

О СЕЙСМОГЕОДИНАМИКЕ ЛИНЕАМЕНТНЫХ СТРУКТУР ГОРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СКИФСКО-ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ *)

Введение.

Целью настоящих исследований является изучение пространственно-временного и энергетического развития сейсмических процессов вдоль основных линеаментных сейсмогенных структур Иран-Кавказ-Анатолийского и Центрально-Азиатского регионов и области перехода от орогена к Скифской и Туранской платформам, представляющих собой единую сейсмогеодинамическую систему. Одна из главных задач этих исследований - экстраполяция сейсмогеодинамических процессов на сопредельные равнинные территории и выявление мест потенциальных очагов крупных землетрясений.

Проблема возникновения землетрясений на платформенных территориях, несмотря на многочисленные примеры таких сейсмических событий, до сих пор остается во многом нерешенной. Особую актуальность она приобретает для густонаселенной местности юга европейской части России, представленной относительно стабильной в геодинамическом отношении Скифской плитой, где пока известны лишь слабые и умеренные местные землетрясения. Вместе с тем, на Туранской плите, смежной со Скифской и аналогичной ей по глубинному строению и истории геологического развития, относительно недавно имели место три крупнейшие для платформы Газлийские землетрясения с магнитудами $M=7.0$ и 7.3 - в 1976 г. и с $M=7.2$ - в 1984 г. (Здесь и далее магнитуда M соответствует M_s , определенной по поверхностным сейсмическим волнам.)

Скифскую и Туранскую молодые платформы, которые роднит их общее эпигерцинское геологическое происхождение, часто рассматривают как единую Скифско-Туранскую плиту (СТП). Сейсмические проявления на территории СТП обусловлены динамикой земной коры и всей литосферы сопредельных с ней с юга и востока Иран-Кавказ-Анатолийского и Центрально-Тянь-Шаньского сейсмоактивных регионов, в свою очередь подверженных интенсивному геодинамическому воздействию со стороны Аравийской и Индийской литосферных плит.

Наиболее высокий сейсмический потенциал свойственен областям перехода от горных сооружений к платформам, где концентрируются геодинамические напряжения. Примерами на Туранской плите могут служить самое крупное на западе Средней Азии Красноводское землетрясение 1895 г. с $M=7.9$, Ашхабадская катастрофа 1948 г. с $M=7.3$ и недавнее Балханское землетрясение 2000 г. с $M=7.3$ на западной окраине Туранской плиты. Классическими примерами крупных платформенных землетрясений в других регионах уже давно стали три Нью-Мадридских землетрясения 1811-1812 гг. с $M=8.0$, произошедшие в течение двух месяцев в долине р. Миссисипи, в США. Из последних сейсмических событий можно назвать катастрофическое землетрясение с $M=7.6$, произошедшее 8 октября 2005 г. в западных предгорьях альпийских Гималаев (Пакистан), у северной границы Индийской литосферной плиты.

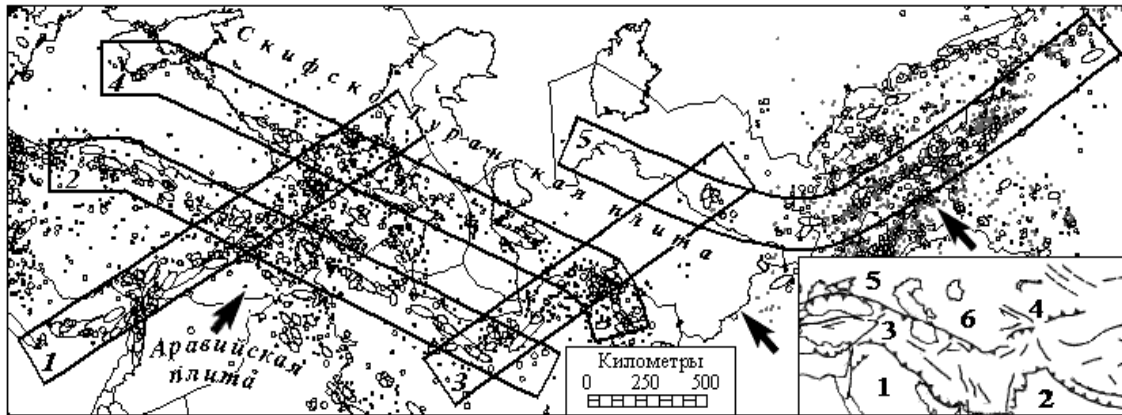
В основу выполненных исследований положены новые представления о сейсмогеодинамике сейсмоактивных регионов и их основных структурных элементов, развитые авторами в процессе работ по сейсмическому районированию и прогнозу сейсмической опасности.

Пространственно-временное и энергетическое развитие сейсмогеодинамических процессов.

Исходные данные и методика исследований.

Изучению геодинамики и сейсмичности Иран-Кавказ-Анатолийского региона и Центрального Тянь-Шаня посвящено множество публикаций, в том числе и авторов этой статьи. Как показали исследования, основными сейсмогенерирующими структурными элементами регионов являются линеаменты ("сейсмические швы", по Г.А. Гамбурцеву). Они составляют каркас всех моделей источников землетрясений. Их размеры обуславливают и величину максимальных возможных землетрясений в том или ином регионе. Сейсмолинеаменты характеризуются наиболее высокой упорядоченностью расположения очагов землетрясений и достаточно ярко выраженными процессами миграции сейсмической активизации вдоль них, что в свою очередь позволяет оценивать сейсмический потенциал соответствующих структур и развивать методы долгосрочного прогноза сейсмической обстановки.

Исследования развития сейсмогеодинамических процессов проводились вдоль профилей, изображенных на **рис. 1** в виде полос, охватывающих наиболее четко структурированную сейсмичность и соответствующие ей сейсмолинеаменты. Здесь показано расположение профилей (полос), вдоль которых изучалось пространственно-временное и энергетическое развитие сейсмогеодинамических процессов: 1 - Кипр-Кавказ, протяженность 1870 км; 2 - Анатолия-Эльбурс, 2270 км; 3 - Эльбурс-Туран, 1520 км; 4 - Крым-Копетдаг, 2500 км; 5 - Южный Тянь-Шань, 2520 км. Стрелками указано направление сжимающих сил, действующих со стороны Аравийской и Индийской литосферных плит. На врезке справа изображены основные геоструктуры на исследуемой территории: 1 - Аравийская плита, 2 - Индийская плита, 3 - Иран-Кавказ-Анатолийский регион, 4 - Центрально-Тянь-Шаньский регион, 5 - Скифская плита, 6 - Туранская плита.



Ширина каждой из полос около 200 км. Эллипсами изображены очаги всех известных землетрясений с магнитудой $M=6.8$ и выше, сгруппированных (нормированных) по интервалам 0.5 ± 0.2 единицы магнитуды (т.е. 7.0 ± 0.2 , 7.5 ± 0.2 , 8.0 ± 0.2 , 8.5 ± 0.2), в реальной ориентации и протяженности таких очагов. Условными кружками показаны эпицентры землетрясений с магнитудой от 6.5 ± 0.2 до $M=4.5 \pm 0.2$. В таблице 1 приведены каталоги наиболее крупных сейсмических событий за период 1800-2004 гг. с $M \geq 6.8$, произошедших вдоль каждой из рассматриваемых полос.

Принцип выбора профилей базировался, как уже отмечено, на наиболее четко структурированной сейсмичности линеаментных структур, на сведениях о региональной разломно-блоковой тектонике, дешифрировании космических снимков и анализе геофизических полей, прежде всего, поля изостатических аномалий силы тяжести и их градиентов. Простирание практически всех рассматриваемых профилей имеет уверенное геолого-геофизическое и сейсмологическое обоснование. Некоторым исключением может быть профиль Эльбурс-Туран, выделенный нами уже после Газлийских землетрясений 1976 г. в центральной части Турана [Уломов, 1983; Полякова, 1985].

Вместе с тем, выделение профиля Эльбурс-Туран имело целью объяснить местоположение крупных очагов этих землетрясений, явно принадлежащих западному продолжению профиля Южный Тянь-Шань, но возникших казалось бы, слишком далеко от аналогичных им очагов Каратагских землетрясений 1907 г., относящихся к той же сейсмогенной зоне. Предполагалось, что определенную роль в возникновении Газлийских землетрясений могло сыграть пересечение этих двух сейсмических швов, поскольку известно, что именно в таких дислокационных узлах возникают наиболее крупные землетрясения. С этих позиций ждётся своего объяснения и гипотетический сейсмический очаг на Мангышлаке, выявленный по древним сейсмодислокациям и, возможно, так же приуроченный к пересечению северо-западного продолжения Южного Тянь-Шаня с северо-восточным продолжением профиля Кипр-Кавказ.

