GEODYNAMICS & TECTONOPHYSICS

PUBLISHED BY THE INSTITUTE OF THE EARTH'S CRUST
SIBERIAN BRANCH OF RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

2014 VOLUME 5 ISSUE 4 PAGES 939–991 ISSN 2078-502X

http://dx.doi.org/10.5800/GT-2014-5-4-0164

Discussion

RIEDEL MEGASHEARS *R′* AND THE TREND TO GRAVITATIONAL EQUILIBRIUM AS MAIN FACTORS OF TSUNAMIGENIC EARTHQUAKES

M. A. Goncharov[1], E. A. Rogozhin[1, 2], N. S. Frolova[1], P. N. Rozhin[1], V. S. Zakharov[1]

[1] *Geological Faculty of Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*
[2] *Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, Russia*

Abstract: An earthquake source is characterized by two nodal planes oriented parallel to two planes of maximum shear stresses (Fig. 1, left). A rapid displacement of the shear type (in mechanical, rather than in the geological meaning) occurs along one of the planes and causes an earthquake.

The concept of plate tectonics with one of its main components, subduction zones, provides, at first sight, the unique opportunity to select one of the two nodal planes – a gently dipping plane which is parallel to the roof of the subducting oceanic plate (Fig. 1, bottom right). The other nodal plane that is steeply dipping in the opposite direction (Fig. 1, top right) seems 'unpromising', considering the aspect of seismicity, for two reasons. First, displacement along this plate is contrary to the general direction of oceanic plate subduction. Secondly, such displacement is directed against the direction of gravity, which is energetically disadvantageous.

However, it should be taken into account that in the stress field of the subduction zone, as in any stress field, the two above-mentioned maximum shear stresses have equal values. At the same time, it is the sub-vertical displacement that excites rapid uplifting of the seabed which causes a tsunami. Researchers who support the traditional choice of a gently dipping nodal plane have to reckon with it and therefore create complex models, such as the 'splay fault' model that seem most successful, though being quite complicated and controversial (Figs. 56 and 57).

In our opinion, the geological reality is more adequately refelected by the geological and geophysical model shown in Fig. 1 (right). It is based on the wide range of information and assumes that both nodal planes are equivalent and interchange in generation of strong earthquakes.

The aim of this article is to consider this model in terms of tectonophysics. For this purpose, earthquake sources indicated on (Fig. 1, right) are classified as Riedel megashears, *R* (bottom right) and *R′* (top right top), which occur in the geodynamic setting of sub-horizontal shearing (in this case, subduction of the oceanic plate) along the sub-horizontal plane (Fig. 3). This situation is one of five elementary geodynamic settings (see Fig. 2). It is similar in everything, except the position of the shearing plane, with the geodynamic setting of horizontal shearing along the vertical plane (Fig. 4). Riedel shears formed in the latter situation were subject to the most detailed studies using purpose-made devices (Fig. 5, and 6). This study gave grounds to conclude that Riedel shears, *R* are developed much better than shears *R′*.

Our experiments (Fig. 7) confirm the above conclsuion. Moreover, it is revealed that shears *R′*, that develop poorly in samples made of wet clay (Figs. 8, 9, 12, and 13), cannot develop in a granulated medium such as a mixture of sand and solid oil (Fig. 10, 11, and 14) and do not develop in other granulated media (Fig. 17), which are similar to the block structure of the uppermost crust (Fig. 18–20). In such mediums, shears *R* result from joining of small echeloned tension joints. Such style of shear formation has been explained in various waysare proposed (Fig. 15–16), and the main point of the explanations is joining of small tensile fractures by means of larger shear fractures. However, our experiments with wet clay (Fig. 31–35) show that even artificially created 'Riedel shears' show nearly a zero extension under loading followed by shearing, which casts doubt on possibile occurence ofshear fractures as such without involvement of smaller tenson joints.

While being not satisfied with the results of our experiments, we carried out numerical simulations of the evolution of Riedel shears, *R* and *R′* for different values of lithostatic pressure (which is actually impossible in experiments with equivalent materials) and angles of shearing. (See Fig. 41 for real values of lithostatic pressure and tangential stress with reference to depths of tsunamigenic earthquakes). The opinion voiced by several authors was confirmed – the effect of unequal rotation of the shears during the subsequent shearing is highly significant and therefore 'subversive' for shears *R′*. This simulation was carried out under the assumption of emerging of shears without participation of smaller tension joints (although this assumption is not consistent with the results of our experiments, see above) (Fig. 21–30). Numerical simulation was problematic for the case involving tension joints and had to bereplaced by experiments with thephysical modelwhere small tension joints were artificially created and arranged in an echelon pattern along the tracks of future shear fractures, and small joints and tracks were oriented in accordance with the orientation of the vector of principal stresses that occurred in the model made of wet clay due to shearing (Fig. 36–40).

The results of both physical and numerical modeling have led to a definite conclusion that Riedel shears *R* are evidently dominating over shears *R'* in a variety of conditions (except for the initial stages of shearing in the samples of wet clay, which, by virtue of internal connections between clay particles, gives a less adequate representation of the natural block-type geological medium than granular materials).

This conclusion is in contradiction with the well-justified model combining geological and geophysical indicators of the formation of foci of strong tsunamigenic and non-tsunamigenic earthquakes (see Fig. 1) which are identified (see above) as megashears *R* and *R'*, respectively. This contradiction is eliminated if we take into account the sharp gravitational disbalance of the island arc – trench 'tectonopair' created by subduction. This disbalance is expressed in the contrasting relief and in contrasting gravity anomalies in this 'tektonopair' (Fig. 43). We assumed that nature cannot be 'tolerant' for a long time, and found an opposite natural reaction (mainly in the case of the Tohoku earthquake in Japan on March 11, 2011) – subsidense of the Earth surface segment adjacent to the island arc and uplift of the surface segment adjacent to the trench, accompanied by horizontal movement of the material from the arc towards the trench (Figs. 47–54, and 58). This process has a trend of declining relief contrast between the arc and the trough and inversion of the sign of gravity anomalies (Figs. 44–46). And it is the boundary between these regions of the Earth surface subsidence and uplifting, to which tsunamigenic earthquake are confined at reverse faults of the seabed surface with the raised wall facing the trough (Fig. 42). This means that the tendency to gravitational equilibrium realized the potential of forming megashears *R'*, that develop much worse than shears *R* (or do not develop at all) in other natural and modelled settings.

The conclusion that foci of tsunamigenic earthquakes *R'* are confined to the margin between sibsiding and uplifting regions challenges the traditional concept that a tsunami is a consequence of a sharp rise in the seabed in the *local* uplift area. A slashing subsidence of a *vast* area of the seabed entails an equally sudden sharp lowering of the sea level and the retreat of the sea from the coast. Such a phenomena was observed by unlucky tourists at the Phuket island just before the Sumatra tsunami. In a similar way, a sudden uplifting of the seabed in the area adjacent to the trough causes a corresponding rise of the sea level. In such cases, masses of water, that are much more mobile than terrestrial masses, are subject to the gravitational disequilibrium, rush towards the shore and cause a tsunami (Fig. 55).

A consolidated model of tsunamigenic earthquakes resulting from the trend to restoration of the gravity equilibrium is shown in Fig. 63. According to our conclusions, it is recommended that tsunamigenic earthquakes forecasting should be based on continuous high-precision and high-frequency monitoring of GPS and gravitational field measurements and aimed at early detection of a tendency to inversion of tectonic movements and gravity anomalies in the island arc – trench 'tectonopairs'.

Observations of the so-called seismic 'nails' (Figs. 59–61) should also be conducted. Seismic 'nails' can be interpreted as incipient Riedel megashears *R'*, consisting of smaller tension megafractures (similar to those shown in Figs. 10, 11, 14, and 17), which are viewed as precursors of a strong earthquake.

Key words: gravitational equilibrium, Riedel shears, seismic 'nails', shear, subduction, island arc – trench 'tectonopair', tsunamigenic earthquakes.

Recommended by K.Zh. Seminsky

Citation: *Goncharov M.A., Rogozhin E.A., Frolova N.S., Rozhin P.N., Zakharov V.S.* 2014. Riedel megashears *R*' and the trend to gravitational equilibrium as main factors of tsunamigenic earthquakes. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (4), 939–991. doi:10.5800/GT-2014-5-4-0164.

МЕГАСКОЛЫ РИДЕЛЯ *R'* И ТЕНДЕНЦИЯ К ГРАВИТАЦИОННОМУ РАВНОВЕСИЮ КАК ГЛАВНЫЕ ФАКТОРЫ ЦУНАМИГЕННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

М. А. Гончаров[1], Е. А. Рогожин[1, 2], Н. С. Фролова[1], П. Н. Рожин[1], В. С. Захаров[1]

[1] *Геологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия*
[2] *Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия*

Аннотация: Для очага землетрясения характерны две нодальные плоскости, ориентированные параллельно двум плоскостям максимальных касательных напряжений (рис. 1, слева). Вдоль одной из них происходит быстрое смещение сдвигового типа (в механическом, а не в геологическом смысле), что и вызывает землетрясение.

Концепция тектоники литосферных плит с одним из ее главных компонентов – зонами субдукции – предоставляет, на первый взгляд, однозначную возможность выбора одной из двух нодальных плоскостей – пологопадающую плоскость параллельно кровле пододвигающейся океанической плиты (рис. 1, нижний справа). Другая же, крутопадающая в противоположном направлении, нодальная плоскость (рис. 1, верхний справа) кажется в аспекте сейсмич-

ности «бесперспективной» по двум причинам. Во-первых, смещение вдоль нее противоречит общему направлению всего процесса субдукции – поддвигу океанической плиты. Во-вторых, такое смещение направлено против направления силы тяжести, что энергетически невыгодно.

Однако не следует забывать, что в поле напряжений зоны субдукции, как и в любом поле напряжений, оба упомянутые выше максимальные касательные напряжения равны по своей величине. В то же время именно субвертикальное смещение вызывает быстрое поднятие морского дна, стимулирующее цунами. Сторонники традиционного выбора пологой действующей нодальной плоскости вынуждены с этим считаться и поэтому создают модели, наиболее удачной и в то же время достаточно сложной и противоречивой из которых можно считать модель «splay fault» (рис. 56, 57).

Мы считаем, что геолого-геофизическая модель (рис. 1 справа), созданная с учетом самой разнообразной информации, в которой обе нодальные плоскости считаются равноправными и к тому же чередующимися при «производстве» сильных землетрясений, более адекватно отображает геологическую действительность.

Целью данной статьи является рассмотрение этой модели с позиций тектонофизики. Для этого очаги землетрясений, обозначенные на рис. 1 справа, были квалифицированы как мегасколы Риделя *R* (справа внизу) и *R'* (справа наверху), возникающие в геодинамической обстановке субгоризонтального сдвига (в данном случае поддвига океанической плиты) вдоль субгоризонтальной плоскости (рис. 3). Эта обстановка является одной из пяти элементарных геодинамических обстановок (рис. 2). Она сходна во всем, кроме положения плоскости сдвигания, с геодинамической обстановкой горизонтального сдвига вдоль вертикальной плоскости (рис. 4). А сколы Риделя, формирующиеся в этой последней обстановке, изучены наиболее детально с применением специально изготовленных приборов (рис. 5, 6). В результате такого изучения установилось мнение, что сколы Риделя *R* развиты несравненно лучше, чем сколы *R'*.

Наши эксперименты (рис. 7) подтвердили такое представление. Более того, выяснилось, что сколы *R'*, слабо развивающиеся в образцах из влажной глины (рис. 8, 9, 12, 13), вообще не развиваются в такой гранулированной среде, как смесь песка с солидолом (рис. 10, 11, 14), равно как и в других гранулированных средах (рис. 17), сходных с блочной средой верхов земной коры (рис. 18–20). Сколы *R* в такой среде формируются путем объединения более мелких эшелонированно расположенных трещин отрыва. Для такого способа формирования сколов в литературе предлагаются различные объяснения (рис. 15, 16), главным пунктом которых является объединение трещин отрыва посредством трещин скалывания. Однако наши опыты с влажной глиной (рис. 31–35) показали, что даже искусственно созданные «сколы Риделя» при нагружении и последующем сдвигании почти не удлиняются, что ставит под сомнение вообще возможность возникновения трещин скалывания как таковых, без участия более мелких трещин отрыва.

Не довольствуясь результатами экспериментов, мы провели численное моделирование эволюции сколов Риделя *R* и *R'* для разных величин литостатического давления (что в эксперименте с эквивалентными материалами вообще невозможно) и угла скалывания. (Реальные значения литостатического давления и касательного напряжения для глубин возникновения цунамигенных землетрясений отражены на рис. 41). Подтвердилось высказанное в словесной форме разными авторами мнение о влиянии неодинакового поворота этих сколов в процессе последующего сдвигания, слишком значительного и поэтому «губительного» для сколов *R'*. Это моделирование было проведено в предположении возникновения сколов без участия более мелких трещин отрыва (хотя это предположение не согласуется с результатами проведенных нами экспериментов), что отображено на рис. 21–30. Для случая с участием трещин отрыва численное моделирование было затруднительно, и мы заменили его физическим моделированием, где мелкие трещины отрыва были созданы искусственно и расположены эшелонированно вдоль трасс будущих сколов; как трещины, так и их трассы были ориентированы в соответствии с вектором главных напряжений, которые возникали в моделях из влажной глины при сдвигании (рис. 36–40).

Результаты как физического, так и численного моделирования привели к однозначному выводу о явном преобладании сколов Риделя *R* над сколами *R'* для самых различных условий (за исключением самых начальных этапов сдвигания в образцах из влажной глины, которая, в силу внутренних связей между ее частицами, менее адекватно отражает природную блочную геологическую среду, чем гранулированные материалы).

Этот вывод находится в противоречии с достаточно обоснованной геолого-геофизической моделью формирования очагов сильных цунамигенных и нецунамигенных землетрясений (см. рис. 1), квалифицированных как мегасколы *R* и *R'*, соответственно. Это противоречие устраняется, если принять во внимание резкую гравитационную неуравновешенность «тектонопары» островная дуга – глубоководный желоб, созданной процессом субдукции. Это неравновесие выражается как в контрасте рельефа, так и в контрасте гравитационных аномалий в этой «тектонопаре» (рис. 43). Мы предположили, что природа не может долго «терпеть». И обнаружили (главным образом на примере землетрясения Тохоку в Японии 11 марта 2011 г.) противодействующую реакцию природы – опускание прилегающей к островной дуге земной поверхности и поднятие этой поверхности, прилегающей к желобу, сопровождающиеся горизонтальным смещением земных масс от дуги к желобу (рис. 47–54, 58). Это процесс с тенденцией снижения контраста рельефа между дугой и желобом и инверсии знака гравитационных аномалий (рис. 44–46). И именно к границе между названными областями опускания и поднятия земной поверхности приурочены цунамигенные землетрясения – взбросы поверхности морского дна с поднятым крылом, обращенным к желобу (рис. 42). Это означает, что тенденция к гравитационному равновесию реализовала потенциальную возможность формирования мегасколов *R'*, которые в других природных обстановках, а также по данным моделирования развиваются гораздо хуже (или совсем не развиваются), чем сколы *R*.

Приуроченность очагов цунамигенных землетрясений *R'* к границе обширных областей опускания и поднятия ставит под сомнение традиционное представление о цунами как следствии резкого поднятия морского дна в области *локального* взброса. Резкое опускание *обширной* области морского дна неизбежно влечет за собой столь же резкое опускание уровня моря с отступлением моря от берега, что, например, привлекло внимание несчастных отдыхающих на о. Пхукет незадолго до Суматринского цунами. Столь же резкое одновременное поднятие морского дна в области, прилегающей к желобу, вызывает соответствующее поднятие уровня моря. И здесь в гравитационном неравновесии оказываются уже гораздо более подвижные, чем земные массы, массы воды, которые устремляются в сторону берега и вызывают собственно цунами (рис. 55).

Обобщенная модель формирования цунамигенных землетрясений как следствия тенденции к восстановлению гравитационного равновесия изображена на рис. 62. Рекомендацией по прогнозу цунамигенных землетрясений, в соответствии с выводами авторов, может являться непрерывный мониторинг высокоточных и высокочастотных измерений GPS и гравитационного поля для выявления намечающейся тенденции к инверсии тектонических движений и гравитационных аномалий в «тектонопарах» островная дуга – глубоководный желоб.

К этому можно добавить наблюдение за так называемыми «сейсмическими гвоздями» (рис. 59–61), которые можно трактовать как зарождающиеся мегасколы Риделя *R'* – предвестники сильного землетрясения, состоящие пока из более мелких магатрещин отрыва, наподобие показанных на рис. 10, 11, 14 и 17.

Ключевые слова: гравитационное равновесие, сдвиг, сейсмические «гвозди», сколы Риделя, субдукция, «тектонопара» островная дуга – глубоководный желоб, цунамигенные землетрясения.

1. Введение

Глобальные природные катастрофы в Юго-Восточной Азии (2004 г.), Чили (2010 г.) и Японии (2011 г.) вновь привлекли внимание к проблеме оценки опасности цунами, прогнозирования этих катастрофических явлений и создания систем оповещения.

Как известно, сильные землетрясения могут сопровождаться цунами, а могут «обходиться» и без такого «катастрофического приложения». И дело не только в том, что цунами возникают в акваториях и невозможны в «сухих» континентальных условиях. Даже в акваториях, главным образом расположенных в зонах субдукции между островной дугой и глубоководным желобом, происходят сильные подводные землетрясения, которые не порождают цунами или их волна имеет незначительную высоту. Более того, например, после печально известного цунамигенного землетрясения 26 декабря 2004 г. у берегов острова Суматра 28 марта 2005 г. произошло новое землетрясение, эпицентр которого располагался между островами Ниас и Симёлуэ у юго-западного побережья Суматры. Магнитуда нового сейсмического события оценивалась значением 8.5, а интенсивность сотрясений в эпицентральной зоне составила 10.0–10.5 балла. Но в этом случае, хотя очаг и возник практически в тех же геодинамических условиях, что и при толчке 2004 г., цунами не возникло.

В этой связи представляется, что проблема поиска принципиальных различий между очагами сильнейших землетрясений, сопровождающихся цунами, и очагами, не генерирующими это катастрофическое явление в океане, считается актуальной.

Предварительные результаты нашего исследования докладывались на различных конференциях и опубликованы в работах [*Goncharov, Talitskii, 1998; Rozhin, Selezeneva, 2009; Goncharov et al., 2010, 2011, 2012; Rozhin, 2012, 2013a, 2013b*].

2. Геолого-геофизическая модель сейсмических очагов цунамигенных и нецунамигенных землетрясений

В качестве первого шага в этом направлении одним из соавторов построена комплексная геолого-геофизическая модель сейсмических очагов обоих типов землетрясений [*Rogozhin, Zakharova, 2006; Rogozhin, 2012a, 2012b*] (рис. 1). Для этого была проанализирована информация о землетрясениях в зонах субдукции, обрамляющих Тихий океан с северо-запада и запада. Для выбора из двух возможных (нодальных) плоскостей, полученных при решении механизмов очагов, «действующей» плоскости в каждом очаге зарегистрированных землетрясений был проведен анализ сейсмотектонических элементов рассматриваемого региона.

Эта процедура требует знания поверхностного и глубинного строения очаговой области землетрясения, возникающего на том или ином отрезке материкового склона. К примеру, сильное Шикотанское землетрясение 04 октября 1994 г. породило волну цунами высотой около 3 м. Согласно решению фокального механизма, одна нодальная плоскость была пологой, а вторая – крутой. Очаг главного толчка располагался в верхней части приостровного склона, к юго-востоку от островов Южнокурильской группы под крупной антиклинальной складкой, выраженной на поверхности дна в виде выходов пород плиоцена среди четвертичных осадков или обнажений акустического фундамента. Почти такое же положение занимал очаг сильного землетрясения 11 августа 1969 г. Выбор действующей в очаге плоскости, согласно решению фокального механизма, оказался довольно простым и ясным. Из двух нодальных поверхностей выбрана та, которая круто погружается в сторону океана и простирается в северо-восточном направлении параллельно островной дуге, оси желоба и главным линейным структурам на приостровном склоне. Подвижка, связанная с этой плос-

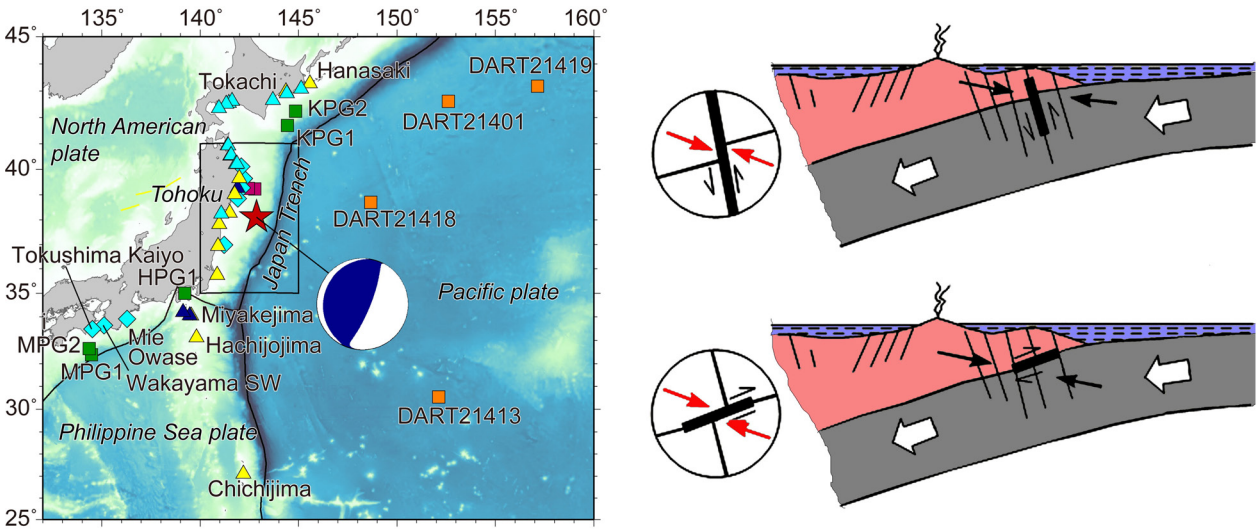

Рис. 1. Выбор одной из двух нодальных плоскостей в качестве действующей во время землетрясения.

Слева – две нодальные плоскости землетрясения Тохоку 11 марта 2011 г. [*Fujii et al., 2011*]. Проекция на нижнюю полусферу. Справа – геолого-геофизическая модель Е.А. Рогожина возникновения пологопадающих и крутопадающих сейсмических очагов (толстые черные отрезки) в зоне субдукции [*Rogozhin, Zakharova, 2006*]. Белые стрелки – направление движения океанической плиты, черные стрелки – оси напряжения сжатия, односторонние черные стрелки – смещение крыльев действующей плоскости в очаге. В кружках слева показаны в укрупненном виде смещения в очагах землетрясений.

Fig. 1. Selection of one of the two nodal planes as applicable during the earthquake.

Left – two nodal planes for the Tohoku earthquake of March 11, 2011 [*Fujii et al., 2011*]. Projection on the lower hemisphere. Right – the geological and geophysical model developed by E.A. Rogozhin to show gently and steeply dipping earthquakes foci (thick black line segments) in the subduction zone [*Rogozhin, Zakharova, 2006*]. White arrows show directions of oceanic plate movements; black arrows show axes of compression; sided black arrows show offsets of sides of planes acting in the foci. In the circles at the left, displacements in the earthquake foci are shown in larger scale.

костью, представляет собой крутой правосторонний взбросо-сдвиг, у которого взброшено крыло, обращенное к желобу. Поскольку протяженность очага с такой магнитудой составляет порядка 200 км при ширине 80 км [*Wells, Coppersmith, 1994*], очаг оказывается параллелен упомянутой выше антиклинали, выраженной на поверхности дна, подстилает ее практически на всем протяжении на глубинах примерно от 10 до 90 км, пересекая, таким образом, всю сейсмофокальную зону, нижнюю часть коры и верхи подкоровой литосферы и внедряясь нижним окончанием в верхний астеносферный слой.

Есть также и независимые сейсмологические и геологические данные в пользу такого выбора главной действующей плоскости. Так, распределение гипоцентров афтершоков в первые 26 часов после главного толчка обрисовало положение очаговой плоскости в недрах с крутым падением в сторону глубоководного желоба [*Shikotan earthquake..., 1995; Rogozhin, Zakharova, 2000*]. Кроме того, полевые исследования на о. Шикотан позволили установить его опускание в виде единого целого блока на 0.5–0.6 м, последовавшее после главного толчка [*Shikotan earthquake..., 1995*]. Эта необратимая деформация поверхности свидетельствует об относительном опускании северо-западного крыла действующего разрыва в очаге и относительном поднятии юго-восточного [*Katsumata et al., 1995*]. Материалы геодезических наблюдений, проведенных японскими исследователями на о. Хоккайдо, свидетельствуют о значимом северо-восточном смещении восточной части острова. Эти вертикальные и горизонтальные смещения земной поверхности соответствуют характеру подвижки в очаге по первой из описанных, крутопадающей, плоскости.

Таким образом, Шикотанский сейсмический очаг имел природу *внутриплитного*, секущего зону Беньофа сейсмического события, по классификации японских сейсмологов [*Katsumata et al., 1995*].

На основании анализа напряженно-деформированного состояния в коре на западной континентальной окраине Тихого океана и особенностей геологических структур приостровного склона глубоководного желоба были построены модели сейсмических очагов крупнейших землетрясений Курило-Камчатской и Японской сейсмогенерирующих зон. Развитие процесса в очаге каждого события во время возникновения главного толчка и афтершоковой последовательности можно проанализировать на основании решений фокального механизма. Поле напряжений в земной коре на приостровном склоне Курило-Камчатской и Японской дуг в зоне сочленения Тихоокеанской и Евразийской литосферных плит характеризуется пологим наклоном

оси сжатия в сторону глубоководного желоба и крутым наклоном под дугу оси растяжения. В таком поле напряжений положение обеих нодальных плоскостей в типичных решениях фокального механизма сильных землетрясений характеризуется простиранием, параллельным ориентировке глубоководного желоба и островной дуги. При этом одна из плоскостей круто погружается в сторону океана и подвижка по ней представляет собой взброс приокеанического крыла относительно опускающегося приостровного. Вторая, альтернативная, плоскость полого падает под островную дугу, и смещение по ней представляет собой пологий надвиг приостровного склона на глубоководный желоб (рис. 1). Первая плоскость в случае, если она выступает в очаге в качестве действующей при сейсмическом событии, относительно зоны Беньофа по классификации японских сейсмологов является *внутриплитной*, то есть секущей относительно границы плит в зоне субдукции. Очаг, связанный со вторым типом нодальных плоскостей, квалифицируется в качестве *межплитного* и ориентирован в пространстве вдоль конкретных нарушений зоны Беньофа. Изучены очаги ряда сильных землетрясений на Курило-Камчатской и Японской дугах: Шикотанского 1994 г. с M=8.3 на Южных Курилах, Кроноцкого 1997 г. с M=7.9 на Камчатке, Симуширских 2006 (M=8.3) и 2007 (M=8.2) гг. на Центральных Курилах, Такачи-оки 2003 г. с M=8.3 у о. Хоккайдо и Тохоку 2011 г. с M=9.0 у о. Хонсю. При этом часть сейсмических событий продемонстрировала внутриплитный характер очага, а часть – межплитный. В практическом аспекте важно, что внутриплитные очаги сопровождаются сейсмогенным смещением по крутой плоскости, что обусловливает значительные вертикальные смещения земной поверхности на островах и на приостровных склонах. С межплитными очагами связано также возникновение волн цунами вследствие образования крутого уступа на морском дне в эпицентральной зоне. (Ниже будет показано, что взбросовое смещение во внутриплитном очаге является лишь элементом, разделяющим резкое *опускание* приокеанической части островной дуги и дна прилегающей акватории и *поднятие* дна акватории, прилегающей к глубоководному желобу, что в совокупности и вызывает мощное цунами).

Сейсмические очаги внутриплитного типа, на первый взгляд, совершенно не вписываются в представления о сейсмичности, вызванной процессом субдукции. Однако, как будет показано ниже, оба типа очагов являются порождением напряжений, возникающих именно в процессе субдукции, хотя очаги внутриплитного типа являются своеобразными «релаксаторами» этого процесса. По этой причине очаги внутриплитного и межплитного типа возникают в одних и тех же местах материкового склона примерно в одинаковых количествах, периодически сменяя друг друга во времени [*Shikotan earthquake..., 1995*]. Этим основным поверхностям сейсмогенных смещений в недрах на приостровном склоне отвечают выявленные с помощью геоморфологических и сейсмических (МОВ ОГТ, НСП, ГСЗ, МОВЗ) методов реальные геологические структуры: крупный, погружающийся под островную дугу пологий надвиг кристаллических пород, подстилающих приостровной склон, на рыхлые осадочные образования желоба с амплитудой смещения до 60 км [*Huene et al., 1994*] с одной стороны и серия крутопадающих в восточных румбах взбросов, выраженных в рельефе склона несколькими субпараллельными грядами с выступающими в них среди рыхлых осадков на склоне породами акустического фундамента [*Structure of the bottom…, 1981*] – с другой. Именно к этим структурам приурочены действующие плоскости в очагах межплитных и внутриплитных землетрясений островной дуги. Более того, очаги того и другого типа перекрещиваются в недрах под приостровным склоном так, что конкретные достаточно узкие сейсмогенерирующие зоны, связанные с какими-то определенными разломами, выделить затруднительно. Весь приостровной склон представляет собой единую сейсмоопасную структуру, образованную верхней кромкой сейсмофокальной зоны, полого погружающейся под островную дугу.

Наглядным примером этого является печально известное землетрясение в Японии 11 марта 2011 г. [*Rogozhin, 2011*]. Согласно результатам интерпретации всех разнообразных данных, очаг этого аномально сильного даже для Японии землетрясения имел сложную структуру. По-видимому, в его устройстве можно выделить межплитную составляющую, связанную с очень большой по амплитуде поддвиговой подвижкой «субдукционного» типа по пологому разрыву в верхней части зоны Беньофа, проявившуюся в решениях фокального механизма сильнейших форшока 9 марта и афтершока 11 марта 2011 г. в северной и южной частях эпицентральной области соответственно, а также внутриплитную – по крутому взбросу, выразившуюся во взбросовом смещении по близвертикальному тектоническому нарушению. Оба типа тектонических разломов выявлены в ходе сейсмического профилирования континентального склона о. Хонсю [*Huene et al., 1994*].

Наглядным обобщением изложенного в данном разделе является геолого-геофизическая модель (рис. 1).

3. Геодинамическая обстановка зоны субдукции. Межплитные и внутриплитные очаги землетрясений как «равноправные» мегасколы Риделя *R* и *R'*

В концепции тектоники литосферных плит зоны субдукции приурочены к *конвергентным* границам плит. Предполагается, что эти зоны формируются в геодинамической обстановке горизонтального сжатия.

Это предположение, в общем, справедливо по отношению к другому типу конвергентных границ – зонам коллизии. Однако для зон субдукции характерны особенности, отраженные на рис. 1.

Главная особенность – это не горизонтальная ориентировка оси максимального сжатия, а ее пологий наклон в сторону океана. В сочетании со столь же пологим наклоном зоны субдукции и границы океанической и континентальной плит в противоположную сторону – в сторону континента – угол между этой осью и названной границей близок к 45°. Принимая также во внимание, что зона субдукции – это зона поддвига океанической плиты под континентальную плиту с неизбежным трением соприкасающихся кровли одной и подошвы другой плиты, можно утверждать, что геодинамическая обстановка зоны субдукции – это обстановка *субгоризонтального (наклонного) сдвига вдоль субгоризонтальной же (наклонной) плоскости*.

Во избежание терминологических недоразумений, следует сразу же пояснить смысл термина «сдвиг». В *геологии* это разрывное нарушение с субвертикальным сместителем, крылья которого смещены друг относительно друга по горизонтали. В *механике* же сдвиг – это напряжение и соответствующая ему деформация «скашивания» вдоль любого направления, в отличие от напряжения растяжения (и соответствующей деформации удлинения) и напряжения сжатия (и соответствующей деформации укорочения). (Заметим, что в зарубежной литературе сжатие (укорочение) часто обозначается термином «чистый сдвиг» (pure shear) и противопоставляется «скашиванию», «простому сдвигу» (simple shear)).

Если под «элементарной» геодинамической обстановкой понимать обстановку, в которой оси максимальных нормальных и касательных напряжений ориентированы только горизонтально или вертикально, то простой комбинаторный анализ приводит к заключению о существовании пяти таких элементарных обстановок [*Goncharov et al., 2005*]. Эти обстановки следующие (рис. 2): горизонтальное сжатие (*а*), горизонтальное растяжение (*б*), горизонтальный сдвиг вдоль горизонтальной плоскости (*в*), горизонтальный сдвиг вдоль вертикальной плоскости (*а*) и вертикальный сдвиг вдоль вертикальной плоскости (*д*). Любые другие обстановки могут быть представлены либо поворотом одной элементарной обстановки вокруг любой оси, либо сочетанием элементарных обстановок. Пример такого поворота будет приведен ниже, а простейший пример сочетания – сочетание обстановки горизонтального сжатия (*а*) и горизонтального сдвига вдоль вертикальной плоскости (*г*), который получил наименование «транспрессия».

