GEODYNAMICS & TECTONOPHYSICS

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

2016 VOLUME 7 ISSUE 2 PAGES 289–302 ISSN 2078-502X

http://dx.doi.org/10.5800/GT-2016-7-2-0207

DISCRETE DEFORMATION WAVE DYNAMICS IN SHEAR ZONES: PHYSICAL MODELLING RESULTS

S. A. Bornyakov[1, 2], I. A. Panteleev[3], A. A. Tarasova[1, 2]

[1] *Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS, Irkutsk, Russia*
[2] *Irkutsk State University, Irkutsk, Russia*
[3] *Institute of Continuous Media Mechanics, Ural Branch of RAS, Perm, Russia*

Abstract: Observations of earthquake migration along active fault zones [*Richter, 1958; Mogi, 1968*] and related theoretical concepts [*Elsasser, 1969*] have laid the foundation for studying the problem of slow deformation waves in the lithosphere. Despite the fact that this problem has been under study for several decades and discussed in numerous publications, convincing evidence for the existence of deformation waves is still lacking. One of the causes is that comprehensive field studies to register such waves by special tools and equipment, which require sufficient organizational and technical resources, have not been conducted yet.

The authors attempted at finding a solution to this problem by physical simulation of a major shear zone in an elastic-viscous-plastic model of the lithosphere. The experiment setup is shown in Figure 1 (*A*). The model material and boundary conditions were specified in accordance with the similarity criteria (described in detail in [*Sherman, 1984; Sherman et al., 1991; Bornyakov et al., 2014*]). The montmorillonite clay-and-water paste was placed evenly on two stamps of the installation and subject to deformation as the active stamp (1) moved relative to the passive stamp (2) at a constant speed. The upper model surface was covered with fine sand in order to get high-contrast photos. Photos of an emerging shear zone were taken every second by a Basler acA2000-50gm digital camera. Figure 1 (*B*) shows an optical image of a fragment of the shear zone. The photos were processed by the digital image correlation method described in [*Sutton et al., 2009*]. This method estimates the distribution of components of displacement vectors and strain tensors on the model surface and their evolution over time [*Panteleev et al., 2014, 2015*].

Strain fields and displacements recorded in the optical images of the model surface were estimated in a rectangular box (220.00×72.17 mm) shown by a dot-and-dash line in Fig. 1, *A*. To ensure a sufficient level of detail in the analyses of the strain fields in each optical image, the selected area was covered with a uniform mesh (3.43×3.43 mm). In the zoomed-up images, the mesh was 32×32 pixels (a pixel of 0.107×0.107 mm). For each pair of optical images, we calculated cross-correlation functions of the intensity of pixels between pairs of the same size cells (Fig. 2). Directions and magnitudes of displacements of the cells were determined from displaced maximums of cross-correlation functions ($\bar{u}$).

Besides, for analyzing the emerging shear zone, we estimated transverse deformation in the marginal parts of two adjacent blocks within linear profiles (points 1.1–1.4 and 2.1–2.4 in Fig. 3).

The model photos processing results show that under the load applied to the model, deformation in a large shear zone develops depending on two factors, the total displacement of the shear zone's active wing and local fronts of deformation waves which regularly pass across the shear zone. The displacement is a major factor contributing to the accumulation of strain. The second (minor) factor makes the deformation process more complicated.

While the shear zone's internal structure is composed of small cracks (Fig. 4, *A*; Video), the local fronts of deformation waves come to this zone from the side of the active stamp and can freely transit it without changing the wave size and shape. Later on, the propagation of deformation waves is hindered by structural heterogeneities, i.e. larger fractures. Once a uniform extended deformation wave comes into the shear zone, it gets broken by the fractures into a series of wave fragments moving along the strike of the blocks (Fig. 4, *B*; Video). In the first case, a single waveguide is the entire shear zone. In the second case, the narrow blocks separated by the large fractures operate as waveguides. The further evolution of the shear zone's internal structure leads to the inter-stage transformation [*Bornyakov et al., 2014*]; stresses increase significantly in the shear zone; the directional migration of deformation wave fragments in the blocks is reduced and accompanied by the formation of non-mobile closed circular and ellipsoidal fronts of local deformation (Fig. 4, *C*; Video). Thus, the physical modelling results show that the space-time dynamics of deformation waves in a shear zone depends on the degree of development of its internal fault-block structure and the level of stresses accumulated in the shear zone.

To assess the response of the blocks to deformation waves, we estimated transverse deformation ε_{xx} for reference points 1.1, 1.2, 1.3, and 1.4 (see Fig. 2 and 3). For convenience, the results are presented as a module. It is revealed that deformation waves propagate from the last (1.4) to the first reference points (1.1) and trigger impulse-type de-

formation anomalies at these points. In the selected control time interval (55 to 108 seconds), three deformation waves passed each 17–18 seconds (Fig. 5). When a deformation wave passes the reference point, a sharp increase in the transverse deformation is recorded. Despite the fact that the reference points are located close to each other, the strain values differ at the reference points because values of friction at the interblock fracture and accumulated stresses vary both in space (along the strike of the fracture) and in time, and the fracture is segmented as a result. The degree of shearing is also variable with time in the closely spaced segments and even in one and the same segment [*Bornyakov, Semenova, 2011; Bornyakov et al., 2014*]. The lower is the activity of the fracture segment, the stronger is the contact between blocks within the limits of this segment, the rarer are shear displacements along this segment, and the stronger is the deformation anomaly that occurs due to the deformation wave at the reference point in the vicinity of this segment.

By comparing the space-time dynamics of transverse deformation in the adjacent blocks (1 and 2) within the limits of four pairs of points (1.1–1.4, 2.1–2.2, 3.1–3.2, and 4.1–4.2), it is revealed that two fragments of the originally uniform wave are displaced at different velocities, and the displacement velocity in the upper block (1) is always higher than that in the lower block (2) (Fig. 6). It takes the wave front 17–18 и 23–24 seconds to pass across blocks 1 and 2, respectively. The records in a time span of 350 seconds show that due to the difference in the displacement velocities, 19 deformation wave fragments passed across block 1, while block 2 was passed by 16–17 fragments (see Fig. 6).

Observations of the entire shear zone show that spatial migration rates of deformation waves change as the waves go from the active stamp to the passive one. An average wave propagation rate is $4.65 \cdot 10^{-3}$ m/sec from the active stamp to the axial line, and $6.5 \cdot 10^{-4}$ m/sec from the axial line to the passive stamp, and the amplitude of the deformation waves increases (Fig. 8).

Our experimental study has pioneered in detecting the deformation waves in the shear zone developing in the elastic-viscous-plastic model of the lithosphere. We estimated the deformation wave parameters and their impact on the development of impulse-type deformation anomalies in the blocks separated by the faults. It is revealed that the space-time dynamics of deformation waves in a shear zone depends on the degree of development of its internal fault-block structure and the level of stresses accumulated in the shear zone. In general, the concept of deformation waves is supported by the physical modelling results.

Key words: physical modelling; shear zone; fault-block structure; deformation waves

Recommended by K.Zh. Seminsky

For citation: *Bornyakov S.A., Panteleev I.A., Tarasova A.A.* 2016. Discrete deformation wave dynamics in shear zones: physical modelling results. *Geodynamics & Tectonophysics* 7 (2), 289–302. doi:10.5800/GT-2016-7-2-0207.

Для цитирования: *Борняков С.А., Пантелеев И.А., Тарасова А.А.* Дискретно-волновая динамика деформаций в сдвиговой зоне: результаты физического моделирования // *Геодинамика и тектонофизика*. 2016. Т. 7. № 2. С. 289–302. doi:10.5800/GT-2016-7-2-0207.

ДИСКРЕТНО-ВОЛНОВАЯ ДИНАМИКА ДЕФОРМАЦИЙ В СДВИГОВОЙ ЗОНЕ: РЕЗУЛЬТАТЫ ФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

С. А. Борняков[1, 2], И. А. Пантелеев[3], А. А. Тарасова[1, 2]

[1] *Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия*
[2] *Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия*
[3] *Институт механики сплошных сред УрО РАН, Пермь, Россия*

Аннотация: Наблюдения за миграцией землетрясений вдоль зон активных разломов [*Richter, 1958; Mogi, 1968*] и последующие теоретические разработки [*Elsasser, 1969*] положили начало разработке проблемы медленных деформационных волн в литосфере. Несмотря на солидный возраст этой проблемы и большое количество посвященных ей публикаций, убедительных подтверждений существования деформационных волн на сегодняшний день не получено. Это обусловлено тем, что целенаправленные полевые исследования по их инструментальной регистрации, требующие больших организационных и технических ресурсов, не проводились.

