубликованные в статье [*Ab-drakhmatov et al.*, 1996] и нашедшие отражение в 2001 г. в кандидатской диссертации А.В.Зубовича, приведены на рис. 13 для сравнения с результатами, полученными нами ранее.

Как видим, на Северном Тянь-Шане векторы скоростей современных движений (как и неоген-четвертичных) имеют преимущественно меридиональную направленность, а их абсолютные величины быстро убывают по мере продвижения к северу (рис. 13), что хорошо согласуется с приведенными выше нашими данными (см. рис. 10). При этом максимальная скорость современных движений, по данным GPS, достигает 10–12 мм/год и почти в два раза превышает скорость неоген-четвертичных движений на тех же участках, что вполне естественно, как и было отмечено выше. Внизу на этом же рисунке в несколько укрупненном масштабе представлен фрагмент карты поля скоростей современных движений для западной части Киргизии. Здесь имеет место ярко выраженный поворот земной поверхности против

часовой стрелки, что со всей убедительностью подтвердило полученные нами ранее аналогичные результаты. Как показал А.В.Зубович, вращение происходит здесь с угловой скоростью 0.5–1.5 мм/год вокруг центра, расположенного в юго-восточной части Ферганской впадины. Модули скорости векторов вращательных перемещений убывают по мере продвижения с юго-востока на северо-запад от 5–6 до 2–3 мм/год.

К сожалению, все указанные выше результаты GPS-измерений пока получены лишь для территорий стран-участниц этих исследований – Киргизии, Казахстана и не распространились в западном направлении на территорию Узбекистана, что позволило бы не только получить первые инструментальные данные о современных движениях Туранской плиты, но и "замкнуть" систему GPS-наблюдений на относительно хорошо изученные в этом отношении районы Средиземноморья и Кавказа.

Заключение

Выявленные особенности пространственно-временного и энергетического развития сейсмогеодинамических процессов в Иран-Кавказ-Анатолийском, Центрально-Азиатском и Алтай-Саян-Байкальском внутриконтинентальных сейсмоактивных регионах свидетельствуют о существовании длиннопериодных деформационных волн, охватывающих весь коллизионный пояс юга Северной Евразии и провоцирующих здесь возникновение очагов местных землетрясений. Различия в сейсмическом режиме этих регионов могут быть обусловлены различиями в разломно-блоковой структуре каждого из них и разной реакцией на внешние геодинамические воздействия.

Скифско-Туранская плита продолжает активно вовлекаться в орогенические движения горных сооружений Большого Кавказа, Копетдага и Тянь-Шаня. Возникновение разрушительных землетрясений в этой густонаселенной местности чревато социально-экономическими и экологическими последствиями, которые могут усугубиться расположением здесь атомных электростанций и других особо ответственных строительных объектов, не рассчитанных на сильные сейсмические воздействия.

Исследования геодинамического взаимодействия сопредельных литосферных плит и роли горизонтальной и вращательной составляющих движений в процессе вовлечения в орогенез платформенных территорий приобретают особое значение для оценки сейсмической опасности на территории Скифской плиты и юга Восточно-Европейской платформы, где вертикальная составляющая движений незначительна, а сейсмический потенциал может оказаться достаточно высоким. Свидетельством этому, наряду с тремя Газлийскими землетрясениями



Рис. 14. Профили 1–14, вдоль которых изучаются сейсмогеодинамические процессы вовлечения Скифско-Туранской плиты в орогенические движения Кавказа, Копетдага, Центрального и Южного Тянь-Шаня

1976–1984 гг. (M=7.0, 7.3, 7.2) на Туранской плите, могут служить три таких же "неординарных" Нью-Мадридских землетрясения 1811–1912 гг. ($M\approx8.0$) – в США, Тань-Шаньское землетрясение 1976 г. (M=7.5) – в Китае, Ахмедабадское землетрясение 2001 г. (M=7.7) – в Индии и ряд других, не менее значительных сейсмических событий. Важно отметить, что очаги практически всех из них были приурочены к рифтовым и рифтоподобным структурам, характеризующимся преимущественно горизонтальными растягивающими напряжениями и деформациями.

В настоящее время, в соответствии с Российско-Узбекским проектом, вошедшим в план мероприятий Шанхайской организации сотрудничества (ШОС), на территории Узбекистана уже заложены реперы и осуществлены первые GPS-измерения. Наиболее детальные исследования сейсмогеодинамики области перехода от орогена Иран–Кавказ–Анатолийского и Центрально-Азиатского регионов к Скифско-Туранской плите и процессов миграции сейсмической активности нами ведутся вдоль профилей, изображенных на рис. 14.

Автор выражает благодарность Т.И.Даниловой, Н.С.Медведевой и Т.П.Поляковой за помощь в работе с каталогами землетрясений.