В рассматриваемом нами случае геодинамическая обстановка в зоне субдукции представляет собой ситуацию, (*в*) показанную на рис. 2: плоскость сдвига ориентирована параллельно общей границе океанической

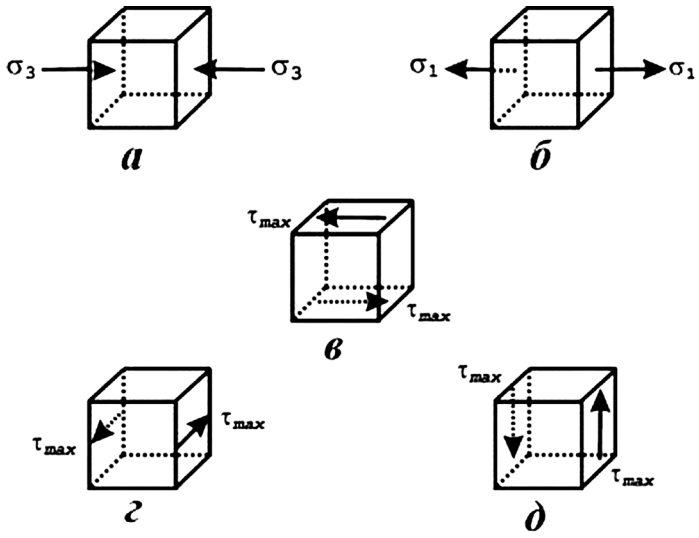

Рис. 2. Пять элементарных геодинамических обстановок: *а* – горизонтальное сжатие; *б* – горизонтальное растяжение; *в* – горизонтальный сдвиг вдоль горизонтальной плоскости; *г* – горизонтальный сдвиг вдоль вертикальной плоскости; *д* – вертикальный сдвиг вдоль вертикальной плоскости. По [*Goncharov et al., 2005*].

Простой комбинаторный анализ приводит к заключению о существовании пяти таких обстановок, в каждой из которой оси максимальных нормальных и касательных напряжений ориентированы только горизонтально или вертикально.

Fig. 2. Five elementary geodynamic settings: *a* – horizontal compression; *б* – horizontal extension; *в* – horizontal shear along the horizontal plane; *г* – horizontal displacement along the vertical plane; *д* – vertical displacement along the vertical plane [*Goncharov et al., 2005*].

A simple combinatorial analysis leads to the conclusion that there are five settings, and in each of such settings, orientation of axes of maximum normal and shear stresses can be only either horizontal or vertical.

и континентальной плит (рис. 3, 4).

В этой геодинамической обстановке субгоризонтального сдвига вдоль субгоризонтальной плоскости формируется характерный для нее структурный парагенез. Его элементы – это трещины отрыва, перпендикулярные к оси максимального растяжения, и сколы Риделя *R* и *R'*, ориентированные под углом скалывания α к оси максимального сжатия. Оси максимального растяжения и сжатия ориентированы под углом 45° к направлению сдвигания, совпадающему с ориентировкой максимальных касательных напряжений.

На больших глубинах, на которых возникают очаги сильных землетрясений, угол скалывания α стремится к значению 45° [*Gintov, Isay, 1988*]. Сколы Риделя *R* и *R'* на этих глубинах ориентированы, соответственно, параллельно и перпендикулярно к направлению сдвига, подобно межплитным и внутриплитным очагам землетрясений в левой части рисунка 3. Это позволяет квалифицировать последние как мегасколы Риделя *R* и *R'*, соответственно.

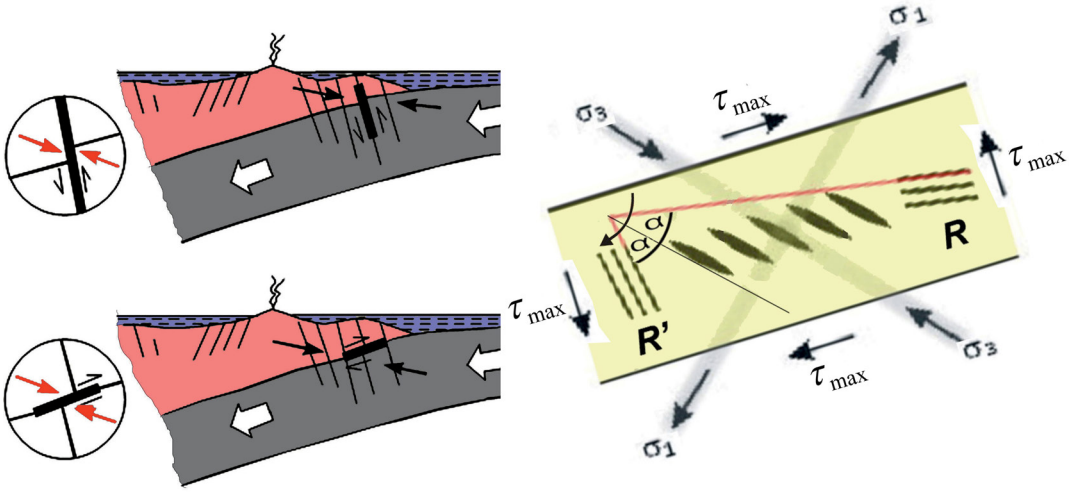

Рис. 3. Геодинамическая обстановка субгоризонтального сдвига вдоль субгоризонтальной плоскости с характерным для нее структурным парагенезом (справа). Слева для сравнения копия рис. 1.

Элементы структурного парагенеза – трещины отрыва, перпендикулярные к оси максимального растяжения, и сколы Риделя *R* и *R'*, ориентированные под углом скалывания α к оси максимального сжатия. Оси максимального растяжения и сжатия ориентированы под углом 45° к направлению сдвигания, совпадающему с ориентировкой максимальных касательных напряжений. На больших глубинах, на которых возникают очаги сильных землетрясений, угол скалывания α стремится к значению 45° [*Gintov*, *Isay*, 1988], поэтому сколы Риделя *R* и *R'* на этих глубинах стремятся ориентироваться, соответственно, параллельно и перпендикулярно к направлению сдвига, подобно межплитным и внутриплитным очагам землетрясений на левом рисунке. Это позволяет квалифицировать последние как мегасколы Риделя *R* и *R'*, соответственно.

Fig. 3. Geodynamic setting of sub-horizontal shear along the sub-horizontal plane with typical structural paragenesis (right). At the left, Fig. 1 is copied for comparison.

Elements of structural paragenesis are tension joints perpendicular to the axis of maximum extension, and Riedel shears *R* and *R'*, oriented at shearing angle α to the axis of maximum compression. Axes of maximum extension and compression are oriented at the angle of 45° to the direction of shearing, which coincides with the orientation of the maximum shear stress. At larger depths, where foci of strong earthquakes occur, shearing angle α tends to 45° [*Gintov*, *Isay*, 1988]. Therefore, at such depth, Riedel shears *R* and *R'* tend, to be oriented parallel and perpendicular to the shearing direction, respectively, similar to interplate and intraplate earthquake foci shown in the left figure. The latter can be thus classified as Riedel megashears *R* and *R'*, respectively.

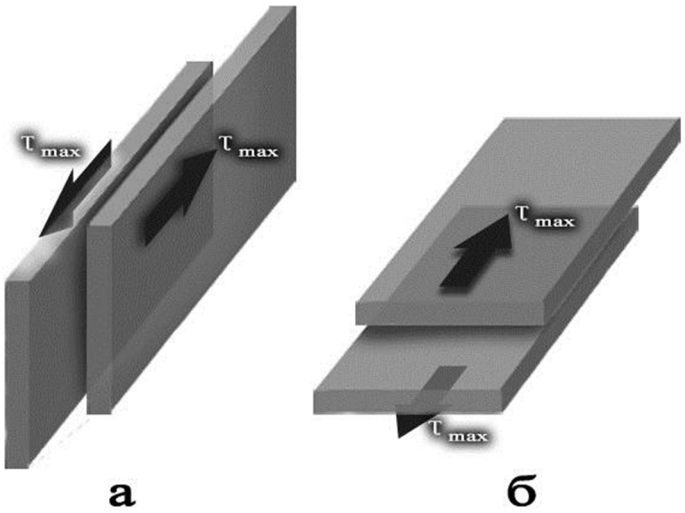

Рис. 4. Геодинамические обстановки: *а* – горизонтального сдвига вдоль вертикальной плоскости («сдвиговая» обстановка в геологическом смысле этого слова). *б* – горизонтального сдвига вдоль горизонтальной же плоскости («надвиго-поддвиговая» обстановка в геологическом смысле).

Fig. 4. Geodynamic settings of (*a*) horizontal shear along the vertical plane (strike-slip setting in terms of geology); (*b*) horizontal shear along the horizontal plane (thrust-underthrust setting in terms of geology).

Таким образом, очаги нецунамигенных и цунамигенных землетрясений в зонах субдукции возникают в характерном для субдукции поле напряжений как мегасколы Риделя *R* и *R'*. Как отмечалось выше, они «равноправны» по силе и частоте своего появления и к тому же чередуются во времени.

Следующий вопрос – насколько это «равноправие» характерно для сколов *R* и *R'* в эксперименте и соответствующей теории, а также в других геодинамических обстановках.

4. «Неравноправие» сколов Риделя *R* и *R'* по экспериментальным данным

Как говорилось выше, сколы Риделя возникают в обстановке сдвига. На рис. 2 были обозначены три такие сдвиговые элементарные обстановки (*в–д*). Последнюю из них – обстановку *вертикального сдвига вдоль вертикальной плоскости* (*д*) – мы сразу исключим из нашего рассмотрения, так как нам неизвестны эксперименты по воспроизведению сколов Риделя в этой обстановке. Две же другие обстановки (*в–г*) – *горизонтального сдвига вдоль вертикальной плоскости* («сдвиговая» обстановка в геологическом смысле этого слова) и *горизонтального сдвига вдоль горизонтальной же плоскости* («надвиго-поддвиговая» обстановка в геологическом смысле) – представляют значительно больший интерес в этом аспекте. Для большей наглядности они изображены на рис. 4, *а*, *б*.

Первая из названных обстановок («сдвиговая», см. рис. 4, *а*) в аспекте развития в ней сколов Риделя изучена несравненно лучше, чем вторая. Такая обстановка многократно моделировалась, и, главное, она исключает возникновение аномалий силы тяжести и компенсирующей эти аномалии тенденции к восстановлению гравитационного равновесия (об этом разговор пойдет ниже). В связи с этим *на первом этапе исследований* мы поставили перед собой задачу выяснить различие в эволюции сколов Риделя *R* и *R'* в этой геодинамической обстановке и его причины.

4.1. Физическое моделирование сколов Риделя в обстановке горизонтального сдвига вдоль вертикальной плоскости

Следует отметить хорошую изученность структурообразования в зонах сдвига этого типа. Например, сколы *R* и *R'* и последующие трещины (*P*, *L*, *T* и др.) были обстоятельно изучены коллективом лаборатории тектонофизики Института земной коры Сибирского отделения РАН под руководством С.И. Шермана [*Sherman et al., 1991; Seminsky, 2003; Seminsky et al., 2005*] как в полевых условиях, так и с применением уникальной экспериментальной установки «Разлом» (рис. 5).

В настоящее время, на основе главным образом экспериментальных данных, укрепилось мнение, что чаще всего в *зонах сдвига* доминируют сколы *R*, образующие небольшой угол с направлением простирания такой зоны. В многочисленных экспериментах по воспроизведению сдвиговых зон вначале формируются сколы обоих типов, но по мере дальнейшего сдвигания довольно скоро начинают резко преобладать *R*-сколы. Обстоятельный обзор таких экспериментов содержится в работе [*Rebetsky et al., 2008*].

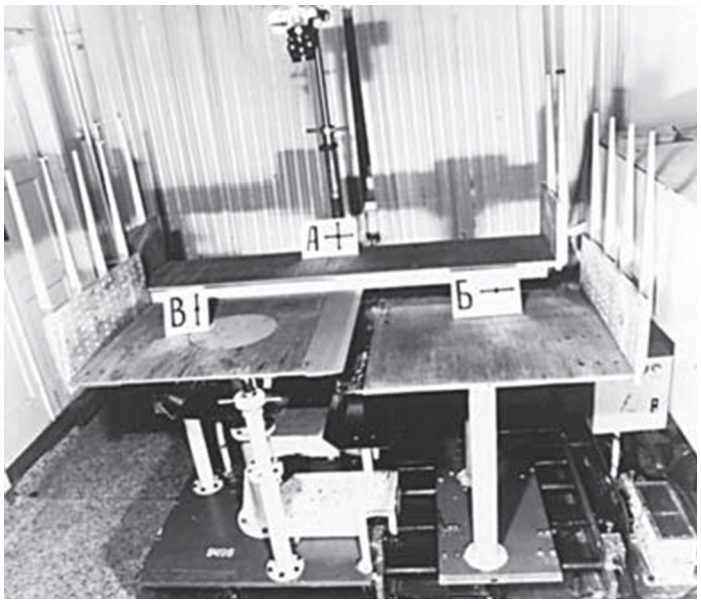

Рис. 5. Установка «Разлом», созданная на Иркутском опытном заводе ИНЦ СО РАН для моделирования процесса формирования разломов при растяжении, сдвиге и сжатии [*Sherman et al., 1991*].

Fig. 5. Razlom Unit constructed at the pilot plant of the Irkutsk Scientific Centre of SB RAS in Irkutsk. This equipment provides for modeling of faulting under extension, shearing and compression [*Sherman et al., 1991*].

Нами также были проведены эксперименты по воспроизведению сколов Риделя в лаборатории тектонофизики и геотектоники МГУ. Преследовалась цель изучить модель формирования и эволюции сколов Риделя в зоне сдвига, их характеристики и соотношение.

При постановке вопросов, решаемых методом моделирования, во время опытов и последующего использования результатов экспериментов мы придерживались *упрощенных* принципов моделирования, изложенных в [*Goncharov, 2010*]. Это *упрощение* моделирования для получения чисто *качественного* результата – структурного подобия модели и объекта – без претензий на *количественную* оценку параметров процесса структурообразования. На этом пути еще предстоит разработка принципиально новых критериев подобия при моделировании. В качестве примера можно привести отсутствие или наличие изначальной (до-

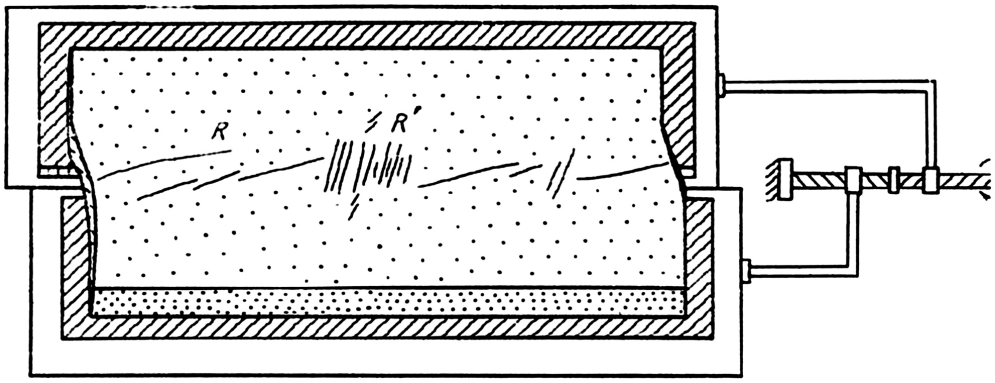

Рис. 6. Типичная установка для создания нагружения простого сдвига, по С. Стоянову, из [*Rebetsky et al.*, *2008*].

Fig. 6. Typical equipment for loading in case of simple shear, according to S. Stoyanov [*Rebetsky et al.*, *2008*].

деформационной) *структурированности* геологической среды, обусловленной предыдущими деформационными процессами *самоорганизации* этой среды. Возможность имитации такой самоорганизации в модельном образце – это предмет будущего исследования. Сюда же относится и разработка новых критериев подобия при моделировании *иерархически* соподчиненных геодинамических систем и структурных парагенезов.

Для экспериментов было необходимо подобрать эквивалентный материал со способностью реагировать на нагрузку как пластической, так и разрывной деформацией, безотносительно к его вязкости и прочности. Таким свойством обладают влажная глина и смесь песка с солидолом. Глина позволяет, в зависимости от степени ее увлажнения, изменять как ее вязкость, так и прочность. Смесь песка с солидолом имитирует, в первом приближении, блочную структуру, характерную для верхней части земной коры.

Прибор для моделирования представляет собой стол с железной рамой и деревянной поверхностью (имитирующей фундамент), разделенной на две части (рис. 6, 7), одна из которых может осуществлять параллельный сдвиг относительно другой посредством специального двигателя, который может программироваться на реализацию сдвигов деревянной панели с

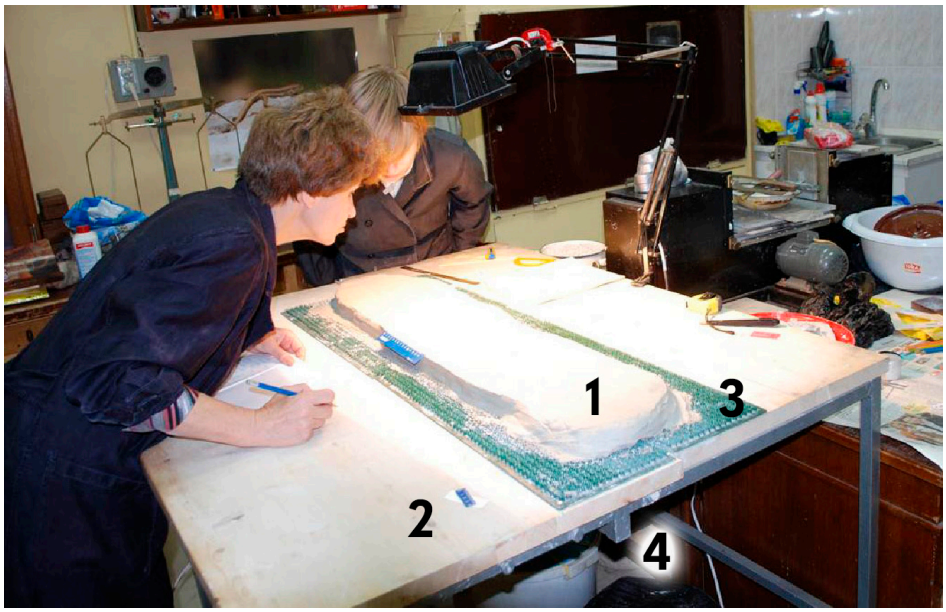

Рис. 7. Экспериментальная установка лаборатории тектонофизики и геотектоники МГУ: 1 – образец (глина), 2 – деревянная поверхность стола, 3 – подложка для сцепления образца с ‘фундаментом’, 4 – двигатель.

Fig. 7. The experimental device of the Laboratory of Tectonophysics and Geotectonics of MSU: 1 – sample (clay), 2 – wooden tabletop, 3 – base surface for sample-‘basement’ coupling, 4 – motor.

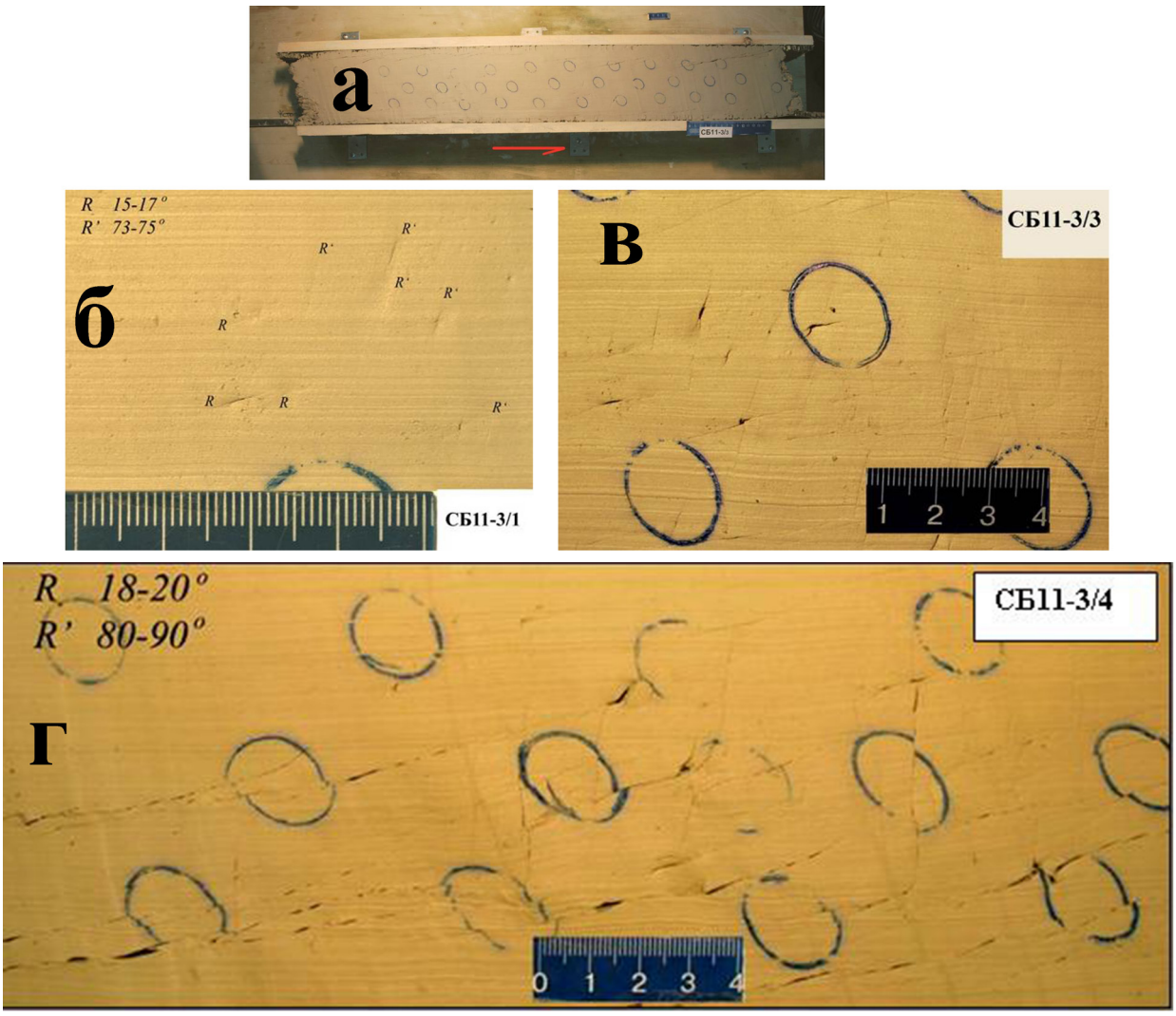

Рис. 8. Эксперимент по воспроизведению формирования сколов *R* и *R'* в обстановке простого однородного сдвига.

а – общий вид образца из влажной глины в условиях однородного простого сдвига; *б* – малая амплитуда сдвига; начало формирования сколов; *в* – увеличение амплитуды сдвига; сколы *R* и *R'* развиты одинаково; *г* – дальнейшее увеличение амплитуды сдвига; преобладание сколов *R*. Сколы *R* повернулись незначительно, а сколы *R'* – заметно.

Fig. 8. Experiment to model Riedel shears *R* and *R'* in case of simple homogeneous shear.

а – general view of the wet-clay sample in the setting of simple homogeneous shear; *б* – low amplitude of shearing; early shearing; *в* – increased amplitude of shearing; equal evolution of shears *R* and *R'*; *г* – shearing amplitude is increased; shears *R* are dominant. Rotation of shears *R* is slight, while rotation of shears *R* is noticeable.

весьма низкими скоростями. Формировался образец размером порядка 100×20×3 см (имитирующий осадочный чехол). При необходимости, вдоль линии сдвига ножом наносились неоднородности (прорези, имитирующие более ранние разрывы). На поверхность образца окрашенной нитью наносились маркеры деформации – ось сдвига и кружки. После начала эксперимента проводилась фотосъемка поверхности модели и описывался ход деформации. Модель, как правило, деформировалась до тех пор, пока на ее поверхности не проявлялся единый и непрерывный разрыв, что свидетельствовало о полном разрушении изучаемого образца.

Сколы Риделя R и R' в моделях из глины. Приведем результаты одного из наших многочисленных экспериментов по воспроизведению простого однородного сдвига (рис. 8, *а*). На начальной стадии сдвигания в образце влажной глины начинают формироваться мелкие сколы *R* и *R'* под углами к направлению сдвига 15–17° и 73–75° соответственно (рис. 8, *б*).

При увеличении амплитуды сдвига сколы *R* и *R'* по-прежнему развиты одинаково (рис. 8, *в*). Дальнейшее увеличение величины сдвига дает преобладание сколов *R* (рис. 8, *г*). При этом *R*-сколы стали составлять угол 18–20°, *R'* – 80–90°.

Итак, сколы *R* повернулись незначительно, а сколы

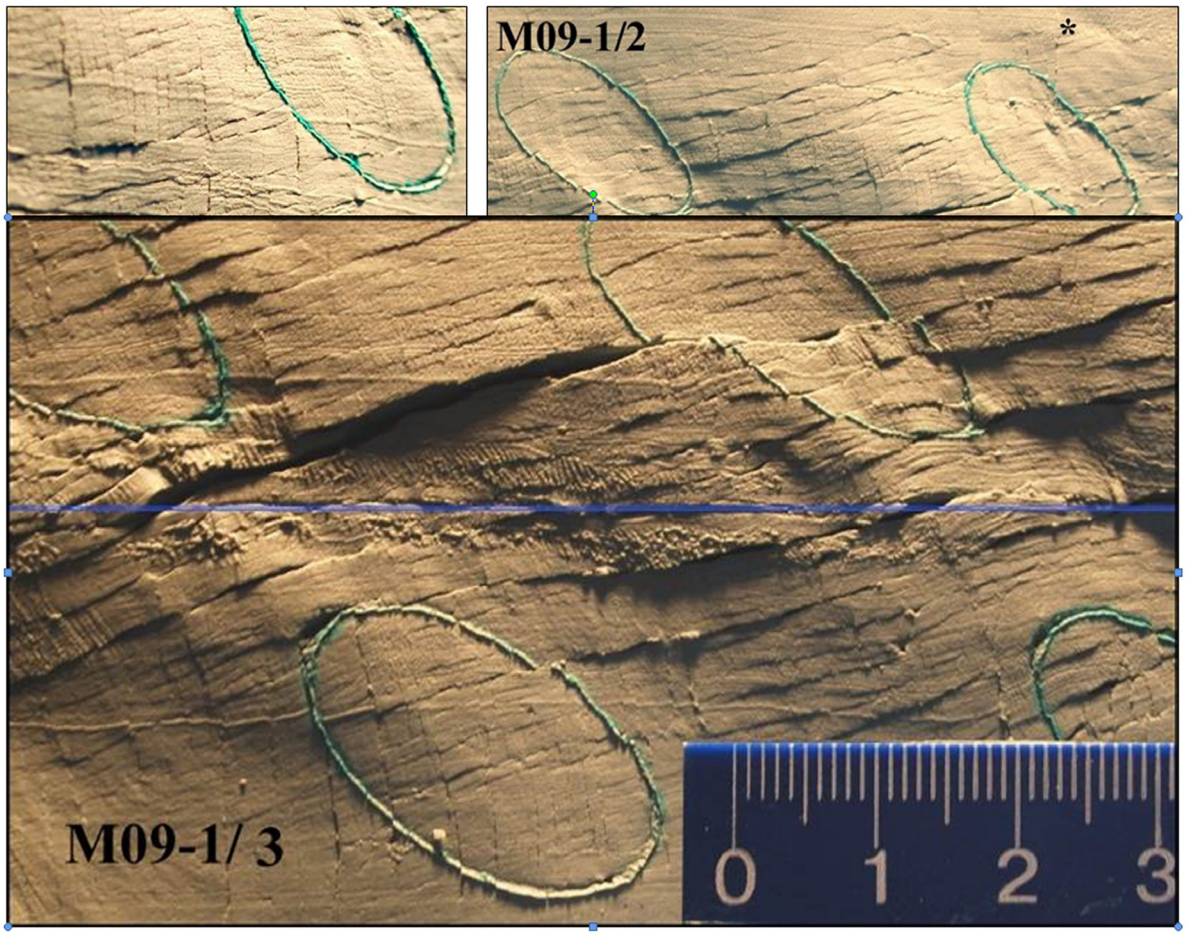

Рис. 9. Формирование сколов Риделя *R* и *R'* в моделях из влажной глины в условиях неоднородного простого сдвига. Преобладание сколов *R*.

Fig. 9. Formation of Riedel shears *R* and *R'* in the wet-clay models in the setting of heterogeneous simple shear. Shears *R* are dominant.

R' – заметно. Этот вывод подтверждает результаты предшествующих исследователей, см. упомянутый обзор [*Rebetsky et al., 2008*].

Таким образом, моделирование однородного простого сдвига в образцах на влажной глине показывает одновременное формирование двух сопряженных систем сколов Риделя *R* и *R'* на начальном этапе сдвига и преобладание сколов *R* по мере дальнейшего сдвигания. Так же хорошо фиксируется вращение сколов после их возникновения.

При моделировании неоднородного по латерали и глубине простого сдвига сколы Риделя *R* и *R'* в моделях из глины возникают при небольшой величине сдвига практически одновременно. По мере развития деформации мелкие сколы Риделя объединяются, разрастаются, преимущественное развитие получают *R*-сколы (рис. 9).

Сколы Риделя R и R' в моделях из песка. Следует отметить, почему в сыпучем песке могут образовываться трещины. При медленном растяжении в песке происходит межзерновая остаточная деформация, когда отдельные зерна смещаются друг относительно друга. При быстром же растяжении слой песка разбивается сбросами на чередующиеся грабены и горсты. Другими словами, включается более «выгодный» энергетически механизм относительного смещения самоорганизующихся целых блоков материала, состоящего из не связанных друг с другом частиц (сыпучей среды) [*Goncharov et al., 2005*]. В первом приближении песок, в котором отдельные песчинки не связаны друг с другом межмолекулярными связями, более адекватно имитирует блочную среду верхней части земной коры, чем глина, частицы которой такой связью обладают. Этим достигается то, что можно назвать «структурным подобием» модели и объекта [*Gintov, Isay, 1988; Goncharov, 2010*]. Модели из песка (в сухом, влажном состоянии или в смеси с солидолом или другими высоковязкими веществами) постепенно «вытесняют» глину в зарубежной практике физического моделирования. Ниже будет показано важное, в аспекте развития сколов Риделя, различие этих двух эквивалентных материалов.

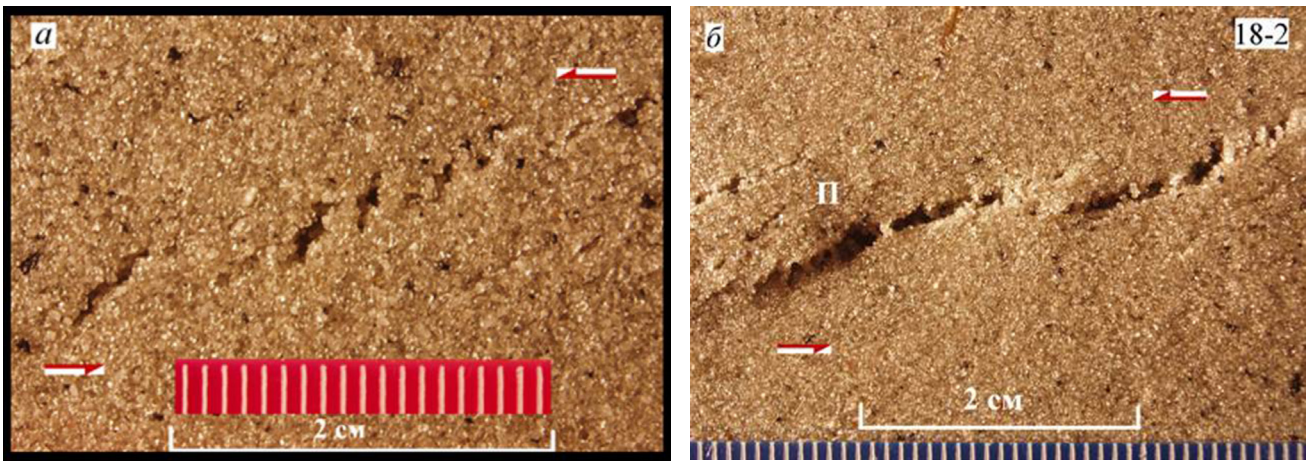

Рис. 10. Образец из смеси песка с солидолом. Формирование сколов Риделя *R* из мелких трещинок отрыва.

Fig. 10. Sand-solid oil matrix. Riedel shears *R* are formed from tiny tension joints.

Рассмотрим особенности развития сколов Риделя на моделях из смеси песка с солидолом. В одном из многочисленных экспериментов на начальной стадии заметно образование мелких эшелонированно расположенных трещинок отрыва (рис. 10, *а*), впоследствии постепенно объединяющихся в скол Риделя *R* (рис. 10, *б*). Образование сколов Риделя *R'* не наблюдается.

Аналогичный эксперимент представлен на рис. 11. Мелкие трещины отрыва объединяются в сколы Риделя (ориентированы под углом примерно 15° к направлению сдвига). При увеличении амплитуды сдвига сколы растут в длину и S-образно изгибаются. Сколы *R'* также отсутствуют.

Таким образом, в моделях из песка, в отличие от моделей из глины, имеются важные особенности:

(*а*) отсутствуют *R'*-сколы;

(*б*) *R*-сколы формируются путем объединения более мелких трещин отрыва.