С целью поиска решения этой проблемы авторами проведено физическое моделирование процесса формирования крупной сдвиговой зоны в упруговязкопластичной модели литосферы. На рисунке 1, *А*, представлена схема эксперимента. Выбор модельного материала граничных условий эксперимента осуществлялся в

соответствии с критериями подобия, детальное описание которых представлено в [*Sherman, 1984; Sherman et al., 1991; Bornyakov et al., 2014*]. Модельный материал (водная паста монтмориллонитовой глины) ровным слоем размещался на двух штампах экспериментальной установки, после чего активный штамп 1 смещался относительно неподвижного, пассивного штампа 2 с постоянной скоростью. Для получения высококонтрастного изображения свободной поверхности модели на ее поверхность насыпался мелкий песок. Развивающийся в модели процесс формирования сдвиговой зоны фотографировался цифровой фотокамерой Basler acA2000-50gm с частотой 1 fps (1 кадр в секунду). На рисунке 1, *Б*, приведен пример оптического изображения фрагмента сдвиговой зоны. Для обработки полученных фотоматериалов использован метод корреляции цифровых изображений [*Sutton et al., 2009*]. Данный метод позволяет рассчитывать распределения компонент вектора перемещений, тензора деформации на поверхности испытываемого материала и их эволюцию во времени [*Panteleev et al., 2014, 2015*].

Расчет полей деформации и перемещений на оптических изображениях поверхности модели осуществлялся в пределах прямоугольной области размером 220.00×72.17 mm, показанной на рис. 1, *А*, штрих-пунктирной линией. Для достаточного уровня детализации деформационных полей на каждом оптическом изображении выбранная область покрывалась равномерной сеткой с размером ячейки (подобласти) 3.43–3.43 мм (32×32 пиксела, размер одного пиксела – 0.107×0.107 mm при принятом масштабном изображении). Далее для каждой пары оптических изображений вычислялась кросскорреляционная функция интенсивности пикселов между парами ячеек одинакового номера (рис. 2). Смещение максимума кросскорреляционной функции $\bar{u}$ позволяет определить направление и амплитуду смещения данной ячейки.

Кроме этого, в сдвиговой зоне выполнен расчет поперечных деформаций в краевых частях двух смежных блоков в пределах линейных профилей точек 1.1–1.4 и 2.1–2.4 (рис. 3).

Результаты обработки полученных с модели фотографий показали, что деформационный процесс, развивающийся в крупной сдвиговой зоне под действием приложенной к модели нагрузки, обусловлен двумя составляющими – общим перемещением ее активного крыла и периодическим прохождением по зоне локализованных фронтов деформаций. Первая составляющая является главной и вносит основной вклад в накопление деформаций, тогда как вторая является второстепенной и осложняет протекание деформационного процесса.

Локализованные фронты деформаций волн заходят в сдвиговую зону со стороны активного штампа и свободно проходят через нее транзитом, не меняя свои размеры и форму, пока ее внутренняя структура представлена мелкими разрывами (рис. 4, *А*; видео). Зарождающиеся впоследствии крупные разрывы, как структурные неоднородности, препятствуют прохождению через них деформационных волн. Вошедшая в сдвиговую зону единая протяженная деформационная волна, встречая на своем пути такие разрывы, разделяется ими на серию частных волновых фрагментов, перемещающихся по простиранию блоков (рис 4, *Б*; видео). Если в первом случае единым волноводом являлась вся сдвиговая зона, то во втором случае роль волноводов выполняют вычленяемые крупными разрывами протяженные узкие блоки. По мере дальнейшей эволюции внутренней структуры сдвиговой зоны и приближения деструктивного процесса к межстадийной перестройке [*Bornyakov et al., 2014*], в условиях существенного роста напряжений в ее пределах, направленная миграция фрагментов деформационных волн по блокам ослабевает и дополняется формированием малоподвижных замкнутых округлых и эллипсовидных фронтов локализованной деформации (рис. 4, *В*; видео). Таким образом, приведенные результаты показывают, что пространственно-временная динамика деформационных волн в сдвиговой зоне зависит от степени развития ее внутренней разрывно-блоковой структуры и уровня накопленных в ней напряжений.

Для оценки отклика блоков на движение по ним деформационных волн для реперных точек 1.1–1.4 выполнен расчет поперечной деформации ε_{xx} (см. рис. 2, 3). Полученные результаты, представленные для удобства отображения в виде модуля, показывают, что деформационные волны с некоторой дискретностью последовательно проходят через реперные точки 1.1, 1.2, 1.3 и 1.4 от последней (1.4) к первой (1.1), инициируя возникновение в каждой из них импульсных деформационных аномалий. За выбранный контрольный временной интервал с 55 по 108 секунду зафиксировано прохождение трех деформационных волн с периодичностью 17–18 секунд (рис. 5). Прохождение деформационной волны через реперную точку сопровождается резким увеличением поперечной деформации. Несмотря на близкое расположение реперных точек друг от друга, реализующиеся в их пределах деформации отличаются по величине. Это связано с тем, что величина трения на межблоковом разрыве и уровень накопленных напряжений меняются как по его простиранию, так и во времени, что приводит к его сегментации. Степень сдвиговой активности даже у близко расположенных сегментов, а также у одного сегмента, но в разные моменты времени может отличаться [*Bornyakov, Semenova, 2011; Bornyakov et al., 2014*]. При этом, чем ниже активность сегмента разрыва, то есть чем выше прочность контакта между блоками в пределах сегмента, тем реже реализуются сдвиговые смещения по нему и тем большую деформационную аномалию создает проходящая деформационная волна в реперной точке в его окрестностях.

Сопоставление пространственно-временной динамики поперечной деформации в смежных блоках 1 и 2 в пределах четырех пар точек 1.1–1.4, 2.1–2.2, 3.1–3.2 и 4.1–4.2 показало, что два фрагмента некогда единой волны перемещаются по этим блокам с разной скоростью. Скорость движения таких фрагментов в верхнем блоке (блок 1) всегда выше, чем в нижнем блоке (блок 2) (рис. 6). Периоды прохождения волновых фронтов для них составляют 17–18 и 23–24 секунды соответственно. Из-за разницы в скоростях за 350 секунд по первому блоку прошло 19 фрагментов деформационных волн, тогда как во втором блоке их зафиксировано на 2–3 фрагмента меньше (рис. 6).

Оценка скорости пространственной миграции деформационных волн по всей сдвиговой зоне показала, что она меняется по мере их продвижения от активного к пассивному штампу. Так, средние скорости их прохождения от активного штампа до осевой линии сдвиговой зоны и от осевой линии до пассивного штампа составляют соответственно $4.65 \cdot 10^{-3}$ и $6.5 \cdot 10^{-4}$ м/с. При этом амплитуда деформационных волн возрастает (рис. 8).

Выполненное экспериментальное исследование позволило впервые обнаружить деформационные волны в сдвиговой зоне, формирующейся в упруговязкопластичной модели литосферы. Оценены параметры деформационных волн, и показано их влияние на развитие аномальных импульсных деформаций во внутриразломных блоках. Выявлено, что пространственно-временная динамика деформационных волн в сдвиговой зоне зависит от степени развития ее внутренней разрывно-блоковой структуры и уровня накопленных в ней напряжений. В целом, полученные экспериментальные результаты подтверждают концепцию деформационных волн.

Ключевые слова: физическое моделирование; сдвиговая зона; разрывно-блоковая структура; деформационные волны

1. Введение

Наблюдения за миграцией землетрясений вдоль зон активных разломов [*Richter, 1958; Mogi, 1968*] и последующие теоретические исследования [*Elsasser, 1969*] положили начало разработке проблемы медленных деформационных волн в литосфере. Для описания этого явления предлагались разные термины: тектонические волны [*Elsasser, 1969*], волны сейсмоактивности [*Mogi, 1973*], D-волны [*Guberman, 1979*], криповые волны напряжений [*Savage, 1971; Saprygin, 1982*], фронт деформаций волновой природы [*Sholz, 1977*], круговые волны [*Zhadin, 1984*], волны активизации разломов, деформационные волны [*Bykov, 1999; Vilkovich et al., 1974; Kasahara, 1979; Gamburtsev, 1992; Sherman, Gorbunova, 2008; Gershenzon et al., 2009; Sherman, 2009*], деформационные автоволны [*Kuz'min, 2012*], волны быстрых предвестников [*Kasahara, 1985; Dubrovsky, 1985*], солитоны [*Bykov, 2015*] и другие.

Из последних обзоров, представленных в работах [*Bykov, 2005*; *Sherman, 2013, 2014*], следует, что существует два основных типа деформационных волн [*Kuz'min, 2012*]. Волны первого типа – межразломные – являются основными, имеют большую длину и могут зарождаться в зонах субдукции [*Kasahara, 1979, 1985*], либо генерироваться системой «литосфера–астеносфера» [*Nikolayevskii, Ramazanov, 1985*], либо иметь другую глобальную природу. Волны второго типа – внутриразломные – порождаются первыми за счет их трансформации при прохождении через крупные внутриконтинентальные зоны разломов. Скорости пространственной миграции межразломных и внутриразломных деформационных волн отличаются и по разным оценкам составляют от 10 до 100 км/год для первых [*Kasahara, 1985; Bykov, 1999*] и от 10 до 4 км/год и менее для вторых [*Kuz'min, 2012*].