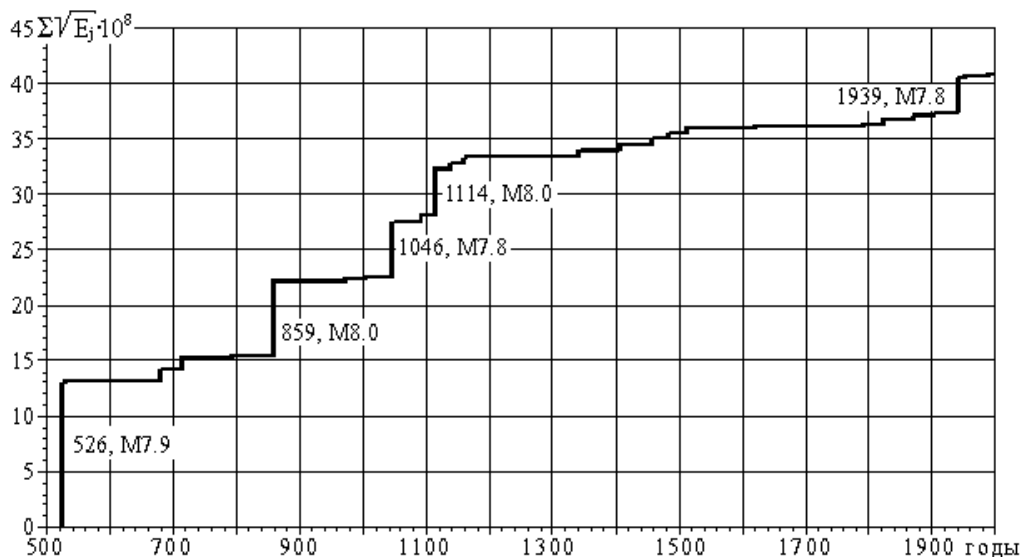
Как видно на рис. 1, профили Кипр-Кавказ (1) и Эльбурс-Туран (3) вытянуты вдоль направления действия геодинамических сил со стороны Аравийской плиты (стрелка слева), а три других - Анатолия-Эльбурс (2), Крым-Копетдаг (4) и западная часть Южного Тянь-Шаня (5) - поперек них. При этом западная часть последнего профиля является продольной по отношению к направлению сил, действующих со стороны Индийской плиты (стрелки справа). Соответствующие геодинамические воздействия испытывают Скифская и Туранская части СТП, контактирующие с орогенами.

Исследования сейсмического режима в пределах каждого из профилей осуществлялось на основе выборок из сводного каталога всех сейсмических событий, принадлежащих соответствующему профилю и оцененных по их представительности (полноте и достоверности). Для изучения миграции очагов землетрясений их эпицентры проектировались на продольные оси профилей, а расстояние до них отсчитывалось от западных концов последних. Долгосрочный прогноз крупных землетрясений осуществлялся путем анализа накопления во времени соответствующих сейсмических событий, нормированных по интервалам магнитуд.

Ниже приведены сведения о крупных землетрясениях в каждом из рассматриваемых профилей, начиная с древнейших времен и включая каталог, приведенный в таблице 1.

Профиль Кипр-Кавказ (1) совпадает с простиранием Восточно-Анатолийского разлома и пересекает в северо-восточном направлении Кавказ, достигая горы Казбек. Сейсмоструктура этого сегмента Альпийского складчатого пояса являлась объектом многих исследований [Бунэ и др., 1976; Полякова, 1985; Уломов, Шумилина, 1999] и достаточно хорошо изучена. Практически вдоль всего профиля очаги землетрясений расположены в пределах земной коры. Заглубленные до 100-150 км очаги имеют место в районе Кипра, а также на участке пересечения этого профиля с профилем Анатолия-Эльбурс в районе города Эрзинджан и под Большим Кавказом. Сведения о сильных землетрясениях с $M > 7.0$ в юго-западной части профиля (в районе Кипр-Левант-Турция) собраны за период, превышающий 3 тыс. лет (с 1356 г. до н.э.). Здесь за исторический период (526-1114 гг.) выявлено четыре землетрясения с $M \geq 7.8$ (526 г., $M=7.9$; 859 г., $M=8.0$; 1046 г., $M=7.8$; 1114 г., $M=8.0$). Этот участок, по историческим данным, один из самых активных в пределах изучаемого региона. Вместе с тем примечательно, что здесь с 1900 г. не произошло

ни одного землетрясения даже с магнитудой $M \geq 6.8$. Последние сильные землетрясения с $M=7.3$ и с $M=7.0$



возникли в восточной Турции в 1872 и 1893 гг., соответственно. В то же время за период 1900-2004 гг. заметно активизировалась северо-восточная часть профиля (севернее $38^\circ N$). Здесь имели место многочисленные землетрясения с $M \geq 6.8$ в 1905, 1924, 1939, 1966, 1971, 1983 гг., случившиеся на территории Турции, и в 1988 г. и 1991 г. - на территории Армении и Грузии (соответственно, Спитак и Рача-Джава). Самым крупным было Эрзинджанское землетрясение 1939 г. с $M=7.8$. Его очаг расположен на пересечении Кипр-Кавказского профиля с Анатолия-Эльбурским. Характерной особенностью проявления сейсмичности вдоль рассматриваемого профиля явилось интенсивное высвобождение сейсмической энергии на протяжении семи столетий (500-1200 гг.), сменившееся таким же по продолжительности относительным сейсмическим затишьем (1200-1900 гг.), что отчетливо видно на кумулятивном графике Бениоффа, составленном для этого профиля (рис. 2). Возле наиболее крупных событий указаны год землетрясения и его магнитуда. E_j (джоули) - сейсмическая энергия, выделившаяся очагами землетрясений.

Профиль Анатолия-Эльбурс (2) характеризуется высоким сейсмическим потенциалом практически на всем своем протяжении. Сейсмичность и сейсмотектоника Северной Анатолии широко освещена в многочисленных научных публикациях. Иранская часть профиля так же четко прослеживается очагами крупных землетрясений. В пределах профиля отмечено пять крупных землетрясений - в 856 г. ($M=8.1$), 958 г. ($M=8.0$) (на пересечении с профилем Эльбурс-Туран), 1046 г. ($M=7.8$), 1668 г. ($M=8.0$) в 1939 г. ($M=7.8$). Землетрясения 1046 г. и 1939 г. произошли на пересечении рассматриваемого профиля с профилем Кипр-Кавказ (1). В районе пересечения отмечены заглубленные (>50 км) очаги слабых землетрясений. Анатолийская часть профиля известна сильными историческими землетрясениями с $M=7.5 \div 8.0$, произошедшими в 1419, 1457, 1481, 1509 и 1668 гг. Землетрясения XX в. включают в себя катастрофическое для Турции Эрзинджанское землетрясение 1939 г. с $M=7.8$, а также сейсмические события 1942 г. ($M=7.0$), 1943 г. ($M=7.3$) и 1944 г. ($M=7.3$), трассирующие Северо-Анатолийский разлом. В 1999 г. на западном окончании профиля, в районе Измит, произошли два сильных землетрясения с $M=7.5$ и 7.2, повлекшие за собой большие разрушения и многочисленные жертвы. На территории Северного Ирана этот профиль трассируется сильнейшими историческими землетрясениями, случившимися в 856 и 958 г. и оцениваемые магнитудами $M=8.0 \div 8.1$, а также землетрясениями 1042, 1550, 1608, 1721 и 1780 гг. с $M=7.5 \pm 0.2$. В XX в. здесь же произошли аналогичные землетрясения в 1976 г. ($M=7.5$, Калдиран, на границе Турции и Ирана) и в 1990 г. ($M=7.4$, Рудбар, Иран), очаги которых заполнили существовавшие «бреши» между очагами исторических землетрясений.

Профиль Эльбурс-Туран (3), как уже сообщалось, в какой-то степени условный. Он выделен после Газлийских землетрясений 1976 г., произошедших в центральной части Турана [Бунэ и др., 1976; Уломов, 1983; Полякова, 1985] По отношению к простиранию основных альпийских геоструктур он является поперечным, пересекает три продольных профиля (2, 4, 5) и распадается на три участка, характеризующихся различной сейсмической активностью. Первый, наиболее активный, участок простирается от Эльбурса до Копетдага, включительно, где он пересекается с продольным профилем Крым-Копетдаг (4). Следующий по сейсмическому потенциалу участок расположен на его пересечении с профилем Южный Тянь-Шань (5), где в 1976 и 1984 гг. в одном и том же очаге произошли три крупнейшие для платформенной территории Газлийские землетрясения с $M=7.0$, 7.3 и 7.2. Не исключено, что в случае продления этого профиля на северо-восток в его пределы попадут и очаги менее крупных сейсмических событий, в том числе Чилийского землетрясения 1929 г. с магнитудой не менее $M=6.5$, эпицентр которого был определен недостаточно уверенно. Наконец, третий участок профиля Эльбурс-Туран заключен между первыми двумя и характеризуется относительной геологической стабильностью и очень слабо выраженной сейсмичностью, хотя и здесь встречаются эпицентры незначительных землетрясений.

Наиболее сильные землетрясения в пределах этого профиля произошли в 856 г. ($M=8.1$) и 958 г. ($M=8.0$) на его пересечении с профилем 2. К пересечению с профилем 4 относятся крупные исторические землетрясения ~2000 г. до н.э. ($M=7.1$, район Ак-Тепе), 10 г. н.э. ($M=7.1$, район Ниссы) и 943 г. ($M=7.6$). Современными сейсмическими событиями таких же магнитуд являются Гифанское землетрясение 1929 г. и Ашхабадское 1948 г. В результате последнего практически полностью была уничтожена столица Туркменистана с почти сотысячным населением.