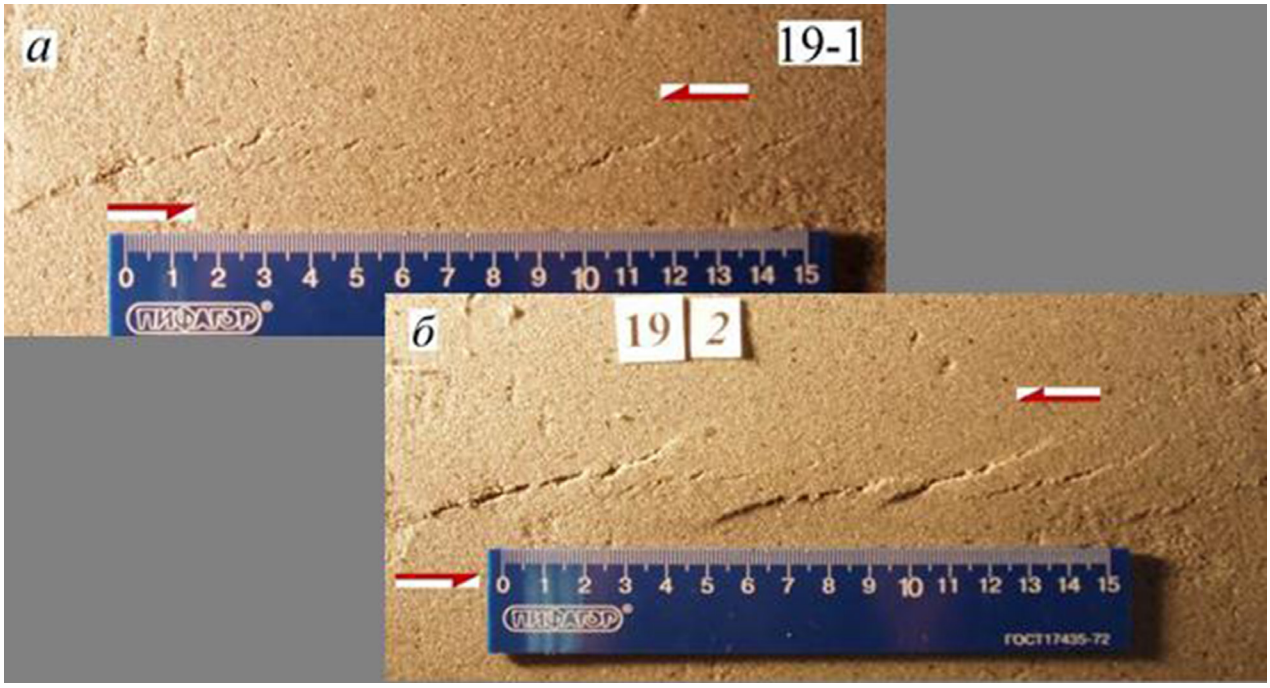

Рис. 11. Образец из смеси песка с солидолом. Формирование сколов Риделя *R* из мелких трещинок отрыва.

Fig. 11. Sand-solid oil matrix. Riedel shears *R* are formed from tiny tensile fractures.

4.2. Физическое моделирование сколов Риделя в обстановке горизонтального сдвига вдоль горизонтальной плоскости

Нами также проводились эксперименты по моделированию однородного простого сдвига (скашивания) вдоль горизонтальной плоскости. На рис. 12 показана схема прибора и общий вид образца из влажной глины после сдвигания. Брусок глины зажат между двумя горизонтальными пластинами, одна из которых сдвигается относительно другой. *R*-сколы, пересекающие весь образец, составляют угол 12° с направлением сдвига.

На рис. 13 показана боковая поверхность того же образца. Отчетливо видны сколы Риделя *R* и *R'*. При малой величине сдвига наблюдается примерно одинаковое развитие сколов Риделя *R* и *R'* (рис. 13, С6-1). При продолжении деформации преимущественное развитие получают *R*-сколы (рис. 13, С6-2).

Основными выводами проведенного нами физического моделирования сколов Риделя *R* и *R'* являются следующие:

1. При однородном и неоднородном простом сдвиге сколы Риделя *R* и *R'* при небольшой амплитуде сдвига развиваются сходным образом.

2. Ориентированы сколы Риделя следующим образом. Углы сколов *R* с направлением сдвига составляют от 10 до 20° (как в глине, так и в песке). Сколы *R'* в глине ориентированы в самом начале под углом 75–80° к направлению сдвигания, а затем этот угол вследствие поворота увеличивается.

3. *R'*-сколы всегда возникают в начале деформации. При этом первоначально может происходить зарождение трещин системы *R'*-сколов, затем *R*-сколов и наоборот; либо они могут возникать практически одновременно.

4. При увеличении амплитуды сдвига развитие *R'*-сколов затухает, в то время как преимущественное развитие получают *R*-сколы.

5. В моделях из песка *R*-сколы формируются путем объединения очень мелких трещин отрыва, а также отсутствуют *R'*-сколы.

4.3. Механизм формирования сколов Риделя

При рассмотрении вопроса о том, как происходит зарождение и развитие трещин скалывания в неоднородной среде, было замечено, что при моделировании зоны простого сдвига в гранулированном материале (песке) формирующиеся сколы Риделя всегда состоят из отдельных фрагментов (см. рис. 10 и 11). При ближайшем рассмотрении видно, что эти фрагменты, как правило, оказываются трещинками отрыва. Они возникают при очень малой амплитуде сдвига и располагаются эшелонированно вдоль будущего скола Риделя. Затем перемычки между ними разрушаются, и формируется крупный скол (рис. 14).

Такой механизм формирования сколов связан с тем, что деформация, как правило, сопровождается дилатансией (увеличением объема), которая неизбежна в гранулированных средах [*Gintov, Isay, 1988*]. Очевидно, что дилатансию могут обеспечить только трещины отрыва. Это было известно давно, и в связи с этим было предложено два механизма формирования трещин. В модели А.Н. Ставрогина и А.Г. Протосеня [*Stavrogin, Protosenya, 1979*] (рис. 15) трещина скалывания, ориентированная под углом скалывания α к оси максимального сжатия, состоит из чередующихся между собой более мелких трещин отрыва и сколов.

Второй механизм можно встретить в работах [*Scholz, 1990; Rice, 1980*]. На рис. 16 показана модель, взятая из работы [*Stefanov, 2009*]. В этой модели первичен все же скол, а проблема пространства решается наличием трещин отрыва на его концах.

Эти модели, однако, относятся скорее к микромасштабу. Ранее в лаборатории тектонофизики и геотектоники МГУ была предпринята попытка решения вопроса в геологической постановке [*Goncharov, Talitskii, 1998*]. В этой работе утверждается, что трещины скалывания в горных породах всегда формируются путем объединения трещин отрыва. Осуществив в последнее время множество экспериментов с гранулированными материалами, мы убедились, что это действительно так. Однако эксперименты с *глинами* такую модель не подтверждают – вероятно, потому, что глина – это материал со сложным поведением, в котором сначала осуществляется отрицательная дилатансия. Кроме того, песок является средой с блоковым строением, частицы которой связаны разве что более податливым цементом (как и блоки в верхней коре), в отличие от глины, где частицы связаны молекулярными силами.

Сходные результаты получены М. Чу с соавторами [*Cho et al., 2008*]. Они проводили эксперименты по воспроизведению простого сдвига, используя синтетический материал, состоящий из отдельных мелких элементов (т.е. его структура была сходна с песком) (рис. 17). В этих экспериментах было отчетливо видно, что вначале возникали трещины отрыва, расположенные эшелонированно, которые затем, объединяясь, образовывали макроскопически видимые полосы сдвига (трещины скалывания).

Результатом *природного эксперимента* могут служить структуры, образовавшиеся во время землетрясений на поверхности земли, которые можно наблюдать непосредственно.

Г. Рао с соавторами [*Rao et al., 2011*] изучали сдвиговые структуры, сформировавшиеся во время землетрясения 2010 г. (M=6.9) на Центральном плато Тибета (Китай) в неконсолидированных аллювиальных отложениях. На приводимых ими фотографиях отчетливо видно, что сдвиги состоят из ранних трещин отрыва, обозначенных авторами буквой T (tension joints) и впоследствии объединенных в единый разрыв (рис. 18, *а, в, с*).

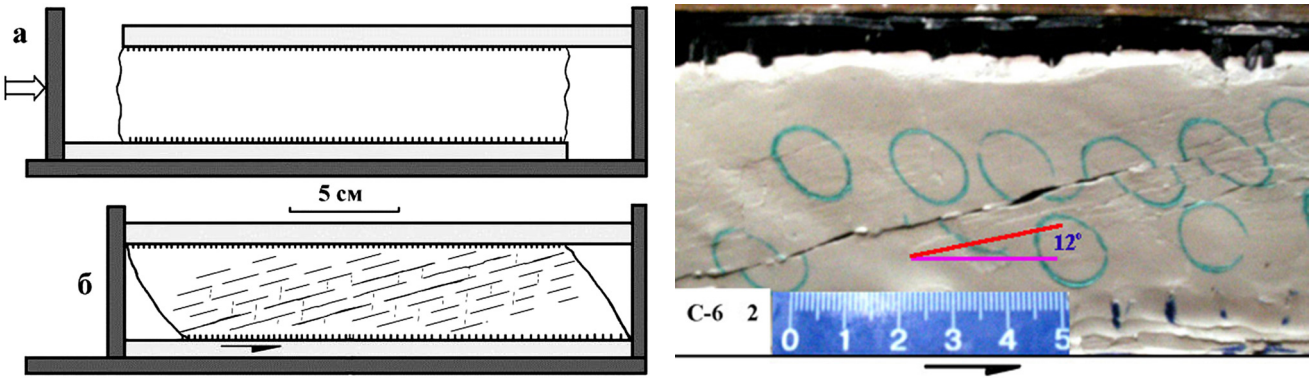

Рис. 12. Слева – схема прибора, справа – общий вид после сдвигания.

Fig. 12. Left: scheme of the device, right: general view after shearing.

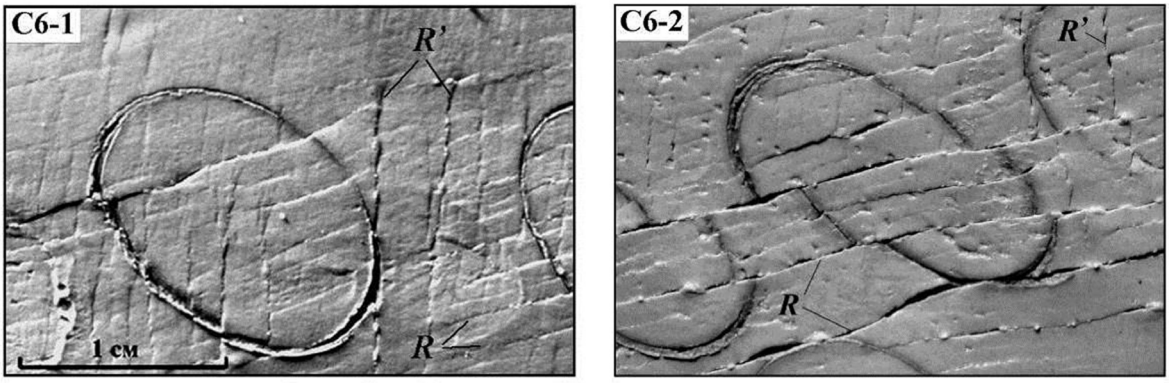

Рис. 13. Фрагмент рисунка 12. Боковая поверхность образца при увеличении масштаба.

Fig. 13. Fragment of Fig. 12. The side face of the sample zoomed in.

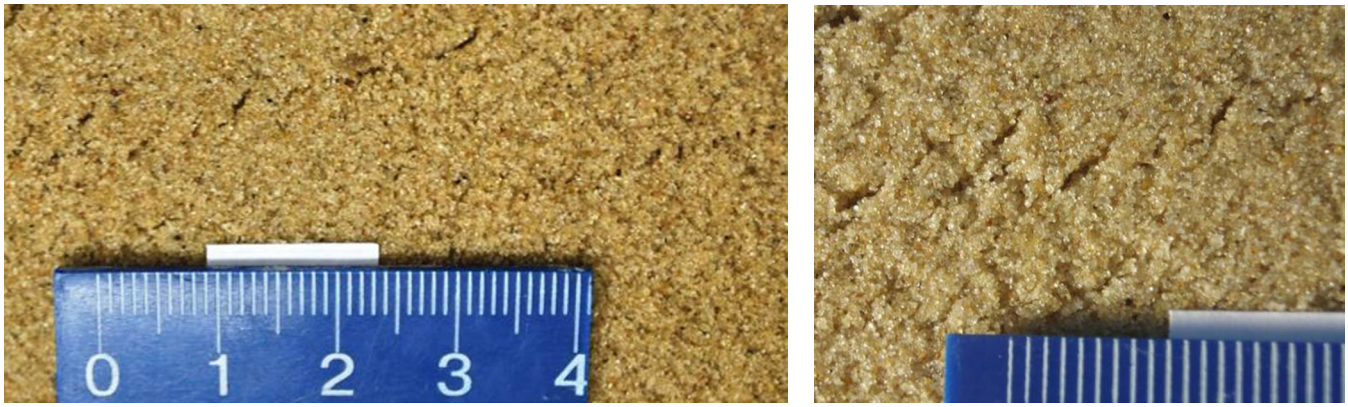

Рис. 14. Формирование сколов Риделя в модели из смеси песка с солидолом.

Слева: намечающийся косо ориентированный скол Риделя *R*, состоящий из небольших эшелонированно расположенных трещинок. Справа: фрагмент этого скола при большом увеличении (фотографии эксперимента). *Отчетливо видны трещины отрыва, ориентированные под углом около 45° к направлению сдвига.*

Fig. 14. Formation of Riedel shears in the sand–solid oil matrix.

Left: arising skew-oriented Riedel *R* consisting of small echelon fractures. Right: zoomed in fragment of the photo of this shear in the experiment. *Tension fractures oriented at the angle of about 45° to the shear direction are clearly visible.*

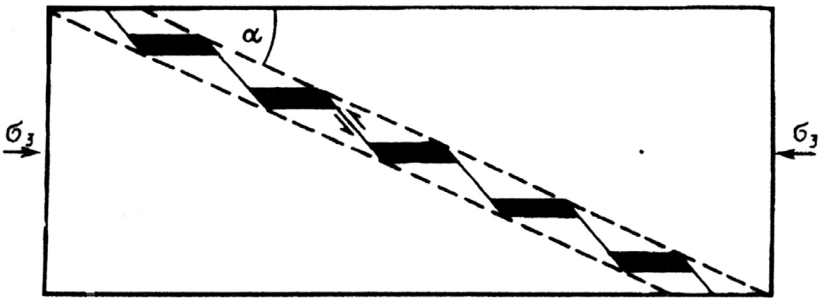

Рис. 15. Механизм формирования сколов путем объединения трещинок отрыва [*Stavrogin, Protosenya, 1979*].

Fig. 15. Mechanism of shearing by joining of tensile fractures [*Stavrogin, Protosenya, 1979*].

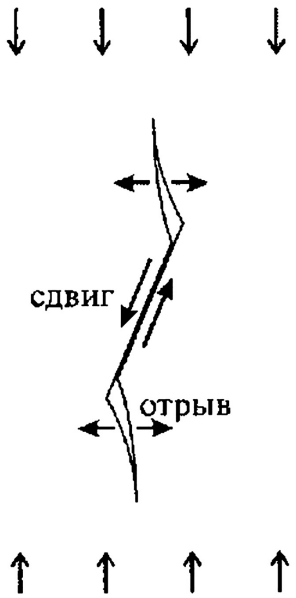

Рис. 16. Механизм формирования сколов непосредственно путем скалывания [*Stefanov, 2009*].

Fig. 16. Mechanism of pure shearing [*Stefanov, 2009*].

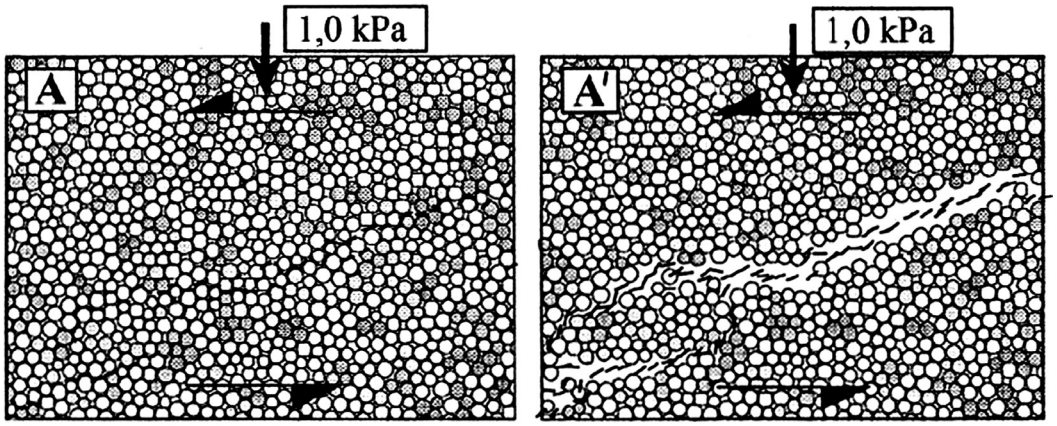

Рис. 17. Эксперимент [*Cho et al., 2008*].

Использован синтетический материал, состоящий из отдельных мелких элементов (структура сходна с песком). Вначале образовались мелкие трещины отрыва, затем они объединились в более крупные трещины скалывания.

Fig. 17. The experiment described in [*Cho et al., 2008*].

The synthetic material composed of fine elements is used. Its structure is similar to that of sand. Small tension fractures are first to occur; later on, they are joined to form larger shear fractures.

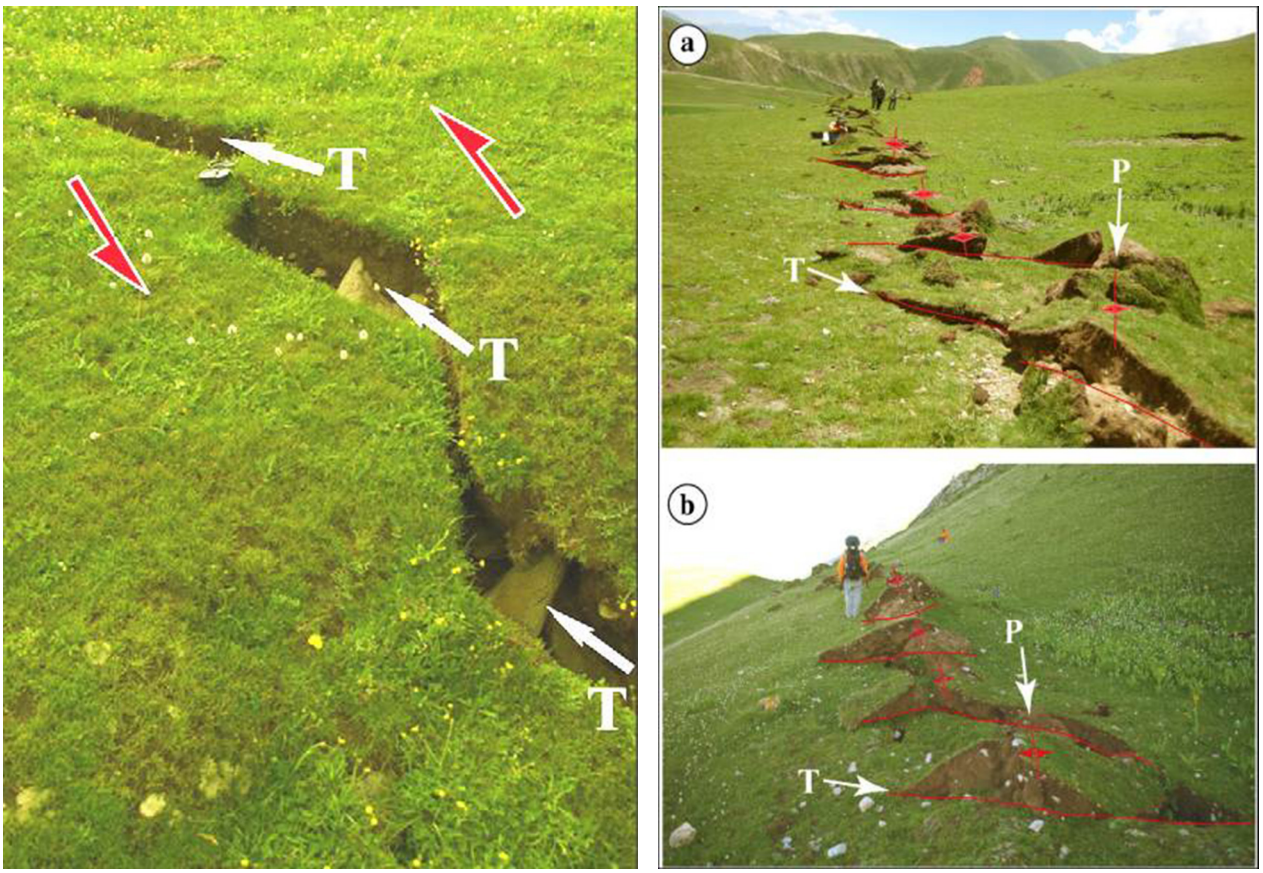

Рис. 18. Сдвиговые структуры, сформировавшиеся во время землетрясения 2010 г. из более мелких трещин отрыва (T) [*Rao et al., 2011*].

Fig. 18. Shear structures formed from smaller tension fractures (T) during the 2010 earthquake [*Rao et al., 2011*].

В литифицированных, а часто и метаморфизованных породах также можно наблюдать, как сколы формируются путем объединения более мелких трещин отрыва. В обнажениях нередко видны сопряженные системы, представляющие собой начальную стадию формирования трещин скалывания. Это узкие полосы, состоящие из эшелонированных более мелких трещин отрыва (рис. 19, 20). Последние часто S-образно изогнуты, что является результатом сдвигания вдоль этих полос.

На основании всего сказанного можно считать, что предположение о том, что трещины скалывания образуются путем объединения более ранних мелких трещин отрыва, имеет под собой веские основания.

Кроме того, хотелось бы обратить внимание на то, что даже хорошо выраженные протяженные сколы Риделя состоят из отдельных фрагментов, между которыми имеются перемычки. С течением времени эти перемычки постепенно «прорываются». Дж. Райс [*Rice, 1980*] предполагает, что нечто подобное происходит при формировании сдвигов, с которыми связаны землетрясения. Однако данный автор связывает существование перемычек с вещественными неоднородностями (наличием более крепких пород). Результаты экспериментов лаборатории тектонофизики и геотектоники МГУ показывают, что такой процесс неизбежен даже при деформировании одинакового во всем объеме материала.

5. Различная скорость вращения сколов Риделя *R* и *R′* как причина их «неравноправия» по данным численного моделирования

Обзор результатов экспериментов с влажной глиной в условиях простого сдвига и отсутствия всестороннего давления показывает, что лишь при небольшой амплитуде сдвига могут быть равноправно развиты мелкие сколы *R* и *R′*. При увеличении амплитуды сдвигания, когда формируются крупные хорошо заметные сколы, сколы *R′* перестают развиваться. В приведенных экспериментах, а также множестве других отчетливо видно вращение сколов после их возникновения. Это было замечено давно, и именно вращением объясняли преобладание *R*-сколов при развитии сдвиговой зоны [*Gzovsky, 1959*; *Stoyanov, 1977; Rebetsky et al., 2008;* и др.].

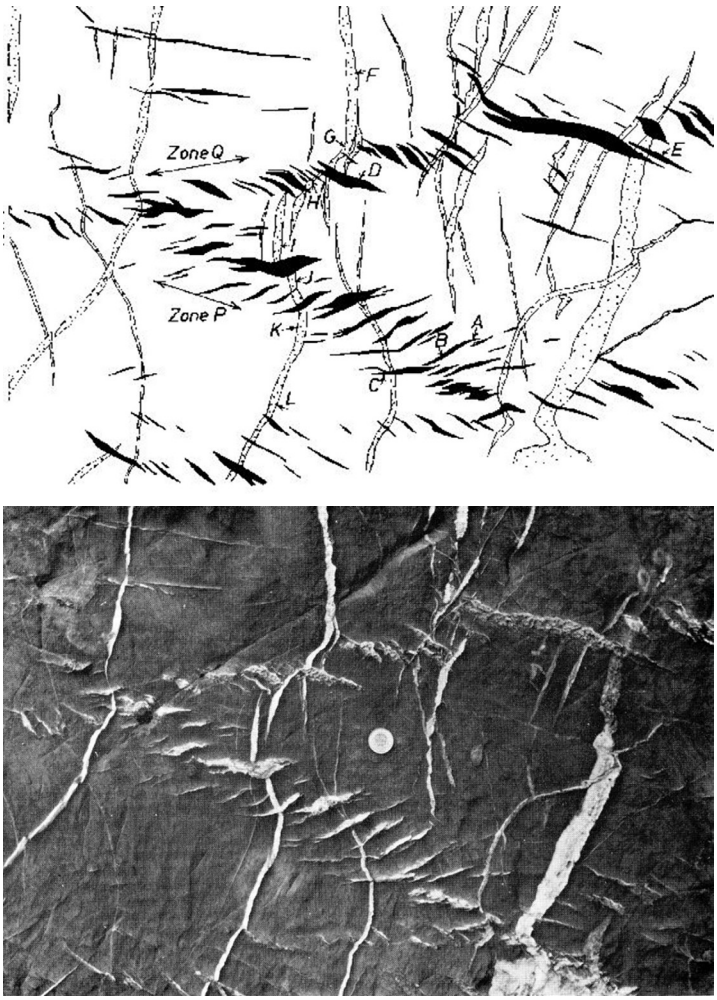

Рис. 19. Сопряженные зоны сдвига в известняках мелового возраста. Покров Моркль, Швейцария [*Ramsay, Huber, 1983*].

Fig. 19. Conjugated shear zones in Cretaceous limestones. Morkl nappe, Switzerland [*Ramsay, Huber, 1983*].

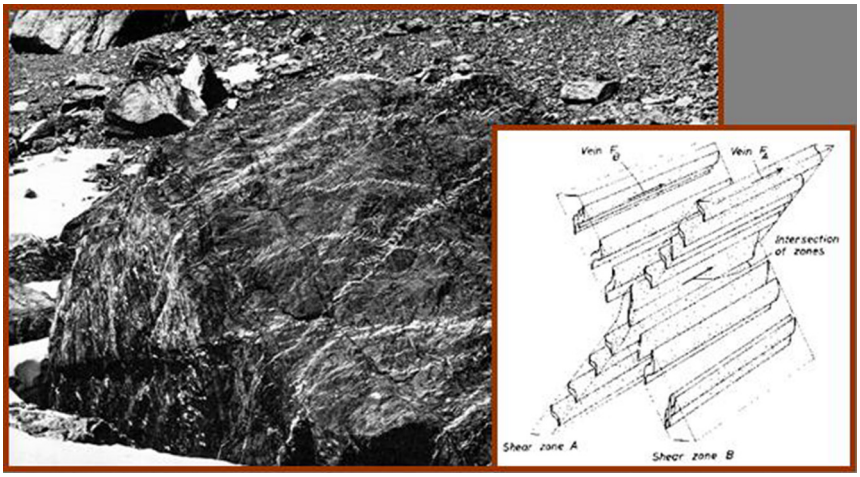

Рис. 20. Эшелонированные трещины отрыва, заполненные кальцитом и образующие сопряженные системы полос сдвига.

Наличие сдвиговых движений подтверждается S-образным искривлением трещин. Юрские известняки. Покров Видгорн, Швейцария [*Ramsay, Huber, 1983*].

Fig. 20. Echelon tension fractures filled by calci-spar and forming conjugate shear band systems.

Shear displacements are evidenced by S-shaped fractures. Jurassic limestone. Widhorn nappe, Switzerland [*Ramsay, Huber, 1983*].

Так, Ю.Л. Ребецкий с соавторами [*Rebetsky et al., 2008*] полагают, что образовавшиеся на начальной стадии трещины сопряженных систем скалывания поворачиваются на разный угол. Система *R'*-сколов в процессе сдвигания быстрее изменяет свою ориентацию, на их бортах увеличивается сила трения, и они постепенно переходят в неактивное состояние. Сопряженная система трещин (*R*-сколы), мало отклоняющихся от оси сдвигания, практически не испытывает разворота в процессе деформирования и поэтому будет постоянно находиться в активном состоянии.

Однако до сих пор такого рода объяснения были только качественными, количественных расчетов произведено не было. Кроме того, данное явление было подмечено в экспериментах, которые проводились в отсутствие всестороннего давления, а оно, несомненно, влияет на развитие сколов. Это дало возможность провести количественные расчеты [*Rozhin, Selezeneva, 2009*].

Рассмотрим эволюцию сколов Риделя в разных условиях – при различной величине литостатического давления и при разных углах скалывания горных пород.

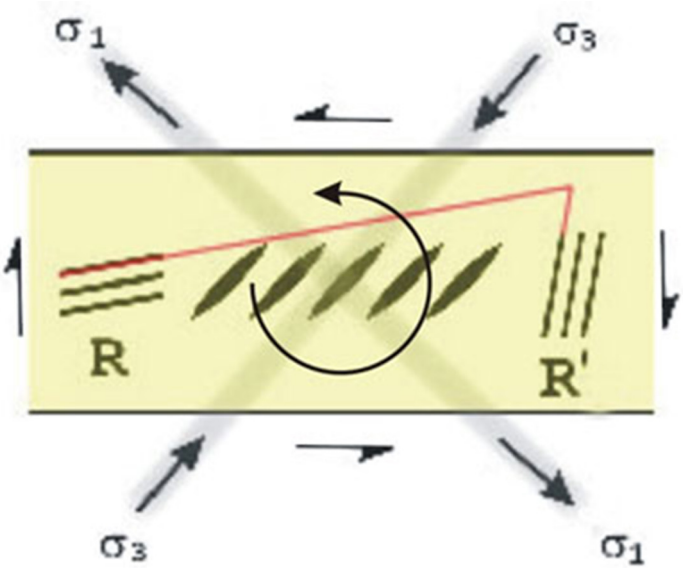

Рис. 21. Схема вращения сколов Риделя и трещин отрыва после их возникновения в процессе дальнейшего сдвигания (горизонтальный сдвиг вдоль вертикальной плоскости, вид в плане).

Fig. 21. The scheme of rotation of Riedel shears and tension fractures after their formation in the process of further shearing (horizontal shear along vertical plane, plan view).

5.1. Различная эволюция сколов *R* и *R'* в обстановке простого сдвига

В этой обстановке трещины всех типов после своего возникновения испытывают поворот в одну и ту же сторону, увеличивая свой угол с направлением сдвига. Однако в результате этого поворота направление сколов *R* приближается к направлению оси максимального сжатия σ_3, а направление сколов *R'*, наоборот, от нее удаляется (рис. 21).

Рассмотрим последствия отмеченного неравноценного поворота сколов *R* и *R'*. Это рассмотрение проведем в соответствии с двумя версиями генерации сколов.

Одна версия – традиционная – заключается в том, что сколы *R* и *R'*, как и другие трещины и разрывы скалывания, возникают непосредственно в результате скалывания, т.е. в результате как бы «вспарывания» среды и смещения крыльев разрывного нарушения параллельно последнему под действием касательных напряжений [*Gzovsky, 1975; и мн. др.*].

Другая версия – трещины и разрывы скалывания формируются путем объединения эшелонированных кулис более мелких трещин отрыва, возникших под действием на этот раз нормальных напряжений (см. выше).

5.2. Традиционная версия генерации сколов под действием касательных напряжений

Как известно, геодинамическая обстановка горизонтального сдвига вдоль вертикальной плоскости в среде, в которой равномерное всестороннее давление возрастает с глубиной, представляет собой поле напряжений, с осью максимального растяжения σ_1 и максимального сжатия σ_3, лежащими в горизонтальной плоскости. Они взаимно перпендикулярны и ориентированы под углом 45° к направлению сдвига (рис. 21). При этом промежуточная ось σ_2 вертикальна, а само напряжение равно литостатическому давлению на глубине *z*:

$$\sigma_2 = \rho g z \,, \qquad (1)$$

где ρ – плотность среды (усредненная по вертикали), *g* – ускорение силы тяжести. В этом поле напряжений вертикальные сколы *R* и *R'* возникают под углом скалывания $\alpha \le 45°$ к оси максимального сжатия σ_3 и симметрично относительно нее (рис. 21). Необходимо сразу оговориться, что растягивающие напряжения, как это принято в отечественной геологической литературе после работ М.В. Гзовского, считаются положительными, а сжимающие (в частности, и литостатическое давление) – отрицательными. (Это представляет определенные вычислительные неудобства, поскольку, начиная с некоторой глубины, все напряжения из-за литостатического давления являются сжимающими. В зарубежной литературе они принимаются положительными; соответственно, алгебраически максимальным становится напряжение максимального сжатия, а отвечающая ему ось индексируется как σ_1. Однако переход на зарубежную индексацию привел бы к огром-

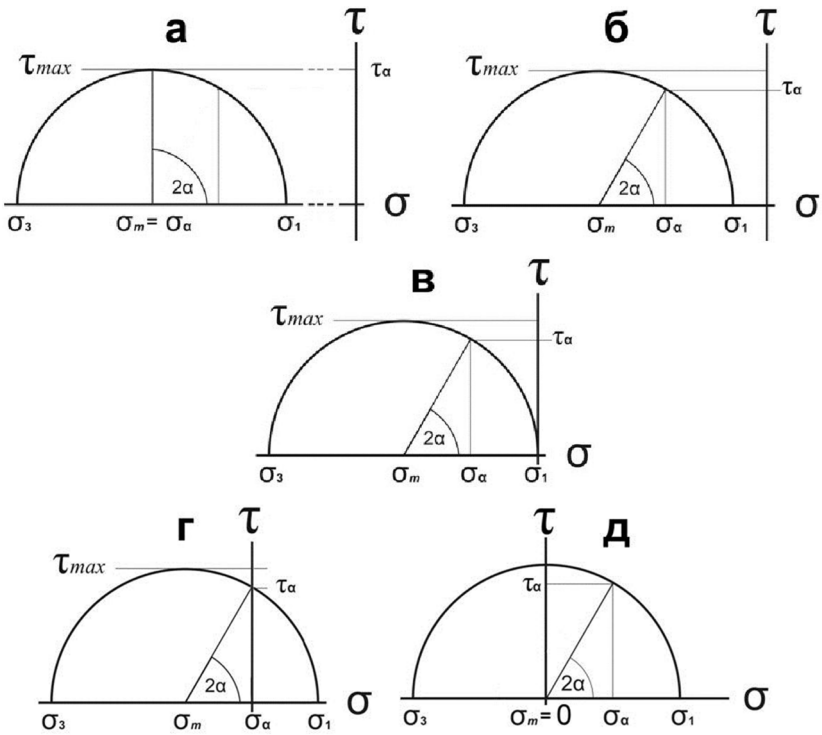

Рис. 22. Диаграммы Мора, соответствующие формулам (2–5), для разных значений литостатического давления (σ_m).