Внутриразломные деформационные волны ответственны за избирательную тектоническую и сейсмическую активизацию отдельных разломов в крупных разломных зонах. Они способствуют накоплению напряжений на замкнутых сегментах разломов и являются триггерами для их сейсмогенной разрядки [*Sherman, 2013, 2014*]. Для того чтобы выявить пространственно-временные закономерности этих активизаций, необходимо знать:

- как межразломные деформационные волны трансформируются во внутриразломные;
- как внутриразломные деформационные волны мигрируют по крупной разломной зоне, имеющей сложную внутреннюю структуру, представленную совокупностью разномасштабных разломов и блоков;
- как внутриразломные деформационные волны вызывают тектоническую и сейсмическую активизацию отдельных разломов в крупных разломных зонах.

Получить ответы на эти вопросы только по имеющимся данным натурного инструментального мониторинга землетрясений, деформаций горных пород, наклонов земной поверхности или других тестовых параметров не представляется возможным. Существенную помощь в их решении может оказать тектонофизическое моделирование. Положительный опыт его использования для изучения волновой динамики деформаций в зонах разломов представлен в работах [*Bornyakov, Semenova, 2011; Bornyakov et al., 2014*].

Для получения ответов на перечисленные выше вопросы авторами выполнено физическое моделирование процесса формирования сдвиговой зоны в упруговязкопластичной модели континентальной литосферы. Моделированию сдвиговых зон посвящено большое количество публикаций [*Dooley, Schreurs, 2012*], однако ни в одной из них не рассматривалась детальная короткопериодная динамика деформаций в их пределах. Выполненное авторами моделирование восполняет этот пробел. Впервые экспериментально обнаружены деформационные волны в формирующейся сдвиговой зоне и показана связь с ними аномальных деформаций внутриразломных блоков. С этой точки зрения статья представляет новые данные, подтверждаю-

щие концепцию деформационных волн, и показывает особенности их динамики в зоне разлома.

2. Методика моделирования

Модельный материал выбирался с учетом его соответствия реологическим свойствам литосферы, имеющей упруговязкопластичное поведение при длительно действующих на нее нагрузках [*Sherman, 1977*]. В рамках временной длительности эксперимента при используемых скоростях нагружения моделей сходные с литосферой реологические свойства имеют водные пасты глин. Нами использована водная паста монтмориллонитовой глины, правомерность использования которой в качестве модельного материала обоснована специально проведенным исследованием [*Seminsky, 1986*].

Выбор граничных условий эксперимента осуществлялся в соответствии с критериями подобия, детальное описание которых представлено в [*Sherman, 1984; Sherman et al., 1991; Bornyakov et al., 2014*]. Отметим, что эти критерии обеспечивают только реологическое, геометрическое и временное подобие для медленно развивающегося процесса разломообразования в модели и природе. Их использование для сопутствующих разломообразованию быстро протекающих динамических деформационных процессов неправомерно. В этой связи представленные в статье экспериментальные результаты могут сопоставляться с природной ситуацией только на качественном уровне.

При подготовке и проведении экспериментов использовался комплекс оборудования, включающий в себя вискозиметр для определения вязкости модельного материала, установку «Разлом» для моделирования и цифровую фотокамеру для регистрации процессов структурообразования в модели [*Bornyakov et al., 2014*]. Установка позволяет моделировать процессы формирования зон разломов в условиях растяжения, сжатия, сдвига или их комбинаций, при скоростях деформирования 10^{-5}, 10^{-4} и 10^{-3} м/с.

На рисунке 1, *А*, представлена схема эксперимента. Модельный материал после контроля вязкости прибором ПДС-10 [*Gzovsky, 1975*] ровным слоем размещался на двух штампах экспериментальной установки, затем активный штамп 1 смещался относительно неподвижного, пассивного штампа 2 со скоростью 10^{-5} м/с (рис. 1, *А*). Для получения высококонтрастного изображения свободной поверхности модели на ее поверхность насыпался мелкий песок. Развивающийся в модели процесс формирования сдвиговой зоны фотографировался цифровой фотокамерой Basler acA2000-50gm с частотой 1 fps (1 кадр в секунду). На рисунке 1, *Б*, приведен пример оптического изображения фрагмента сдвиговой зоны.

Экспериментально установлено, что внутренняя разрывная структура крупных разломов эволюционирует в рамках трех стадий однонаправленно, от многочисленных мелких разрывов, через избирательное разрастание одних и переход в пассивное состояние других в моменты структурных перестроек при смене стадий, к единому магистральному шву [*Sherman et al., 1991; Seminsky, 2003; Bornyakov et al., 2014; и др.*]. Количественный анализ ряда параметров, характеризующих внутреннюю разрывную структуру разломных зон, показал, что в пределах стадий деформационный процесс развивается также периодически и неравномерно, проявляя подобие на более низком масштабном уровне. Так же как весь эволюционный процесс, структурообразование подразделяется на стадии, каждая из которых, в свою очередь, под-

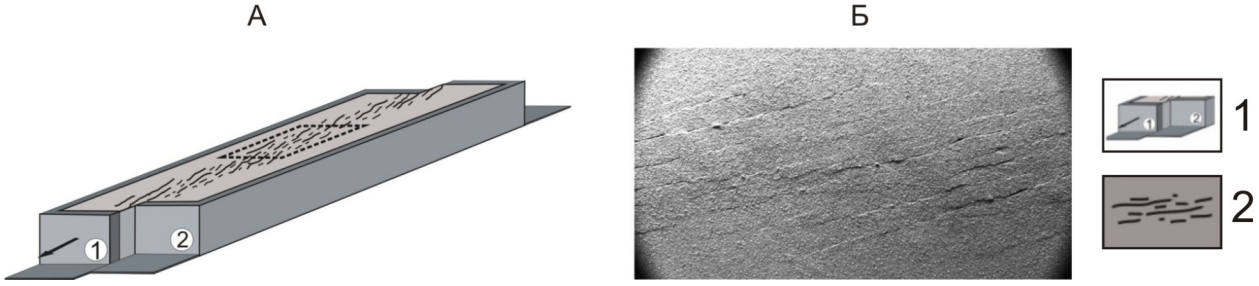

Рис. 1. Схема эксперимента (*А*) и оптическое изображение фрагмента сдвиговой зоны в модели (*Б*). *1* – жесткие штампы установки, активный (1) и неактивный (2); *2* – модель с разрывами. Стрелка указывает направление перемещения активного штампа.

Fig. 1. Experiment setup (*А*), and an optical image of a fragment of the model shear zone (*Б*). *1* – rigid stamps (1 – active; 2 – passive); *2* – model with fractures. The active stamp moves in the direction shown by the arrow.

разделяется на три качественно повторяющихся этапа. Принципиальное отличие структурных перестроек между этапами и стадиями заключается в том, что первые способствуют дискретно эволюционному разрастанию существующей системы разрывов, тогда как вторые приводят к заложению новой системы более высокого масштабного ранга [*Bornyakov, Semenova, 2011; Bornyakov et al., 2014; Tarasova, Bornyakov, 2014*].

В выполненном эксперименте воспроизведен полный трехстадийный процесс формирования сдвиговой зоны – от зарождения до образования в ней единого магистрального шва. За время эксперимента было сделано более 10000 фотографий. Для уменьшения объема обработки для анализа была выбрана та часть фотографий, которая отражает процесс развития разрывов в сдвиговой зоне в первую стадию до момента первой межстадийной структурной перестройки.

3. Метод обработки фотоматериалов

Для анализа эволюции локальных полей деформаций в сдвиговой зоне был использован метод корреляции цифровых изображений, основанный на анализе последовательности оптических изображений деформируемой поверхности материала [*Sutton et al., 2009*] (на базе программного обеспечения Strain Master). Данный метод позволяет рассчитывать распределения компонент вектора перемещений, тензора деформации на поверхности испытываемого материала и прослеживать их эволюцию во времени [*Panteleev et al., 2014, 2015*]. Необходимыми условиями применимости метода корреляции цифровых изображений являются: высокий уровень контраста оптических изображений, возможность разделения изображения на совокупность уникальных подобластей. Под уникальностью понимается не повторяющаяся среди других подобластей комбинация яркости пикселов (оттенков серого), слагающих данную подобласть. Расчет полей деформации и перемещений на оптических изображениях поверхности модели осуществлялся в пределах прямоугольной области размером 220.00×72.17 мм, показанной на рисунке 1, *A*, штрихпунктирной линией. Для достаточного уровня детализации деформационных полей на каждом кадре выбранная область покрывалась равномерной сеткой с размером ячейки (подобласти) 3.43×3.43 мм (32×32 пиксела, размер одного пиксела – 0.107×0.107 мм при принятом масштабном изображении).