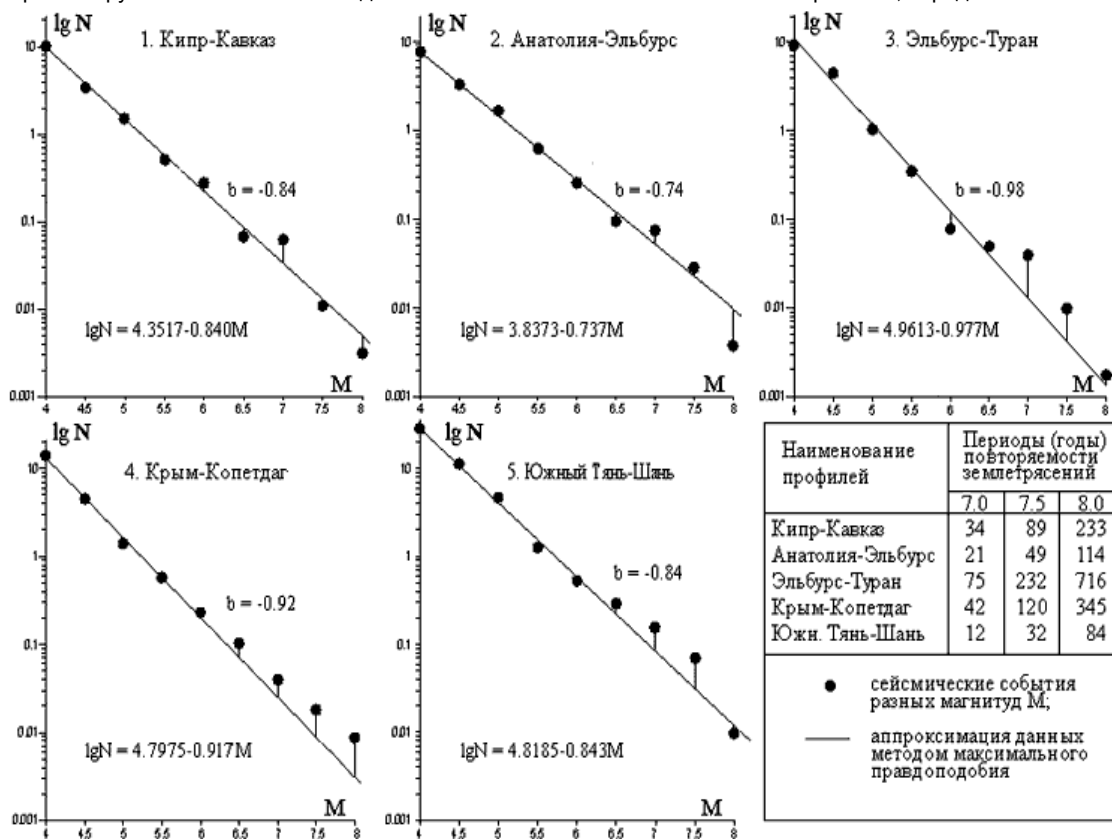
Профиль Крым-Копетдаг (4) наиболее детально исследовался нами в предыдущих работах [Полякова, 1985; Уломов и др., 1999; 2002; Уломов, 2003; Ulomov et al. 2003; Уломов и др., 2005]. Как и профиль Анатолия-Эльбурс (2), он является поперечным к направлению действующих геодинамических сил со стороны Аравийской плиты, и включает в себя два оффшорных участка - прибрежную северо-восточную область Черного моря и центральную часть Каспия. Этот профиль, хотя и достаточно четко прослеживается по геолого-геофизическим и сейсмологическим данным, можно разделить на четыре части. Западная часть простирается от Крыма до середины Большого Кавказа и характеризуется относительно малым числом слабых и умеренных землетрясений при наличии палеосейсмологических свидетельств об очень крупных древних сейсмических событиях. Следующей частью является сейсмически активная восточная половина Большого Кавказа, включающая в себя область пересечения этого профиля с профилем Кипр-Кавказ. Третий, оффшорный, участок занимает центральную часть Каспийского моря, а четвертый - относится к Копетдагу и области пересечения настоящего профиля (4) с профилем Эльбурс-Туран (3). Очаги местных землетрясений расположены преимущественно в земной коре и лишь отдельные возникают на глубинах до 50 и даже 100 км в акватории Каспийского моря, в Копетдаге и в восточной части Большого Кавказа. Самые крупные землетрясения вдоль этого профиля произошли по обе стороны от Каспийского моря: в 1668 г. ($M=7.8$) - в районе г. Шемаха, в юго-восточных отрогах Большого Кавказа, и в 1895 г. на западе Туркмении, южнее города Красноводск ($M=7.9$). В XX - начале XXI вв. возникли землетрясения с $M=7.0-7.5 (\pm 0.2)$ в прибрежной зоне Крыма (1927 г., $M=6.8$), на Кавказе - Шемахинское (1902 г., $M=6.9$), Рачинское (1991 г., $M=6.9$), в Туркмении - Казанджикское (1946 г., $M=7.0$) и Балханское (2000 г., $M=7.3$) с очагами, расположенными к северо-востоку от Красноводского землетрясения 1895 г. В настоящее время активен в сейсмическом отношении участок акватории Каспийского моря, соединяющий полуострова Челекен и Апшерон. Здесь в 1911, 1931, 1935, 1986 и 1989 гг. произошли землетрясения с $M=6.0-6.5 (\pm 0.2)$. На Копетдагском участке профиля за исторический период известны землетрясения 943 г. ($M=7.6$), 1209 г. ($M=7.4$), 1389 г. ($M=7.3$), 1405 г. ($M=7.6$). В XX в. возникли Гифанское (Гермабское) 1929 г. ($M=7.2$) и Ашхабадское 1948 г. ($M=7.3$) землетрясения. Имеются сведения о сейсмических событиях 1100 и 1750 гг. с $M=7.0 \pm 0.2$, случившихся на северо-западе Большого Кавказа. В XX в. здесь произошли Тебердинское землетрясение 1905 г. ($M=6.4$), Чхалтинское 1963 г. ($M=6.4$) и Рачинское 1991 г. ($M=6.9$) в местах, где ранее землетрясений подобной величины не было отмечено. Для северо-западного окончания профиля наряду с Ялтинским землетрясением 1927 г. с $M=6.8$ известны менее крупные сейсмические события, в том числе Анапское землетрясений 800 г. до н.э. ($M=6.5$), Керченские: Понтикапейское - 63 г. до н.э. ($M=6.4$) и 275 г. ($M=6.4$), Нижнекубанское 1879 г. ($M=6.0$).

Профиль Южный Тянь-Шань (5) по выразительности начертания и высокой сейсмической активности внутрикоровых землетрясений занимает первое место в Центральном Тянь-Шаньском регионе [Уломов, 1974]. Он простирается на 2500 км от западных окраин Китая до западной границы Узбекистана и, возможно, значительно дальше. Сейсмичность Южного Тянь-Шаня, как и всей территории Средней Азии, внимательно стала изучаться лишь с конца XIX в. Самое крупное из известных в пределах Южного Тянь-Шаня землетрясений произошло в 1902 г. в Кашгарии, на границе Таджикистана и Китая, и имело магнитуду $M=7.8$. Здесь же в 1955 и 1985 гг. возникли землетрясения с $M=7.1$ и 7.0, соответственно. На противоположном конце активной части этого профиля, в отрогах Гиссарского хребта, в 1907 г. произошли друг за другом два Каратагских землетрясения с $M=7.4$ и 7.3. До возникновения в 1976 и 1984 гг. Газлийских землетрясений на северо-западном продолжении Южного Тянь-Шаня местоположение очагов Каратагских землетрясений представлялось западной границей между сейсмоактивным орогеном и практически асейсмичной Туранской плитой. К крупным землетрясениям относятся Хаитское 1949 г. ($M=7.4$), произошедшее на территории Таджикистана, восточнее Каратагских землетрясений, и практически такое же по магнитуде ($M=7.3$) землетрясение 1949 г. на западе Китая, на восточном окончании рассматриваемого профиля. В 1974 г. на границе Таджикистана и Китая произошло Маркансуйское землетрясение с $M=7.3$. Достаточно сильное Алайское землетрясение с $M=6.8$ случилось в 1978 г. южнее Ферганской долины. Оно примечательно тем, что было официально предсказано за два дня до возникновения на основе ряда предвестников, в том числе радоновых и электромагнитных, выявленных прогностической службой Узбекистана. Этот удачный краткосрочный прогноз, наряду с известным прогнозом Хайченского землетрясения 1975 г. китайскими геофизиками, занесен в анналы ЮНЕСКО. До этого, как известно, в долгосрочном плане были предсказаны Газлийские землетрясения на Туранской плите, за 10 лет до их возникновения.

Сейсмический режим тектонических швов.