При небольших значениях σ_m (д–б) угол скалывания принят равным его средней величине в 30°. При значительных σ_m (**а**) он принят равным 45° (это значение фигурирует в [*Gintov, Isay, 1988*]).

Fig. 22. Mohr's diagrams corresponding to equations (2–5) for various lithostatic pressures (σ_m).

The shear angle is assumed equal to 30° when σ_m is low (д–б) and 45° when σ_m is high (**а**) (this value is given in [*Gintov, Isay, 1988*]).

ным недоразумениям, поскольку существует отечественная литература по тектонофизике с традиционной индексацией).

Для вертикального сечения, ориентированного к оси σ_3 под углом скалывания $\alpha \leq 45°$, характерно оптимальное сочетание величин касательного напряжения τ_α вдоль этого сечения («сдвигающей силы») и нормального напряжения σ_α поперек этого сечения (компоненты «силы сопротивления»). Эти напряжения определяются таким образом [*Goncharov et al., 2005*]:

$$\tau_\alpha = \tau_{\max} \sin 2\alpha; \tag{2}$$

$$\sigma_\alpha = \frac{(\sigma_1 + \sigma_3)}{2} + \tau_{\max} \cos 2\alpha; \tag{3}$$

$$\tau_{\max} = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}; \tag{4}$$

$$\sigma_2 = \sigma_m = \frac{(\sigma_1 + \sigma_3)}{2}. \tag{5}$$

Здесь τ_{max} – максимальное касательное напряжение, а σ_m – равномерное всестороннее сжатие, которое в рассматриваемой обстановке горизонтального сдвига в вертикальной плоскости (рис. 21) равно литостатическому давлению, отражаемому формулой (1). Наиболее наглядно эти соотношения показаны на диаграммах Мора (рис. 22).

«Сила сопротивления», которую необходимо преодолеть «сдвигающей силе» τ_α, определяется следующим образом (например [*Gintov, 2005*]):

$$\tau_\alpha = \tau_0 - q\sigma_\alpha, \tag{6}$$

где фигурируют свойства среды – прочность связей τ_o и коэффициент внутреннего трения q. Знак «–» в правой части формулы (6) означает тот факт, что отрицательное сжимающее напряжение σ_α усиливает названное сопротивление, а положительное растягивающее напряжение его ослабляет.

При наличии литостатической гравитационной нагрузки вышележащих толщ, $\sigma_m = \frac{(\sigma_1 + \sigma_3)}{2}$, круги Мора постепенно смещаются в «сектор сжатия» ($\sigma < 0$), все более удаляясь от его границы ($\sigma = 0$) с «сектором растяжения» (рис. 22, д→а и рис. 23).

Когда сколы *R* и *R'* уже возникли, прочность связей материала τ_o, фигурирующая в формуле (6), нарушена и равна нулю, вследствие чего «сила сопротивления»

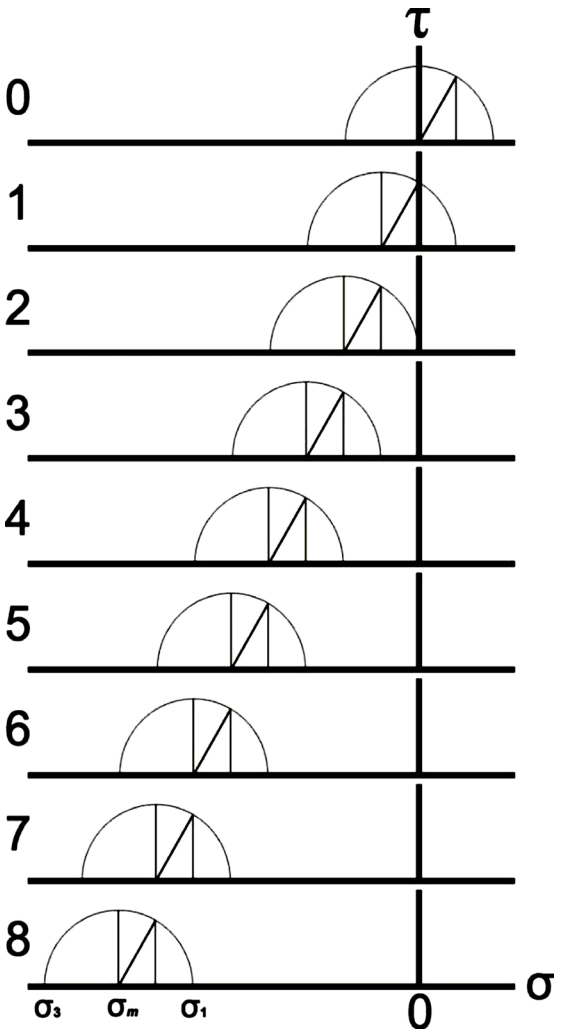

Рис. 23. Смещение кругов Мора в «сектор сжатия» [*Rozhin, Selezeneva, 2009*].

1. Доминируют *R*. 2. Нарастающее доминирование *R*. 3. Нарастающее доминирование *R*. 4–7. Нарастающее доминирование *R* при меньшем различии. 8. Слабое нарастающее доминирование *R* при ничтожном различии.

Fig. 23. Displacement of Mohr's circles to the 'compression sector' [*Rozhin, Selezeneva, 2009*].

1. Domination of *R*. 2. Growing domination of *R*. 3. Growing domination of *R*. 4–7. Growing domination of *R* at a lower contrast. 8. Growing domination of *R* at a negligible contrast.

становится равной $\tau_\alpha = -\,q\,\sigma_\alpha$. В процессе дальнейшего сдвигания угол (φ) *R*-скола с осью максимального растяжения σ_3 монотонно уменьшается, а угол *R'*-скола с этой осью увеличивается. В качественном виде наиболее наглядно это можно представить с помощью диаграмм Мора (см. рис. 22). При своем возникновении сколы *R* и *R'* образовывали с осью σ_3 одинаковый угол α (см. рис. 21), что отражено на диаграммах рисунка 22 радиусом, наклоненным к оси σ под углом 2α. При дальнейшем сдвигании, показанном на рис. 21, радиус, соответствующий сколу *R*, вращается по часовой стрелке, приближаясь к горизонтальному радиусу с точкой σ_3 на его конце; радиус же, соответствующий сколу *R'*, вращается против часовой стрелки, удаляясь от названного горизонтального радиуса.

При этом, в соответствии с формулами (2) – (3), изменяется и соотношение «сдвигающего» напряжения τ_α и «тормозящего» напряжения σ_α. Это соотношение, с точностью до постоянного множителя *q*, отражается выражением $\frac{\tau_\varphi}{\sigma_\varphi}$. Однако его имеет смысл принимать во внимание лишь при отрицательных значениях нормального напряжения σ_φ, когда оно является сжимающим (касательное же напряжение τ_φ всегда положительно). При положительных же и нулевых значениях σ_φ, когда оно является растягивающим, как говорилось выше, трение при взаимном смещении крыльев сколов отсутствует и величина этого смещения определяется только величиной τ_φ.

Эволюция отношения $\frac{\tau_\varphi}{\sigma_\varphi}$ происходит по-разному для разных значений литостатического давления (σ_m), отраженных на разных диаграммах Мора на рис. 22: σ_m=0 (см. рис. 22, *д*, и рис. 24). В этой простейшей ситуации, характерной для экспериментов с эквивалентными материалами, главные нормальные напряжения σ_1 и σ_3 равны по абсолютной величине, но противоположны по знаку. Компонента «силы сопротивления», фигурирующая в формуле (3), $\sigma_\alpha = \tau_{max} \cos 2\alpha$, при значениях φ < 45° алгебраически положительна, является растягивающей и не препятствует скольжению вдоль сколов. В то же время сколы *R*, которые в процессе сдвигания вращаются против часовой стрелки (см. рис. 21), постепенно увеличивают свой угол с «горизонтальной» плоскостью максимальных касательных напряжений τ_{max} (на диаграмме Мора наклонный радиус вращается по часовой стрелке, удаляясь от оси ординат *τ*) (рис. 25). Сколы же *R'*, напротив, вращаются в противоположном направлении, постепенно уменьшая свой угол с сопряженной «вертикальной» плоскостью τ_{max} (на диаграмме Мора наклонный радиус вращается против часовой стрелки, приближаясь к оси ординат τ) (рис. 25), поэтому «движущая сила» τ_φ у сколов *R* уменьшается, а у сколов *R'* увеличивается, что и дает последним преимущество в их развитии.

Однако после прохождения наклонного радиуса, символизирующего сколы *R'*, критического значения φ = 45° (соответствующего оси ординат τ), ситуация меняется. «Сила сопротивления» $\sigma_\varphi = \tau_{max} \cos 2\varphi$ меняет знак, становясь отрицательной, т.е. сжимающей, и по мере дальнейшего сдвигания монотонно нарастает. В то же время наклонный радиус, символизирующий сколы *R*, не выходит за пределы положительных значений σ_φ (сектора растяжения), в котором «сила сопротивления» отсутствует, постепенно приближаясь к оси абсцисс σ (рис. 26). По мере дальнейшего сдвигания преимущество в развитии получают на этот раз сколы *R*.

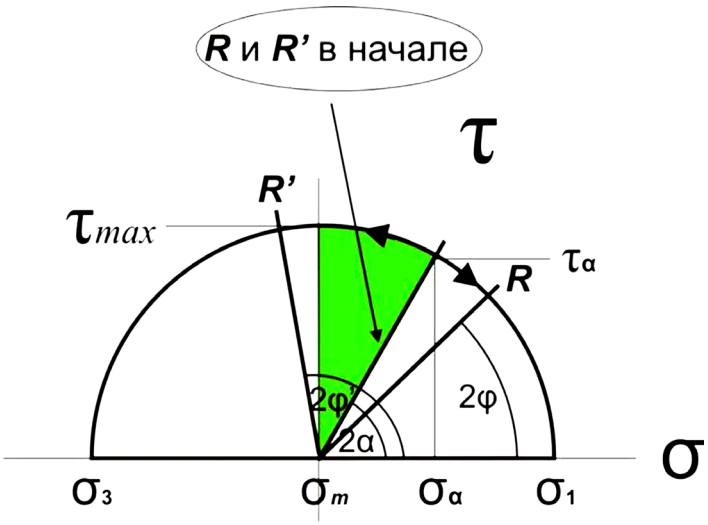

Рис. 24. Диаграмма Мора, соответствующая $\sigma_m = 0$.

Fig. 24. The Mohr's diagram corresponding to $\sigma_m = 0$.

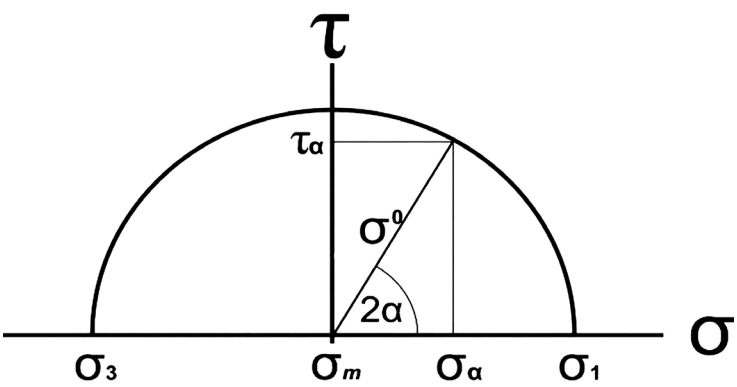

Рис. 25. Эволюция сколов *R* и *R'* на диаграмме Мора при $\sigma_m = 0$, $\varphi < 45°$ [*Rozhin, Selezeneva, 2009*].

Fig. 25. Evolution of shears *R* and *R'* in the Mohr's diagram at $\sigma_m = 0$, $\varphi < 45°$ [*Rozhin, Selezeneva, 2009*].

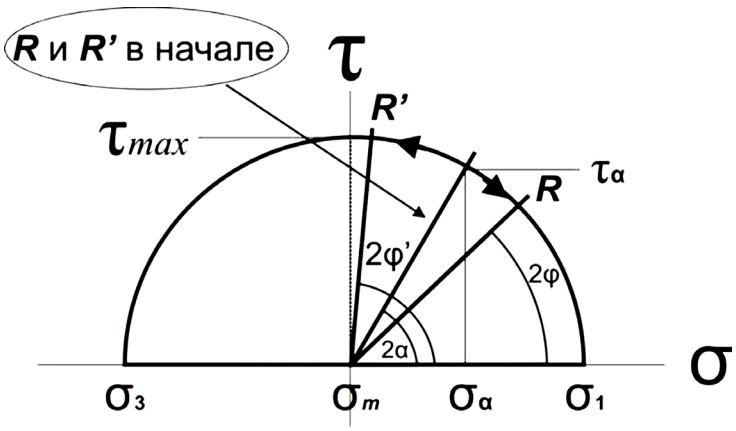

Рис. 26. Эволюция сколов *R* и *R'* на диаграмме Мора при $\sigma_m = 0$, $\varphi = 45°$ [*Rozhin, Selezeneva, 2009*].

Fig. 26. Evolution of shears *R* and *R'* in the Mohr's diagram at $\sigma_m = 0$, $\varphi = 45°$ [*Rozhin, Selezeneva, 2009*].

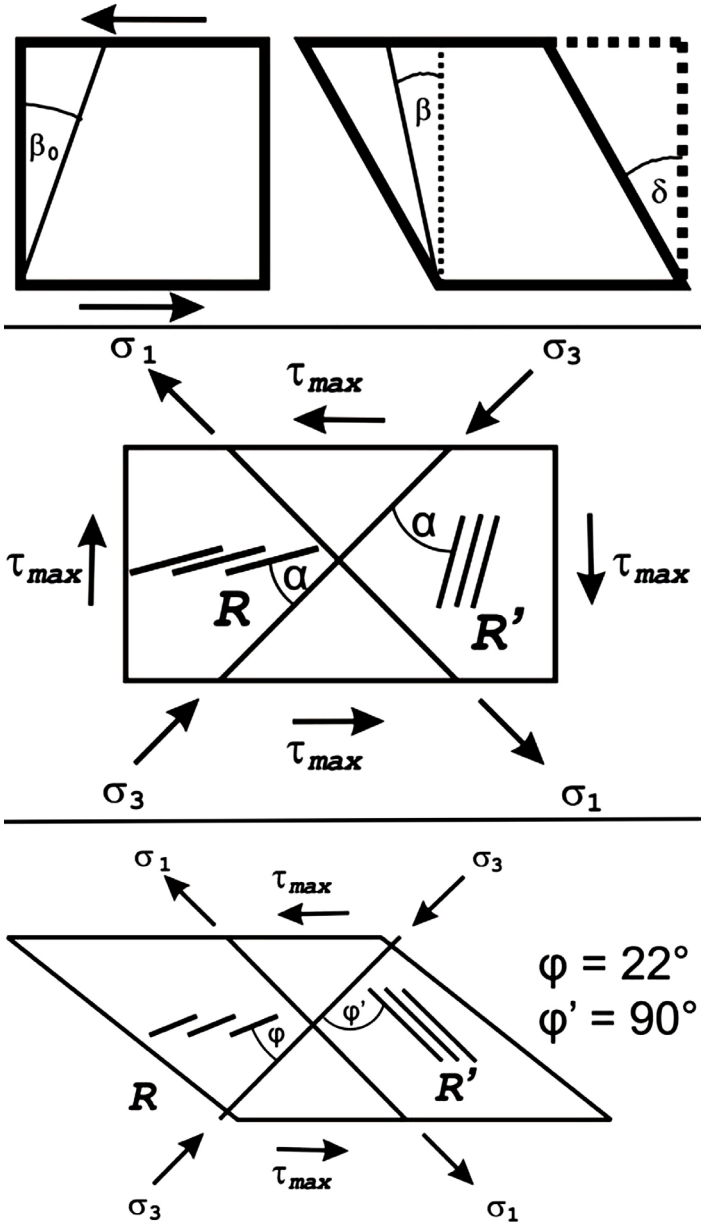

Рис. 27. Изменение простирания сколов Риделя при сдвигании [*Goncharov et al., 2005; Rozhin, Selezeneva, 2009*].

Fig. 27. Changing strike of Riedel shears during shearing [*Goncharov et al., 2005; Rozhin, Selezeneva, 2009*].

$\sigma_m = -\tau_{max}/2$ (см. рис. 22, *г*). Сколы *R* с самого начала попадают в сектор растяжения (поворот по часовой стрелке наклонного радиуса) с отсутствующей «силой сопротивления», а сколы *R'* – в сектор сжатия, где эта «сила» присутствует, поэтому доминируют сколы *R*.

$\sigma_m = -\tau_{max}$ (см. рис. 23, *в*). Начиная с этого значения σ_m, когда литостатическое давление становится равным максимальному касательному напряжению, сколы обоих типов при своем вращении все время находятся в секторе сжатия, в котором «сила сопротивления» присутствует. Необходимо выявить тенденцию эволюции упомянутого отношения $\tau_\varphi/\sigma_\varphi$ для сколов разного типа при нарастающем сдвигании.

Если обозначить текущий угол сдвига через δ, то изменение «азимута простирания» сколов Риделя выразится таким образом (рис. 27) (например [*Goncharov et al., 2005*]):

$$tg\beta = tg\beta_0 + tg\delta, \qquad (7)$$

где β_0 – начальный «азимут», отсчитываемый от «меридионального» (вертикального на рис. 27) направления по часовой стрелке (положительные значения) или против часовой стрелки (отрицательные значения), а β – текущий «азимут», монотонно убывающий в алгебраическом смысле (но возрастающий по абсолютной величине при переходе через «меридиан», как на рис. 27).

Для сколов *R*, изображенных на рис. 27,

$$\beta_0 = \frac{\pi}{4} + \alpha, \quad (8)$$

для сколов *R'*, соответственно,

$$\beta_0 = \frac{\pi}{4} - \alpha. \quad (9)$$

Алгоритм описания эволюции соотношения $tg\Theta_\varphi = \frac{\tau_\varphi}{\sigma_\varphi}$ в процессе сдвигания таков. Отдельно для *R* и *R'* вычисляются:

- Углы β_0 при среднем угле скалывания (30°) по формулам (8) – (9).
- Значения tg β для нарастающих (от 0 до 20° с шагом 1°) углов δ по формуле (7).
- Углы β посредством обратной функции arc tg.
- Углы φ между сколом и осью максимального сжатия σ_3 для нарастающих значений угла δ.
- Касательные напряжения τ_φ по формулам (2), (4). τ_{max} принимается равным 1.
- Нормальные напряжения σ_φ для $\sigma_m = 0$ по формулам (3)–(5).
- Нормальные напряжения σ_φ для $\sigma_m = -\tau_{max}$ по формулам (3)–(5).
- Отношение $\frac{\tau_\varphi}{\sigma_\varphi}$.

Отношение $\frac{\tau_\varphi}{\sigma_\varphi}$ рассчитано с помощью программы на языке программирования Turbo Basic и изображено на графике (рис. 28, *а*). При небольшом нарастании (по абсолютной величине) этого отношения у сколов *R* имеет место более значительное убывание этого отношения у сколов *R'*. Это означает, что и в рассматриваемом случае сколы *R* развиваются более интенсивно.

$\sigma_m = -3\tau_{max}/2$ (см. рис. 22, *б*). Как и в предыдущем случае, сколы *R* развиваются интенсивнее сколов *R'*, хотя это отличие менее значительно (рис. 28, *б*).

$\sigma_m = -2\tau_{max}$. Как и в предыдущем случае, сколы *R* развиваются интенсивнее сколов *R'*, но это отличие мало (рис. 28, *в*).

$\sigma_m < -2\tau_{max}$ (алгебраически, по абсолютной величине литостатическое давление еще больше). Расчеты, произведенные вплоть до значения $\sigma_m = -4\tau_{max}$, показали, что описанное выше отличие в развитии сколов *R* и *R'*, «конкурирующих» между собой, сохраняет ту же тенденцию (*R*-сколы развиваются интенсивнее), однако эта разница совсем невелика и постепенно сходит на нет.

Выше при анализе для разных значений σ_m (литостатического давления) использовалось среднее, обычно принимаемое значение угла скалывания α, равное 30°. На самом деле при увеличении литостатического давления этот угол постепенно увеличивается (в соответствии с так называемой «огибающей кругов Мора») до значения 45°, когда сколы обоих типов ориентированы вдоль плоскостей максимальных касательных напряжений τ_{max}, поэтому имеет смысл рассмотреть другую крайнюю ситуацию, когда при любых значениях τ_{max} угол скалывания составляет 45°. Эта ситуация характерна для высокопластичной среды (например [*Gzovsky, 1975*]).

В данном случае при дальнейшем сдвигании (рис. 29) сколы *R* остаются параллельными направлению сдвига, сохраняя также нулевое значение девиаторного нормального напряжения на их поверхности (граница перехода от девиаторных растягивающих к девиаторным сжимающим напряжениям). Они находятся постоянно только под литостатическим давлением. Сколы же *R'* поворачиваются против часовой стрелки. Этот поворот постепенно тормозит их развитие по двум причинам (рис. 30). Во-первых, они удаляются от плоскости максимальных касательных напряжений τ_{max}, что приводит к уменьшению «движущей силы». Во-вторых, они попадают в сектор сжатия, стремясь стать перпендикулярными к оси максимального сжатия σ_3; тем самым увеличивается «сила сопротивления». Оба фактора ведут к монотонному уменьшению отношения $\tau_\varphi/\sigma_\varphi$, что неблагоприятно для дальнейшего развития сколов *R'*.

Таким образом, во всех рассмотренных ситуациях в более благоприятных условиях для развития при последующем сдвигании оказываются *R*-сколы. Исключение составляет лишь случай $\sigma_m = 0$ (отсутствие литостатического давления). Однако именно эта ситуация характерна для лабораторного моделирования сколов. В то же время многочисленные опыты, в том числе и проведенные нами в лаборатории тектонофизики и геотектоники МГУ, свидетельствуют об обратном – о доминировании сколов *R* при явно подчиненном развитии сколов *R'*.

В лаборатории был проведен эксперимент для выявления достоверности сделанных выводов. Было проведено изучение развития созданных до опыта сколов *R* и *R'* в условиях (в данном случае левостороннего, как на предыдущих рисунках) сдвигания.

Прямоугольный монолитный образец состоял из каолиновой глины 25%-ной влажности. Размер образца – 69×13×3 см. На поверхности образца были прорезаны две крупные и несколько малых тонких вертикальных щелей, имитировавших возникшие до опыта сколы *R* и *R'*. Эти «сколы» были ориентированы под углами, соответственно, 15° и 75° к направлению сдвига, так что их биссектриса составляла с этим направлением угол 45°, была ориентирована в направлении будущей оси максимального сжатия и отстояла от сколов *R* и *R'* на величину того угла скалывания (30°), который фигурировал выше в расчетах по программе в

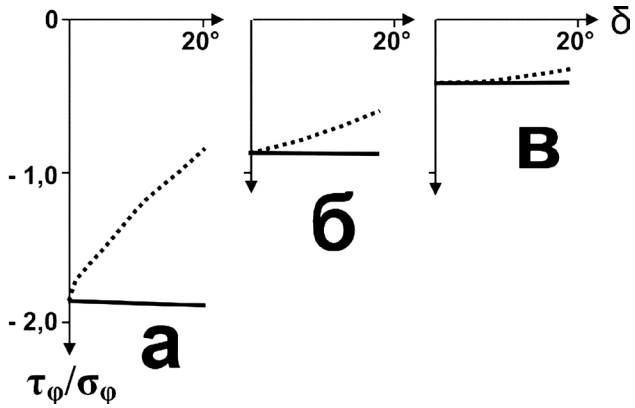

Рис. 28. Изменение отношения $\frac{\tau_\varphi}{\sigma_\varphi}$ в плоскости сколов Риделя при сдвигании на угол δ для различных значений литостатического давления σ_m [*Rozhin, Selezeneva, 2009*].

Fig. 28. Change of $\frac{\tau_\varphi}{\sigma_\varphi}$ in plane of Riedel shears during shearing at angle δ at different lithostatic pressure values σ_m [*Rozhin, Selezeneva, 2009*].

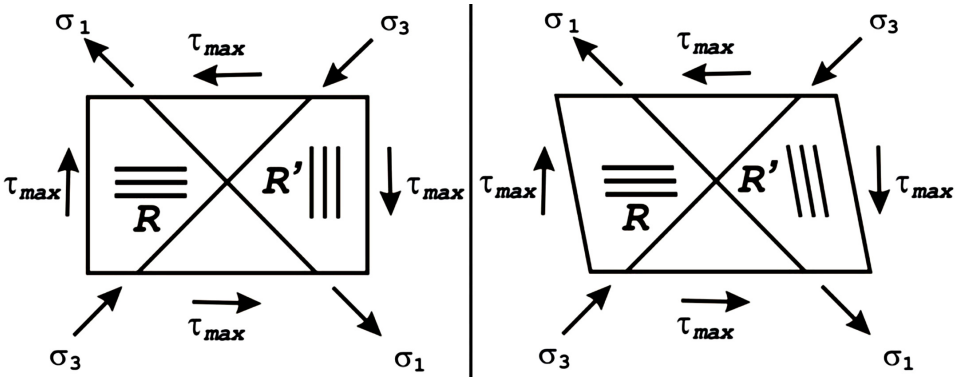

Рис. 29. Изменение простирания сколов *R'* с сохранением простирания сколов *R* при сдвигании (угол скалывания 45°) [*Rozhin, Selezeneva, 2009*].

Fig. 29. Changing strike of Riedel shears *R'*, while *R* strike is maintained during shearing (shear angle of 45°) [*Rozhin, Selezeneva, 2009*].

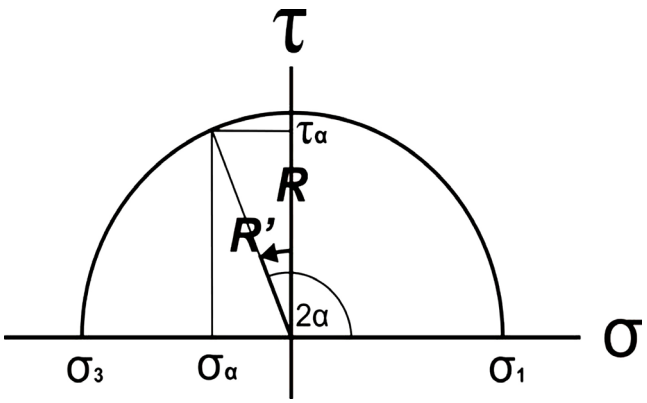

Рис. 30. Эволюция сколов *R* и *R'* на диаграмме Мора при угле скалывания 45° [*Rozhin, Selezeneva, 2009*].

Fig. 30. Evolution of shears *R* and *R'* in the Mohr's diagram at the shear angle of 45° [*Rozhin, Selezeneva, 2009*].

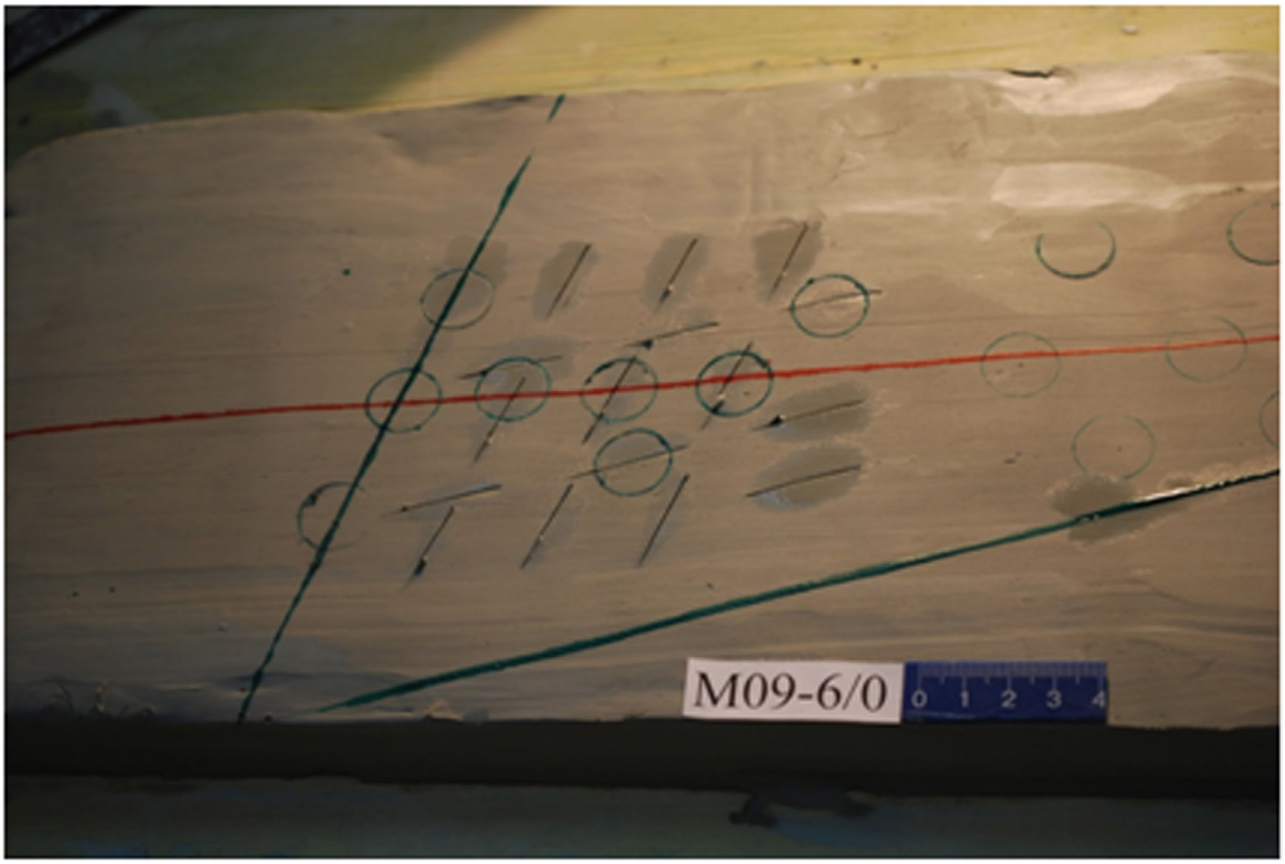

Рис. 31. Пояснения в тексте.

Fig. 31. Explanations are given in the text.

редакции Turbo Basic. Также на поверхность образца были нанесены кружки для фиксации величины пластической деформации и амплитуды смещений вдоль сколов (рис. 31).

Скорость сдвигания одной половины плоскости скола относительно другой (неподвижной) составляла 10 мм/мин. Ширина зоны динамического влияния «разлома в фундаменте» составляла около 40 см.

Сдвиг на 10 мм. Произошел сдвиг по крупным сколам *R* и *R'*. Смещение произошло и по малым сколам *R'*, которые одновременно начали раскрываться (рис. 32).

Сдвиг на 21 мм. Продолжился сдвиг по сколам *R* и *R'*; при этом крупный скол *R'* изогнулся S-образно вследствие поворота его центральной части, которая увеличила свой угол с направлением сдвига до 85°. Малые сколы *R* и *R'* тоже S-образно изогнулись, при этом первые начали, а вторые продолжили раскрываться (рис. 33).

Примечательно появление естественных (возникших во время сдвигания) сколов *R'* под углом 80–85° к направлению сдвига, а также в очень незначительном количестве сколов *R* под углом около 15° к этому направлению. Не исключено, что естественные сколы *R'* возникли в самом начале сдвигания под тем же углом 75° к направлению сдвига, что и искусственные сколы *R'*, но стали видимыми только на данном этапе сдвигания.

Сдвиг на 34 мм. Продолжились наметившиеся тенденции. Крупный скол *R* в центральной части стал перпендикулярен к направлению сдвига. Крупный же скол *R*, помимо смещения вдоль него, испытал также раскрытие; при этом амплитуды смещения и раскрытия сочетаются таким образом, что материальная линия, расположенная на поверхности образца строго над сдвигом «фундамента», при пересечении скола лишь как бы «прервалась», но не изменила своего расположения. Естественные сколы *R* начинают доминировать над естественными *R'*-сколами (рис. 34).

Сдвиг на 47 мм. Продолжилась наметившаяся тенденция. Однако крупный скол *R'* попал в сектор сжатия, и его раскрытие прекратилось (рис. 35).