Далее для каждой пары кадров вычислялась кросскорреляционная функция интенсивности пикселов между парами ячеек одинакового номера

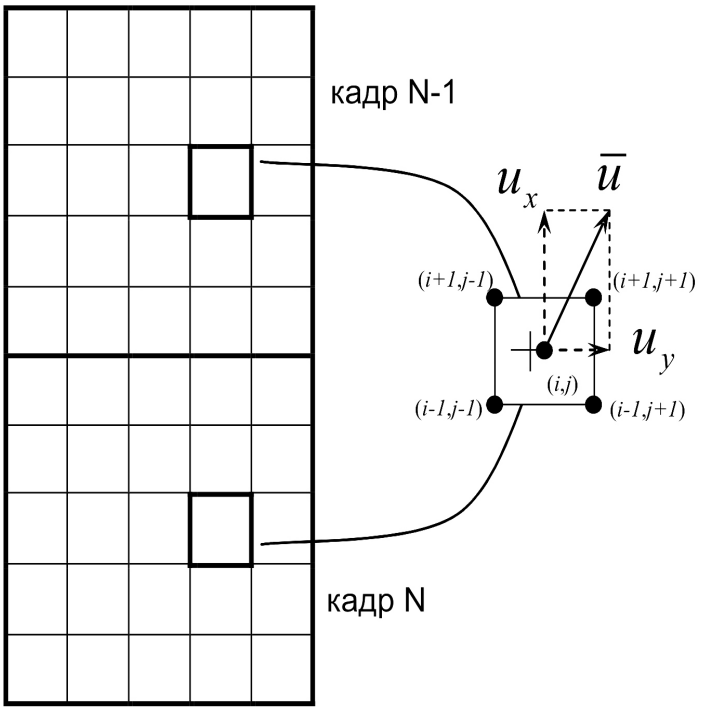

Рис. 2. Алгоритм обработки цифровых изображений.

Fig. 2. Digital image processing algorithm.

(рис. 2). Смещение максимума кросскорреляционной функции $\bar{u}$ позволяет определить направление и амплитуду смещения данной ячейки.

Последовательный перебор всех ячеек расчетной области и всех имеющихся кадров (снимков) позволяет построить распределение векторов перемещений в расчетной области и показать их эволюцию с течением времени, от снимка к снимку.

Численное дифференцирование полученного набора распределений компонент вектора перемещений в каждый момент времени позволяет рассчитать распределение компонент тензора деформации в тестовой пространственной области. В данной работе в каждом узле расчетной сетки проводились расчеты компоненты тензора деформации, ориентированной в крест простирания сдвиговой зоны и называемой далее по тексту поперечной. Поперечная деформация в выбранном узле сетки рассчитывается между двумя соседними моментами времени (в нашем случае через 1 секунду) как приращение поперечной компоненты вектора перемещения в данном узле, отнесенное к размеру ячейки сетки согласно соотношению:

$$\varepsilon_{xx}(t_i) \approx \frac{\langle u_x(t_i)\rangle - \langle u_x(t_{i-1})\rangle}{s}, \qquad (1)$$

где $\varepsilon_{xx}(t_i)$ – поперечная деформация в точке x_{ij} в момент времени t_i, s – размер элементарной

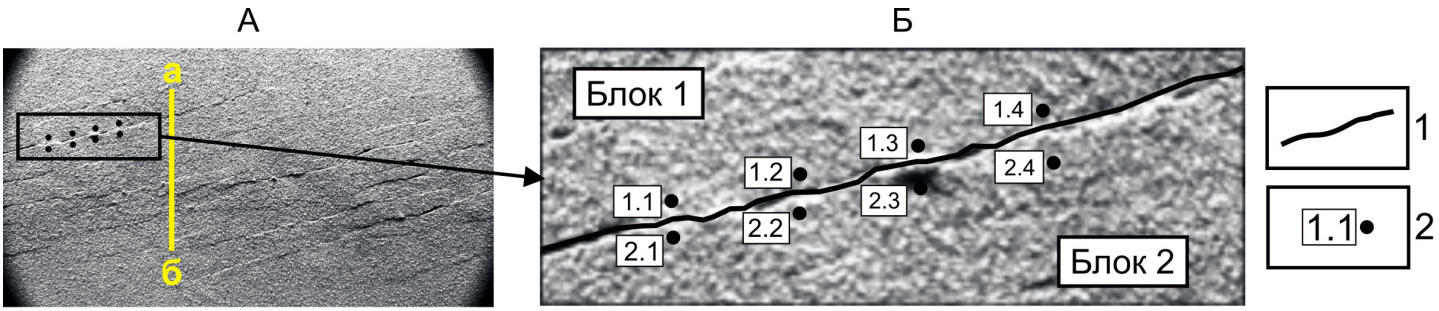

Рис. 3. Расположение реперных точек в смежных блоках на оптическом изображении фрагмента сдвиговой зоны в модели в исходном (*А*) и увеличенном (*Б*) масштабе. *1* – разрыв; *2* – реперная точка с порядковым номером; а–б – профиль для анализа скоростей распространения и амплитуд деформационных волн.

Fig. 3. Locations of reference points in the adjacent blocks. The optical image shows the fragment of the model shear zone in the original (*A*) and zoomed-up (*Б*) scales. *1* – fault; *2* – reference point and its number; а–б – profile for analyzing velocities and amplitudes of deformation waves.

ячейки сетки (для проведенных экспериментов 3.43 мм). В свою очередь, поперечная компонента вектора перемещения в данный момент времени для выбранного узла (i, j) рассчитывается как среднее значение поперечной компоненты вектора перемещения в четырех соседних узловых точках (см. рис. 2):

$$\langle u_x \rangle = \frac{1}{2}\left(\frac{u_x(i-1,j-1)+u_x(i+1,j-1)}{2} + \frac{u_x(i-1,j+1)+u_x(i+1,j+1)}{2}\right). \quad (2)$$

В нашем случае в пределах формирующейся в модели сдвиговой зоны выполнен расчет поперечных деформаций в краевых частях двух смежных блоков в пределах линейных профилей точек 1.1–1.4 и 2.1–2.4 (рис. 3).

4. Результаты

Результаты компьютерной обработки полученных в эксперименте фотоматериалов, представленные ниже в графическом виде (рис. 4–6; видео), последовательно демонстрируют:

- пространственно-временную динамику деформационных волн в сдвиговой зоне по мере эволюции ее внутренней разрывно-блоковой структуры (см. рис. 4);
- реакцию блока на прохождение по нему деформационных волн на примере вариаций модуля поперечной деформации во времени для четырех реперных точек (см. рис. 5);
- пространственно-временную рассогласованность деформаций в симметрично расположенных участках двух смежных блоков в пределах пар реперных точек 1.1–2.1, 1.2–2.2, 1.3–2.3, 1.4–2.4, вызванных прохождением по ним деформационных волн (рис. 6, *А–Г*);

Для анализа скоростей распространения деформационных волн в формирующейся сдвиговой зоне была построена эволюция модуля поперечной деформации во времени на выбранном вертикальном профиле длиной 72.17 мм (см. рис. 3, *А*, профиль А–Б). На рисунке 7 представлена зависимость модуля поперечной деформации на выбранном вертикальном профиле от времени.

Светлыми наклонными линиями на построенной зависимости обозначены деформационные волны, а светлыми размытыми горизонтальными полосами – формирующиеся разрывы. Скорость деформационных волн меняется по мере продвижения их от активного штампа во внутренние части формирующейся сдвиговой зоны. Так, средняя скорость пространственного перемещения деформационных волн от активного штампа до осевой линии зоны составляет $4.65 \cdot 10^{-3}$ м/с. При дальнейшем их перемещении в сторону пассивного штампа эта скорость уменьшается на порядок и составляет $6.5 \cdot 10^{-4}$ м/с. При этом при прохождении отдельных разломов, особенно на стадии их активизации, скорость деформационных волн существенно падает.

Помимо скорости перемещения деформационных волн была оценена их амплитуда, под которой понимается величина модуля деформации на фронте волны. Анализ изменения амплитуд деформационных волн при их распространении в формирующейся сдвиговой зоне показал, что по мере продвижения происходит постепенный рост их амплитуды (рис. 8). В свою очередь, временная структура такого роста определяется конфигурацией разрывных структур различного ранга, которые преодолевает деформационная волна.