Литература

- Бутовская Е.М., Коньков А.Т., Нерсесов И.Л., Уломов В.И., Пак В.А., Тростянский Г.Д. Сейсмичность Ферганской долины. Ташкент: Изд-во АН Уз.ССР, 1961. 100 с.
- Гзовский М.В. Градиент скорости движения, напряженное состояние коры и энергия тектонических процессов новейшего времени // Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М.: Недра, 1967.
- Кабан М.К., Артемьев М.Е., Караев Д.И. и др. Глубинное строение и геодинамика тектонических структур Туркменистана и прилегающих областей по гравитационным данным // Геотектоника. 1998. № 4. С.81-89.
- Каржаув Т.К., Уломов В.И. Проявления современной тектоники и сейсмичность Кызылкумов // Узб. геол. журн. 1966. № 3. С.69-75.
- Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации ОСР-97. Масштаб 1:8 000 000: Объяснительная записка и список городов и населенных пунктов, расположенных в сейсмоопасных районах / Ред. В.И.Уломов, Л.С.Шумилина. М.: ОИФЗ РАН, 1999. 57 с. 10 карт.
- *Николаев Н.И., Шенкарева Г.А.* Карта градиента скоростей новейших тектонических движений территории СССР // Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М.: Недра, 1967.
- Петрушевский Б.А. Некоторые уроки Кызылкумских землетрясений // Бюл. МОИП. 1977. № 1.
- Уломов В.И. Глубинное строение земной коры юго-востока Средней Азии по данным сейсмологии. Ташкент: Изд-во ФАН УзССР, 1966. 122 с.
- Уломов В.И. Глубинная структура земной коры сейсмоактивной территории Западного Узбекистана // Сейсмичность Западного Узбекистана / Отв. ред. Ю.В.Ризниченко. Ташкент: Фан, 1972. С.6-18.
- Уломов В.И. Динамика земной коры Средней Азии и методика изучения ее горизонтальных движений // Информ. сообщение АН Узбекистана. Ташкент: ФАН, 1973. № 76.
- Уломов В.И. Динамика земной коры Средней Азии и прогноз землетрясений. Ташкент: Фан, 1974. 216 с.
- Уломов В.И. Сейсмогеодинамика области перехода от орогена Тянь-Шаня к Туранской плите и долгосрочный прогноз Газлийских землетрясений // Газлийские землетрясения 1976 и 1984 гг. Ташкент: Фан, 1986. С.7-18.
- Уломов В.И. Решеточная модель очаговой сейсмичности и прогноз сейсмической опасности // Узб. геол. журн. 1987. № 6. С.20-25.
- Уломов В.И. Сейсмогеодинамика Средней Азии с позиций тектоники литосферных плит // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Публикация № 0157 Международной программы "Литосфера". Новосибирск: Наука, 1990. С.218-228.
- Уломов В.И. Глобальная упорядоченность сейсмогеодинамических структур и некоторые аспекты сейсмического районирования и долгосрочного прогноза землетрясений // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. М.: ИФЗ РАН, 1993. Вып. 1. С.24-44.

- *Уломов В.И.* Региональные структуры сейсмичности // Современная динамика литосферы континентов. Подвижные пояса. М.: Недра, 1995. С.401-419.
- Уломов В.И. Моделирование зон возникновения очагов землетрясений на основе решеточной регуляризации // Физика Земли. 1998. № 9. С.20-38.
- Уломов В.И. Сейсмогеодинамика и сейсмическое районирование Северной Евразии // Вулканология и сейсмология. 1999. № 4/5. С.6-22.
- Уломов В.И., Полякова Т.П., Медведева Н.С. О долгосрочном прогнозе сильных землетрясений в Центральной Азии и в Черноморско-Каспийском регионе // Физика Земли. 2002. № 4. С.31-47.
- Уломов В.И. От сейсмического районирования к прогнозу землетрясений // Научное наследие Г.А.Гамбурцева и современная геофизика: Развитие идей. Воспоминания. М.: ОИФЗ РАН, 2003. С.189-202.
- Уломов В.И. О роли горизонтальных тектонических движений в сейсмогеодинамике и прогнозе сейсмической опасности // Физика Земли. 2004. № 9. С.14-30.
- Abdrakhmatov K.Ye., Aldazhanov S.A., Hager B.H., Hamburger M.W., Herring T.A., Kalabaev K.B., Makarov V.I., Molnar P., Panasyuk S.V., Prilepin M.T., Reilinger R.E., Sadybakasov I.S., Souter B.J., Trapeznikov Yu.A., Tsurkov V.Ye., Zubovich A.V. Relatively construction of the Tien Shan inferred from GPS measurements of present-day crustal deformation rates // Nature. 1996. V. 384. December. P.450-457.