Таким образом, о *трех главных параметрах* сколов можно сказать следующее. *Длина* сколов изменилась мало. *Угол*, образуемый ими с направлением сдвига, у сколов *R* практически не изменился, в отличие от сколов *R'*. *Раскрытие* вначале заметно у сколов *R'*, но затем оно резко увеличивается у сколов *R*.

Сочетание двух последних параметров определяет разную выраженность сколов обоих типов на различ-

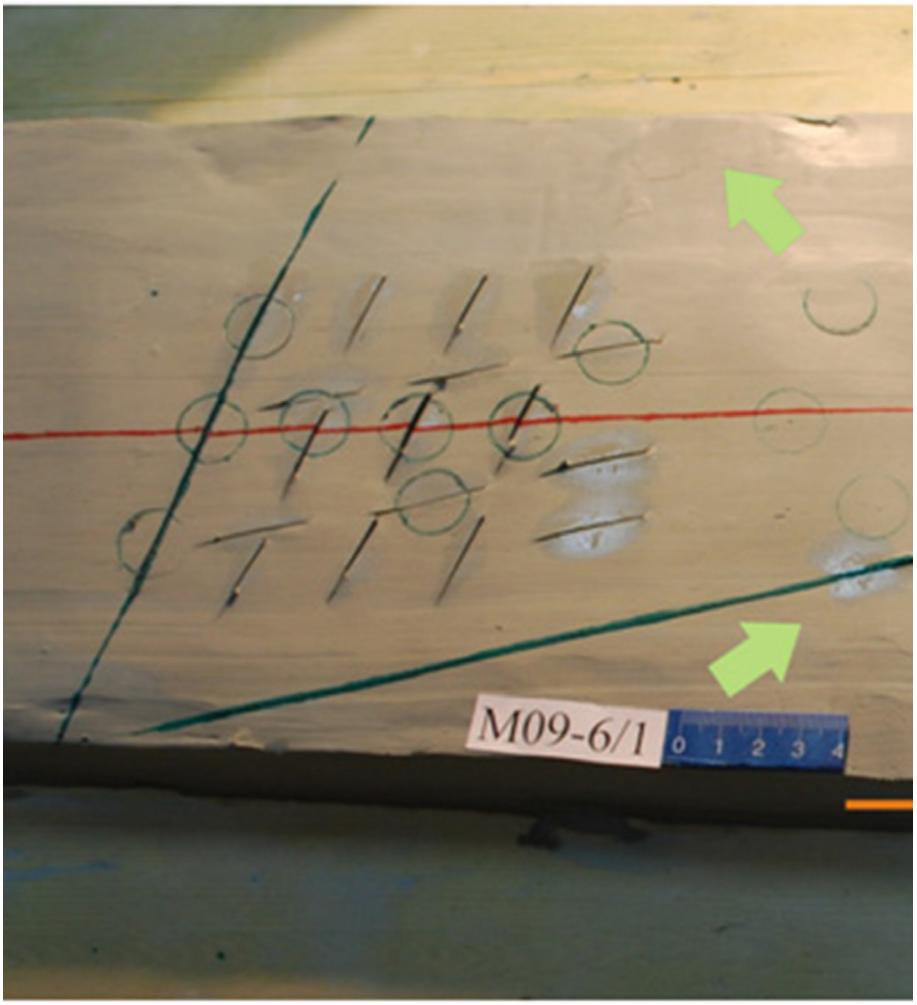

Рис. 32. Пояснения в тексте.

Fig. 32. Explanations are given in the text.

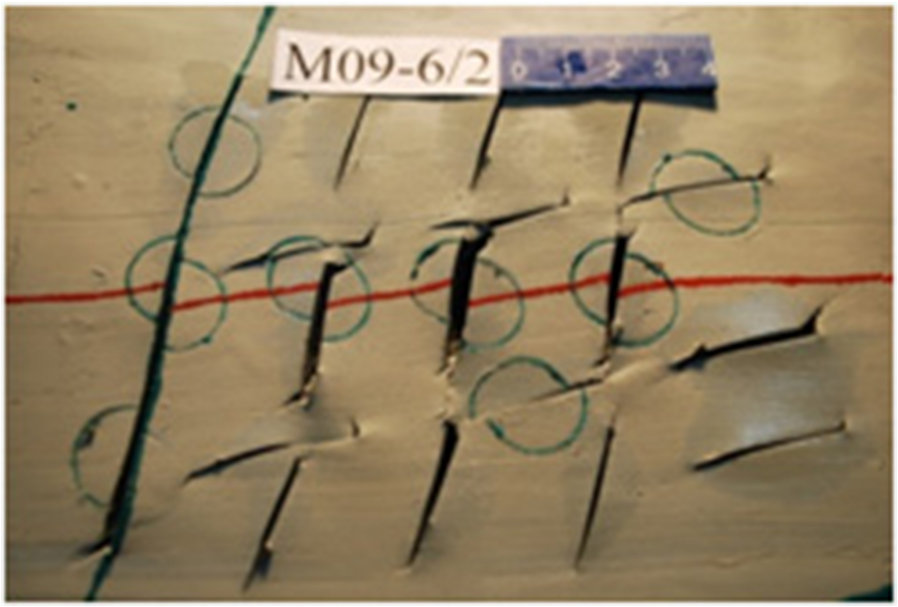

Рис. 33. Пояснения в тексте.

Fig. 33. Explanations are given in the text.

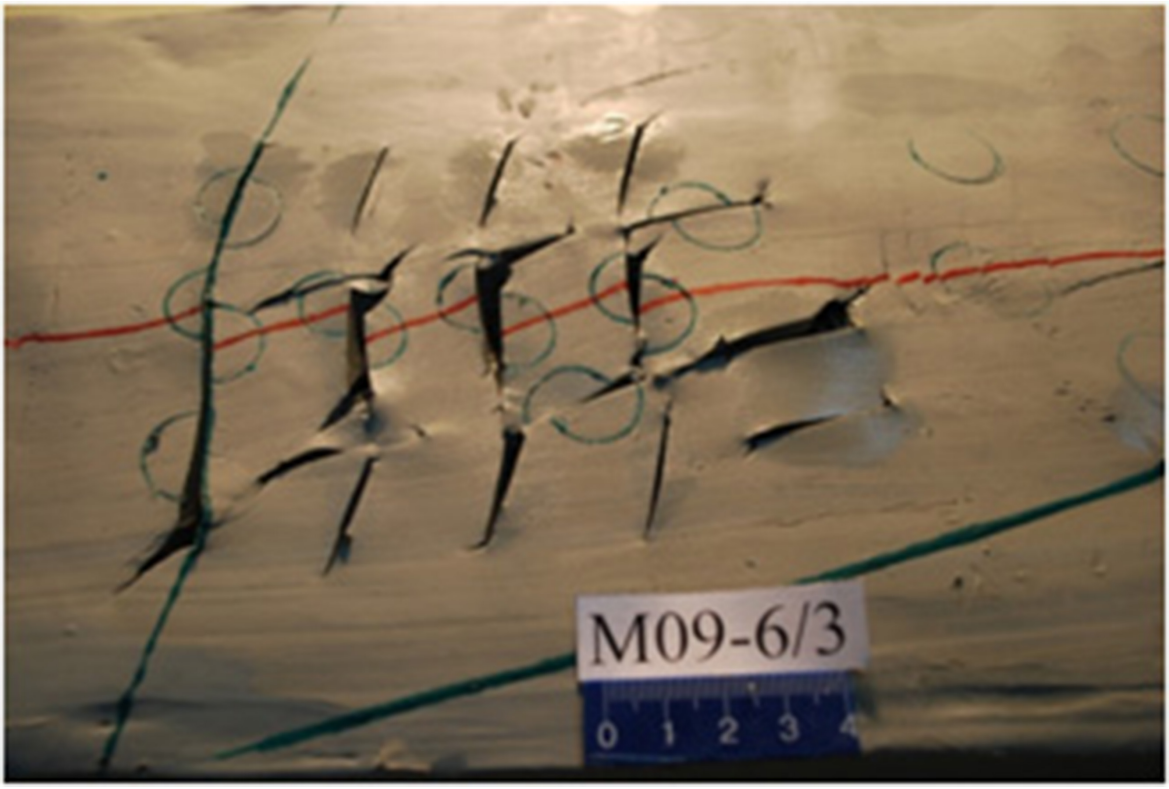

Рис. 34. Пояснения в тексте.

Fig. 34. Explanations are given in the text.

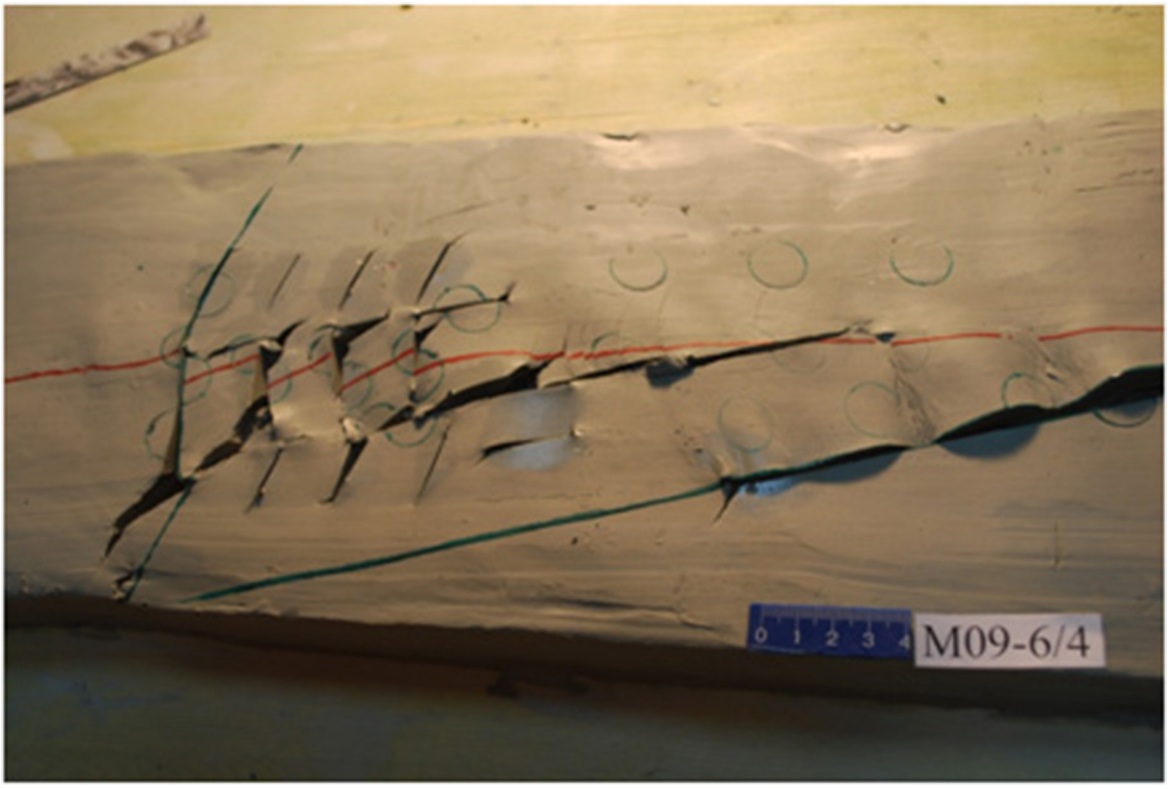

Рис. 35. Пояснения в тексте.

Fig. 35. Explanations are given in the text.

ных этапах их эволюции. На 1-м этапе доминируют сколы *R′*, сохраняя относительную прямолинейность при более раннем раскрытии. На 2-м этапе они S-образно искривляются, при своем вращении приближаются к сектору сжатия и прекращают раскрываться. Сколы же *R*, сохраняя прямолинейность и увеличивая свое раскрытие, становятся доминирующей линейной текстурой.

Что касается первого параметра – длины сколов, то отсутствие их существенного удлинения в процессе деформации ставит под сомнение вообще их возникновение в результате скалывания, как это обычно принято считать. В наших опытах мы создали их искусственно, взрезая образец. Естественным образом сколы мгновенно возникнуть не могут, а их возможное формирование из более мелких и даже микроскопических сколов невозможно именно по причине их «неудлинения». О другом механизме формирования сколов говорилось выше и еще будет сказано ниже.

Одним из побочных результатов эксперимента оказалось то, что сколы обоих типов гораздо интенсивнее развивались на активном, движущемся крыле сдвига в деревянном «фундаменте», в отличие от пассивного, неподвижного крыла. Это подтверждает сделанный ранее вывод о наличии проблемы выявления абсолютной кинематики противоположных крыльев разрывных нарушений [*Goncharov et al., 2007*].

5.3. Версия генерации сколов под действием нормальных напряжений

Как было отмечено выше, рассматриваемая версия изложена в работе [*Goncharov, Talitskii, 1998*], где она получила экспериментальное подтверждение. Ее суть состоит в том, что сначала формируется эшелонированная система кулис мелких трещин отрыва, ориентированных по нормали к оси максимального растяжения, а затем эти трещины объединяются в единую зону скола.

В экспериментах, в которых образцы были созданы из смеси песка с солидолом, данная версия получила прямое подтверждение. В образцах же из глины сколы Риделя как будто бы возникают непосредственно в результате скалывания. Однако выше было отмечено, что возникшие естественным путем сколы *R* были ориентированы под углом 15° к направлению сдвига, как и искусственные сколы *R*, а сколы *R′* образовали с этим направлением угол 85°, превышающий аналогичный угол искусственных *R′*-сколов (75°). Соответственно, биссектриса угла между естественными сколами обоих типов была ориентирована к направлению сдвига под углом 50°, с отклонением от оси максимального сжатия σ_3 в ту же сторону, в которую происходило вращение искусственных сколов *R′* в процессе последующего сдвигания. Это приводит к предположению о том, что в самом начале сдвигания естественные сколы *R′* уже возникли в виде кулис эшелонированных микроскопических трещин отрыва под углом 75° к направлению сдвига, а затем повернулись до угла 85°; при этом трещины отрыва в каждой кулисе объединились в видимый скол.

Для проверки этого предположения был проведен эксперимент с образцом, аналогичным вышеописанному (см. рис. 31–35), но без создания искусственных сколов. В результате сдвигания на его поверхности возникли естественные сколы с углами, отсчитываемыми от направления сдвигания – *R* (17°), *R′* (96°), и с биссектрисой этих углов 56.5°. С помощью графического редактора CorelDraw был произведен «обратный сдвиг» образца, в результате чего названные углы изменились до значений *R* – 16°, *R′* – 74.5° и биссектриса – ≈45°. Эти значения соответствуют углу скалывания 30° для тех искусственных сколов Риделя, о которых шла речь выше. Подтвердилось предположение о том, что сколы Риделя возникают в скрытом виде с самого начала процесса сдвигания, а затем поворачиваются, развиваются и становятся видимыми.

Для проверки предположения о возникновении сколов Риделя в виде систем кулис трещин отрыва был поставлен эксперимент, аналогичный описанному выше эксперименту с искусственными сколами. Однако на этот раз вдоль трасс будущих сколов были нанесены прорези, имитирующие трещины отрыва, ориентированные под углом 45° к направлению сдвигания и тем самым по нормали к будущей оси максимального растяжения σ_1 (рис. 36).

Сдвиг на 1.5 см (рис. 37). Трещины начали раскрываться, причем более интенсивно в кулисах, имитирующих будущие сколы *R′*. (Далее будущие сколы именуются, соответственно, как «кулисы *R*» и «кулисы *R′*»).

Сдвиг на 3.5 см (рис. 38). Кулисы *R′* стали S-образными из-за их поворота в зоне динамического влияния сдвигового «разлома в фундаменте» и отсутствия такого поворота вне этой зоны. Трещины же отрыва, составляющие эти кулисы, практически не повернулись, но продолжили раскрываться. В то же время центральные части трещины отрыва в *R*-кулисах испытали поворот, а сами трещины стали S-образными, в соответствии с теорией (например [*Gzovsky, 1975*]). Вследствие такого поворота на них появились касательные напряжения, отсутствовавшие вначале, и вдоль этих трещин произошло смещение. Примечательно то, что первоначально прямая линия, которая трассировала расположение трещин отрыва на каждой такой кулисе, испытала названное смещение вдоль трещин, в то время как блоки между трещинами вместе с отрезками этой линии повернулись таким образом, что «складчато-разрывное зеркало» (термин, введенный в статье [*Koronovsky et al., 2009*]) совпало с ранее непрерывной линией.

Сдвиг на 4 см (рис. 39). Сохранилась наметившаяся тенденция. Трещины отрыва в *R*-кулисах объединились, образовав непрерывную зону скола.

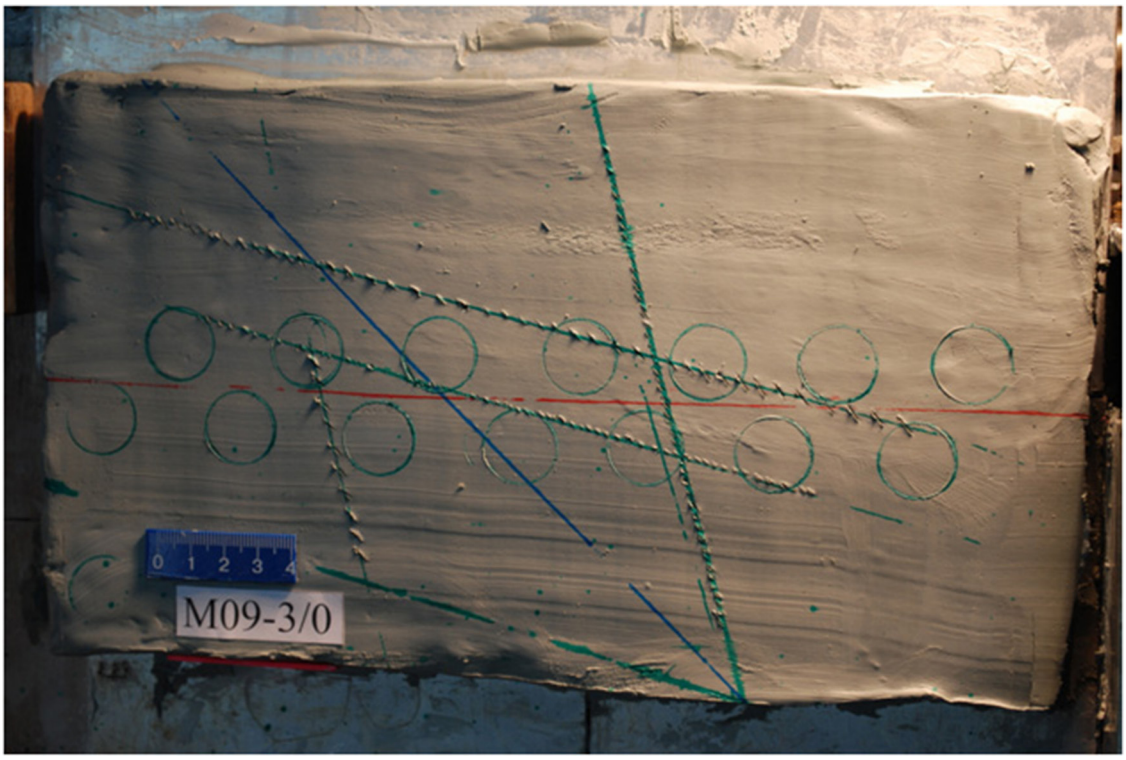

Рис. 36. Пояснения в тексте.

Fig. 36. Explanations are given in the text.

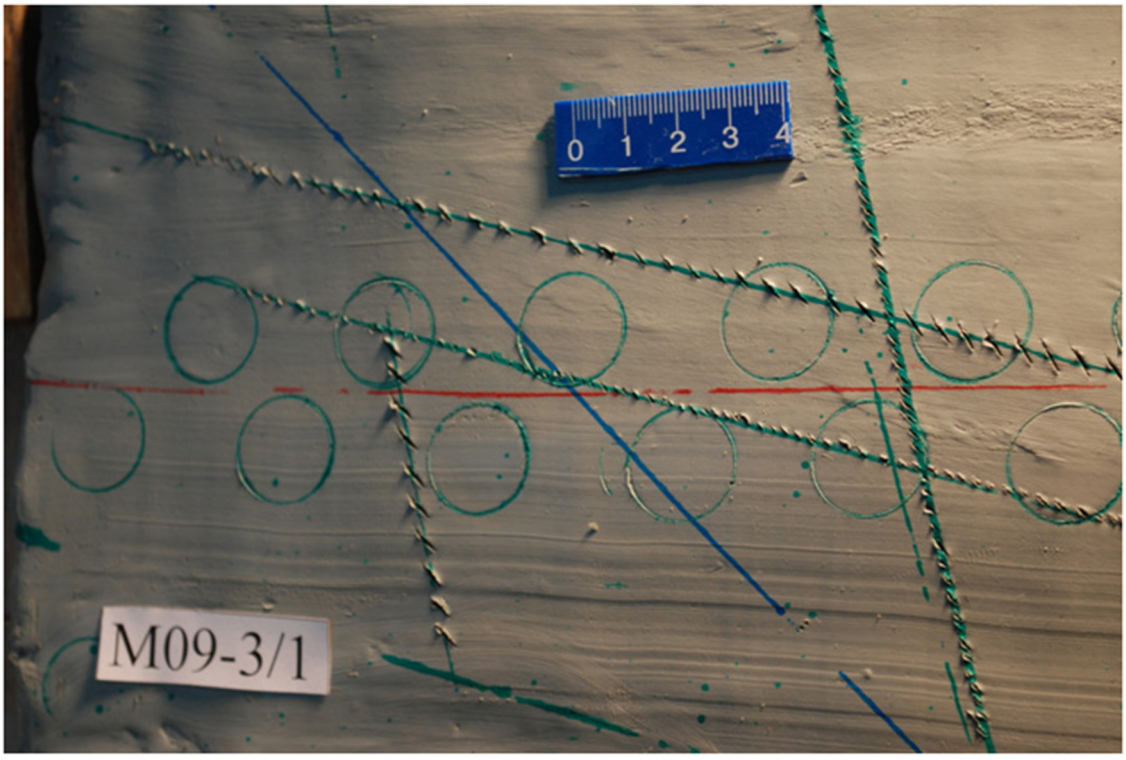

Рис. 37. Пояснения в тексте.

Fig. 37. Explanations are given in the text.

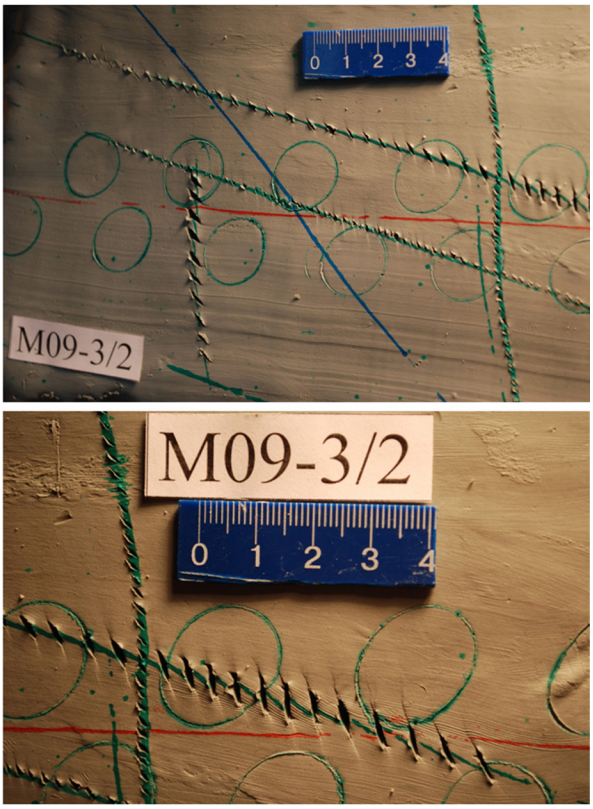

Рис. 38. Пояснения в тексте.

Fig. 38. Explanations are given in the text.

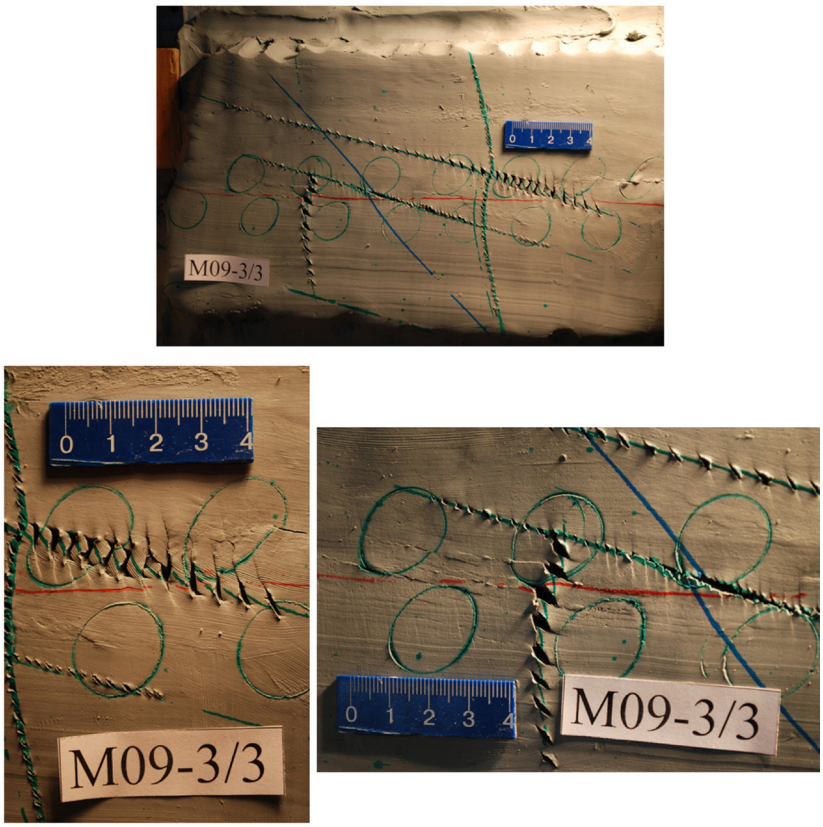

Рис. 39. Пояснения в тексте.

Fig. 39. Explanations are given in the text.

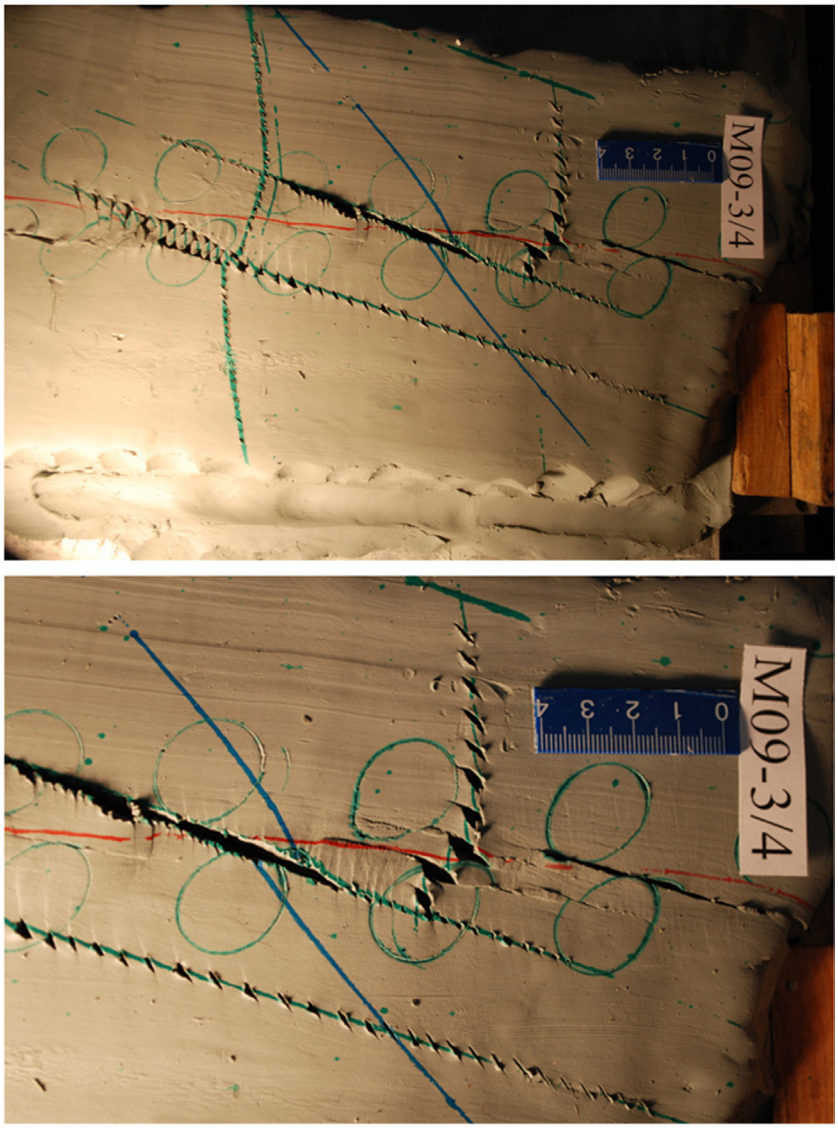

Рис. 40. Пояснения в тексте.

Fig. 40. Explanations are given in the text.

Сдвиг на 4.6 см (рис. 40). При сохранении той же тенденции по кулисе *R* произошло смещение, так что ее уже можно именовать «*R*-сколом». Одновременно возникли естественные сколы *R*, вдоль которых также зафиксированы смещения.

6. Тенденция к восстановлению гравитационного равновесия в зонах субдукции как фактор «равноправия» мегасколов Риделя *R* и *R*′ – очагов нецунамигенных и цунамигенных землетрясений

Помимо описанной выше модели одного из авторов [*Rogozhin, Zakharova, 2006; Rogozhin, 2012a, 2012b*], в литературе описаны другие модели, в которых предпринимается попытка объяснить природу формирования очагов цунамигенных землетрясений надвиганием островной дуги в сторону глубоководного желоба. Авторы таких (в основном зарубежных) моделей приводят противоречивые объяснения.

Главные недостатки этих моделей, детальный разбор которых [*Rozhin, 2013a*] не входит в задачи написания данной статьи, по мнению авторов, таковы:

1. Поддвиг океанической плиты под островную дугу не может быть *прямой* причиной надвигания этой дуги в противоположном направлении.

2. Косвенная причина такого надвигания – «обратная» деформация при снятии напряжений во время землетрясения – несостоятельна, поскольку эта «обратная» деформация оказывается на порядок больше

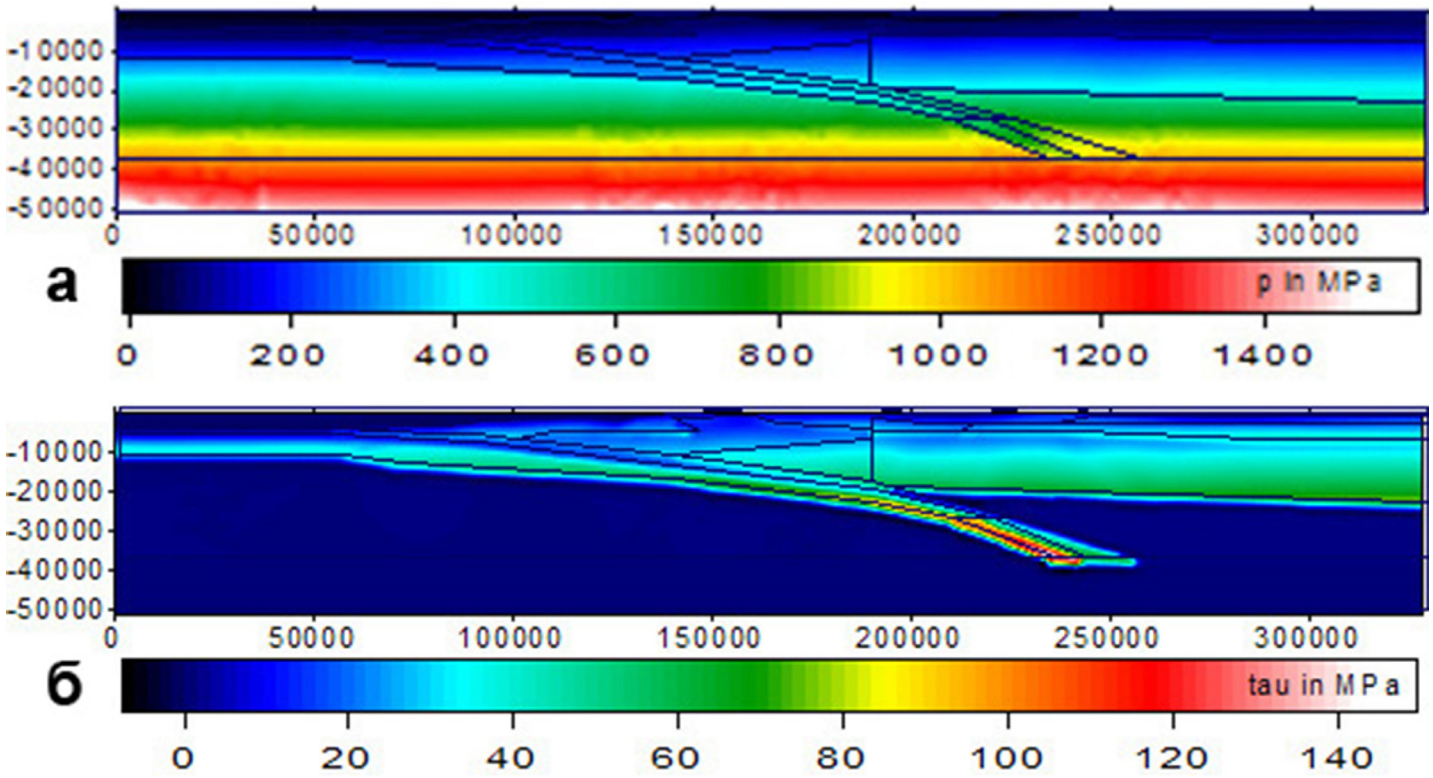

Рис. 41. Распределение инвариантных характеристик тензора напряжений в зоне субдукции [*Pogorelov, 2011*]: а – всестороннее давление, МПа; б – максимальные касательные напряжения, МПа.