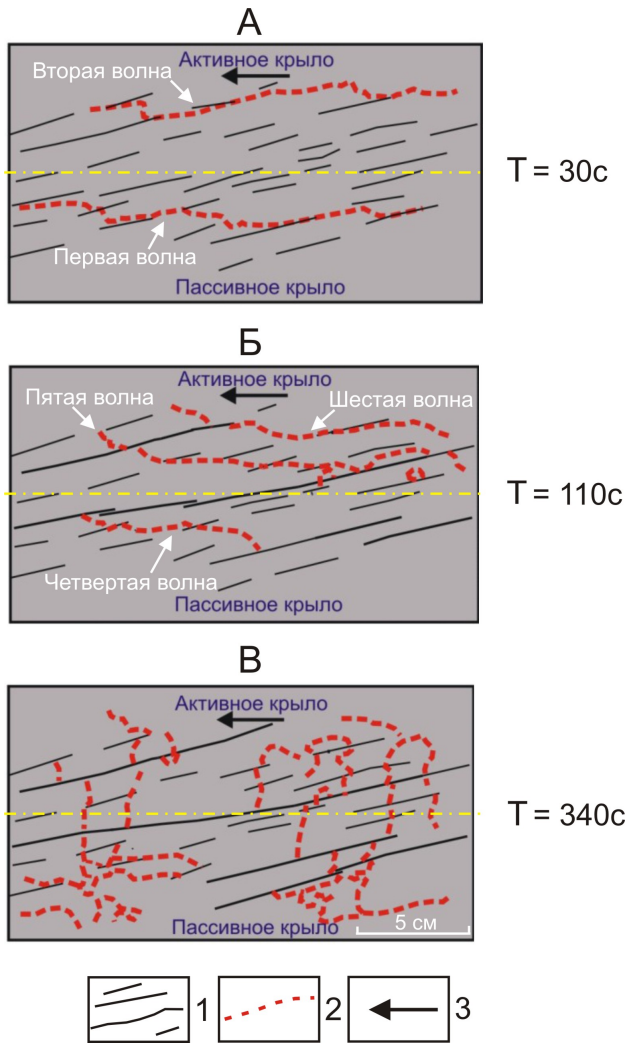

Рис. 4. Пространственная динамика деформационных волн в формирующейся сдвиговой зоне.

1 – разрывы; *2* – локализованный фронт деформации сдвига; *3* – направление смещения активного крыла сдвиговой зоны. Желтым штрихпунктиром показана осевая линия сдвиговой зоны. T – время в секундах.

Fig. 4. Spatial dynamics of deformation waves in the emerging shear zone.

1 – fault; *2* – localized front of shear strain; *3* – displacement direction of the active wing in the shear zone. The yellow dot-and-dash line shows the axial line of the shear zone. T – time (second).

Более подробно представленные результаты рассмотрим в следующем разделе.

5. Обсуждение результатов

5.1. Пространственно-временная динамика деформационных волн

Результаты обработки полученных с модели фотографий показывают, что деформационный процесс, развивающийся в крупной сдвиговой зоне, обусловлен двумя составляющими – общим перемещением ее активного крыла под действием приложенной к модели нагрузки и периодическим прохождением по зоне локализованных фронтов деформаций (см. рис. 4, *А–В*; видео). Первая составляющая является главной и вносит основной вклад в накопление деформаций, тогда как вторая составляющая является второстепенной и осложняет протекание деформационного процесса.

Локализованные фронты деформационных волн заходят в сдвиговую зону со стороны активного штампа. Они свободно проходят через нее транзитом, не меняя свои размеры и форму, пока ее внутренняя структура представлена мелкими разрывами (видео; рис. 4, *А*). Зарождающиеся впоследствии крупные разрывы, как структурные неоднородности, препятствуют прохождению через них деформационных волн. Вошедшая в сдвиговую зону единая протяженная деформационная волна, встречая на своем пути такие разрывы, разделяется ими на серию частных волновых фрагментов. Подобно тому, как нос корабля разрезает идущую навстречу морскую волну, концы крупных разрывов разрезают перемещающуюся им навстречу деформационную волну. Новообразованные фрагменты волн меняют направление движения и перемещаются по простиранию блоков (см. рис. 4, *Б*; видео). Таким образом, если в первом случае единым волноводом является вся сдвиговая зона, то во втором случае роль волноводов выполняют вычленяемые крупными разрывами протяженные узкие блоки.

По мере приближения межстадийной структурной перестройки, в условиях существенного роста уровня напряжений в сдвиговой зоне, направленная миграция фрагментов деформационных волн по блокам ослабевает и дополняется формированием неподвижных замкнутых округлых и эллипсовидных фронтов локализованной деформации (см. рис. 4, *В*; видео). Последние, вероятно, оконтуривают локальные объемы модельного материала, испытывающие вращение. Схожие волновые эффекты, именуемые трансляционно-ротационными вихрями, изучены при пластической деформации образцов металлов под нагрузкой в критическом состоянии перед их разрушением [*Panin, 1998; Panin et al., 1995; Zuev et al., 2008*].

5.2. Влияние деформационных волн на пространственно-временную динамику деформаций в смежных блоках

Расчеты, выполненные для оценки отклика блоков на движение по ним деформационных волн, показали, что они с некоторой дискретностью последовательно проходят через реперные точки 1.1, 1.2, 1.3 и 1.4 от последней (1.4) к первой (1.1), ини-

Видео. Динамика локализованных фронтов деформации в формирующейся сдвиговой зоне. Для просмотра видео необходимо программное обеспечение Adobe Reader (версия 9 или более поздняя).

Video. Dynamics of localized deformation fronts in forming shear zone. The Adobe Reader software (version 9 or later) is required to view the video.

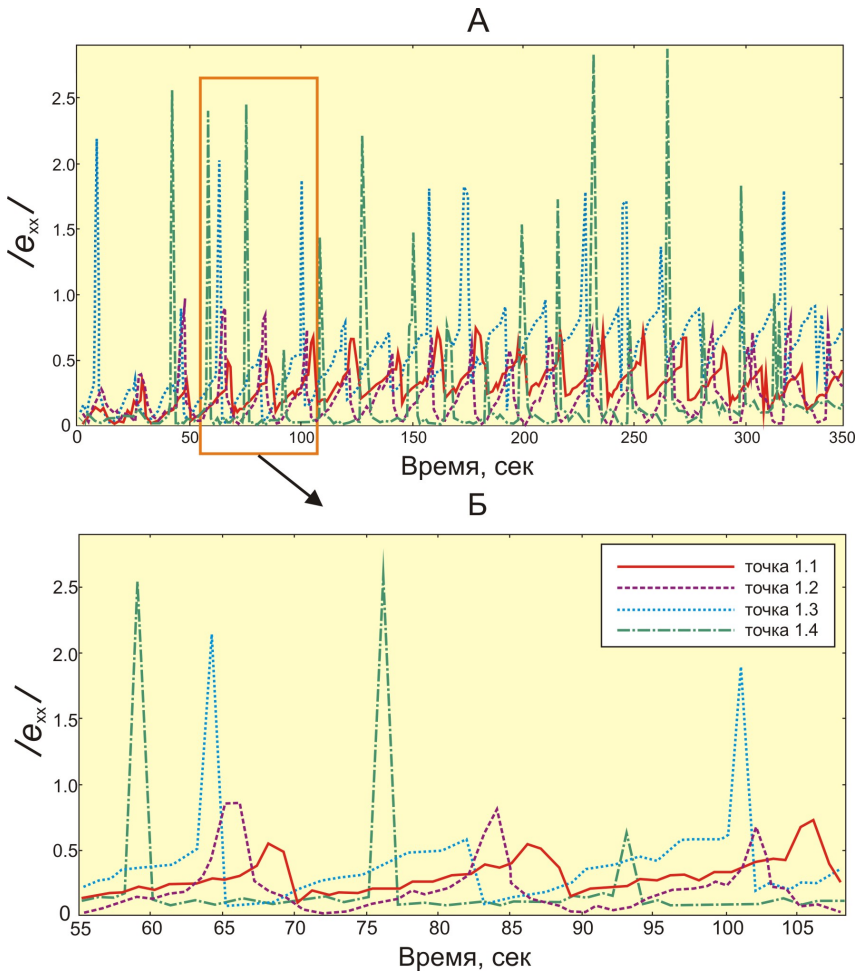

Рис. 5. Зависимость модуля поперечной деформации от времени для четырех реперных точек за расчетный интервал 350 секунд (*А*) и ее детализация на временном отрезке с 55 по 108ю секунду (*Б*).

Fig. 5. Transverse deformation module versus time. The dependence is shown for four pairs of reference points for a time span of 350 seconds (*A*), with details for the time interval from 55 to 108 seconds (*Б*).