На **рис. 3** приведены графики повторяемости землетрясений, имевших магнитуду от $M=4.0 \pm 0.2$ до 8.0 ± 0.2 и произошедших в пределах каждого из рассматриваемых профилей. Вдоль оси абсцисс отложены интервальные магнитуд, вдоль оси ординат - десятичные логарифмы среднегодового числа N соответствующих сейсмических

Черными кружками показана наблюдаемая частота возникновения таких землетрясений, определенная за интервал



времени их представительной (наиболее достоверной) регистрации. Прямые линии, полученные методом макс правдоподобия, аппроксимируют точечные значения и описываются уравнениями, приведенными на каждом из Приложении метода максимального правдоподобия (МП) придает более высокие веса многочисленным и стати значимым слабым событиям и позволяет выявлять отклонения числа землетрясений больших магнитуд от аппроксимирующей логлинейной прямой (экспоненты, в линейном масштабе). Графики практически не меняют положения, если ограничить интервал магнитуд даже в пределах от $M=4.0 \pm 0.2$ до $M=6.0 \pm 0.2$ (свойство метода I

Ранее, в работах по созданию карт ОСР-97, нами было показано, что практически во всех регионах Северной Евразии крупные землетрясения возникают гораздо чаще, чем это "положено" им при прямолинейной экстраполяции графиков в сторону больших магнитуд. Причем наибольшие отклонения от экспоненты вверх обычно наблюдаются в интервале магнитуд 7.0 ± 0.5 . После $M=7.5$ наблюдаемые значения частоты событий вновь приближаются к логлинейной прямой, увеличивая угол наклона графика ("правый загиб"). Отражение этого явления видно почти на всех графиках рис. 3.

Аномальным в этом отношении выглядит заниженное значение величины наблюдаемой повторяемости землетрясений с $M=7.5 \pm 0.2$ вдоль профилей Кипр-Кавказ и Анатолия-Эльбурс, что может указывать на дефицит таких землетрясений на этих структурах в настоящее время и на повышенную вероятность их возникновения в ближайшем будущем. Вдоль профиля Эльбурс-Туран наблюдается дефицит событий с $M=6.0 \pm 0.2$. В таблице справа на рис. 3 для каждого из профилей приведены расчетные значения периодов повторяемости землетрясений с $M=7.0 \pm 0.2$, 7.5 ± 0.2 и 8.0 ± 0.2 , вычисленные по соответствующим уравнениям.

Как видно, углы наклона прямых b имеют вполне реалистичные значения, что указывает на правомерный выбор размеров рассматриваемых профилей. Несколько заниженной выглядит величина $b \approx -0.7$ для профиля Анатолия-Эльбурс, что можно объяснить менее надежной представительностью слабых сейсмических событий, по сравнению с землетрясениями больших магнитуд.

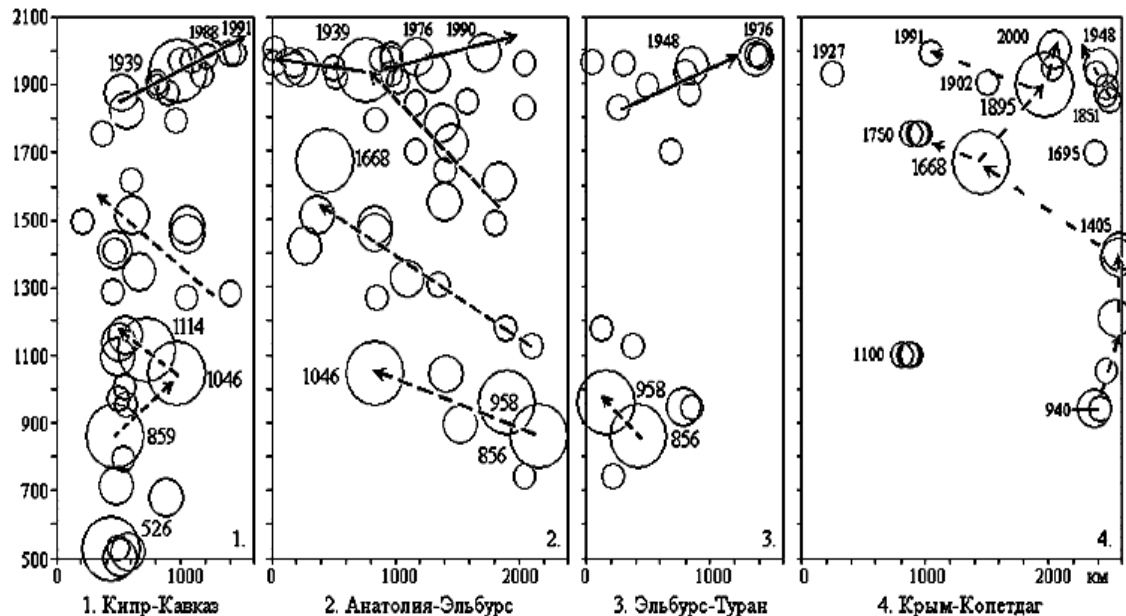
Миграция сейсмической активизации.

Одной из первых научных публикаций, в которой с физико-математических позиций обсуждаются вопросы миграции очагов землетрясений, была работа ташкентских геологов и сейсмологов - Н.П. Васильковского, Г.В. Попова и М.П. Репникова (1940 г.). Уже тогда последовательности землетрясений рассматривались во взаимосвязи, с использованием "цепей Маркова". Позже эти исследования были продолжены нами, и миграция сейсмических очагов была объяснена с позиций распространения вдоль сейсмических линеаментов деформационных волн, провоцирующих землетрясения. В заключительном разделе этой статьи сообщается и о других многочисленных публикациях на эту тему, в том числе зарубежными исследователями.

На рис. 4 представлено пространственно-временное распределение сейсмических очагов с $M=7.0 \pm 0.2$,

7.5±0.2 и 8.0±0.2, возникавших в течение весьма продолжительного интервала времени, начиная с 500 г., вдоль профилей Кипр-Кавказ, Анатолия-Эльбурс, Эльбурс-Туран и Крым-Копетдаг. Что касается Южного Тянь-Шаня, то этот профиль будет рассмотрен в следующем разделе, где более детально представлена также информация по четырем остальным профилям за период с 1800 г. по настоящее время (см. рис. 6). Причиной исключения Южного Тянь-Шаня в данном случае явилось то, что более или менее достоверные сведения о сейсмичности этой территории, как уже отмечалось, стали поступать лишь с 1865 г., т.е. с момента присоединения Туркестана к России.

Вдоль оси абсцисс на рис. 4 отложены расстояния, начиная с западных концов каждого из профилей, а по оси ординат - время (годы) возникновения сейсмических событий. Кружками разного диаметра изображены очаги всех известных землетрясений с магнитудой 7.0±0.2 (меньший размер), 7.5±0.2 (средний) и 8.0±0.2 (максимальный размер). Возле наиболее крупных и значимых (для изложения) событий указан год их возникновения. Пунктирными стрелками показано направление вероятной миграции, а сплошными - более надежные тренды, которые детально рассмотрены ниже.



Профиль Кипр-Кавказ (1) характеризуется достаточно плотной и наиболее продолжительной последовательностью землетрясений, по сравнению с другими профилями. За рассматриваемый период времени основная масса сейсмических событий возникла в окрестностях очагов наиболее крупных землетрясений 526 и 859 гг. В 1046 г. очаговая область сместилась к северу, а затем вновь возвратилась к югу. Далее наблюдалось некоторое рассеяние сейсмических событий вплоть до 1616 г., после чего наступило 136-летнее затишье, а следом за ним вновь возникла плотная последовательность событий с наиболее ярко выраженной миграцией в северо-восточном направлении.

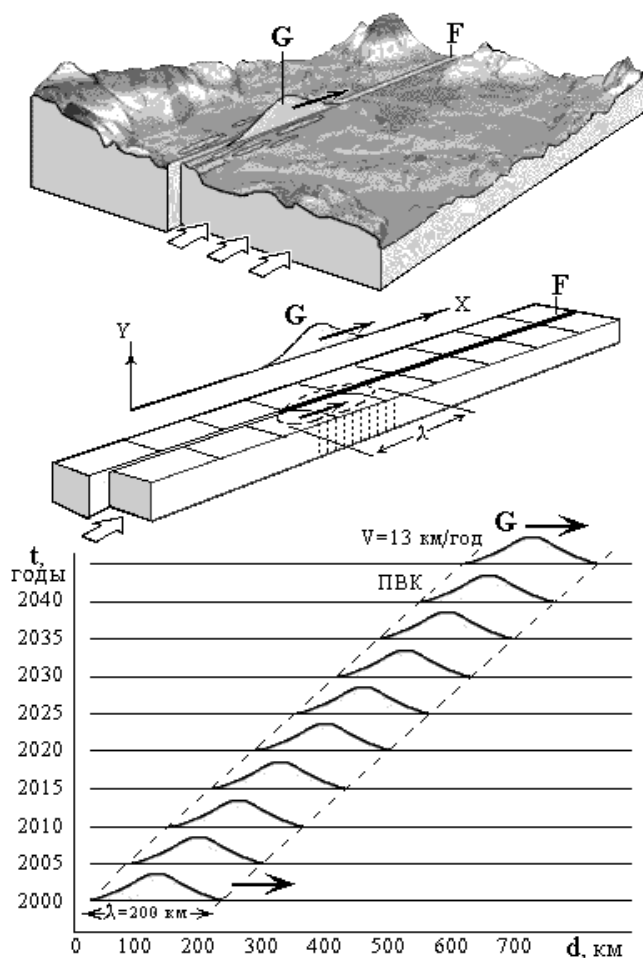
Профиль Анатолия-Эльбурс (2) - самый насыщенный по количеству землетрясений. Здесь за период с 742 г., т.е. с момента первого землетрясения с $M \approx 7.0$, до самого крупного за последнее время Эрзинджанского землетрясения 1939 г. с $M = 7.8$ прослеживаются три периодически повторяющиеся кластера миграции сейсмических событий, имеющих, примерно, одинаковую 400-летнюю продолжительность (740-1100, 1100-1500, 1500-1939 гг.), но различную скорость миграции - 7, 4 и 3 км/год, соответственно. Каждая из последовательностей, начинаясь на юго-востоке, завершается наиболее крупным землетрясением с $M \approx 8.0$ на северо-западе. Первая и третья из них имеют одинаковую протяженность и заканчиваются в эпицентральной области землетрясений 1046 и 1939 гг. На западном окончании наиболее протяженной второй последовательности в 1668 г. возникло самое крупное землетрясение с $M = 8.0$. Спустя 270 лет после него, что соответствует среднему периоду повторяемости таких землетрясений вдоль этого профиля, произошло Эрзинджанское землетрясение, спровоцировавшее две ветви миграции - северо-западную, Анатолийскую, и юго-восточную, в сторону Эльбурса.

Профиль Эльбурс-Туран (3), как уже отмечено, является в какой-то мере гипотетичным. Характерная его черта - отсутствие землетрясений рассматриваемых магнитуд в течение продолжительного интервала времени - с 1177 г. по 1695 г., т.е. свыше 500 лет. Если для Турана такая историческая информация может отсутствовать, то для территории Ирана это выглядит аномально. В последующий период самыми крупными землетрясениями вдоль этого профиля были катастрофическое Ашхабадское 1948 г. с $M = 7.3$ и Газлийские 1976 г. с $M = 7.0$ и 7.3 и 1984 г. с $M = 7.2$. Здесь уместно заметить, что наши исследования сейсмичности Туранской плиты позволили в 1965 г. не только обнаружить на земной поверхности в Центральном Кызылкуме гигантские зияющие трещины, которые могут быть интерпретированы как палеосейсмодислокации, но и на основе наблюдений за их активизацией в течение 1965-1975 гг. осуществить долгосрочный прогноз Газлийских землетрясений.

Профиль Крым-Копетдаг (4) так же характеризуется разнородным распределением сейсмических

очагов, по-видимому, вследствие неполной за предыдущие века сейсмологической информации по территории Кавказа. Сведения о Шемахинском землетрясении 1668 г. с $M=7.8$ во многом гипотетичны и признаются не всеми сейсмологами. Подозрительными являются и данные о тройном землетрясении с $M=7.0$ в 1100 г. Что касается кластера очагов, произошедших в интервале 940-1405 гг. в восточном окончании профиля, то сомнений в их достоверности значительно меньше, поскольку они произошли на территории нынешнего Ирана. Однако и здесь наблюдается почти 450-летнее (1405-1851 гг.) отсутствие крупных землетрясений. Все возможные пути миграции вдоль этого профиля показаны пунктиром, хотя сброс деформаций в очаге наиболее крупного здесь Краснодарского землетрясения 1895 г. вполне мог спровоцировать Шемахинское землетрясение 1902 г. на противоположном побережье Каспия и дальнейшую волну миграции в северо-западном направлении, возможно, вплоть до очага Рача-Джавского землетрясения 1991 г. с $M=6.9$ в Грузии. С большей уверенностью можно говорить о юго-восточном тренде в сторону Казанджикского землетрясения 1946 г. ($M=7.0$) и относительно недавнего землетрясения с $M=7.3$ в отрогах Большого Балхана на западе Туркмении. Не исключено, что с Краснодарским землетрясением связано и Ашхабадское 1948 г. и другие сейсмические события в его окрестностях, сближенные друг с другом во времени. Миграционные процессы в этой части рассматриваемого профиля подробно обсуждались в предыдущей нашей работе (2005 г.). Несколько обособленно расположен очаг Ялтинского землетрясения 1927 г. ($M=6.8$) на западном окончании профиля.

Геодинамическая модель миграционных процессов.



Физические представления о геодинамической природе наблюдаемых миграционных процессов, предложенные автором в 1983-1987 гг., иллюстрирует **рис. 5**. В верхней части рисунка показано перемещение правого борта разлома F под давлением приложенных к нему сил (три крупные стрелки). Поскольку одновременное перемещение пород вдоль всего разлома практически невозможно по энергетическим причинам, перенос напряжений и деформаций осуществляется как бы по частям - в виде локализованных (солитоноподобных) деформационных волн - геонов (G). Именно они обеспечивают динамику взаимодействующих геоблоков и направленность развития сейсмогеодинамических процессов в разломно-блоковой структуре земной коры и всей литосферы. Распространяясь вдоль разломов, геоны последовательно перемещают их борта. При своем движении они создают и разрушают разнообразные зацепы пород вдоль разлома, провоцируя тем самым возникновение очагов землетрясений.

В средней части рисунка показана динамика разлома F, наглядно поясняющая природу континуально-дискретного перемещения его правого борта. Эта модель продолжает развитие "теории упругой отдачи" Дж. Рейда (1911

г.), объясняющую механизм отдельного сейсмического очага, но распространяет ее на всю взаимосвязанную совокупность множества сейсмических очагов вдоль протяженного активного разлома. На аналогию в развитии сейсмогеодинамических процессов внутри отдельных очагов и в крупных сейсмогенных зонах было указано автором в книге (Уломов, 1974), где проиллюстрировано, что каждое отдельное землетрясение со своими афтершоками является моделью крупной тектонической зоны, и ее поведения во времени.

Область, оконтуренная пунктирным эллипсом в центральной части рис. 5, по изгибу параллельных линий, которыми помечена поверхность этой модели, сходна с представлениями Дж. Рейда о подготовке разрыва в отдельном очаге. В нашем же случае - это область наибольших деформаций и упругих напряжений на локальном участке протяженного разлома, возникшая в результате перемещения его правого борта. Ближний отрезок разлома, вдоль которого уже произошли землетрясения, показан двумя тонкими линиями. Амплитуда смещения видна по сдвинутым меткам на поверхности «сейсмического

шва». Дальний, не потревоженный еще подвижками, отрезок изображен жирной линией. Вертикальной пунктирной штриховкой помечена уплотняющаяся толща в области повышенного напряженно-деформированного состояния, которая постепенно продвигается вдоль разлома. Такому продвижению способствуют как медленный крип, так подвижки в очагах землетрясений, возникающих в пределах этой области, названной нами областью сейсмической активизации (ОСА). На каждом из фрагментов рис. 5 геон G условно показан в виде эпюры $Y(X)$ градиента упругих напряжений и деформаций.

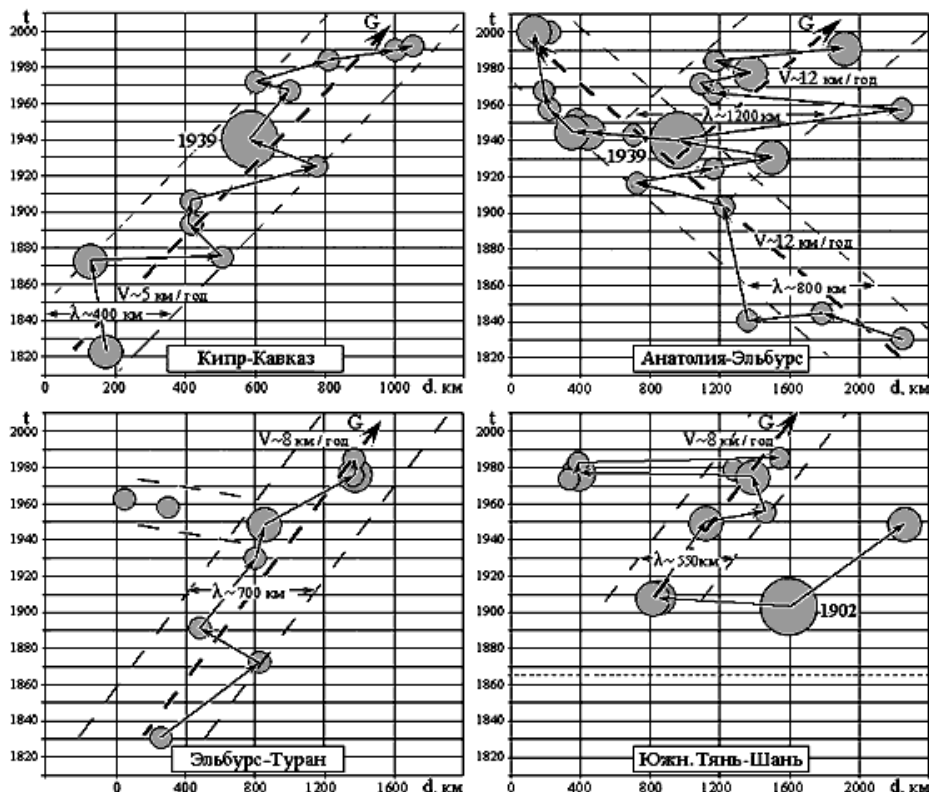
Таким образом, геон - это локализованная область уплотняющегося (в случае сжимающих геодинамических напряжений) или разуплотняющегося (в случае растяжения) объема геологической среды, перемещающаяся вдоль бортов разломов в результате подвижек в очагах местных землетрясений и криповых движений.

Сейсмогеодинамический потенциал геона, обусловленный протяженностью, глубиной заложения и геодинамикой соответствующей разломно-блоковой структуры, определяется магнитудой возникающих в его пределах максимальных возможных землетрясений (M_{max}). Вероятность возникновения сейсмических очагов с M_{max} наиболее высока в центральной части геона. Однако они могут происходить и в любой другой его части (фронтальной, центральной, тыловой), в зависимости от стадии подготовки потенциальных очагов.

Кинематические параметры движущегося геона напоминают распространение обычных сейсмических волн, но перемещаются геоны значительно медленнее - со скоростью от единиц до десятков и сотен км/год. Они так же характеризуются годографом (нижняя часть рис. 5), представляющим собой полосу, названную пространственно-временным каналом (ПВК). Зная скорость перемещения геона, можно осуществлять долгосрочный прогноз местоположения области сейсмической активизации (ОСА), соответствующей проекции геона на земную поверхность, а также оценивать величину магнитуды и предсказывать интервал времени (в годах), в течение которого с определенной вероятностью должны произойти предстоящие землетрясения.

С целью иллюстрации упорядоченности пространственно-временного развития сейсмогеодинамических процессов, обусловленной движением геонов, на рис. 6 в укрупненном масштабе приведены наиболее достоверные фрагменты верхних частей графиков рис. 4 для профилей Кипр-Кавказ, Анатолия-Эльбурс, Эльбурс-Туран и Южный Тянь-Шань. Аналогичный анализ для профиля Крым-Копетдаг, как уже отмечалось, был выполнен нами ранее в 2005 г. Для первых трех профилей рассмотрен период с 1820 г. по настоящее время. Для профиля Южный Тянь-Шань начало отсчета может осуществляться лишь с 1865 г.

Тонким пунктиром оконтурены соответствующие ПВК, а жирным пунктиром показаны генерализованные годографы перемещения соответствующих деформационных G-волн, характеризующиеся скоростью V миграции сейсмической активизации и длиной l волны. Величина этих параметров указана на каждом из графиков рис. 6.



Как видно, наиболее ярко процесс миграции очагов

землетрясений с $M=7.0 \pm 0.2$, 7.5 ± 0.2 и 8.0 ± 0.2 наблюдается вдоль полосы Кипр-Кавказ. Соответствующий

ПВК характеризуется относительно небольшой длиной волны ($l=400$ км) и невысокой скоростью перемещения геона ($V=5$ км/год), по сравнению с другими рассматриваемыми профилями. Здесь на протяжении почти 250 лет прослеживается четкая миграция в северо-восточном направлении всех очагов землетрясений рассматриваемых магнитуд. Наиболее ярко она выразилась после Эрзинджанского землетрясения с $M=7.8$ для сейсмических событий с $M=7.0\pm 0.2$. Два последних землетрясения в этой серии произошли на территории Армении (Спитакское землетрясение 1988 г.) и Грузии (Рача-Джавское землетрясение 1991 г.). Оба имели магнитуду $M=6.9$. Землетрясение на территории Грузии фактически было предсказано в работе (Уломов, 1989), где был охотурен район возникновения очередного сейсмического события такой величины. Там же было сказано, что потенциально опасная область простирается и на восточную часть Северного Кавказа. Эта угроза сохраняется по сей день и растет с каждым годом.

Не менее ярко проявилась сейсмическая миграция после Эрзинджанского землетрясения 1939 г. и на профиле Анатолия-Эльбурс. Что касается западной ветви ПВК вдоль Северо-Анатолийского разлома, то эта миграция давно стала классическим примером подобного природного явления и описана во множестве зарубежных и отечественных публикаций. Стоит обратить внимание и на возможное более продолжительное существование этого ПВК, выразившееся в последовательности из шести землетрясений с $M=7.0\pm 0.2$, возникших в течение предшествующих 100 лет (1830-1930) до Эрзинджанского землетрясения. Последнее землетрясение с $M=7.5\pm 0.2$ восточной ветви (1939, 1976, 1990) произошло в 1990 г. в Иране.

Последовательность возникновения очагов крупных землетрясений.

Кумулятивные кривые, изображенные на **рис. 7** и аппроксимирующие последовательности землетрясений разных магнитуд, наглядно отображают особенности сейсмического режима, обеспечивают определение его средних долговременных характеристик и изучение пространственно-временных флуктуаций, обусловленных сейсмогеодинамикой вдоль каждого из рассматриваемых профилей и в регионе в целом. Сравнительный анализ конфигурации таких кривых и экстраполяция последовательности сейсмических событий на ближайшее будущее открывают новые возможности для выявления признаков подготовки и долгосрочного прогноза крупных землетрясений.

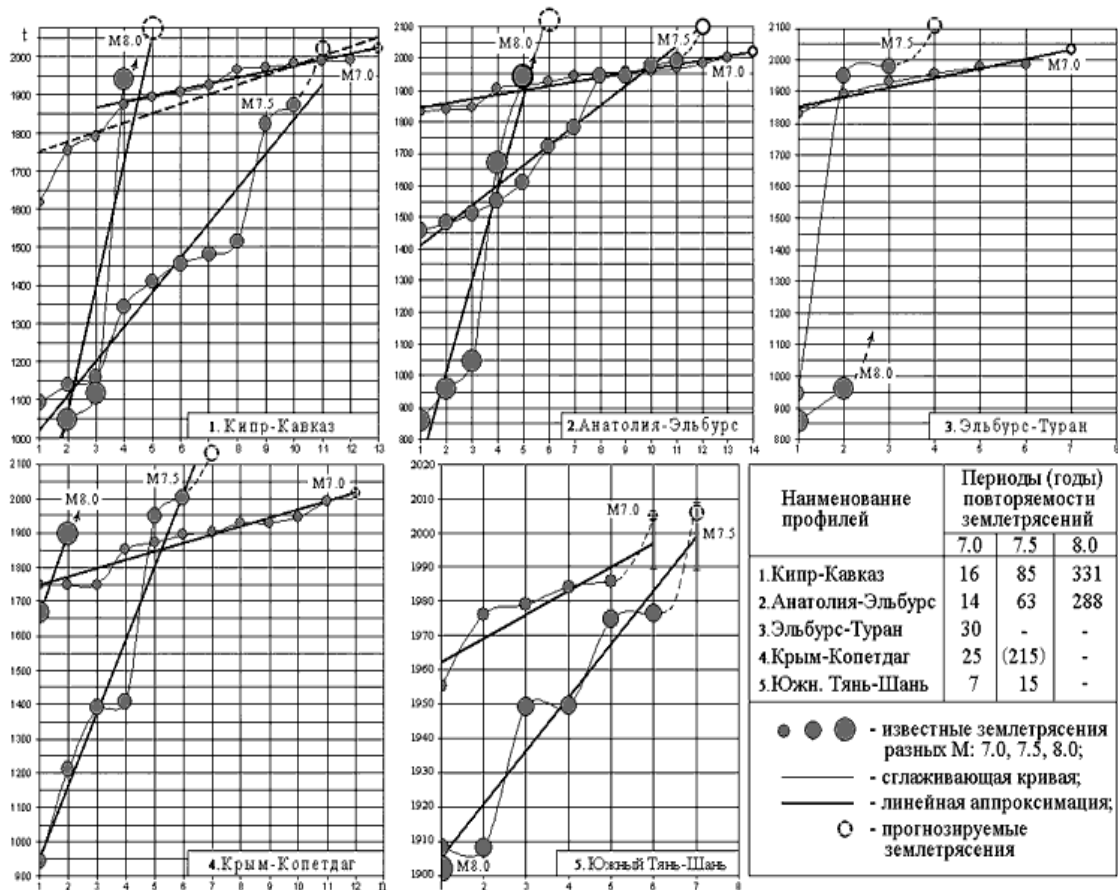
Рис. 7 иллюстрирует накопление сейсмических событий в заданных интервалах магнитуд, произошедших на территории каждого из рассматриваемых профилей, и их долгосрочный прогноз на будущее. Вдоль оси ординат каждого из графиков отложено время (t , годы), а по оси абсцисс - порядковые номера (n) землетрясений в каждой из хронологических последовательностей. Прямые линии аппроксимируют всю совокупность событий соответствующих магнитуд, а кривые получены на основе В-сплайновой интерполяции исходных данных. Очевидно, что все долгосрочные прогнозы относятся ко всей площади того или иного профиля, и лишь в случае выявления миграции и местоположения потенциального очага землетрясения можно говорить и о потенциально опасном участке на том или ином профиле.

Коэффициенты перед текущим номером n в каждом из уравнений t_n , отражающие угол наклона аппроксимирующих прямых линий, определяют периоды повторяемости землетрясений данных магнитуд в каждой из последовательностей событий. Аддитивные члены в уравнениях указывают год, начиная с которого рассмотрен каталог землетрясений. Темными кружками показаны наблюдаемые сейсмические события, белыми - прогнозируемые, время возникновения которых вычислено на основе экстраполяции сплайнов. Положение этих кружков во времени соответствует пересечению сплайна с очередной ("пустой") вертикалью с номером $n+1$. Значения периодов повторяемости сейсмических событий соответствующих магнитуд вдоль каждого из профилей приведены в сводной таблице на этом же рисунке.

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. Вместе с тем, хотя реальная картина и не столь идеальна, но и она характеризуется ярко выраженными закономерностями.

Чем выше аппроксимирующая линия (или ее участок), тем выше скорость накопления событий, т.е. выше частота их появления и, соответственно, меньше период повторяемости. И наоборот, более крутые участки соответствуют понижению скорости и более редкому возникновению землетрясений. Поэтому и с ростом магнитуды графики становятся круче, а с ее уменьшением - положе.

Как видно, практически всем сплайновым кривым свойственно «волновое» начертание, отражающее общую геодинамику всего региона и отдельных его частей, в состав которых входят рассматриваемые сейсмические швы. Так, вслед за увеличением частоты повторения землетрясений наблюдается более редкое их возникновение, а иногда - продолжительное сейсмическое затишье.



Другим обстоятельством, на которое следует обратить внимание, является пересечение графиками оси ординат углы их наклона объективно отражают средние долговременные (а в случае кривых - кратковременные) величины повторяемости землетрясений соответствующих магнитуд и вполне могут использоваться при построении традиционных графиков повторяемости, то абсолютный уровень графиков накопления событий по оси времени обусловлен представительностью используемых исходных данных, т.е. полнотой каталогов землетрясений. Это демонстрирует на примере профиля Кипр-Кавказ для графика $M=7.0$, который построен в двух вариантах - менее надежном, начинающимся с 1616 г. (пунктир), и более уверенным - с 1874 г. (сплошная линия). Аномальный спад графика 1616-1874 гг. - иллюстрация неполноты этой части каталога. Количественные характеристики каждого из вариантов приведены в таблице 2. При этом параметры непредставительного графика заключены здесь в квадратные скобки, видно, он отличается худшей корреляцией исходных данных и чрезмерно протяженным, почти 100-летним, интервалом ожидания очередного землетрясения с $M=7.0$. Принятый же нами график имеет, примерно, 20-летний прогностический срок (с 2013 по 2036 гг.) наиболее вероятного возникновения землетрясения с магнитудой $M=7$ этого профиля.

Продолжая анализировать процесс накопления сейсмических событий вдоль профиля Кипр-Кавказ, следует обратить внимание на 133-летнее отсутствие здесь землетрясений с $M=7.5 \pm 0.2$. Последнее из них случилось в 1872 г. на юге Турции. Вероятность возникновения следующего достаточно высока. Конечно, нельзя исключить и более продолжительное сейсмическое затишье, как это уже наблюдалось между 1513 и 1824 гг. после часто возникающих до этого момента землетрясений с $M=7.5 \pm 0.2$. Что-либо определенное о прогнозе наиболее крупных сейсмических событий с $M=8.0 \pm 0.2$ вдоль рассматриваемого профиля сказать сейчас трудно. Последнее из них - Эрзинджанское землетрясение произошло в 1939 г. на пересечении профилей 1 и 2. До этого, как видно, после двух аналогичных землетрясений 1046 г. ($M=7.8$) и 1114 г. ($M=8.0$), произошедших в юго-восточной Турции, на протяжении более 800 лет таких землетрясений не наблюдалось.

Профиль Анатолия-Эльбурс характеризуется высокой информативностью, наибольшей упорядоченностью и относительно более уверенной предсказуемостью событий во всех рассматриваемых интервалах магнитуд. Землетрясения вдоль профиля происходят достаточно равномерно во времени, хотя и здесь можно обнаружить некоторую синусоидальность в сплайновой аппроксимации исходных данных. Как и для предыдущего профиля, параметры соответствующих графиков приведены здесь же в таблице. Высока вероятность возникновения в ближайшее время землетрясения с $M=7.0 \pm 0.2$. Для событий с $M=7.5 \pm 0.2$, возможно, начался подъем сплайнового графика, и более вероятное время возникновения такого землетрясения заключено в интервале 2056-2146 гг. Землетрясение с $M=8.0 \pm 0.2$ ожидается не ранее 2100 г, но из-за большого разброса данных (2003-2311 гг.) может быть реализовано и

в ближайшее время.

Профиль Эльбурс-Туран (3), как уже отмечалось, самый неоднородный в сейсмическом отношении, и прогнозирование развития сейсмических процессов вдоль него затруднительно. Наиболее упорядоченно развивается поток сейсмических событий с $M=7.0\pm 0.2$ и с некоторой степенью надежности можно судить о времени возникновения такого землетрясения в течение 2017-2050 г. О прогнозе событий с $M=7.5\pm 0.2$, и тем более с $M=8.0\pm 0.2$, говорить пока не приходится.

Профиль Крым-Копетдаг (4) характеризуется достаточно хорошей корреляцией в последовательности сейсмических событий с $M=7.0\pm 0.2$ и 7.5 ± 0.2 . Последние из них произошли относительно недавно. Это Рача-Джавское землетрясение 1991 г. с $M=6.9$, на севере Грузии, и Балханское землетрясение 2000 г. с $M=7.3$, на западе Туркмении. Первое возникло через 45 лет после Казанджикского землетрясения 1946 г. с $M=7.0$, второе произошло спустя 52 года после аналогичного по магнитуде Ашхабадского землетрясения 1948 г., случившегося в той же сейсмогенной структуре. В отличие от достаточно равномерно происходящих событий с $M=7.0\pm 0.2$, четыре последних землетрясения с $M=7.5\pm 0.2$ возникали парами с интервалом, превышающим 500 лет. Первая пара относится к 1389 г. ($M=7.3$) и 1405 г. ($M=7.6$), вторая - к 1948 и 2000 гг. Как видно из приведенной здесь таблицы, в ближайшие годы вдоль этого профиля более вероятны землетрясения с $M=7.0\pm 0.2$. О событиях с $M=8.0\pm 0.2$ сказать что-либо пока затруднительно.

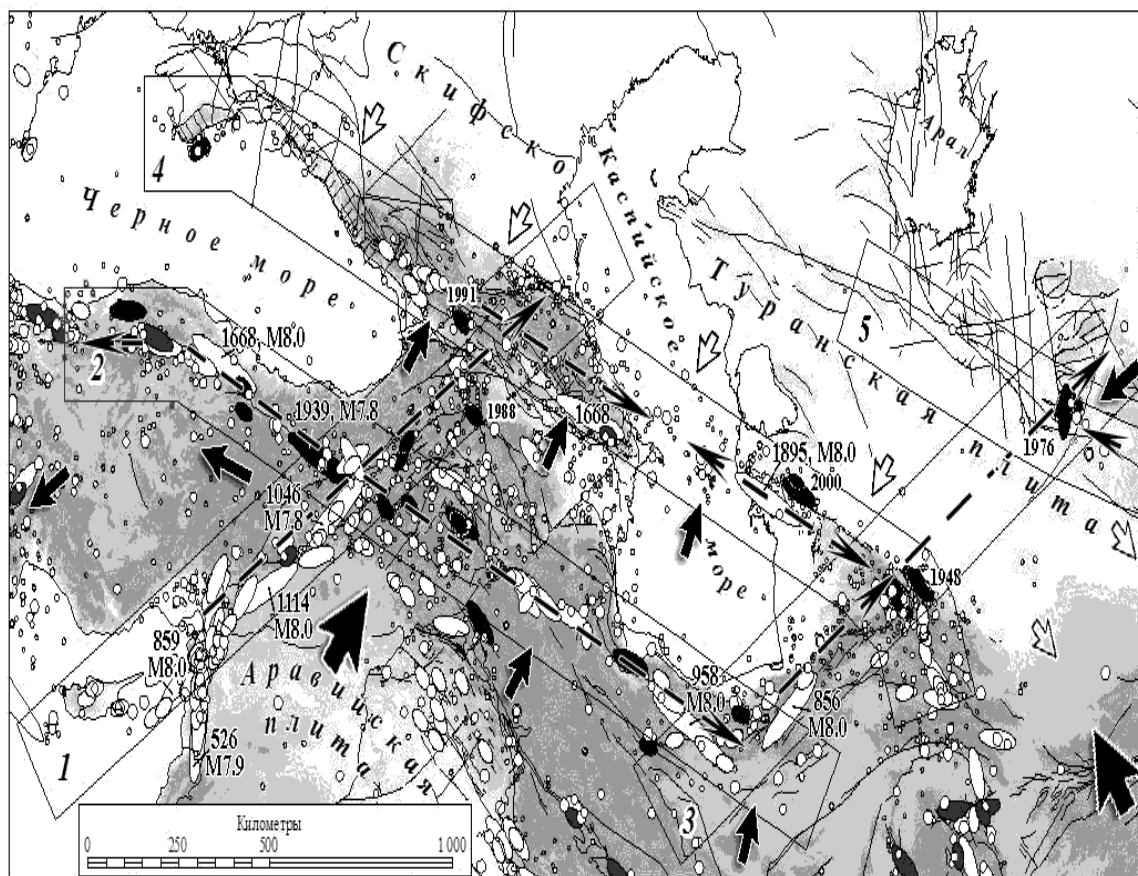
Группирование землетрясений с $M=7.5\pm 0.2$ свойственно также профилю Южный Тянь-Шань (5), где отчетливо наблюдаются периодически возникающие парные сейсмические события. Это двойные Каратагские землетрясения 1907 г. с $M=7.4$ и 7.3 , Китайское 1949 г. с $M=7.3$ и Хаитское с $M=7.4$, Маркансуйское 1974 г. с $M=7.3$ и наиболее крупное Газлийское землетрясение 1976 г. с такой же магнитудой. Можно также заметить, что возникновение двух последних пар произошло на фоне уменьшения частоты событий с $M=7.0\pm 0.2$, описываемых сплайновой кривой. Что касается прогноза, то время очередных землетрясений указанных магнитуд в Южном Тянь-Шане, как видно из приведенной для этого профиля таблицы, уже давно истекло. Поскольку из событий с магнитудой $M=8.0\pm 0.2$ известно только одно - Кашгарское землетрясение 1902 г. ($M=7.8$), выявить какой-либо тренд невозможно.

Обсуждение результатов.

Изучению миграции сейсмической активизации в разные годы было посвящено множество исследований. Как уже упомянуто, одними из первых были ташкентские сейсмологи и геологи М.П. Репников и Н.В. Васильковский (1940 г.). Позже появилось много публикаций на эту тему [Бутовская, Коньков, Нерсесов, Уломов и др., 1961; Mogi, 1968; Rice, 1969; Ambraseys, 1970; Savage, 1971; Bott, Dean, 1974; Iida, 1974; Anderson, 1975; Kasahara, 1979; Губерман, 1979; Ulomov, 1981; Никонов, 1984; Маламуд, Николаевский, 1989; и др.]. Аналогичные исследования были продолжены и развиты нами на примере линейных сейсмогенных структур Иран-Кавказ-Анатолийского и Центрально-Азиатского регионов, некоторые из результатов которых обсуждаются в этой статье.

На **рис. 8**, иллюстрирующем очаговую сейсмичность, показано расположение исследуемых профилей. Здесь, в отличие от рис. 1, из-за технических соображений приведена лишь западная часть профиля Южный Тянь-Шань, расположенная на Туранской плите. Тем не менее, как изложено выше, анализировалась сейсмогеодинамика всего этого профиля. Здесь, как и на рис. 1, эллипсами изображены очаги всех известных землетрясений с $M=7.0\pm 0.2$, 7.5 ± 0.2 , 8.0 ± 0.2 , 8.5 ± 0.2 в их реальной ориентации и протяженности таких очагов. Условными кружками уменьшающегося диаметра показаны эпицентры землетрясений с магнитудой от 6.8 до $M=4.3$. Каталоги всех известных сейсмических событий с $M\geq 6.8$, произошедших вдоль каждой из рассматриваемых полос, были приведены выше в таблице 1.

Черным цветом закрашены очаги землетрясений с $M=7.0\pm 0.2$ и более, произошедшие с 1900 г. и позже. Возле некоторых из них указаны год и магнитуда землетрясения. Две крупные черные стрелки на рис. 8 показывают направление геодинамического давления со стороны Аравийской и Индийской (справа) литосферных плит, а меньшие по размеру стрелки соответствуют «вынужденным» перемещениям участков земной коры под напором этих плит. Светлыми стрелками показано «противодействие» Скифско-Туранской плиты этим геодинамическим воздействиям. Протяженные пунктирные стрелки иллюстрируют направление миграции сейсмической активизации, выявленной выше (см. рис. 6).



Как показывают наши исследования, горные сооружения Иран-Кавказ-Анатолийского региона, Центрального Тянь-Шаня и сопредельная с ними Скифско-Туранская платформа представляют собой единую сейсмогеодинамическую систему, обуславливающую проявления сейсмичности на рассматриваемой территории. Изучение пространственно-временного и энергетического развития сейсмогеодинамических процессов, вдоль наиболее ярко выраженных линейных структур на рассматриваемой территории выявляет определенные закономерности, имеющие непосредственное отношение к прогнозу сейсмической опасности, в том числе и на юге европейской части России. К таким закономерностям, прежде всего, относятся кинематические особенности в последовательности возникновения сейсмических событий различных магнитуд и динамически упорядоченная миграция сейсмической активизации, позволяющие с той или иной степенью надежности определять интервалы времени (годы) и районы возникновения предстоящих крупных землетрясений с $M=7.0\pm 0.2$, 7.5 ± 0.2 и 8.0 ± 0.2 .

Региональные закономерности неотектонического и современного геодинамического развития и форм рельефа Скифско-Туранской платформы (СТП) можно рассматривать как результат механических воздействий на нее смежных геодинамически активных областей. Так, Туран испытывает тангенциальное давление со стороны Памиро-Гиндукуша и Тянь-Шаня, которые в свою очередь обязаны своим происхождением коллизии со стороны Индийской литосферной плиты. Скифская часть СТП, занимающая равнинные территории Крыма и Предкавказья и ограниченная с севера Восточно-Европейской платформой, испытывает сжимающие усилия со стороны складчатых сооружений Большого Кавказа и Горного Крыма, новейшие и современные геодинамические движения которых обусловлены давлением со стороны Альпийского складчатого пояса, испытывающего напор Аравийской плиты. Этим же воздействиям субмеридионального сжатия подвержена и южная часть Турана, контактирующая с альпийскими горными сооружениями Копетдага.

Следует иметь в виду, что при генетическом сходстве Скифской и Туранской частей СТП, где под чехлом платформенных осадочных образований залегают породы сильно дислоцированного герцинского фундамента, орогенетические территории Иран-Кавказ-Анатолийского и Центрально-Азиатского сейсмоактивных регионов существенно различаются по своим прочностным и геодинамическим свойствам. Так, Южный и Центральный Тянь-Шань, сформировавшиеся за новейшее время, имеют эпиплатформенное происхождение и сложены достаточно консолидированными породами Туранской плиты, в то время как сооружения Крыма, Кавказа и Копетдага представлены наиболее молодыми и более податливыми механическим воздействиям альпийскими структурами. Последнее обстоятельство указывает на то, что альпийские структуры могут служить своеобразным демпфером, поглощающим определенную долю деформаций при передаче давления на Скифскую плиту и весь юг древней Восточно-

Европейской платформы. Давление на Центрально-Азиатский регион и, соответственно, на Туранскую плиту со стороны Индостана, по-видимому, гораздо значительнее, по сравнению с давлением со стороны Аравийской плиты на альпийские структуры Крым-Кавказ-Копетдагского региона.

Этими немаловажными факторами могут быть обусловлены и различия в сейсмогеодинамике отдельных частей рассматриваемой территории, несмотря на то, что Скифско-Туранская плита и ее горное обрамление представляют собой единую сейсмогеодинамическую систему.

Исследования пространственно-временного и энергетического развития сейсмических процессов выявили определенные закономерности, имеющие непосредственное отношение к анализу сейсмогеодинамики и сейсмической опасности рассматриваемой территории. Так, профили 1 и 3, будучи поперечными к простираанию геологических структур и продольными по отношению к направлению действующих сил со стороны Аравийской плиты, характеризуются преимущественно однонаправленной миграцией деформационных волн, провоцирующих срывы зацепов в очагах готовящихся землетрясений и предопределяющих направление сейсмической миграции. За рассматриваемый интервал времени такой миграции свойственно северо-восточное направление. Наиболее четко это проявляется вдоль профиля Кипр-Кавказ. На профиле Эльбурс-Туран, в районе пересечения его с профилем Крым-Копетдаг, обнаруживается некоторое отклонение в местоположении двух сейсмических очагов (рис. 4 и 6).

Геологические же структуры вдоль профилей 2 и 4, ортогональные действующему давлению Аравийской плиты, как бы испытывают горизонтальное «расплющивание», обуславливающее разнонаправленную миграцию вдоль них сейсмической активизации. В не менее сложных геодинамических условиях находится и профиль Южный Тянь-Шань (5). Здесь при четкой восточной миграции сейсмических очагов, наблюдавшейся с момента Каратагских землетрясений 1907 г. [Уломов, 1974], имеются аномальные западные «выбросы» в виде Газлийских землетрясений и очагов на территории западного Китая (рис. 6).

Что касается долгосрочного прогноза сильных землетрясений в пределах рассматриваемых профилей, то наиболее аргументированные результаты получены для профиля Кипр-Кавказ, для которого определен 20-летний интервал времени (2013-2036 г.) вероятного возникновения землетрясения с магнитудой $M=7.0\pm 0.2$. Наиболее же опасным участком представляется северо-восточное окончание этого профиля, т.е. восточная часть Северного Кавказа, о чем уже сообщалось нами ранее [Уломов, 1988; 1993; Уломов, Шумилина, 1999]. Предшественниками прогнозируемому событию были аналогичные ему по магнитуде Спитакское (1988 г.) и Рача-Джавское (1991 г.) землетрясения. Следует обратить внимание на 133-летнее отсутствие на этом профиле землетрясений с $M=7.5\pm 0.2$. Не исключено также, что такое землетрясение может произойти в этой части Северного Кавказа. Сказать что-либо определенное о прогнозе событий с $M=8.0\pm 0.2$ пока затруднительно.

Выявленные особенности развития сейсмических процессов, проявляющиеся в группировании землетрясений и в «синусоидальной» форме функциональных кривых, описывающих последовательности сейсмических событий соответствующих магнитуд, свидетельствуют о существовании сверхдлиннопериодных деформационных волн, охватывающих целые регионы.

Дальнейшие исследования упорядоченности возникновения сейсмических очагов как во времени (повторяемость землетрясений), так и в пространстве (дистанцирование очагов), позволят более надежно идентифицировать потенциальные очаги и увереннее оценивать сейсмическую опасность.

=====

*) Уломов В.И., Данилова Т.И. Медведева Н.С., Полякова Т.П. О сейсмогеодинамике линеаментных структур горного обрамления Скифско-Туранской плиты // Физика Земли, №7, 2006.