Начиная с глубины 10 км всестороннее давление значительно превышает половину величины максимального касательного напряжения.

Fig. 41. Distribution of invariant characteristics of the stress tensor in subduction zone [*Pogorelov, 2011*]: a – confining pressure, MPa; б – maximum tangential stresses, MPa.

At depths below 10 km, the confining pressure is significantly higher than 0.5 maximum shear stress.

предшествовавшей ей «прямой» упругой деформации [*Gutscher, Peacock, 2003*].

3. Такое надвигание, помимо горизонтальной компоненты, должно иметь некоторую направленную вверх вертикальную компоненту, в то время как приостровной склон глубоководного желоба во время цунамигенного землетрясения испытывает опускание (см. ниже).

4. Такое надвигание способно породить лишь приповерхностный крутой взброс (splay fault) с поднятым приостровным крылом, опущенным приокеанским крылом и сместителем, падающим в сторону островной дуги, в то время как в реальности такой взброс характеризуется поднятым приокеанским крылом, опущенным приостровным крылом и сместителем, падающим в сторону океана (см. рис. 1).

Всех этих недостатков лишена модель одного из авторов [*Rogozhin, Zakharova, 2006; Rogozhin, 2012a, 2012b*]. Однако, как было отмечено выше, в ней, на основе большого фактического материала, утверждается «равноправие» очагов сильных нецунамигенных и цунамигенных землетрясений, которые мы выше квалифицировали как мегасколы Риделя *R* и *R'*. В то же время выше отмечалось «неравноправие» сколов Риделя по данным моделирования и натурных наблюдений, и если бы это распространялось также и на очаги землетрясений в зонах субдукции, то человечество было бы избавлено, по крайней мере, от разрушительных цунами. К сожалению, это не так, и, печалясь по этому поводу, мы вынуждены искать причину упомянутого «равноправия» в зонах субдукции.

6.1. Роль гравитационного фактора в формировании очагов цунамигенных землетрясений

Одним из факторов, способных разрешить упомянутое противоречие, является сила тяжести. Выше сила тяжести была квалифицирована только как сила, вызывающая литостатическое давление. В обстановке субдукции происходит поддвиг океанической плиты вдоль слабонаклонной плоскости. В этом случае сама по себе сила тяжести должна препятствовать формированию крутопадающих сколов Риделя *R'* (на глубинах, где всестороннее давление превышает половину величины максимального касательного напряжения, с самого начала доминируют *R*-сколы). На рис. 41 при-

ведена иллюстрация того, как соотносятся напряжения в обстановке субдукции. В.В. Погореловым [*Pogorelov, 2011*] был сделан расчет распределения некоторых параметров тензора напряжений, таких, как всестороннее давление и максимальные касательные напряжения для Зондской сейсмоактивной области (профиль вкрест о. Суматра). Из рисунка видно, что если касательные напряжения на глубинах, которые обсуждаются в работе Е.А. Рогожина и А.И. Захаровой [*Rogozhin, Zakharova, 2006*] (25–30 км), измеряются первыми десятками МПа, то всестороннее давление – сотнями МПа.

Итак, всестороннее напряжение в рассматриваемых областях превышает максимальное касательное в несколько раз, следовательно, развития *R'*-сколов ожидать не приходится. Однако следует принять во внимание одно из проявлений силы тяжести – ее аномалию в зонах субдукции.

Именно она потенциально способна вызвать противоположный эффект. Дело в том, что субдукция порождает не только «структурную пару» – глубоководный желоб и островную дугу, но и резкое нарушение гравитационного равновесия – отрицательную аномалию силы тяжести в области желоба и положительную аномалию в зоне дуги. Формирование же крутого скола – взброса, направленного со стороны желоба, стремится восстановить это равновесие (далее будет показано, что взброс является границей между опускающимся и поднимающимся участками, восстановление же равновесия происходит на более обширной территории).

6.2. Особенности кинематики зоны субдукции, свидетельствующие о роли гравитационного фактора

Ниже приведены некоторые данные по кинематике зоны субдукции во время землетрясения, свидетельствующие о роли гравитационного фактора.

Данные эволюции гравитационного поля и GPS-наблюдений до и после землетрясения. На примере землетрясения 11 марта 2011 г. у восточного побережья о. Хонсю в Японии (Тохоку-оки), при поддержке фактическими данными по некоторым другим сейсмическим событиям, выявлены некоторые важные особенности кинематики (по данным эволюции силы тяжести и GPS) в пользу фактора тенденции к гравитационному равновесию, в предположении, что именно она ответственна за формирование крутых мегасколов *R'*.

Цунамигенное землетрясение с магнитудой 9.0 произошло 11 марта 2011 г. в районе Японского желоба, где происходит процесс субдукции Тихоокеанской плиты под Охотскую континентальную плиту. В гипоцентре, на глубине 24–32 км, произошел взброс [*Rogozhin, 2011, 2012a, 2012b*], плоскость сместителя которого круто (78–84°) падает в сторону океана. В районе эпицентра, лежащего к юго-востоку от о. Хонсю, также образовался взброс поверхности морского дна (взброшено юго-восточное крыло) с амплитудой более 8 м (рис. 42) [*Tsuji et al., 2011*].

Как было указано выше, в зоне субдукции наблюдается резкое нарушение гравитационного равновесия – отрицательная аномалия силы тяжести в области желоба и положительная аномалия в зоне дуги, что обусловлено процессом субдукции, который способствует поднятию островной дуги и углублению глубоководного желоба (рис. 43). По данным спутниковой миссии GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment), изменения в поле силы тяжести произошли во время землетрясения и в первые месяцы после него [*Wang et al., 2012*] (рис. 44) и выразились, наоборот, в опускании юго-восточной части островной дуги о. Хонсю и поднятии северо-западного борта желоба.

Аналогичные наблюдения по изменению поля силы тяжести фиксируются в Зондской зоне субдукции при Суматринском землетрясении 2004 г. (рис. 45, 46).

Анализ GPS-наблюдений, предшествующих Японскому землетрясению 11 марта 2011 г., выявляет примечательную особенность. На рис. 47 показаны векторы горизонтальных смещений континентальных масс Японской островной дуги [*Kamiyama et al., 2012*]. До 7 марта (за 4 дня до катастрофического землетрясения) амплитуда и направление смещений имеют несколько хаотический характер по сравнению с последующей картиной (за 3 дня до главного толчка и за 1 день до форшока). После 7 марта векторы GPS направленно устремляются в юго-восточном направлении – в сторону будущих эпицентров форшока и главного толчка, а амплитуда смещения увеличивается.

Сразу же после главного толчка были зарегистрированы интенсивные горизонтальные и вертикальные (нисходящие) деформации поверхности в северо-восточной части о. Хонсю (рис. 48). Стрелки горизонтальных смещений направлены на восток-юго-восток в сторону океана и веерообразно сходятся в этом направлении – к очаговой зоне землетрясения Тохоку. Амплитуда горизонтальной подвижки земной поверхности на востоке о-ва достигает 3.5–4.0 м. Учитывая амплитуду горизонтальных смещений на суше, можно предположить, что в районе инструментального эпицентра смещения материкового склона в сторону океана могли быть больше [*Rogozhin, 2011, 2012a, 2012b*]. Вертикальные деформации охватили часть острова, наиболее близкую к сейсмическому очагу (максимальная амплитуда смещений отмечается на восточном побережье острова, составляя от 30 до 70 см). По расчетам Е.А. Рогожина [*Rogozhin, 2011, 2012a, 2012b*], амплитуда вертикального смещения дна в районе инструментального эпицентра составляет порядка 5–7 м.

Вертикальное опускание литосферы островной дуги может являться результатом тенденции к восстановлению гравитационного равновесия. При этом происходит не просто опускание поверхности островной дуги, а еще и горизонтальное «расползание» того

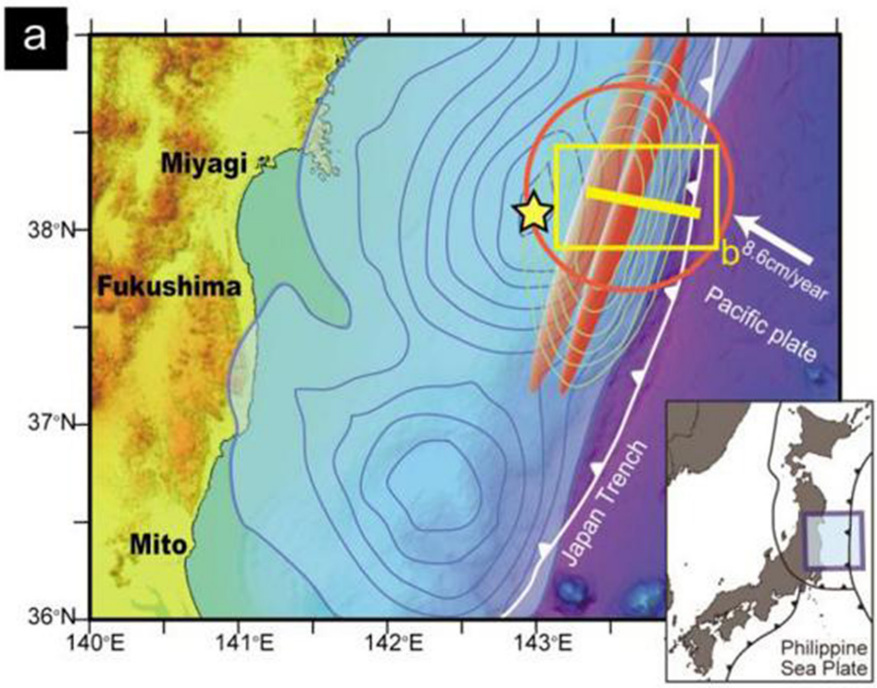

Рис. 42. Местоположение эпицентра цунамигенного землетрясения у восточного побережья о. Хонсю, Япония.

К юго-востоку от него – взброс поверхности морского дна (взброшено юго-восточное крыло) с амплитудой более 8 м и протяженностью в несколько десятков километров вдоль линии желоба [*Tsuji et al., 2011*].

Fig. 42. The position of the epicenter of the tsunamigenic 2011 Tohoku earthquake at the eastern coast of Honshu Island, Japan.

Southeast of it, the ocean bottom is upthrusted (southeast limb is upthrusted) by more than 8 m; the upthrusted segment extends for several tens of kilometers along the trench line [*Tsuji et al., 2011*].

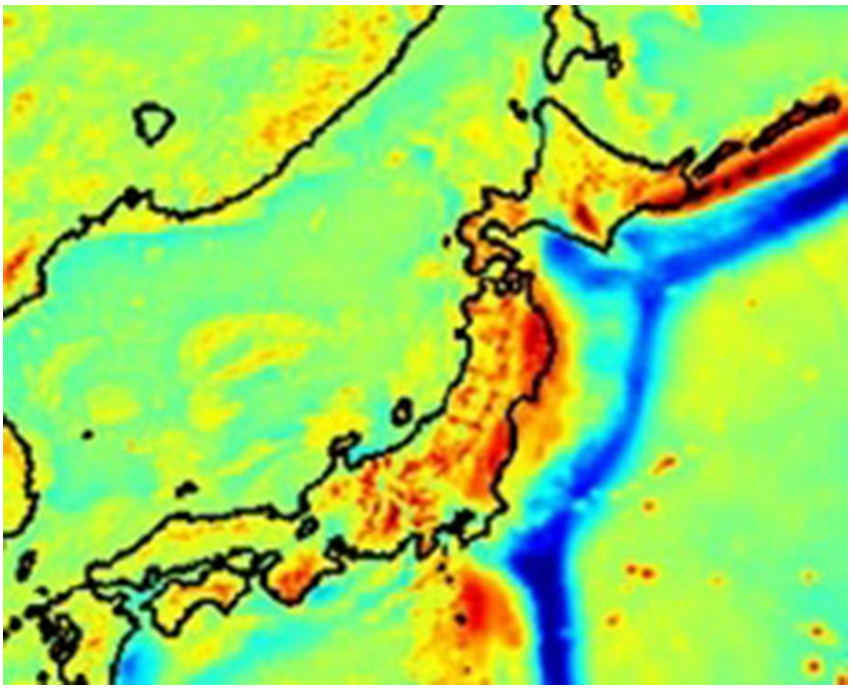

Рис. 43. Карта гравитационного поля в районе Японской зоны субдукции (до землетрясения 2011 г.) [*Gravity Field…, 2011*]. Красным отмечена область положительной аномалии силы тяжести, синим – отрицательная.

Fig. 43. A gravity field map of the subduction zone near Japan (before the 2011 Tohoku earthquake) [*Gravity Field…, 2011*]. Zones of anomalous gravity: red – positive gravity anomaly; blue – negative gravity anomaly.

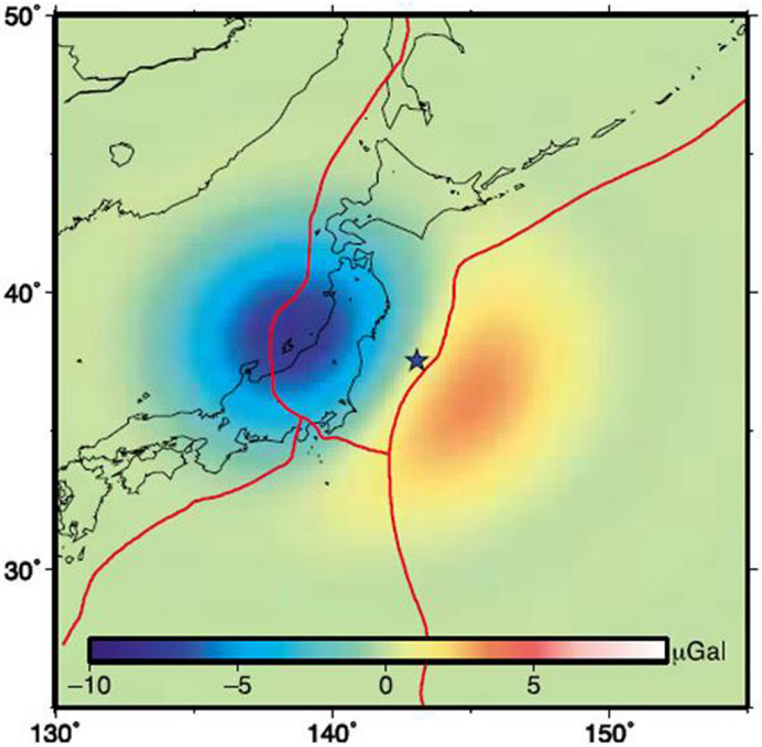

Рис. 44. Изменение поля силы тяжести во время Японского землетрясения 2011 г. [*Wang et al.*, *2012*]. Синим показано уменьшение, красным – увеличение.

Fig. 44. Change of the gravity field during the 2011 Tohoku earthquake [*Wang et a*l., *2012*]. Blue – decrease; red – increase.

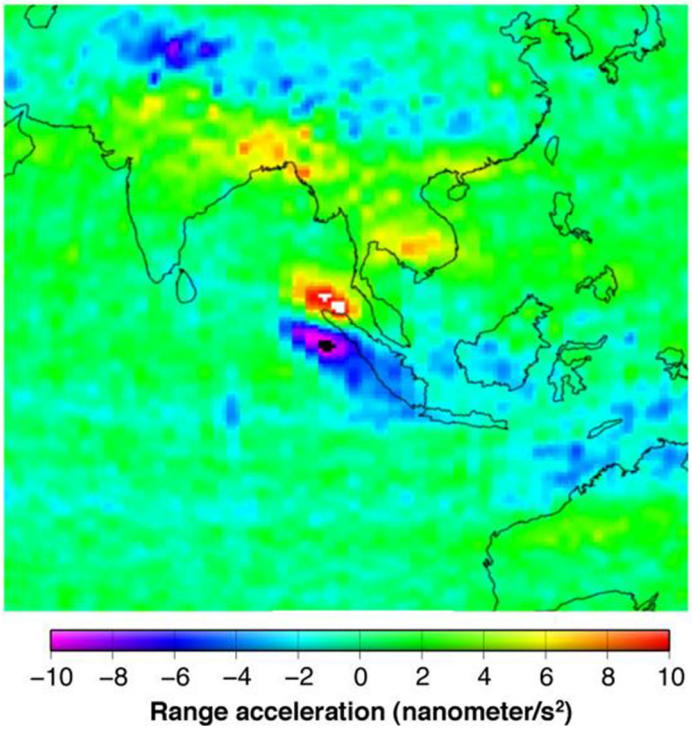

Рис. 45. Карта гравитационного поля в районе Зондской зоны субдукции до Суматринского землетрясения 2004 г. [*Gravity Recovery*…, *2005*]. Красным отмечена область положительной аномалии силы тяжести, синим – отрицательной.

Fig. 45. A gravity field map for the Sunda subduction zone before the 2004 Sumatran earthquake [*Gravity Recovery*…, *2005*]. Zones of anomalous gravity: red – positive gravity anomaly; blue – negative gravity anomaly.

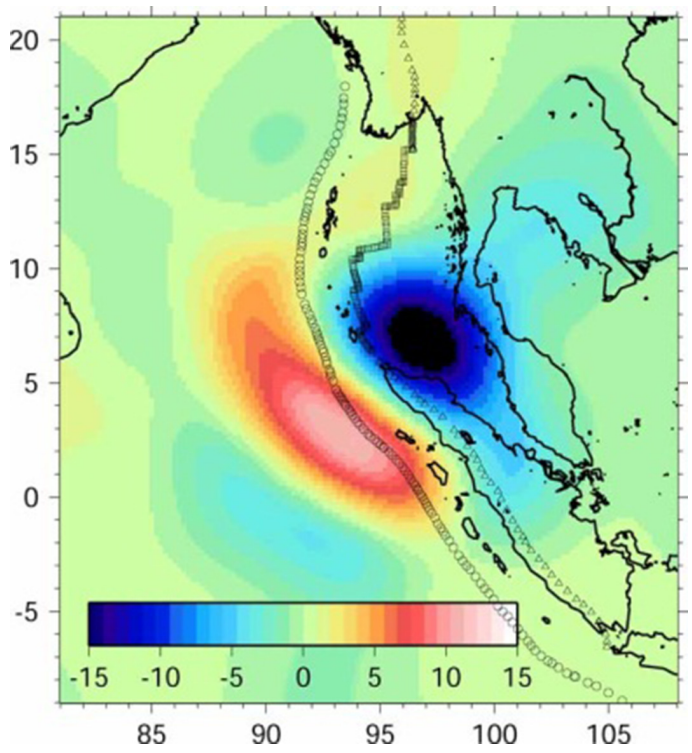

Рис. 46. Изменение поля силы тяжести во время Суматринского землетрясения 2004 г. [*Han et al*., *2006*]. Синим показано уменьшение, красным – увеличение.

Fig. 46. Change of the gravity field during the 2004 Sumatran earthquake [*Han et al*., *2006*]. Blue – decrease; red – increase.

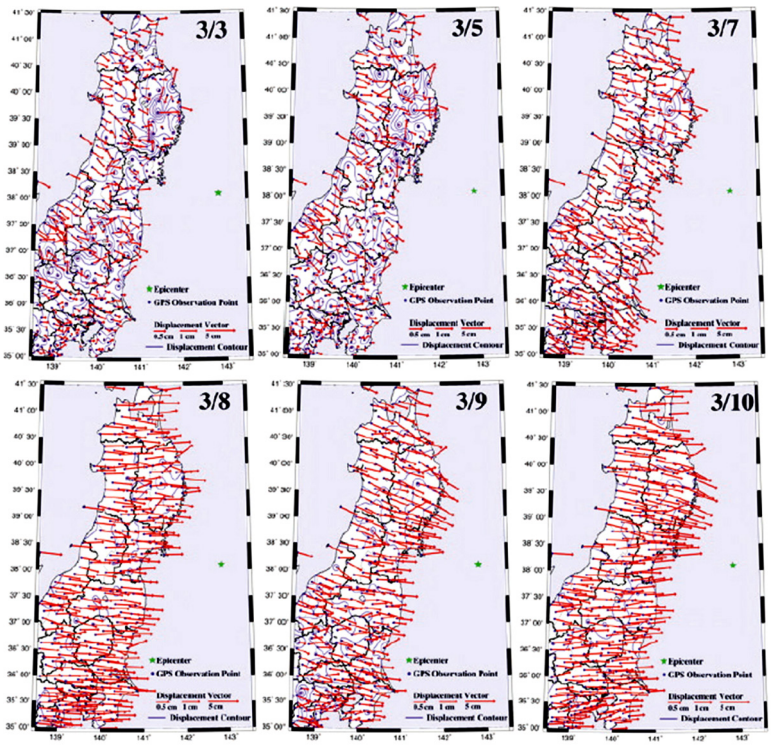

Рис. 47. Смещение поверхности юго-восточной части Японской островной дуги (о. Хонсю), по данным GPS, за несколько дней до Японского землетрясения [*Kamiyama et al*., *2012*].

Fig. 47. The surface displacement in the south-eastern part of the Japan arc (Honshu) before the 2011 Japan earthquake. Based on GPS data [*Kamiyama et al*., *2012*].

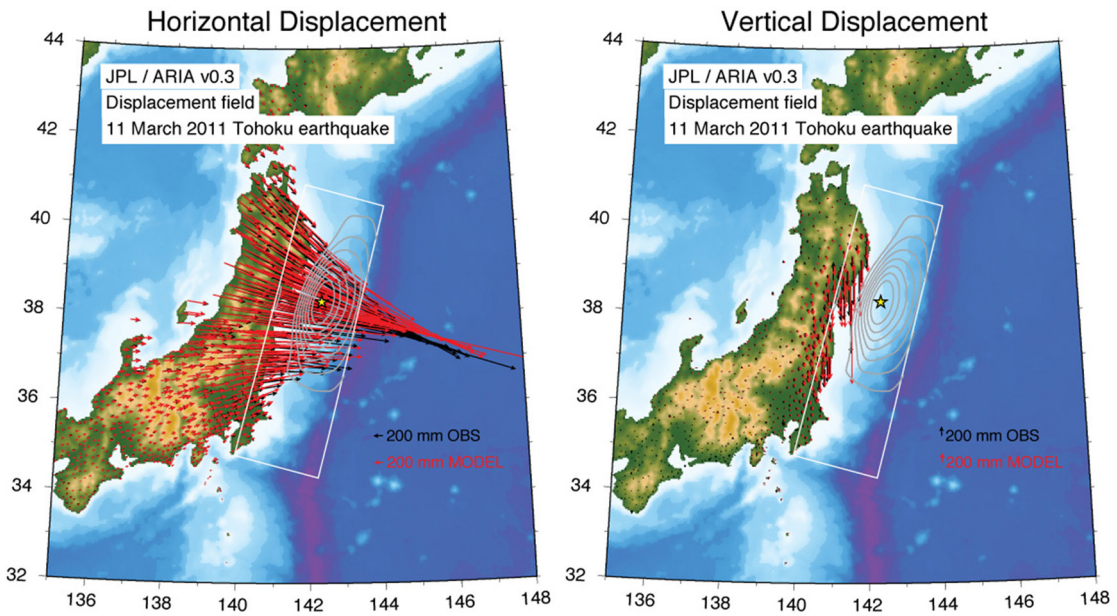

Рис. 48. Смещение поверхности юго-восточной части Японской островной дуги (о. Хонсю), по данным GPS, во время Японского землетрясения [*Pollitz, 2011*].

Слева – горизонтальные, справа – вертикальные компоненты смещений земной поверхности.

Fig. 48. The surface displacement in the south-eastern part of the Japan arc (Honshu) during the 2011 Japan earthquake. Based on GPS data [*Pollitz, 2011*].

Horizontal (left) and vertical (right) components of the surface displacement are shown.

материала, который расположен под этой поверхностью, как это наблюдается при образовании оползней. «Заплывание» желоба породными массами островной дуги, а также схождение на нет амплитуды как горизонтальной, так и вертикальной компоненты смещения в направлении западного склона островной дуги – все это свидетельствует о том, что горизонтальные смещения не вызваны некой внешней силой, направленной с северо-запада, со стороны Японского моря, а являются результатом тенденции к гравитационному сглаживанию контраста рельефа между островной дугой и желобом [*Goncharov et al., 2011; Rozhin, 2012, 2013b*].

Предположение о тенденции к восстановлению гравитационного равновесия также подтверждается кинематической картиной к юго-востоку от эпицентра. В этом районе, по данным [*Tsuji et al., 2011*], во время землетрясения также зафиксировано горизонтальное смещение пород поверхности океанского дна в сторону желоба, но с компонентой вертикального поднятия (рис. 49). Смещение проявилось во взбросовых движениях по разломам в районе аккреционной призмы (главный из них имеет амплитуду более 8 м), которые, по мнению [*Tsuji et al., 2011*], имеют отношение непосредственно к цунамигенным разломам.

Горизонтальные и вертикальные необратимые смещения поверхности о. Хонсю, зарегистрированные методом спутниковой геодезии, позволяют предположить, что при землетрясении Тохоку огромный блок литосферы длиной вдоль простирания островной дуги около 600 км и шириной порядка 100 км испытал относительное опускание на юго-восточном склоне о. Хонсю [*Rogozhin, 2011*]. При этом, по-видимому, изменился рельеф морского дна (рис. 50).

Стоит отметить примечательную особенность, связанную с локализацией очага землетрясения. Длина цунамигенного взброса составляет 560–600 км [*Rogozhin, 2012a, 2012b*]. Однако очаг землетрясения локален. Это значит, что именно там – максимальная амплитуда взброса и возможное место его зарождения. Именно там произошло максимальное опускание морского дна, и именно к этому месту устремились в горизонтальном направлении массы горных пород для компенсации этого опускания.

В этой связи следует подчеркнуть характер гравитационных аномалий до землетрясения (см. рис. 43) и после него (см. рис. 44). В первом случае обе аномалии – линейные и тянутся на большое расстояние вдоль дуги и желоба. Во втором случае их изменения (в обратную сторону) локализованы в участке очага землетрясения.

Также необходимо отметить, что подобные сообщения о смещениях поверхности литосферы имеются и по некоторым другим цунамигенным землетрясениям, например Суматринскому 2004 г. (рис. 51) и Чилийскому 2010 г. (рис. 52).

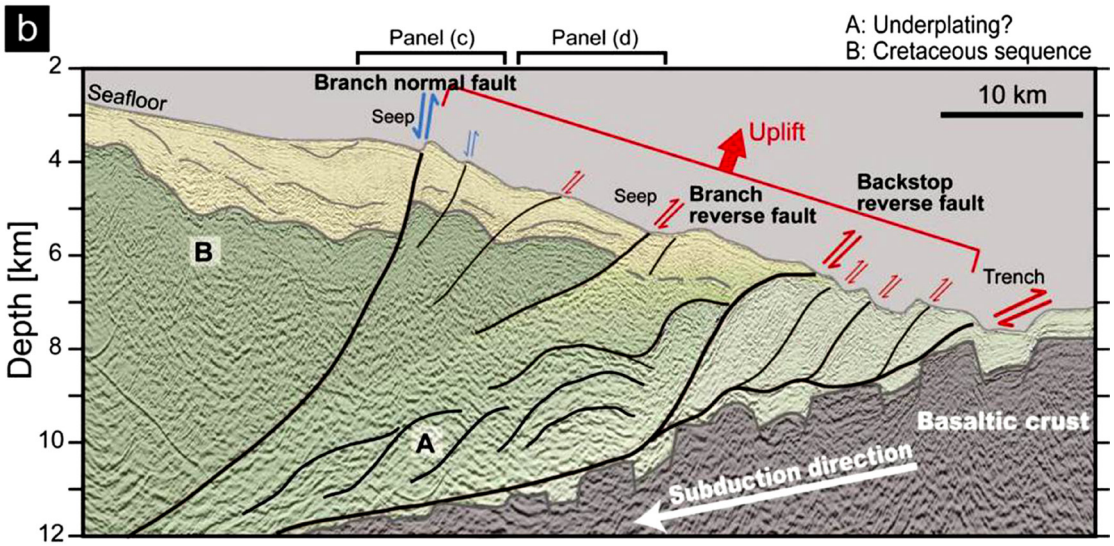

Рис. 49. Тектоническая интерпретация сейсмического профиля к юго-востоку от эпицентра [*Tsuji et al., 2011*]. Показана зона взбросовых поднятий в районе аккреционной призмы (с изменениями).

Fig. 49. Tectonic interpretation of the seismic profile located south-east of the 2011 Tohoku earthquake's epicenter [*Tsuji et al., 2011*]. The zone of the upthrust uplift in the area of the accretionary prism is shown (as modified).

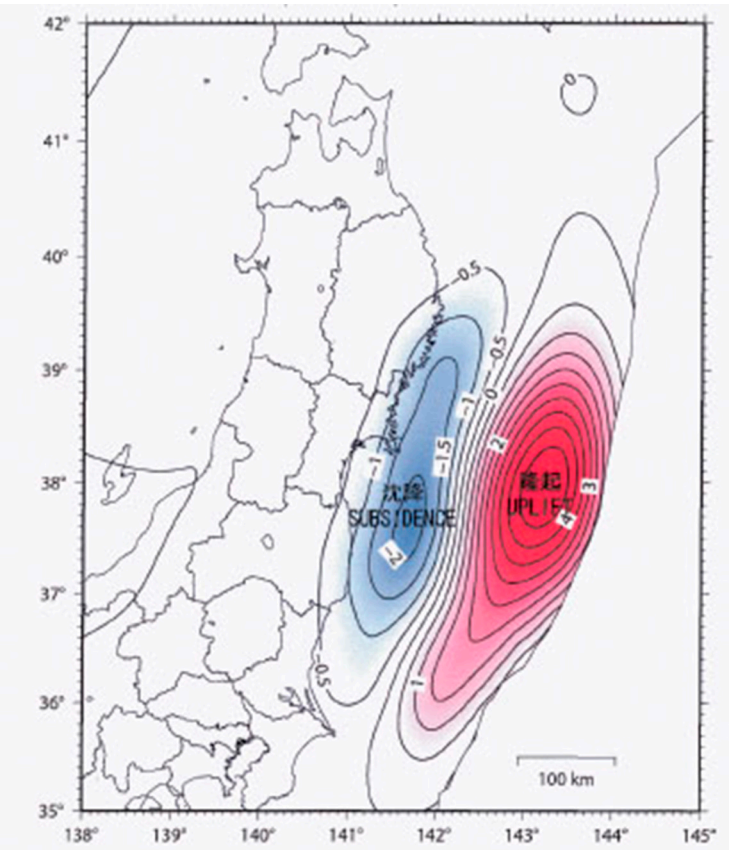

Рис. 50. Модель деформирования земной поверхности в очаговой зоне землетрясения Тохоку (http://www.jma.go.jp/jma/en/2011_Earthquake/2011_Earthquake_SourceProcess.pdf), по [*Rogozhin, 2012a*], с изменением.

Показаны области относительного сейсмогенного поднятия (красный цвет) и опускания (синий цвет) поверхности в очаговой области.

Fig. 50. The model of surface deformation at the Tohoku earthquake seismic center (http://www.jma.go.jp/jma/en/2011_Earthquake/2011_Earthquake_SourceProcess.pdf). Modified after [*Rogozhin, 2012a*].

Areas of relative seismogenic uplift (red) and subsidence (blue) of the seismic center surface are shown.

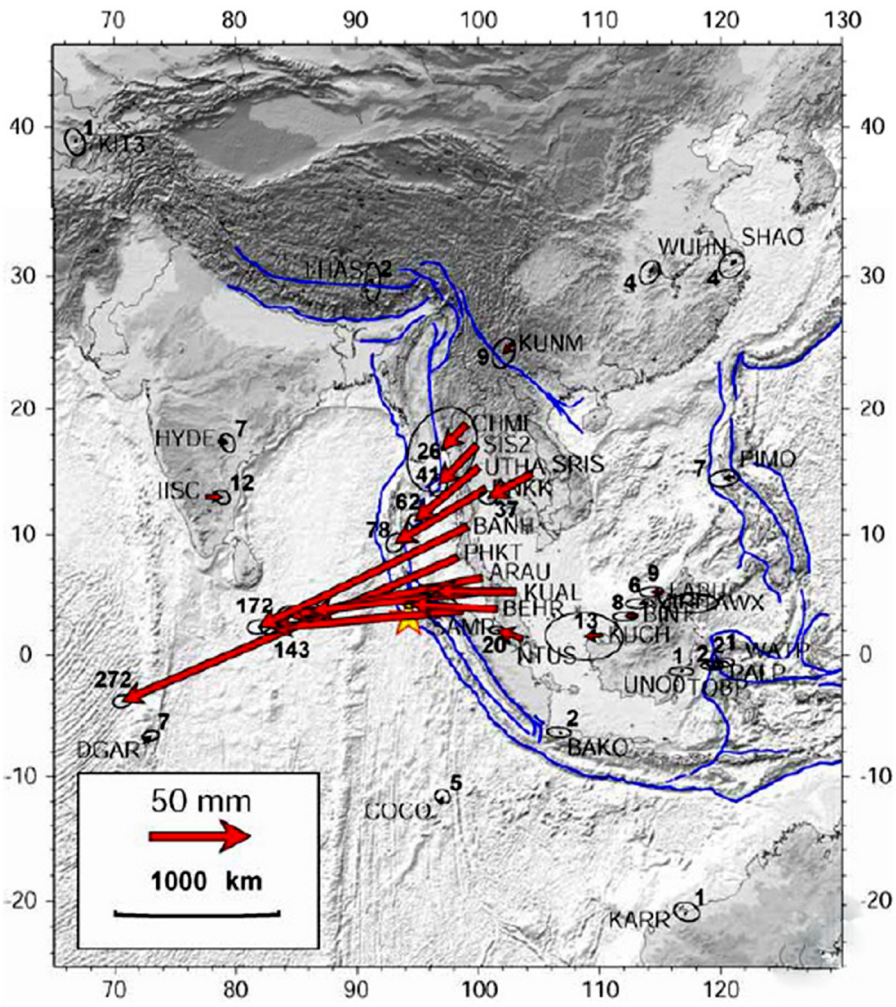

Рис. 51. Смещение поверхности Зондской зоны субдукции, по данным GPS, во время Суматринского землетрясения 2004 г. [*Vigny et al., 2005*].