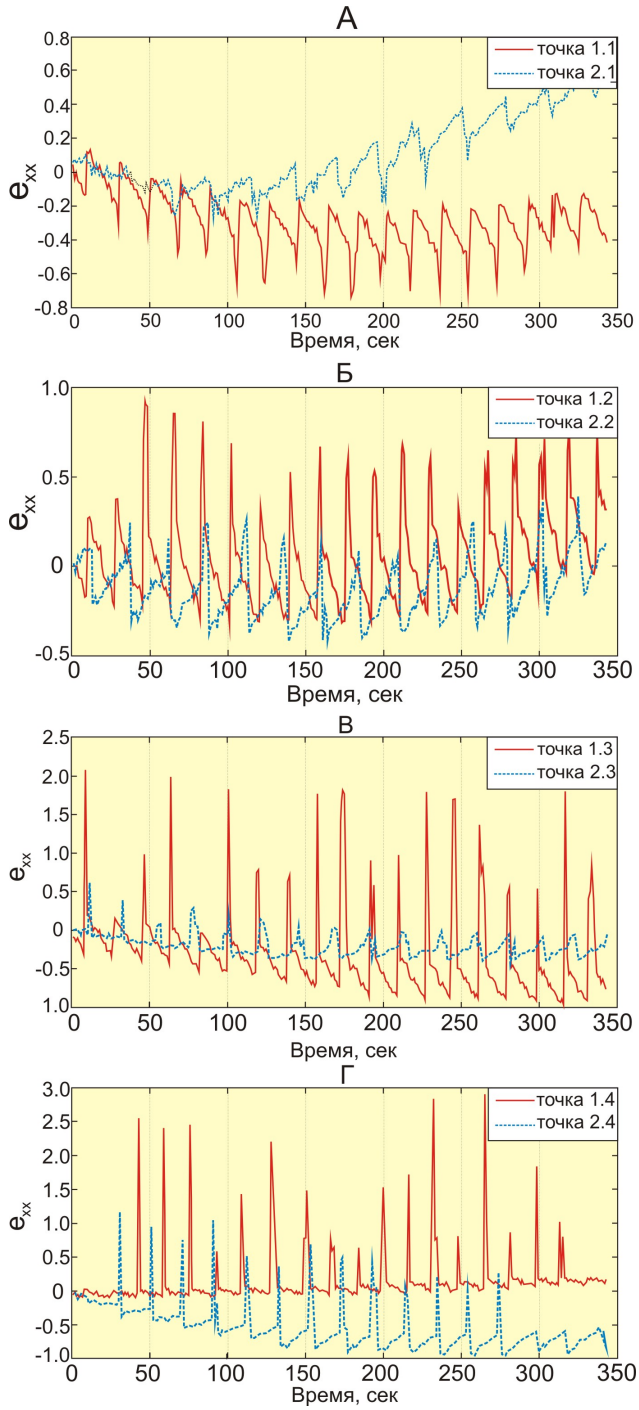

Рис. 6. Зависимость поперечной деформации от времени в краевых частях смежных блоков для четырех пар точек за 350-секундный интервал: 1.1–2.1 (*А*), 1.2–2.2 (*Б*), 1.3–2.3 (*В*), 1.4–2.4 (*Г*).

Fig. 6. Transverse deformation versus time. The dependence is shown for four pairs of reference points located in the marginal parts of the adjacent blocks: 1.1–2.1 (*A*), 1.2–2.2 (*Б*), 1.3–2.3 (*В*), 1.4–2.4 (*Г*). Time span: 350 seconds.

циируя возникновение в каждой из них короткопериодных деформационных аномалий (см. рис. 5). За выбранный контрольный временной интервал с 55 по 108 секунду зафиксировано прохождение трех деформационных волн с периодичностью 17–18 секунд (см. рис. 5). Прохождение деформационной волны через реперную точку сопровождается резким увеличением поперечной деформации. Видно, что, несмотря на близкое расположение реперных точек друг от друга, реализующиеся в их пределах деформации отличаются по величине. Это связано с тем, что величина трения на межблоковом разрыве и уровень накопленных напряжений меняются как по его простиранию, так и во времени, что приводит к его сегментации. Степень сдвиговой активности даже у близко расположенных сегментов, а также у одного сегмента, но в разные моменты времени может отличаться [*Bornyakov et al., 2014*]. При этом, чем ниже степень подвижности сегмента разрыва, то есть чем выше прочность контакта между блоками в пределах сегмента, тем реже реализуются сдвиговые смещения по нему и

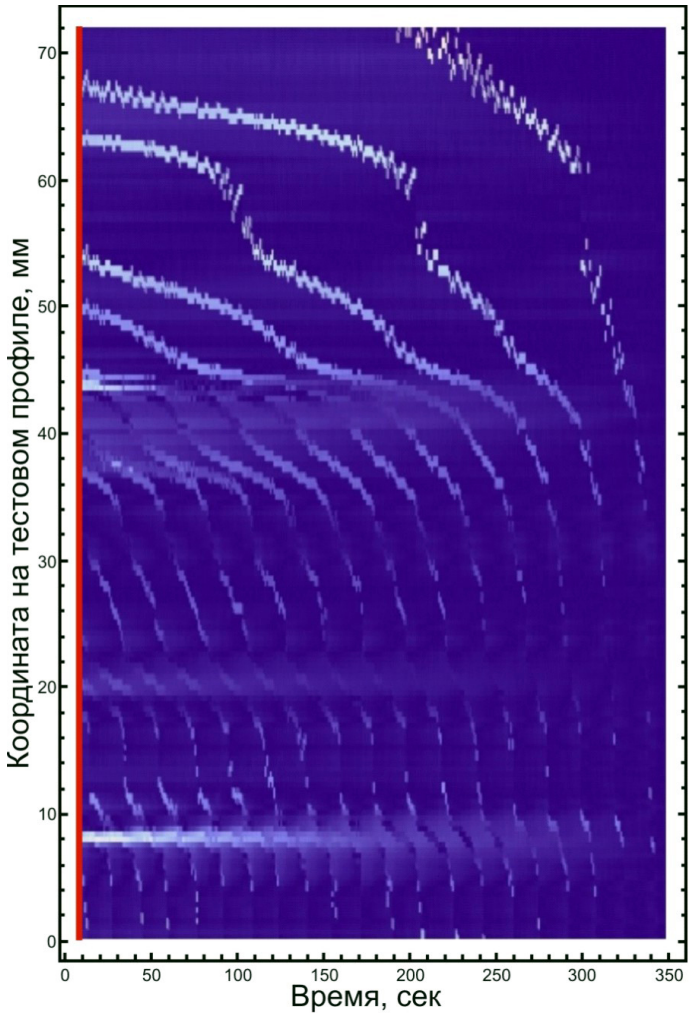

Рис. 7. Эволюция модуля поперечной деформации на выбранном профиле во времени.

Fig. 7. Evolution of the transverse deformation module in the selected profile in time.

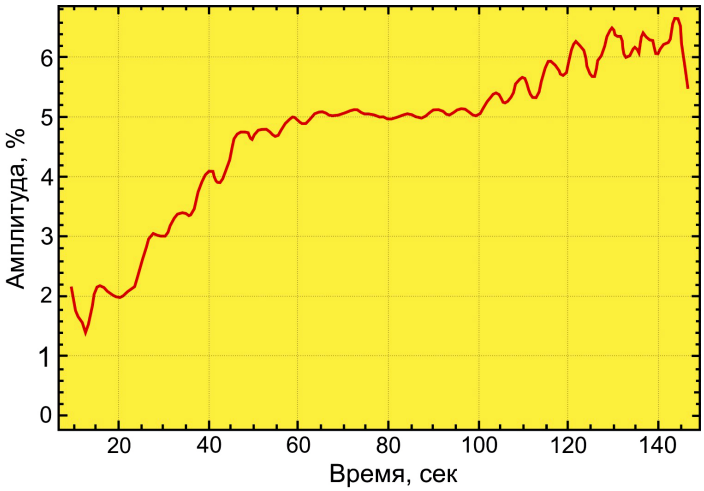

Рис. 8. Зависимость амплитуды деформационной волны от времени.

Fig. 8. Deformation wave amplitude versus time.

тем бóльшую деформационную аномалию создает проходящая деформационная волна в реперной точке в его окрестностях. С этой точки зрения появление высоких значений поперечной деформации в реперных точках 1.4 и 1.3 в моменты прохождения по ним первой деформационной волны (59^{я} и 61^{я} секунды соответственно) говорит о том, что сегменты разрывов около них имели низкую степень подвижности (см. рис. 5). К моменту прихода второй деформационной волны (76^{я} и 84^{я} секунды соответственно) степень подвижности на первом сегменте около точки 1.4 осталась на прежнем уровне, тогда как на втором сегменте около точки 1.3 повысилась, на что указывает неизменность величины поперечной деформации в первом случае и ее снижение во втором (см. рис. 4). По характеру деформационного отклика этих точек на прохождение через них третьей волны можно судить об активизации сдвиговых смещений на сегменте разрыва у точки 1.4 и, наоборот, снижении активности сегмента у точки 1.3 с соответствующими изменениями величин деформаций в этих точках (см. рис. 5). Подвижность сегментов в пределах реперных точек 1.1 и 1.2 в рамках контрольного интервала времени оставалась на одном уровне, что обеспечило увеличение поперечных деформаций в них примерно на одну и ту же величину при прохождении через них деформационных волн (см. рис. 5).

Выше отмечено, что вошедшая в сдвиговую зону единая протяженная деформационная волна разделяется крупными разрывами на серию частных волновых фрагментов, перемещающихся по простиранию блоков (см. рис. 4, *Б*; видео). Сопоставление пространственно-временной динамики поперечной деформации в смежных блоках 1 и 2 в пределах четырех пар точек 1.1–1.4, 2.1–2.2, 3.1–3.2 и 4.1–4.2 показывает, что два фрагмента некогда единой волны перемещаются по этим блокам с разной периодичностью и, следовательно, с разной скоростью. Временное смещение пиков поперечной деформации у смежных точек позволяет констатировать, что скорость движения таких фрагментов в верхнем блоке, расположенном ближе к активному штампу экспериментальной установки (блок 1), всегда выше, чем в нижнем блоке (блок 2) (см. рис. 6). Если для первого из них период прохождения волновых фронтов, как уже отмечалось выше, составляет 17–18 секунд, то для второго он возрастает до 23–24 секунд, что влияет на общее количество за контрольный интервал времени. Так, за 350 секунд по первому блоку прошло 19 фрагментов деформационных волн, тогда как во втором блоке их зафиксировано на 2–3 фрагмента меньше (см. рис. 6).

Отличие в скорости распространения деформационных волн в блоках дополняется разной динамикой вызванных ими деформаций. Из сопоставления графиков зависимости поперечной деформации от времени видно, что в реперных точках блока 1 ее реализация всегда происходит по одному сценарию (рис. 9, *А*). Она импульсно возрастает в мо-

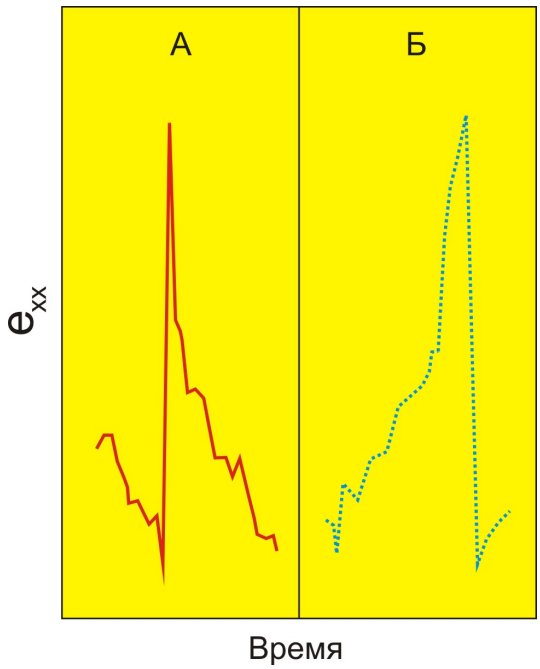

Рис. 9. Характерные изменения поперечной деформации в реперных точках блоков 1 (*А*) и 2 (*Б*) при прохождении через них деформационных волн.

Fig. 9. Typical changes in transverse deformation at the reference points in blocks 1 (*А*) and 2 (*Б*) due to deformation waves passing across the blocks.

мент прихода деформационной волны в реперную точку, после чего сначала быстро, а затем с замедлением снижается (см. рис. 6). В смежном блоке 2 в большинстве случае ситуация зеркально-противоположная (рис. 9, *Б*). Деформация в нем, наоборот, относительно медленно увеличивается во времени до прихода деформационной волны, после чего резко снижается (см. рис. 6, *А*, *Б*, *Г*). В некоторых случаях в этом блоке реализуются комбинированные сценарии реализации деформаций (см. рис. 6, *В*).

Отличия в короткопериодных вариациях деформаций в смежных блоках дополняются отличиями в их долговременных изменениях. Так, в реперных точках 1.1–2.1 и 1.2–2.2 первоначальный тренд на снижение деформаций сменился со временем на их рост (см. рис. 6, *А*, *Б*). В других реперных точках трендовые деформации либо синхронно снижались (см. рис. 6, *В*), либо изменялись разнонаправленно (см. рис. 6, *Г*).

6. Заключение

Проведено моделирование процесса формирования крупной сдвиговой зоны в упруговязкопластичной модели литосферы, и выполнена компьютерная обработка полученных фотоматериалов методом корреляции цифровых изображений. Впервые экспериментально обнаружены деформационные волны в сдвиговой зоне, формирующейся в упруговязкопластичной модели литосферы, оценены их параметры и показано их влияние на развитие аномальных импульсных деформаций во внутриразломных блоках. Установлено, что пространственно-временная динамика деформационных волн в сдвиговой зоне зависит от степени развития ее внутренней разрывно-блоковой структуры и уровня накопленных в ней напряжений.

Полученные результаты подтверждают концепцию деформационных волн. Они наглядно показывают, что деформационные волны, зарождающиеся за пределами зоны в виде локализованных фронтов, входят в зону разлома и по мере движения по ней трансформируются в серию фрагментов, перемещающихся по блокам с разной скоростью. Рассогласованность по времени перемещений фрагментов деформационной волны в смежных блоках порождает сложную динамику разнонаправленных смещений на межблоковом разрыве.

7. Благодарности

Авторы благодарят д.ф.-м.н. В.Г. Быкова, д.ф.-м.н. Ю.О. Кузьмина и д.г.-м.н. С.И. Шермана за предварительный просмотр рукописи статьи, конструктивные замечания и полезные советы. Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект 15-55-53023-ГФЕН-а; проект 16-35-00348-Мол-а).

8. Литература / References

Bornyakov S.A., Semenova N.V., 2011. Dissipative processes in fault zones (based on physical modeling results). *Russian Geology and Geophysics* 52 (6), 676–683. http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2011.05.010.

Bornyakov S.A., Seminsky K.Z., Buddo V.Y., Miroshnichenko A.I., Cheremnykh A.V., Cheremnykh A.S., Tarasova A.A., 2014. Main regularities of faulting in lithosphere and their application (based on physical modeling results). *Geodynamics & Tectonophysics* 5(4), 823–861 (in Russian) [*Борняков С.А., Семинский К.Ж., Буддо В.Ю., Мирошниченко А.И., Черемных А.В., Черемных А.С., Тарасова А.А.* Основные закономерности разломообразования в литосфере (по результатам физического моделирования) // *Геодинамика и тектонофизика*. 2014. Т. 5. № 4. С. 823–861]. http://dx.doi.org/10.5800/GT-2014-5-4-0159.

Bykov V.G., 1999. Seismic Waves in Saturated Porous Rocks. Dal'nauka, Vladivostok, 108 p. (in Russian) [*Быков В.Г.* Сейсмические волны в пористых насыщенных породах. Владивосток: Дальнаука, 1999. 108 с.].

Bykov V.G., 2005. Strain waves in the Earth: theory, field data, and models. *Geologiya i Geofizika* (*Russian Geology and Geophysics*) 46 (11), 1158–1170.

Bykov V.G., 2015. Nonlinear waves and solitons in models of fault block geological media. *Russian Geology and Geophysics* 56 (5), 793–803. http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2015.04.010.

Dooley T.P., Schreurs G., 2012. Analogue modelling of intraplate strike-slip tectonics: A review and new experimental results. *Tectonophysics* 574–575, 1–71. http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.05.030.

Dubrovsky V.A., 1985. Tectonic waves. *Izvestiya AN SSSR, Fizika Zemli* (1), 29–33 (in Russian) [*Дубровский В.А.* Тектонические волны // *Известия АН СССР, серия Физика Земли.* 1985. № 1. С. 29–33].

Elsasser W., 1969. Convection and stress propagation in the upper mantle. In: The application of modern physics to the Earth and planetary. Wiley, New York, p. 223–246.

Gamburtsev A.G., 1992. Seismic Monitoring of the Lithosphere. Nauka, Moscow, 200 p. (in Russian) [*Гамбурцев А.Г.* Сейсмический мониторинг литосферы. М.: Наука, 1992. 200 с.].

Gershenzon N.I., Bykov V.G., Bambakidis G., 2009. Strain waves, earthquakes, slow earthquakes, and afterslip in the framework of the Frenkel Kontorova model. *Physical Review E* 79 (5), 056601. http://dx.doi.org/10.1103/PhysRevE.79.056601.

Guberman Sh.A., 1979. D waves and earthquakes. In: V.I. Keilis-Borok (Ed.), Theory and analysis of seismological observations. Computational seismology, vol. 12. Nauka, Moscow, p. 158–188 (in Russian) [*Губерман Ш.А.* D волны и землетрясения // Теория и анализ сейсмологических наблюдений / Ред. В.И. Кейлис-Борок. Вычислительная сейсмология. Вып. 12. М.: Наука, 1979. С. 158–188].

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

Kasahara K., 1979. Migration of crustal deformation. *Tectonophysics* 52 (1–4), 329–341. http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(79)90240-3.

Kasahara K., 1985. Earthquake Mechanics. Mir, Moscow, 264 p. (in Russian) [*Касахара К.* Механика землетрясений. М.: Мир, 1985. 264 с.].

Kuz'min Yu.O., 2012. Deformation autowaves in fault zones. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 48 (1), 1–16. http://dx.doi.org/10.1134/S1069351312010089.

Mogi K., 1968. Migration of Seismic Activity. *Bulletin of the Earthquake Research Institute* 46 (1), 53–74.

Mogi K., 1973. Relationship between shallow and deep seismicity in the western Pacific region. *Tectonophysics* 17 (1–2), 1–22. http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(73)90062-0.