Fig. 51. The surface displacement of the Sunda subduction zone during the 2004 Sumatran earthquake. Based on GPS data [*Vigny et al., 2005*].

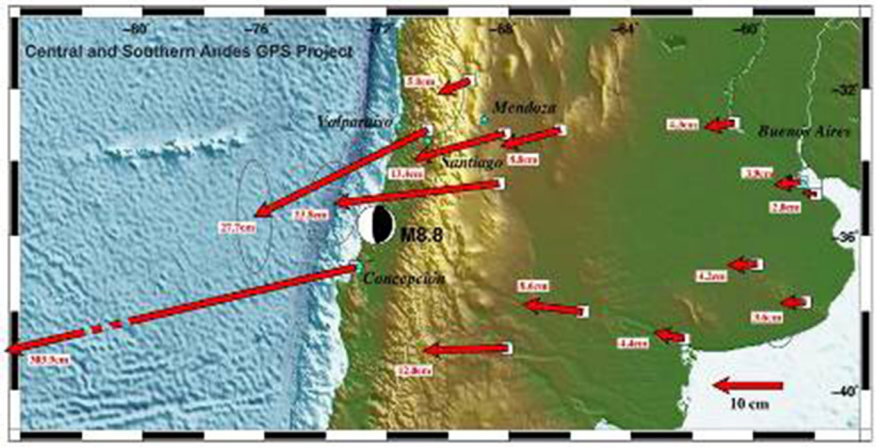

Рис. 52. Смещение поверхности Чилийской зоны субдукции, по данным GPS, во время Чилийского землетрясения 2010 г. [*Map of the Chilean earthquake…, 2010*].

Fig. 52. The surface displacement of the Chili subduction zone during the 2010 Chili earthquake. Based on GPS data [*Map of the Chilean earthquake…, 2010*].

Чередование сильных цунамигенных и нецунамигенных землетрясений. Аналогичная инверсия движения породных масс произошла в «тектонопаре» трог Нанкай – дуга Сикоку (рис. 53, 54). На рис. 53 показано соотношение прямых и «обратных» деформаций в зоне субдукции во время двух фаз сейсмогенного цикла: в период между сильными землетрясениями и во время них.

При повторяемости сильных землетрясений примерно через два года [*Rogozhin, Zakharova, 2006*] «обратная» деформация (~1 м) оказывается больше чем на два порядка выше прямой деформации (2–10 мм), поэтому «обратная» деформация не может быть простой релаксацией прямой упругой деформации.

«Обратная» деформация может быть своеобразной релаксацией прямой пластической деформации, обусловленной поддвигом океанической литосферы, с формированием сейсмогенного мегаскола Риделя *R*. В этом – возможное объяснение закономерного чередования цунамигенных и нецунамигенных землетрясений, установленного в работе [*Rogozhin, Zakharova, 2006*]. Здесь вероятно влияние упомянутого фактора тенденции к восстановлению гравитационного равновесия, когда очередной импульс субдукции, стимулирующей формирование пологого скола *R*, одновременно способствует углублению глубоководного желоба и тем самым увеличению отрицательной аномалии силы тяжести. А формирование крутого скола *R′* является ответной гравитационной реакцией.

Кроме того, сам очаг Японского землетрясения имел сложную структуру: очаги форшока 9 марта и афтершока 11 марта 2011 г. имели, по Е.А. Рогожину [*Rogozhin, 2012a, 2012b*], межплитный характер (подвижка по пологому разрыву), а главный толчок (также 11 марта) – внутриплитный (подвижка по крутому взбросу). Это событие подтверждает высказанное предположение. Вначале по пологим сколам *R* к юго-западу сдвинулась океаническая литосфера, которая своим трением сдвинула в том же направлении и вышележащую литосферу островной дуги. Нарушение гравитационного равновесия позднее вызвало смещение литосферы в сторону океана, но уже по крутому сколу *R′*.

Аналогичным образом происходили события и на Средних Курилах при Симуширских землетрясениях 2006 и 2007 гг. [*Rogozhin, 2011, 2012a, 2012b*], когда после первого сейсмического толчка острова Средних Курил испытали смещение в сторону океана с амплитудой от 10 до 50 см, а после второго – в сторону Охотского моря около 10 см.

Цунами как следствие тенденции к восстановлению гравитационного равновесия. Большинство исследователей отмечают, что цунами возникает обычно в случае, когда очаг подводного землетрясения выходит на поверхность дна в виде крутого уступа. Однако это всего лишь место, где опускание дуги сопрягается с поднятием желоба. Цунами возникает, когда происходит опускание дна вблизи дуги с соответствующим опусканием поверхности океана, т.е. отступлением моря от суши (чем, к их несчастью, любовались отдыхающие на о. Пхукет вблизи побережья Суматры перед цунамигенным землетрясением 26 декабря 2004 г.). Но одновременно происходит поднятие дна вблизи желоба с соответствующим поднятием поверхности океана. Вода устремляется из области поднятия ее уровня в область опускания ее уровня (рис. 55). Этот процесс и есть цунами.

6.3. Проблема выбора действующей плоскости очагов цунамигенных землетрясений

Несмотря на то, что для главного толчка Японского землетрясения один из авторов [*Rogozhin, 2012a, 2012b*] использовал решение фокального механизма в виде крутого взброса с углом падения 78–84° к востоко-юго-востоку, большинство зарубежных исследователей в качестве активной выбирают другую плоскость – пологий надвиг, падающий под углом 17–19° к северо-северо-западу (соответствующую субдукционной плоскости) [*Fujii et al., 2011; Lekkas et al., 2011; Nettles et al., 2011*]. Такой выбор осуществляется в соответствии с популярной моделью образования цунамигенных землетрясений (рис. 56, 57). Подобный выбор мы считаем неправомерным по причинам, приведенным ниже.

Прежде всего, даже избрав в качестве действующей пологую нодальную плоскость, не следует забывать, что вдоль сопряженной с ней крутой плоскости также действуют такие же по величине и столь же «опасные» максимальные касательные напряжения, как и вдоль пологой плоскости.

На примере тектонической интерпретации сейсмического профиля (с кинематикой блоков), приведенной в работе [*Tsuji et al., 2011*] (см. рис. 49), мы критически рассмотрели модель, в которой цунамигенные землетрясения являются результатом заклинивания зоны субдукции (см. рис. 56), а также ее более детальное развитие в виде модели «оперяющих разломов» (рис. 57). На рис. 58 показан гипоцентр с двумя вероятными нодальными плоскостями, эпицентр и область максимального поднятия дна, по [*Tsuji et al., 2011*]. В правой части рисунка приведена та же схема, что и на рис. 49, но в масштабе 1:1. На ней изображен надвиг, предполагающийся ответственным за возникновение цунами [*Tsuji et al., 2011*].

Расстояние от очага до поднятия составляет более 70 км, в то время как, по Е.А. Рогожину [*Rogozhin, 2011, 2012a, 2012b*], смещение дна океана находится в области эпицентра, непосредственно над очагом, что является аргументом в пользу крутой плоскости в очаге.

Часто предполагается, что пододвигание океанической плиты под континент тождественно надвиганию континента на океанскую литосферу. Даже термины

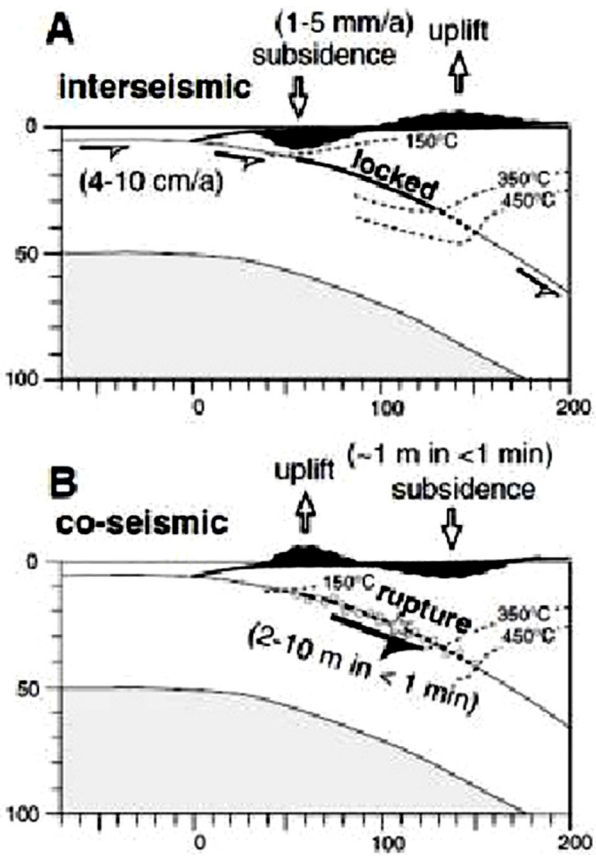

Рис. 53. Геодезические измерения деформаций в период между (*A*) и во время (*B*) сильных землетрясений в зоне субдукции Нанкай – Сикоку [*Gutscher, Peacock, 2003*].

Fig. 53. Geodetic measurements of deformations for inter-seismic (*A*) and co-seismic (*B*) events in the Nankai-Sikoku subduction zone [*Gutscher, Peacock, 2003*].

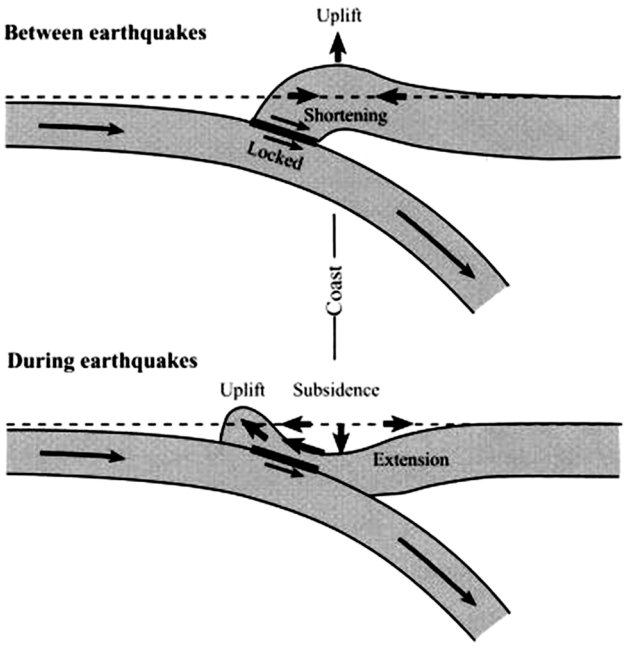

Рис. 54. Модель деформации зоны субдукции между сильными землетрясениями и во время них в зоне субдукции [*Hyndman, Wang, 1993*].

Fig. 54. The model of deformation of the subduction zone for inter-seismic and co-seismic events [*Hyndman, Wang, 1993*].

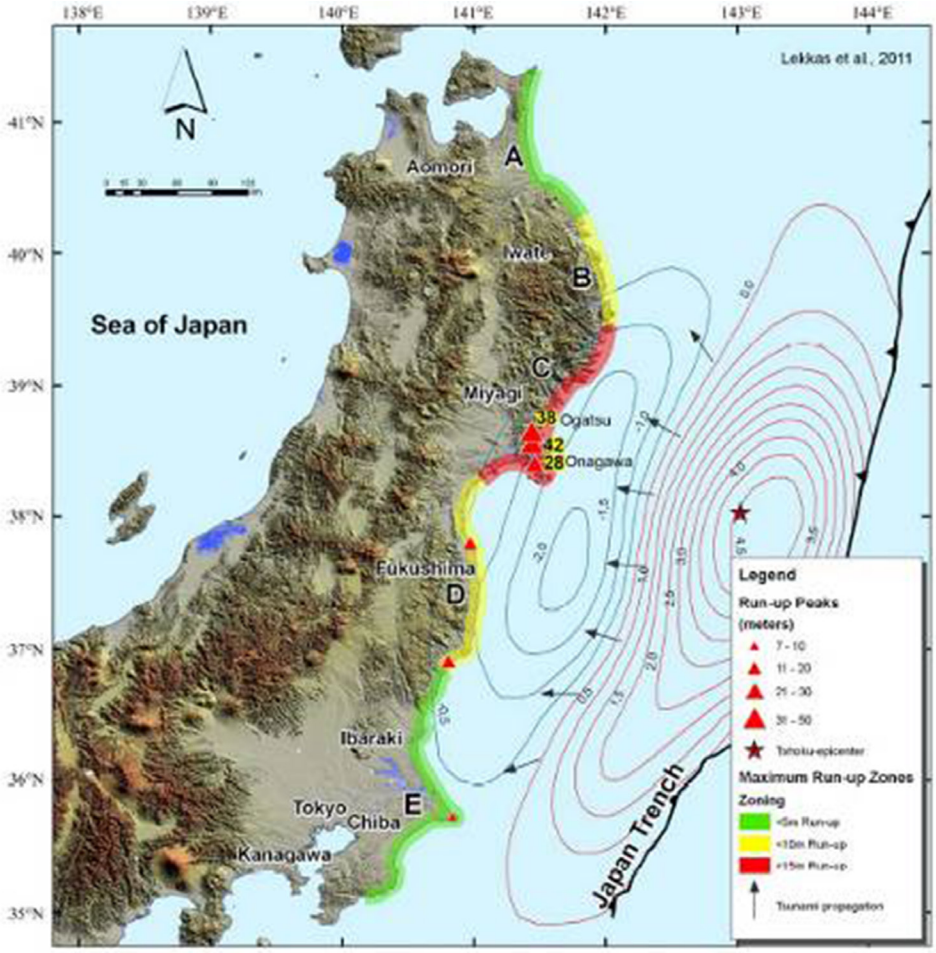

Рис. 55. Распространение волны цунами во время Японского землетрясения 11 марта 2011 г. (черными стрелками показан вектор распространения волны, красными и синими овалами – поднятие и опускание океанического дна) [*Lekkas et al.*, *2011*].

Fig. 55. Tsunami run-up zones during the Japan earthquake of 11 March 2011. Black arrows show propagation vectors; lines show contours of the areas where the oceanic bottom was uplifted (red) and subsided (blue) [*Lekkas et al.*, *2011*].

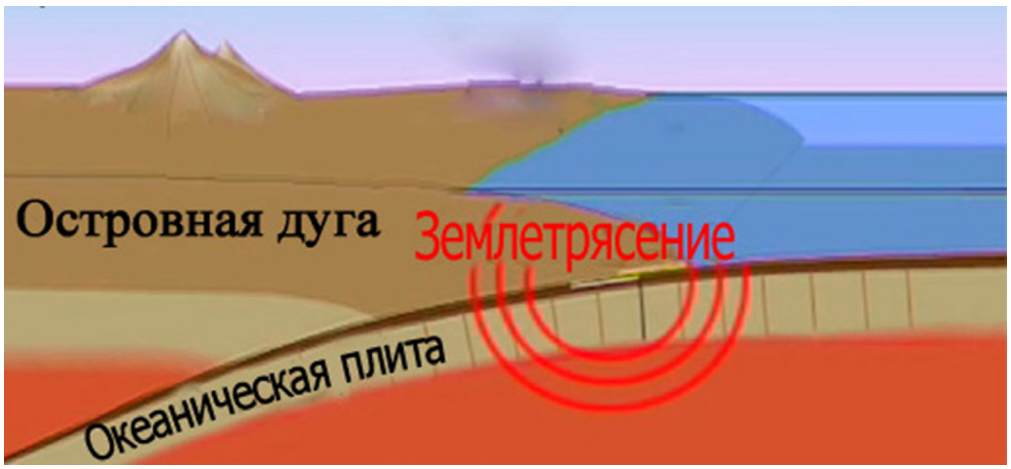

Рис. 56. Модель возникновения цунамигенных землетрясений как результата заклинивания зоны субдукции [*Incorporated Research Institutions …*, *2012*].

Fig. 56. The model showing formation of tsunamigenic earthquakes due to locking of the subduction zone [*Incorporated Research Institutions…*, *2012*].

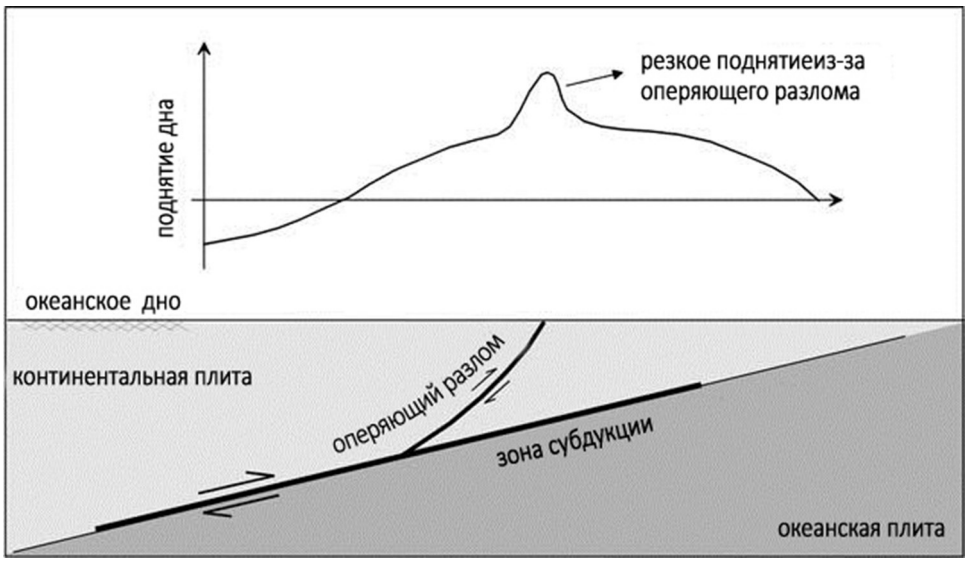

Рис. 57. Модель «оперяющих» разломов (splay faults) [*Heidarzadeh*, *2011*].

Fig. 57. The model of splay faults [*Heidarzadeh*, *2011*].

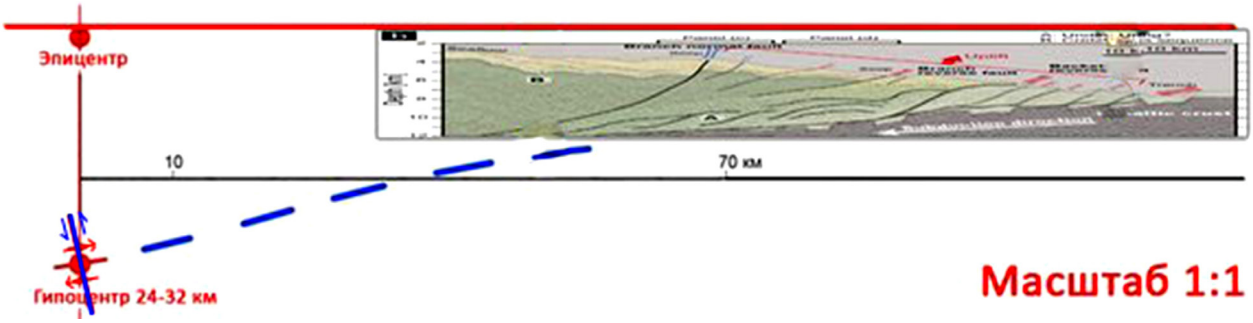

Рис. 58. Применение моделей возникновения цунамигенных землетрясений как результата заклинивания зоны субдукции и «оперяющих» разломов к Японскому землетрясению 11 марта 2011 г. Правая часть рисунка воспроизводит рис. 49 в масштабе 1:1.

Fig. 58. The model showing formation of tsunamigenic earthquakes due to locking of the subduction zone and the model of splay faults for as applied to the 2011 Japan earthquake. The right part of the figure copies Fig. 49 in scale 1:1.

«надвиг» и «поддвиг», особенно в зарубежной литературе, зачастую понимают как синонимы, о чем более подробно см. в [*Goncharov et al.*, *2007*]. Однако субдукция не может сдвигать этот участок в сторону океана. Субдукционное смещение океанической литосферы может лишь силой трения сдвинуть в ту же сторону и литосферу островной дуги. Надвигание континентальной плиты на океаническую плиту по пологому надвигу в очаге представляется маловероятным.

Упомянутая выше наиболее продвинутая в направлении познания формирования крутопадающих очагов цунамигенных землетрясений модель «splay fault» (см. рис. 56, 57) даже подтверждена экспериментально [*Graveleau et al.*, *2012*]. В этой модели фигурируют крутые взбросы, доходящие до морского дна. Однако, во-первых, сместители этих взбросов имеют падение в сторону островной дуги. А во-вторых, у них поднято крыло, обращенное в сторону островной дуги. Это противоречит реальным параметрам таких взбросов, о которых говорилось выше.

Как было выяснено выше, тенденция к восстановлению гравитационного равновесия проявляется, прежде всего, в опускании литосферы островной дуги и поднятии желоба. Формирование крутого взброса – мегаскола Риделя *R'* – является следствием этого процесса, поскольку ни надвиг (по версии зарубежных исследователей), ни реальный субдукционный поддвиг не могут вызвать возникновение уступа в рельефе дна. Единственное, на что они способны, – это произвести общее сотрясение дна.

6.4. Сейсмические «гвозди» как возможный механизм формирования крутонаклонных очагов цунамигенных землетрясений

В данном разделе приводятся дополнительные данные, которые, так же как и вышерассмотренные данные, могут косвенно свидетельствовать в пользу выбора крутой плоскости в очагах цунамигенных землетрясений.

В.Н. Вадковский [*Vadkovsky, 1996, 2012*] изучал пространственное распределение гипоцентров землетрясений сейсмофокальной зоны вблизи Японских островов по каталогу землетрясений Японского метеорологического агентства (JMA). Примененная этим исследователем методика позволила обнаружить в районе зон субдукции почти вертикальные, изометричные в плане, короткоживущие скопления гипоцентров землетрясений, которые он назвал сейсмическими «гвоздями» (рис. 59, 60). Они состоят главным образом из очагов слабых (M ≤ 5) землетрясений, глубина образования которых не превосходит 100 км.

В наших работах, продолживших исследования в этом направлении [*Zakharov, 2013; Zakharov et al., 2013*], был выявлен целый ряд сейсмических «гвоздей», приуроченных к зонам субдукции: на Камчатке, в районе о. Сулавеси и других районах. Пример двух таких сейсмофокальных структур, образовавшихся в 1990 г. южнее о. Хонсю, представлен на рис. 61. Вертикальные скопления очагов землетрясений выявлены нами также в других геодинамических обстановках, например в Калифорнии.

В работах В.Н. Вадковского [*Vadkovsky, 1996, 2012*], а также в наших работах [*Zakharov, 2013; Zakharov et al., 2013*] отмечена компактность «гвоздей», их почти вертикальное расположение в интервале глубин 0–100 км и короткое (от 10 дней до 2 месяцев) время образования. В указанных статьях на основе анализа последовательностей глубин очагов при формировании «гвоздя» сделан вывод, что его формирование происходит сразу во всем интервале глубины и не наблюдается предпочтительное направление его роста – вверх или вниз. В то же время эта последовательность не является полностью случайной, а обладает своего рода «памятью». На основании выявленных особенностей сейсмических «гвоздей» в работах [*Vadkovsky, 1996, 2012; Zakharov, 2013; Zakharov et al., 2013*] сделан вывод о роли флюидов в их формировании. В статье [*Gufeld, 2012*] высказано близкое по смыслу предположение об инициировании кажущихся «глубокофокусных разрывов» и быстрой «гвоздевой» сейсмичности потоками водорода.

В настоящей работе предлагается иное объяснение: появление сейсмических «гвоздей» связано с формированием субвертикальных сколов Риделя *R′*. Данное предположение основано на результатах моделирования зоны простого сдвига в гранулированных материалах, по которым видно, что формирующиеся сколы

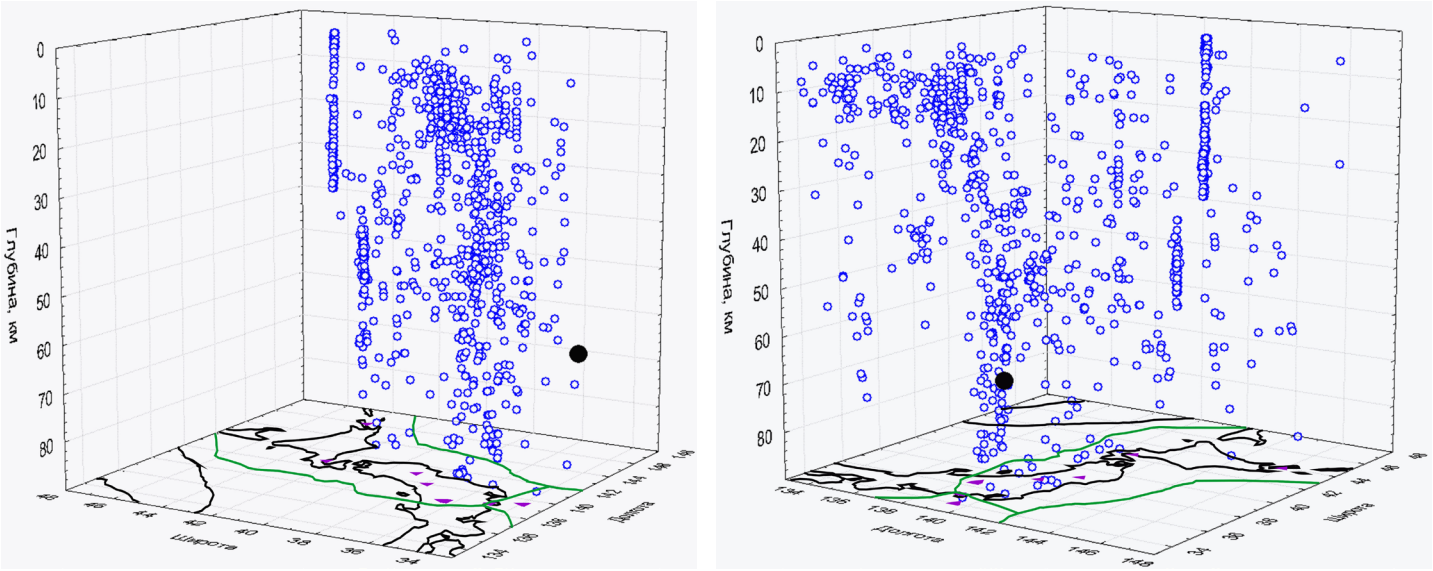

Рис. 59. Изображение в двух проекциях гипоцентров землетрясений Японии с глубинами до 100 км в декабре 1988 – июне 1989 гг. [*Vadkovsky, 2012*].

Видны субвертикальные кластеры очагов землетрясений – сейсмические «гвозди». Закрашенный круг – землетрясение с M_{JMA} = 5.5.

Fig. 59. Two projection images of earthquakes hypocenters of Japan at depths up to 100 km for the period from December 1988 to June 1989 [*Vadkovsky, 2012*].

Subvertical clusters of earthquakes foci (seismic ‘nails’) are visible. The colored circle shows the earthquake with M_{JMA} = 5.5.

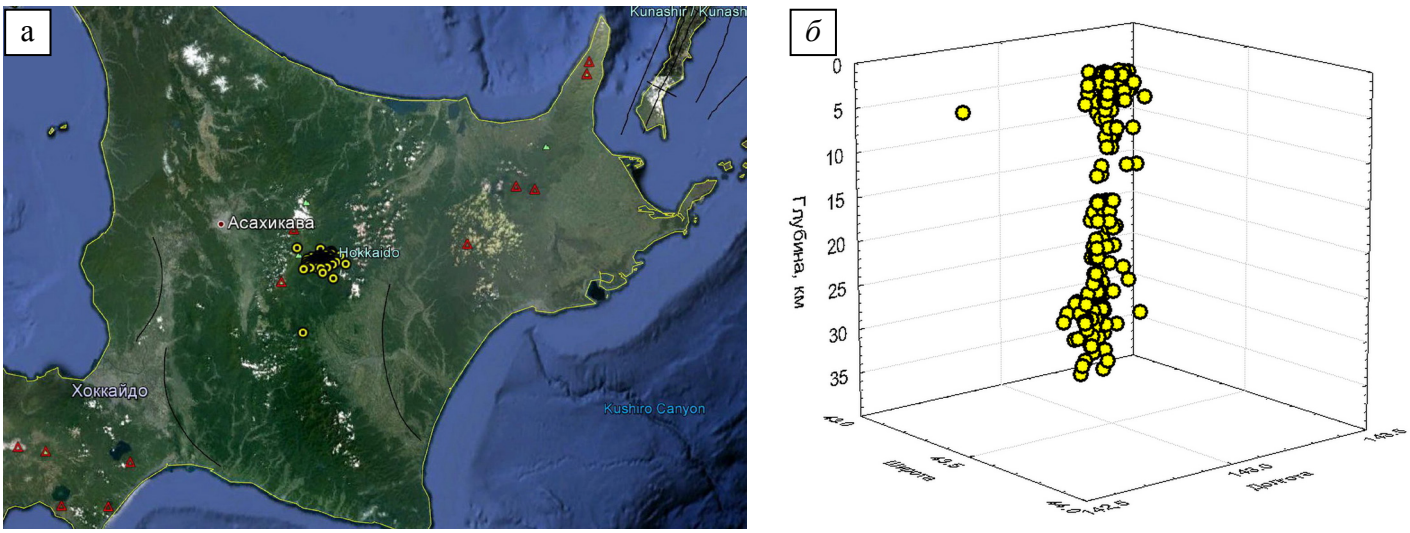

Рис. 60. Сейсмический «гвоздь» в районе о. Хоккайдо с координатами 43.5° с.ш., 142° в.д., сформировавшийся из 194 слабых землетрясений в январе–марте 1989 г. [*Vadkovsky, 2012*].

а – положение «гвоздя» относительно вулканической дуги, красные треугольники – вулканы; *б* – вид «гвоздя» в пространстве.

Fig. 60. A seismic 'nail' near Hokkaido (43.5°N, 142°E). It comprises 194 slight earthquakes from January to March 1989 [*Vadkovsky, 2012*].

a – position of the 'nail' relative to the volcanic arc; red triangles – volcanoes. *б* – general view of the 'nail'.

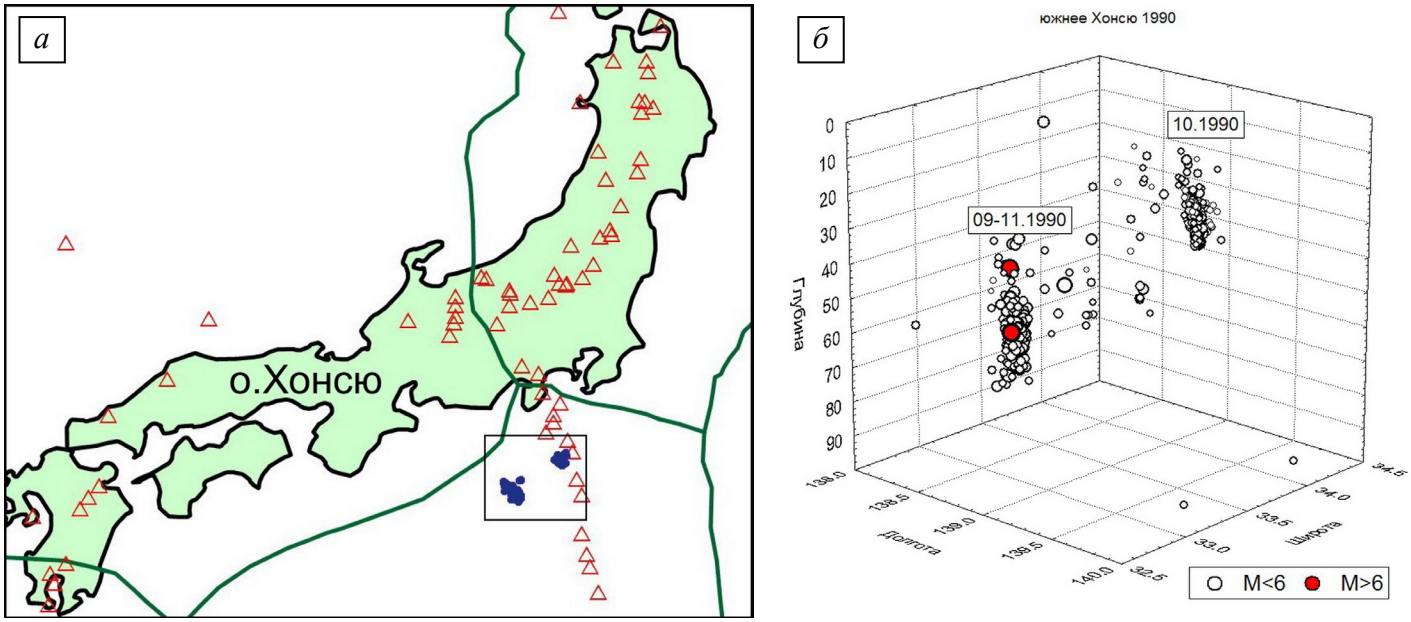

Рис. 61. Сейсмические «гвозди» южнее о. Хонсю, образовавшиеся в сентябре–октябре 1990 г. [*Zakharov et al., 2013*].

а – эпицентральные проекции очагов и положение вулканов (красные треугольники), зеленые линии – границы плит; *б* – вид «гвоздей» в пространстве. Красные кружки – землетрясения с $M_{JMA} \geq 6$, белые кружки – землетрясения с $M_{JMA} < 6$.

Fig. 61. Seismic 'nails' to the south of Honshu, which were formed from September to October 1990 [*Zakharov et al., 2013*].

a – epicentral projections of earthquakes foci and positions of volcanoes; *б* – general view of the 'nails'. Red circles – earthquakes with $M_{JMA} \geq 6$; white circles – earthquakes with $M_{JMA} < 6$.

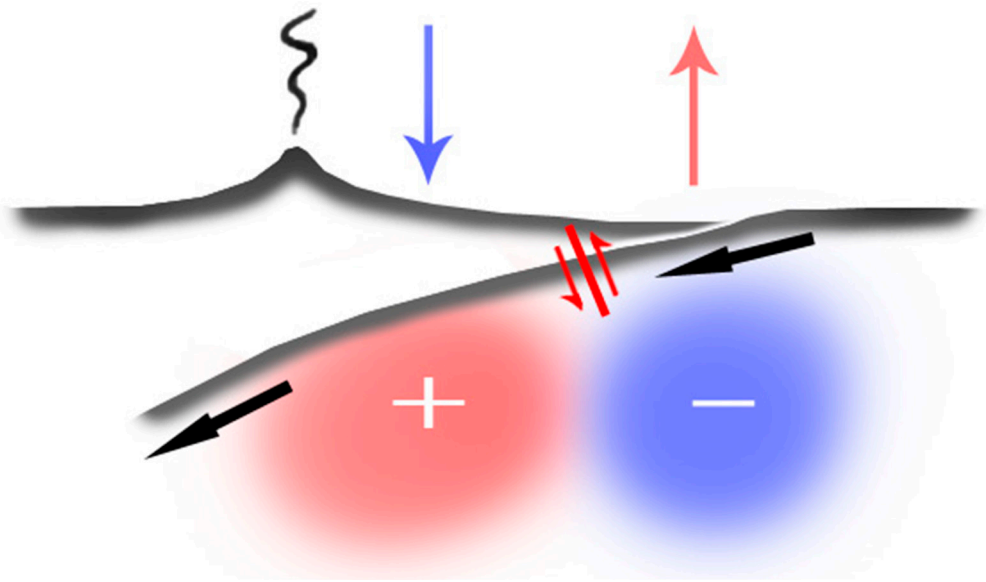

Рис. 62. Модель формирования цунамигенных землетрясений как следствия тенденции к восстановлению гравитационного равновесия [*Rozhin, 2013a*].

Красный и синий овалы – положительная и отрицательная аномалии в зоне островной дуги и желоба до сильного землетрясения, соответственно. Красная и синяя стрелки – поднятие и опускание поверхности желоба и дуги во время землетрясения. Очаг цунамигенного землетрясения показан красным – крутой взброс (мегаскол Риделя *R'*). Черными стрелками показано направление субдукции.

Fig. 62. The model showing formation of tsunamigenic earthquakes due to the trend to recovery of the gravity equilibrium tendency [*Rozhin, 2013a*].

Red and blue ovals show positive and negative anomalies in the island arc zone and the trench before the strong earthquake, respectively. Red and blue arrows show uplift and subsidence of the surface of the trench and the island arc during the earthquake. The tsunamigenic earthquake focus (steep thrust fault, megashear Riedel *R'*) is shown in red. Black arrows show the direction of subduction.

Риделя всегда состоят из отдельных фрагментов – трещинок отрыва (см. рис. 10, 11, 14, 17, 18). Вполне вероятно, что очаги как цунамигенных, так и нецунамигенных сильных землетрясений представляют собой не ослабленные зоны сформированных *ранее* разрывных нарушений, которые способны генерировать только слабые землетрясения, а мегатрещины скалывания, возникшие *заново* в результате объединения кулисообразно расположенных мегатрещин отрыва, каждая из которых представляет собой слабый предвестник сильного землетрясения.

6.5. Гипотеза образования цунамигенных землетрясений

Исходя из аргументов в пользу крутого взброса в гипоцентре Японского землетрясения 11 марта 2011 г., изложенных выше, мы предлагаем следующую гипотезу и модель формирования цунамигенных землетрясений (рис. 62).

Цунамигенные землетрясения в зонах субдукции, в которых господствует геодинамическая обстановка поддвига (субгоризонтального сдвига вдоль субгоризонтальной же плоскости), обусловлены развитием субвертикальных мегасколов Риделя *R'*, потенциально возможных (поскольку они равноправны по своей ориентировке, близкой к направлению действия максимальных касательных напряжений, с мегасколами *R*, см. рис. 1), но по другим причинам (описанным выше) не характерным для обстановки сдвига.

Особенность зоны субдукции заключается в том, что в ней наблюдается резкое нарушение гравитационного равновесия – отрицательная аномалия силы тяжести в области желоба и положительная аномалия в зоне дуги, что обусловлено самим процессом субдукции, который способствует поднятию островной дуги и углублению глубоководного желоба. Данные эволюции силы тяжести и GPS на примере Японского землетрясения 2011 г. указывают на тенденцию к восстановлению гравитационного равновесия в виде опускания островной дуги и поднятию глубоководного желоба во время землетрясения, которое и способствует формированию мегаскола Риделя *R'*.

Непосредственно само цунами возникает в результате опускания поверхности океана при опускании дна вблизи дуги и одновременного поднятия поверхности океана за счет поднятия дна вблизи желоба. Затем вода устремляется из области поднятия ее уровня в область опускания ее уровня.

Таким образом, фактор тенденции к гравитационному равновесию и является первопричиной формирования очагов цунамигенных землетрясений.

Предлагаемая гипотеза с небольшой модификацией может быть применена и к ситуациям в иной, несдвиговой, геодинамической обстановке. В 2006 и 2007 гг. произошли последовательно два сильных Симуширских землетрясения. Очаг первого из них был расположен под *внутренним* склоном Курильского желоба, а очаг второго – под *внешним* склоном этого желоба. Первый из них представлял собой пологий поддвиг, а второй – крутой сброс с падением плоскости сместителя в сторону океана, который явился *ответной* реакцией на первое землетрясение [*The World's Ocean, 2013*]. Этот сброс образовался в обстановке *горизонтального растяжения* литосферы [*Rebetsky, 2012; The World's Ocean, 2013*]. Очаг первого землетрясения, по нашей терминологии, – это мегаскол *R*. А вот очаг второго, цунамигенного, землетрясения, хотя и не является мегасколом *R'* (поскольку геодинамическая обстановка здесь не сдвиговая), но тем не менее может быть квалифицирован как мегатрещина скалывания. И тот факт, что поднятое крыло этого мегаскола-сброса обращено в сторону желоба, также свидетельствует о поднятии на этот раз внешнего склона желоба в качестве возможной реакции как на первое землетрясение, так и на всю гравитационно-аномальную ситуацию в зоне субдукции.

7. Заключение

1. Проведено обобщение и анализ литературы по формированию и эволюции сколов Риделя *R* и *R'* в обстановке сдвига. Проведено физическое моделирование формирования и эволюции сколов Риделя *R* и *R'* в обстановке сдвига, а также численное моделирование этой эволюции. Получил теоретическое подтверждение давно установленный факт преобладания сколов *R* над сколами *R'* в обстановке горизонтального сдвига вдоль вертикальной плоскости.

2. Проведен сбор, анализ и обобщение литературы по местоположению и кинематике сильных цунамигенных и нецунамигенных землетрясений. Подтверждена модель Е.А. Рогожина [*Rogozhin, 2012a, 2012b*]. Анализ очаговых параметров сильных землетрясений северо-западной части Тихого океана показывает, что высокомагнитудные землетрясения не всегда бывают цунамигенными. Высокие волны цунами возникают в основном в связи с сильными землетрясениями внутриплитного типа, очаги которых характеризуются крутым падением плоскости сместителя в недрах в сторону океана и имеют взбросовый характер. Межплитные сейсмические события либо порождают небольшое цунами, либо не сопровождаются волнами цунами вовсе.

3. Проведен анализ и обобщение литературы, касающейся современных моделей генезиса цунамигенных землетрясений. По сути, все модели дополняют друг друга, являясь разными сторонами одной проблемы. Однако ни в одной из них не обсуждается причина формирования цунамигенных землетрясений с точки зрения тектонофизики. В связи с этим авторы предлагают свою модель, в которой сделана попытка указать на геодинамический процесс, являющийся причиной формирования очагов цунамигенных землетрясений.

4. Проведен анализ геодинамической обстановки субгоризонтального сдвига вдоль субгоризонтальной же плоскости (характерной для зон субдукции), с учетом влияния силы тяжести, которая в обстановке горизонтального сдвига вдоль вертикальной плоскости (характерной для зон сдвига) вызывает только литостатическое давление. Привлечены данные сравнительного анализа: гравитационного поля и GPS – до и после наступления цунами. Дано возможное объяснение закономерного чередования цунамигенных и нецунамигенных землетрясений. Проверено предположение о том, что очаги как цунамигенных, так и нецунамигенных сильных землетрясений представляют собой не ослабленные зоны сформированных ранее разрывных нарушений, которые способны генерировать только слабые землетрясения, а мегатрещины скалывания, возникшие заново в результате объединения кулисообразно расположенных мегатрещин отрыва, каждая из которых представляет собой слабый предвестник сильного землетрясения. Сформулирована гипотеза, и предложена модель образования цунамигенных землетрясений как следствия восстановления гравитационного равновесия.

5. Цунамигенные землетрясения в зонах субдукции, в которых господствует геодинамическая обстановка поддвига (субгоризонтального сдвига вдоль субгоризонтальной же плоскости), обусловлены развитием субвертикальных мегасколов Риделя *R'*, потенциально возможных, но по другим причинам не характерных для обстановки сдвига.

Особенность зоны субдукции заключается в том, что в ней наблюдается резкое нарушение гравитационного равновесия – отрицательная аномалия силы тяжести в области желоба и положительная аномалия в зоне дуги, что обусловлено самим процессом субдукции, который способствует поднятию островной дуги и углублению глубоководного желоба. Данные сравнительного анализа гравитационного поля и GPS на примере Японского землетрясения 2011 г. указывают на тенденцию к восстановлению гравитационного равновесия в виде опускания островной дуги и поднятию глубоководного желоба во время землетрясения, которое и способствует формированию мегаскола Риделя *R'*.

6. Непосредственно само цунами возникает в результате опускания поверхности океана при опускании дна вблизи дуги и одновременного поднятия поверхности океана за счет поднятия дна вблизи желоба. Затем вода устремляется из области поднятия ее уровня в область опускания ее уровня.

Таким образом, фактор гравитационного равновесия и является первопричиной формирования очагов цунамигенных землетрясений.

Однако этот фактор не единственно возможный. Например, недавно появилась концепция, согласно которой важную роль играет флюидная фаза с соответствующими вариациями обусловленного ею эффективного всестороннего давления [*Rebetsky, Tatevossian, 2013*]. В этой концепции важная роль отводится градиенту такого давления, т.е. опять-таки неравновесному состоянию, которое стремится к равновесию посредством формирования сейсмического очага.

7. Рекомендацией по прогнозу цунамигенных землетрясений, в соответствии с выводами авторов, может являться непрерывный мониторинг высокоточных и высокочастотных измерений GPS и гравитационного поля для уточнения намечающейся тенденции к инверсии тектонических движений и гравитационных аномалий в «тектонопарах» островная дуга – глубоководный желоб.

8. Благодарности

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 06-05-64547, 12-05-00113, 09-05-00150).

9. Литература / References

Cho M., Kim H., Lee Y., Horie K., Hidaka H., 2008. The oldest (ca. 2.51 Ga) rock in South Korea: U-Pb zircon age of a tonalitic migmatite, Daeijak Island, Western Gyeonggi Massif. *Geosciences Journal* 12 (1), 1–6. http://dx.doi.org/10.1007/s12303-008-0001-1.

Fujii Y., Satake K., Sakai S., Shinohara M., Kanazawa T., 2011. Tsunami source of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. *Earth, Planets and Space* 63 (7), 815–820. http://dx.doi.org/10.5047/eps.2011.06.010.

Gintov O.B., 2005. Field Tectonophysics and Its Application to Studies of Deformations of the Earth`s Crust in Ukraine. Feniks, Kiev, 572 p. (in Russian) [*Гинтов О.Б.* Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: Феникс, 2005. 572 с.].

Gintov O.B., Isay V.M., 1988. Tectonophysical Studies of Faults of Consolidated Crust. Naukova Dumka, Kiev, 228 p. (in Russian) [*Гинтов О.Б., Исай В.М.* Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры. Киев: Наукова думка, 1988. 228 с.].

Goncharov M.A., 2010. Applicability of similarity conditions to analogue modelling of tectonic structures. *Geodynamics & Tectonophysics* 1 (2), 148–168 (in Russian) [*Гончаров М.*А. Реальная применимость условий подобия при физическом моделировании тектонических структур // *Геодинамика и тектонофизика*. 2010. Т. 1. № 2. С. 148–168]. http://dx.doi.org/10.5800/GT-2010-1-2-0012.

Goncharov M.A., Frolova N.S., Rozhin P.N., Selezneva N.N., 2007. The problem of revealing the absolute kinematics of the opposite walls of faults. *Moscow University Geology Bulletin* 62 (4), 220–228. http://dx.doi.org/10.3103/S0145875207040023.

Goncharov M.A., Frolova N.S., Rozhin P.N., Selezneva N.N., 2010. Riedel shears *R* and *R*' and the problem of the genesis of tsunamigenic earthquakes. In: Physical basis of forecasting of rock destruction. Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, p. 34–35 (in Russian) [*Гончаров М.А., Фролова Н.С., Рожин П.Н., Селезенева Н.Н.* Сколы Риделя *R* и *R'* и проблема генезиса цунамигенных землетрясений // Физические основы прогнозирования разрушения горных пород. М.: ИФЗ РАН, 2010. С. 34–35.].

Goncharov M.A., Frolova N.S., Zakharov V.S., Rozhin P.N., 2011. Tsunamigenic earthquakes in subduction zones as a result of rapid formation of Riedel megashears R' by jointing of an echelon disposed tensile megajoints. In: Problems of seismotectonics. Publishing and Polygraphic Centre "Nauchnaya Kniga", Voronezh, p. 184–188 (in Russian) [*Гончаров М.А., Фролова Н.С., Захаров В.С., Рожин П.Н.* Цунамигенные землетрясения в зонах субдукции как результат быстротечного формирования мегасколов Риделя R'при объединении кулисообразно расположенных мегатрещин отрыва // Проблемы сейсмотектоники. Воронеж: Издательско-полиграфический центр «Научная книга», 2011. С. 184–188].

Goncharov M.A., Frolova N.S., Zakharov V.S., Rozhin P.N., 2012. Riedel megashears *R'* as a possible cause of tsunamigenic earthquakes in subduction zones. In: Tectonophysics and urgent problems of Earth science. V. 2. Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, p. 105–109 (in Russian) [*Гончаров М.А., Фролова Н.С., Захаров В.С., Рожин П.Н.* Мегасколы Риделя *R'* как возможная причина цунамигенных землетрясений в зонах субдукции // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. М.: ИФЗ РАН, 2012. Т. 2. С. 105–109].

Goncharov M.A., Talitskii V.G., 1998. Do shear joints originate from shearing? *Moscow University Geology Bulletin* 53 (3), 1–6.

Goncharov M.A., Talitsky V.G., Frolova N.S., 2005. Introduction to Tectonophysics. Knizhnyj Dom “Universitet”, Moscow, 496 p. (in Russian) [*Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С.* Введение в тектонофизику. М.: Книжный дом «Университет», 2005. 496 с.].

Graveleau F., Malavieille J., Dominguez S., 2012. Experimental modelling of orogenic wedges: a review. *Tectonophysics* 538–540, 1–66. http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.01.027.

Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation Explorer (*GOCE*), 2011. Available from: http://www.esa.int/esaLP/LPgoce.html.

Gravity Recovery and Climate Experiment (*GRACE*), 2005. Available from: http://www.csr.utexas.edu/grace/.

Gufeld I.L., 2012. Geological consequences of amorphization of the lithosphere and upper mantle structures caused by hydrogen degassing. *Geodynamics & Tectonophysics* 3 (4), 417–435 (in Russian) [*Гуфельд И.Л.* Геологические следствия аморфизации структуры литосферы и верхней мантии, вызванные водородной дегазацией // *Геодинамика и тектонофизика*. 2012. Т. 3. № 4. С. 417–435]. http://dx.doi.org/10.5800/GT-2012-3-4-0083.

Gutscher M.-A., Peacock S.M., 2003. Thermal models of flat subduction and the rupture zone of great subduction earthquakes. *Journal of Geophysical Research* 108 (B1), 2009. http://dx.doi.org/10.1029/2001JB000787.

Gzovsky M.V., 1959. Highlights of tectonophysics and tectonics of Bajdgansaj anticlinorium. Part I, II. Publishing House of AS of USSR, Moscow, 255 p. (in Russian) [*Гзовский М.В.* Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч. I, II. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 255 с.].

Gzovsky M.V., 1975. Basics of tectonophysics. Nauka, Moscow, 536 p. (in Russian) [*Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.].

Han S.-C., Shum C. K., Bevis M., Kuo C.Y., 2006. Crustal dilatation observed by GRACE after the 2004 Sumatra-Andaman earthquake. *Science* 313 (5787), 658–662. http://dx.doi.org/10.1126/science.1128661.

Heidarzadeh M., 2011. Major tsunami risks from splay faulting. Chapter 5. In: Nils-Axel Mãrner (Ed.). The Tsunami Threat – Research and Technology. InTech, Rijeka, Croatia, p. 67–80. http://dx.doi.org/10.5772/13375.

Huene von R., Klaeschen D., Cropp B., Miller J., 1994. Tectonic structure across the accretionary and erosional parts of the Japan Trench margin. *Journal of Geophysical Research* 99 (B11), 22349–22361. http://dx.doi.org/10.1029/94JB01198.

Hyndman R.D., Wang K., 1993. Tectonic constraints on the zone of major thrust earthquake failure: the Cascadian subduction zone. *Journal of Geophysical Research* 98 (B2), 2039–2060. http://dx.doi.org/10.1029/92JB02279.

Incorporated Research Institutions of Seismology (*IRIS*), 2012. Available from: http://www.iris.edu/hq/programs/education_and_outreach/animations#FM.

Kamiyama M., Sugito M., Kuse M., 2012. Precursor of crustal movements before the 2011 Great East Japan Earthquake. In: Proceedings of the International Symposium on Engineering Lessons Learned from the 2011 Great East Japan Earthquake, March 1–4, 2012, Tokyo, Japan. The Earthquake Engineering Online Archive. Available from: http://nisee.berkeley.edu/documents/elib/www/documents/201204/PISELL/kamiyama-crustal-forecast.pdf

Katsumata K., Ichiyanagi M., Miwa M., Kasahara M., 1995. Aftershock distribution of the October 4, 1994 Mw8.3 Kurile Islands earthquake determined by a Local Seismic Network in Hokkaido, Japan. *Geophysical Research Letters* 22 (11), 1321–1324. http://dx.doi.org/10.1029/95GL01316.

Koronovsky N.V., Gogonenkov G.N., Goncharov M.A., Timurziev A.I., Frolova N.S., 2009. Role of shear along horizontal plane in the formation of helicoidal structures. *Geotectonics* 43(5), 379–391. http://dx.doi.org/10.1134/S0016852109050033.

Lekkas E., Andreadakis E., Kostaki I., Kapourani E., 2011. Critical factors for run-up and impact of the Tohoku earthquake Tsunami (Japan 11 March 2011). *International Journal of Geosciences* 2 (3), 310–317. http://dx.doi.org/10.4236/ijg.2011.23033.

Map of Chilean earthquake coseismic displacement derived from GPS data. GPS World 2010. Available from: http://www.sciencedaily.com/releases/2010/03/100308132043.htm.

Nettles M., Ekstrom G., Koss H., 2011. Centroid-moment-tensor analysis of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake and its larger foreshocks and aftershocks. *Earth, Planets and Space* 63 (7), 519–523. http://dx.doi.org/10.5047/eps.2011.06.009.

Pogorelov V.V., 2011. Tectonophysical analysis of stress of the Earth's crust of the Sunda seismic active area. Author's abstract of PhD thesis. Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, 26 p. (in Russian) [*Погорелов В.В.* Тектонофизический анализ напряжений земной коры Зондской сейсмоактивной области: Автореф. дис. … канд. физ.-мат. наук. М.: ИФЗ РАН, 2011. 26 с.].

Pollitz F., 2011. Preliminary geodetic slip model of the 2011 M9.0 Tohoku-chiho Taiheiyo-oki Earthquake. USGS publication. Available from: http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/world/japan/031111_M9.0prelim_geodetic_slip.php.

Ramsay J.G., Huber M., 1983. The Techniques of Modern Structural Geology. V. 1: Strain Analysis. Academic Press, London, 307 p.

Rao G., Lin A., Yan B., Jia D., Wu X., Ren Z. , 2011. Co-seismic Riedel shear structures produced by the 2010 Mw=6.9 Yushu earthquake, central Tibetan Plateau, China. *Tectonophysics* 507 (1–4), 86–94. http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2011.05.011.

Rebetsky Yu.L., 2012. Crustal stress state along the coast of Honshu (Japan) before the earthquake 11.03.2011 (Mw = 9.0). In: Tectonophysics and urgent problems of Earth science. V. 2. Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, p. 160–168 (in Russian) [*Ребецкий Ю.Л.* Напряженное состояние земной коры вдоль побережья о. Хонсю (Япония) перед землетрясением 11.03.2011 (M_w=9.0) // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. М.: ИФЗ РАН, 2012. Т. 2. С. 160–168].

Rebetsky Yu.L., Mikhailova A.V., Sim L.A., 2008. Rupture structures in depth of zones of shearing. Results of tectonophysical modelling. In: Problems of tectonophysics. Publishing House of the Institute of Physics of the Earth, Moscow, p. 103–140 (in Russian) [*Ребецкий Ю.Л., Михайлова А.В., Сим Л.А.* Структуры разрушения в глубине зон сдвигания. Результаты тектонофизического моделирования // Проблемы тектонофизики. К сорокалетию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: ИФЗ РАН, 2008. С. 103–140].

Rebetsky Yu.L., Tatevossian R.E., 2013. Rupture propagation in strong earthquake sources and tectonic stress field. *Bulletin de la Société Géologique de France* 184 (4–5), 335–346. http://dx.doi.org/10.2113/gssgfbull.184.4-5.335.

Rice J. R., 1980. The mechanics of earthquake rupture. In: A. Dziewonski and E. Boschi (Eds.), Physics of the Earth's Interior. North Holland, Amsterdam, p. 555–649.

Rogozhin E.A., 2011. March 11, 2011 M 9.0 Tohoku earthquake in Japan: tectonic setting of source, macroseismic, seismological, and geodynamic manifestations. *Geotectonics* 45 (5), 337–348. http://dx.doi.org/10.1134/s0016852111050025.

Rogozhin E.A., 2012a. Essays on Regional Seismotectonics. Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, 339 p. (in Russian) [*Рогожин Е.А.* Очерки региональной сейсмотектоники. М.: ИФЗ РАН, 2012. 339 с.].

Rogozhin E.A., 2012b. Application of tectonophysical approaches in solution of seismotectonic problems. In: Tectonophysics and urgent problems of Earth science. V. 2. Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, p. 169–172 (in Russian) [*Рогожин Е.А.* Применение тектонофизических подходов в решении сейсмотектонических задач // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Т. 2. М.: ИФЗ РАН, 2012. С. 169–172].

Rogozhin E.A., Zakharova A.I., 2000. Geodynamic position of the 1997 Kronotskii Earthquake Source, Eastern Kamchatka. *Izvestiya, Physics Solid Earth* 36 (5), 369–374.

Rogozhin E.A., Zakharova A.I., 2006. Seismotectonics of source zones of tsunamigenic earthquakes. *Geofizicheskiye Issledovaniya* 6, 3–12 (in Russian) [*Рогожин Е.А., Захарова А.И.* Сейсмотектоника очаговых зон цунамигенных землетрясений // *Геофизические исследования*. 2006. Вып. 6. С. 3–12].

Rozhin P.N., 2012. Influence of isostatic balance factor on formation of tsunamigenic earthquake focuses in subduction zones. In: SWorld Scientific researches and their practical application. Modern state and ways of development 35, p. 60–66 (in Russian) [*Рожин П.Н.* Влияние фактора изостатического равновесия на формирование очагов цунамигенных землетрясений в зонах субдукции // Сборник научных трудов SWorld по материалам международной научно-практической конференции. Т. 35. 2012. С. 60–66].

Rozhin P.N., 2013a. Generation of Riedel shears *R and R'* and their relationship with tsunamigenic earthquakes. Author's abstract of PhD thesis. Lomonosov Moscow State University, Moscow, 25 p. (in Russian) [*Рожин П.Н.* Генерация сколов Риделя *R* и *R'* и их связь с цунамигенными землетрясениями: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2013a. 25 с.].

Rozhin P.N., 2013b. The influence of isostatic equilibrium on the formation of the sources of tsunamigenic earthquakes. *Moscow University Geology Bulletin* 68 (2), 118–122. http://dx.doi.org/10.3103/S0145875213020099.

Rozhin P.N., Selezeneva N.N., 2009. Different evolution of Riedel shears *R* and *R' in* connection with the problem of the genesis of tsunamigenic earthquakes. In: Modern tectonophysics. Methods and Results. Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, p. 195–202 (in Russian) [*Рожин П.Н., Селезенева Н.Н.* Различная эволюция сколов Риделя *R* и R' в связи с проблемой генезиса цунамигенных землетрясений // Современная тектонофизика. Методы и результаты. М.: ИФЗ РАН, 2009. С. 195–202].

Scholz C.H., 1990. The Mechanics of Earthquakes and Faulting. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 439 p.

Seminsky K.Zh., 2003, Internal Structure of Continental Fault Zones. Tectonophysical Aspect. Geo Branch, Publishing House of SB RAS, Novosibirsk, 244 p. (in Russian) [*Семинский К.Ж.* Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2003. 244 с.].

Seminsky K.Zh., Gladkov A.S., Lounina O.V., Tougarina M.A., 2005. Internal Structure of Continental Fault Zones. Applied Aspect. Geo Branch, Publishing House of SB RAS, Novosibirsk, 293 p. (in Russian) [*Семинский К.Ж., Гладков А.С., Лунина О.В., Тугарина М.А.* Внутренняя структура континентальных разломных зон. Прикладной аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2005. 293 с.].

Sherman S.I., Seminsky K.Zh., Bornyakov S.A. et al., 1991. Faulting in the Lithosphere. Shear Zones. Nauka, Siberian Branch, Novosibirsk, 262 p. (in Russian) [*Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др.* Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1991. 262 с.].

Shikotan earthquake of 1994. Epicentral monitoring and focus of earthquake, 1995. The federal system of seismological observation and earthquake prediction. Information-analytical bulletin. The special issue. Moscow, 142 p. (in Russian) [Шикотанское землетрясение 1994 г. Эпицентральные наблюдения и очаг землетрясения // Федеральная система сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений. Информационно-аналитический бюллетень. 1995. Спец. вып. М., 142 с.].

Stavrogin A.N., Protosenya A.G., 1979. Rock Plasticity. Nedra, Moscow, 301 p. (in Russian) [*Ставрогин А.Н., Протосеня А.Г.* Пластичность горных пород. М.: Недра, 1979. 301 с.].

Stefanov Yu.P., 2009. Mathematical methods and results of numerical simulation of deformation and failure of rocks. In: Modern tectonophysics. Methods and results. Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, p. 288–301 (in Russian) [*Стефанов Ю.П.* Математические методы и результаты численного моделирования деформации и разрушения горных пород // Современная тектонофизика. Методы и результаты. М.: ИФЗ РАН, 2009. С. 288–301].

Stoyanov S., 1977. The Mechanism of Fault Zones Formation. Nedra, Moscow, 144 p. (in Russian) [*Стоянов С.* Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра, 1977. 144 с.].

The Structure of the Bottom of the Sea of Okhotsk, 1981. Nauka, Moscow, 176 p. (in Russian) [Строение дна Охотского моря. М.: Наука, 1981. 176 с.].

The World's Ocean. Vol. I. Geology and Tectonics of the Ocean. Catastrophic Events in the Ocean, 2013. Nauchny Mir, Moscow, 644 p. (in Russian) [Мировой океан. Т. I. Геология и тектоника океана. Катастрофические явления в океане. М.: Научный мир, 2013. 644 с.].

Tsuji T., Ito Y., Kido M., Osada Y., Fujimoto H., Ashi J., Kinoshita M. Matsuoka T., 2011. Potential tsunamigenic faults of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. *Earth, Planets and Space* 63 (7), 831–834. http://dx.doi.org/10.5047/eps.2011.05.028.

Vadkovsky V.N., 1996. Nature and mechanism of seismic 'nails'. Lomonosov Conference 1996 Abstracts, p. 63–64 (in Russian) [*Вадковский В.Н.* Природа и механизм сейсмических «гвоздей» // Ломоносовские чтения 1996 г.: Тезисы докладов. М., 1996. С. 63–64].

Vadkovsky V.N., 2012. Subvertical clusters of earthquake hypocenters – seismic 'nails'. *Vestnik ONZ RAN* 4, NZ1001 (in Russian) [*Вадковский В.Н.* Субвертикальные скопления гипоцентров землетрясений – сейсмические «гвозди» // *Вестник ОНЗ РАН*. 2012. Т. 4. NZ1001]. http://dx.doi.org/10.2205/2012NZ000110.

Vigny C., Simons W.J.F., Abu S., Bamphenyu R., Satirapod C., Choosaku, N., Surabaya C., Socquet A., Omar K., Abidin H.Z., Ambrosius B.A.C., 2005. Insight into the 2004 Sumatra-Andaman earthquake from GPS measurements in southeast Asia. *Nature* 436 (7048), 201–206. http://dx.doi.org/10.1038/nature03937.

Wang L., Shum C. K., Simons F., Tapley B., Dai C., 2012. Coseismic and postseismic deformation of the 2011 Tohoku-Oki earthquake constrained by GRACE gravimetry. *Geophysical Research Letters* 39 (7), L07301. http://dx.doi.org/10.1029/2012GL051104.

Wells D.L., Coppersmith K.J., 1994. New empirical relationships among magnitude rupture length rupture width rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America* 84 (4), 974–1002.

Zakharov V.S., 2013. On the mechanism of the generation of seismic 'nails'. *Moscow University Geology Bulletin* 68 (5), 282–288. http://dx.doi.org/10.3103/S0145875213050086.

Zakharov V.S., Karpenko A.I., Zaviyalov S.P. 2013. Seismic nails in various geodynamic conditions. *Moscow University Geology Bulletin* 68 (1), 10–16. http://dx.doi.org/10.3103/S0145875213010080.

Гончаров Михаил Адрианович, докт. геол.-мин. наук
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, Россия
Тел. (495)9391912; e-mail: m.a.gonch@mail.ru

Goncharov, Mikhail A., Doctor of Geology and Mineralogy
Lomonosov Moscow State University
Leninskie Gory, Moscow 119991, GSP-1, Russia
Tel. +7(495) 9391912; e-mail: m.a.gonch@mail.ru

Рогожин Евгений Александрович, докт. геол.-мин. наук, заместитель директора по науке
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН
123995, ГСП-5, Москва, ул. Большая Грузинская, 10, Россия
e-mail: eurog@ifz.ru

Rogozhin, Eugene A., Doctor of Physics and Mathematics, Deputy Director
The Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS
10 Bol'shaya Gruzinskaya street, Moscow D-242 123995, GSP-5, Russia
e-mail: eurog@ifz.ru

Фролова Наталья Сергеевна, канд. геол.-мин. наук
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, Россия
e-mail: n.s.frolova@mail.ru

Frolova, Natalia S., Candidate of Geology and Mineralogy
Lomonosov Moscow State University
Leninskie Gory, Moscow 119991, GSP-1, Russia
e-mail: n.s.frolova@mail.ru

Рожин Петр Николаевич, аспирант
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, Россия
e-mail: grayvoid@mail.ru

Rozhin, Petr N., PhD Student
Lomonosov Moscow State University, Geological Faculty
Leninskie Gory, Moscow 119991, GSP-1, Russia
e-mail: grayvoid@mail.ru

Захаров Владимир Сергеевич, канд. физ.-мат. наук
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, Россия
e-mail: vszakharov@yandex.ru

Zakharov, Vladimir S., Candidate of Physics and Mathematics
Lomonosov Moscow State University, Geological Faculty
Leninskie Gory, Moscow 119991, GSP-1, Russia
e-mail: vszakharov@yandex.ru