Nikolayevskii V.N., Ramazanov T.K., 1985. Theory of fast tectonic waves. *Journal of Applied Mathematics and Mechanics* 49 (3), 356–362. http://dx.doi.org/10.1016/0021-8928(85)90035-8.

Panin V.E., 1998. Foundations of physical mesomechanics. *Fizicheskaya Mezomekhanika* 1 (1), 5–22 (in Russian) [*Панин Е.В.* Основы физической мезомеханики // *Физическая мезомеханика*. 1998. Т. 1. № 1. С. 5–22].

Panin V.E., Egorushkin V.E., Makarov P.V., Grinyayev Yu.V., Zuyev L.B., Syryamkin V.I., Kolobov Yu.R., 1995. Physical Mesomechanics and Computer Design of Materials. Nauka, Novosibirsk, 297 p. (in Russian) [*Панин В.Е., Егорушкин В.Е., Макаров П.В., Гриняев Ю.В., Зуев Л.Б., Сырямкин В.И., Колобов Ю.Р.* Физическая мезомеханика и компьютерное конструирование материалов. Новосибирск: Наука, 1995. 297 с.].

Panteleev I.A., Plekhov O.A., Naimark O.B., Evseev A.V., Pan'kov I.l., Asanov V.A., 2015. Features of localisation of deformation at a stretching of silvinite. *The Bulletin of the Perm National Research Polytechnical University. Mechanics* (2), 127–138 (in Russian) [*Пантелеев И.А., Плехов О.А., Наймарк О.Б., Евсеев А.В., Паньков И.Л., Асанов В.А.* Особенности локализации деформации при растяжении сильвинита // Вестник Пермского национального исследовательского политехнического университета. Механика. 2015. № 2. С. 127–138].

Panteleev I., Plekhov O., Pankov I., Evseev A., Naimark O., Asanov V., 2014. Experimental investigation of the spatio-temporal localization of deformation and damage in sylvinite specimens under uniaxial tension. *Engineering Fracture Mechanics* 129, 38–44. http://dx.doi.org/10.1016/j.engfracmech.2014.08.004.

Richter C.F., 1958. Elementary Seismology. W.H. Freeman, San Francisco, 768 p.

Saprygin S.M., 1982. Specific features of the stress field in the Sakhalin's interior. *Tikhookeanskaya Geologiya* (4), 67–74 (in Russian) [*Сапрыгин С.М.* Особенности поля напряжений в недрах Сахалина // *Тихоокеанская геология*. 1982. №4. С. 67–74].

Savage J.A., 1971. A theory of creep waves propagation along a transform faults. *Journal of Geophysical Research* 76 (8), 1954–1966. http://dx.doi.org/10.1029/JB076i008p01954.

Seminsky K.Zh., 1986. Structural and Mechanical Properties of Clayey Pastes as Model Material in Tectonic Experiments. IEC SB of the USSR Acad. Sci., Irkutsk, 130 p. VINITI 13.08.86. 5762–B86 (in Russian) [*Семинский К.Ж.* Структурно-механические свойства глинистых паст как модельного материала в тектонических экспериментах. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1986. 130 с. ВИНИТИ 13.08.86. № 5762–В86].

Seminsky K.Zh., 2003. The Internal Structure of Continental Fault Zones. Tectonophysical Aspect. Geo Publishing House, Novosibirsk, 244 p. (in Russian) [*Семинский К.Ж.* Внутренняя структура континентальных разрывных зон: тектонофизический аспект. Новосибирск: «Гео», 2003. 244 с.].

Sherman S.I., 1977. Physical Regularities of Faulting in the Earth's Crust. Nauka, Siberian Branch, Novosibirsk, 102 p. (in Russian) [*Шерман С.И.* Физические закономерности формирования разломов в земной коре. Новосибирск: Наука, 1977. 102 с.].

Sherman S.I., 1984. Physical experiment in tectonics and the theory of similarity. *Geologiya i Geofizika* (*Russian Geology and Geophysics*) (3), 8–18 (in Russian) [*Шерман С.И.* Физический эксперимент в тектонике и теория подобия // *Геология и геофизика*. 1984. № 3. С. 8–18].

Sherman S.I., 2009. A tectonophysical model of a seismic zone: experience of development based on the example of the Baikal rift system. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 45 (11), 938–941. http://dx.doi.org/10.1134/S1069351309110020.

Sherman S.I., 2013. Deformation waves as a trigger mechanism of seismic activity in seismic zones of the continental lithosphere. *Geodynamics & Tectonophysics* 4 (2), 83–117 (in Russian) [*Шерман С.И.* Деформационные волны как триггерный механизм сейсмической активности в сейсмических зонах континентальной литосферы // *Геодинамика и тектонофизика*. 2013. Т. 4. № 2. С. 83–117]. http://dx.doi.org/10.5800/GT-2013-4-2-0093.

Sherman S.I., 2014. Seismic Process and the Forecast of Earthquakes: Tectonophysical Conception. Geo Publishing House, Novosibirsk, 359 p. (in Russian) [*Шерман С.И.* Сейсмический процесс и прогноз землетрясений. Тектонофизическая концепция. Новосибирск: «Гео», 2014. 359 с.].

Sherman S.I., Gorbunova E.A., 2008. The wave nature of fault activation in Central Asia on the basis of seismic monitoring. *Fizicheskaya Mezomechanika* 11 (1), 115–122 (in Russian) [*Шерман С.И., Горбунова Е.А.* Волновая природа активизации разломов Центральной Азии на базе сейсмического мониторинга // *Физическая мезомеханика*. 2008. Т. 11. № 1. С. 115–122].

Sherman S.I., Seminsky K.Zh., Bornyakov S.A., Buddo V.Yu., Lobatskaya R.M., Adamovich A.N., Truskov V.A., Babichev A.A., 1991. Faulting in the Lithosphere. Shear Zones. Nauka, Siberian Branch, Novosibirsk, 261 p. (in Russian) [*Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А., Буддо В.Ю., Лобацкая Р.М., Адамович А.Н., Трусков В.А., Бабичев А.А.* Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1991. 261 с.].

Sholz C., 1977. A physical interpretation of the Haicheng earthquake prediction. *Nature* 267 (5607), 121–124. http://dx.doi.org/10.1038/267121a0.

Sutton M.A., Orteu J.J., Schreier H.W., 2009. Image Correlation for Shape, Motion and Deformation Measurements: Basic Concepts, Theory and Applications. Springer, Berlin, 316 p.

Tarasova A.A., Bornyakov S.A., 2014. Experimental research of regularities space and time activization of faults in destructive zones of lithosphere. *Izvestiya Irkutskogo gosudarstvennogo universiteta, Seriya «Nauki o Zemle»* (*The Bulletin of Irkutsk State University, Earth Sciences Series*) 9, 118–131 (in Russian) [*Тарасова А.А., Борняков С.А.* Экспериментальное исследование закономерностей пространственно-временной активизации разломов в деструктивных зонах литосферы // *Известия Иркутского государственного университета. Серия* «*Науки о Земле*». 2014. Т. 9. С. 118–131].

Vilkovich E.V., Guberman Sh.A., Keilis-Borok V.I., 1974. Waves of tectonic deformation at major faults. *Doklady AN SSSR* 219 (1), 77–80 (in Russian) [*Вилькович Е.В., Губерман Ш.А., Кейлис-Борок В.И.* Волны тектонических деформаций на крупных разломах // *Доклады АН СССР*. 1974. Т. 219. № 1. С. 77–80].

Zhadin V.V., 1984. Spatiotemporal relationships of strong earthquakes. *Izvestiya AN SSSR, Fizika Zemli* (1), 34–38 (in Russian) [*Жадин В.В.* Пространственно-временные связи сильных землетрясений // *Известия АН СССР, серия Физика Земли*. 1984. № 1. С. 34–38].

Zuev L.B., Danilov V.I., Barannikova S.A., 2008. Physics of plastic flow localization. Nauka, Novosibirsk, 327 p. (in Russian) [*Зуев Л.Б., Данилов В.И., Баранникова С.А.* Физика макролокализации пластического течения. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 2008. 327 с.].

Борняков Сергей Александрович, канд. геол.-мин. наук, с.н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
✉ e-mail: bornyak@crust.irk.ru

Bornyakov, Sergei A., Candidate of Geology and Mineralogy, Senior Researcher
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
✉ e-mail: bornyak@crust.irk.ru

Пантелеев Иван Алексеевич, канд. физ.-мат. наук, н.с.
Институт механики сплошных сред УрО РАН
614013, Пермь, ул. Академика Королева, 1, Россия
Тел.: (342)2378312; e-mail: pia@icmm.ru

Panteleev, Ivan A., Candidate of Physics and Mathematics, Researcher
Institute of Continuous Media Mechanics, Ural Branch of RAS
1 Academician Korolev street, Perm 614013, Russia
Tel.: (342) 2378312; e-mail: pia@icmm.ru

Тарасова Анастасия Алексеевна, аспирант
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

Tarasova, Anastassia A., PhD student
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia