

- range seismic observations in Southern Germany and the Rhine-graben area // *Tectonophysics*.— 1979.— 56, N 1—2.— P. 31—48.
30. Гудев Ц., Чагнаадорж Д., Баяр Г. Основные черты тектонического строения Монголии по геофизическим данным // *Геология и геофизика*.— 1981.— № 4.— С. 81—85.
 31. Маловицкий Я. П., Чумаков И. С., Шимкус К. М. и др. Земная кора и история развития Средиземного моря.— М.: Наука, 1982.— 208 с.
 32. Makris J. Some geophysical considerations on the geodynamic situation in Greece // *Tectonophysics*.— 1978.— 46, N 3—4.— P. 251—268.
 33. Кунин Н. Я., Семенова Г. И., Зорина Ю. Т. и др. Районирование верхней мантии Тихого океана по данным комплексных геофизических исследований // *Строение и динамика переходных зон (Сочи, сент., 1983 г.)*: Тез докл. Сочи, 1983.— С. 50—51.
 34. Кунин Н. Я., Усенко С. В. Неоднородности верхней мантии Северной Атлантики // *Физика Земли*.— 1985.— № 9.— С. 24—31.
 35. Naini V. R., Talwani M. Structural framework and the evolutionary history of the continental margin of Western India // *Studies in the continental margin geology*.— 1983.— N 34.— P. 167—191.
 36. Кунин Н. Я., Малушина Н. И., Шейх-Заде Э. Р. Латеральная изменчивость граничных скоростей продольных сейсмических волн, распространяющихся вдоль поверхности верхней мантии Индийского океана.— М.: ВИНТИ, 1985.— 23 с.
 37. Белоусов В. В., Павленкова Н. И. Типы земной коры // *Геотектоника*.— 1985.— № 1.— С. 3—18.
 38. Кунин Н. Я., Гончарова Н. В., Семенова Г. И. и др. Граничные скорости продольных волн и латеральные неоднородности верхней мантии океанов // *Докл. АН СССР*.— 1985.— 278, № 1.— С. 76—81.

Ин-т физики Земли АН СССР, Москва

Поступила 12.08.86

УДК 551.242.035

С. И. Шерман, О. Б. Гинтов, С. А. Борняков,
В. М. Исай, В. Б. Кобылянский

ХАРАКТЕР РАЗЛОМООБРАЗОВАНИЯ В КОНСОЛИДИРОВАННОЙ ЗЕМНОЙ КОРЕ И МОДЕЛИРОВАНИЕ ЗОН СКАЛЫВАНИЯ

Введение. В настоящее время при изучении крупных дизъюнктивных дислокаций земной коры наряду с традиционными приемами широко используются тектонофизические методы. Главная задача последних состоит в выяснении механизмов формирования разломов, а в более широком смысле — механизмов тектонических движений в целом. В геологии эта проблема является одной из центральных.

В соответствии с традиционным делением методов тектонофизики на экспериментальные и полевые при изучении разломов возможны два подхода — физическое и математическое моделирование, а также сбор и анализ полевых данных. Прогресс в исследовании разрывных нарушений невозможен без их совместного использования. Современное состояние экспериментальной тектонофизики и полевых тектонофизических работ, выполненных во многих регионах земного шара, в том числе в пределах Украины и Восточной Сибири, позволяет надеяться на успех в решении этой трудной, но крайне важной задачи. Схема последовательности работ представляется в следующем виде: от детальных полевых тектонофизических наблюдений к физическому моделированию и затем вновь к полевым наблюдениям.

Известно, что крупные разломы, проникающие на большую глубину, представляют собой в разрезе зональные тела. Существует ряд схем вертикальной зональности разломов, различающихся деталями, но общих в том, что в верхних частях коры располагается область хрупкого, затем квазихрупкого, квазипластического, и наконец еще глубже — пластического (катакластического) разрываобразования [1—9]. Наиболее хорошо изучены методами полевой и экспериментальной тектонофизики верхние глубинные уровни разломов, а нижние — исследованы недостаточно детально (в том числе и лабораторными метода-

ми). В этом смысле Украинский щит (УЩ) представляет собой хороший полигон, где на современной земной поверхности наблюдаются срезы разрывных нарушений, сформировавшихся в свое время на различной глубине в условиях высокой пластичности горных пород (в области квазипластического — пластического разломообразования). В от-

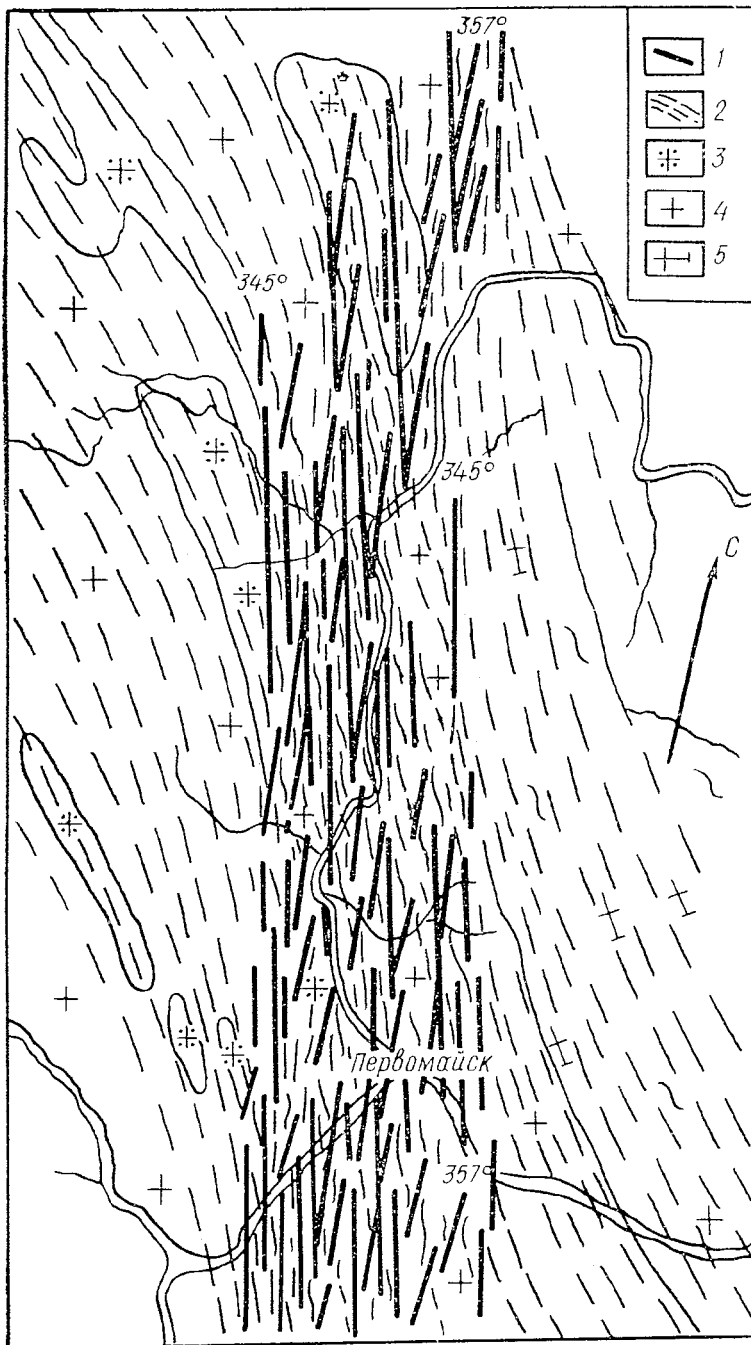


Рис. 1. Синюхинскобродская зона скалывания Первомайского глубинного разлома:

1 — эшелонированные L- и R-сколы с азимутами простирания СЗ 345° и СЗ 357°, 2 — S-образные структуры сжатия; 3, 4 — породы подольского комплекса архейского возраста: 3 — чарнокиты и эндербиты, 4 — мигматиты и граниты аплит-пегматитовые; 5 — кировоградские граниты и мигматиты, серые, розовато-серые порфиробластические.

личие от многих других докембрийских щитов большинство древних разломов УЩ не претерпело молодой платформенной активизации, поэтому их внутренняя структура, сформировавшаяся в глубинных условиях, сохранилась практически в первозданном виде.

Изучение ряда разломов УЩ позволило выяснить некоторые закономерности их внутреннего строения [9—13]. В частности, оказалось, что сколовые разломы щита представляют собой ранжированные системы, в которых на макроскопическом уровне выделяются, в порядке соподчиненности, зоны скалывания, эшелонированные и элементарные сколы. Приведенному ряду сколовых структур соответствует такой же ряд пространственно и генетически связанных с ними S-образно подвернутых структур сжатия и складок волочения (последние достаточно редки). Эшелонированные сколы в зонах скалывания состоят из элементарных сколов, разделенных участками динамометаморфически более слабо измененных пород, которые содержат структуры сжатия, подворачивающие под элементарные сколы. В свою очередь,

S-образные структуры подворота более крупного масштаба примыкают к эшелонированным сколам, а еще более крупные — к зонам скалывания. Основными структурами второго порядка в разломах центральной части УЩ являются R- и L-сколы (по С. Стоянову [14]) и структуры сжатия. Как правило, они представлены тектонитами альмандин-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма. В целом, внутренняя структура сколовых разломов щита может быть охарактеризована как закономерное сочетание сколов и изгибовых пликативных форм.

Пример одного из этапов разломообразования участка Первомайского разлома УЩ показан на рис. 1. Общее суммарное смещение по всей зоне скалывания с азимутом простираения осевой плоскости СЗ 345° определяется рядом S-образных подворотов под сколы и S-образными подворотами уже другого ранга под саму зону с ее внешних сторон. Общее смещение представляет собой сумму подвижек по элементарным и эшелонированным сколам и всей зоне в целом. Амплитуда смещения определяется величиной пластической деформации горных пород. В разломах центральной части УЩ практически нигде не наблюдаются сколько-нибудь крупные хрупкие смещения по сколам. Смещение по каждому отдельному сколу, как и по всей зоне скалывания, максимально в средней части и затухает на концах. Изменяется и характер проявления сколов и зон скалывания по мере приближения к их окончаниям. Если в средней части зоны скалывания развиты милониты, бластомилониты, то на концах это уже катаклазиты и динамометаморфическая полосчатость. Окончания зон скалывания представляют собой участки ослабления процессов динамометаморфизма, уменьшения густоты сколов. Важно при этом то, что ориентировка ни зон скалывания, ни самих вторичных структур не меняется.

Исследование динамометаморфических и структурных парагенезисов большинства сколовых разломов УЩ свидетельствует о том, что последние формировались в обстановке дополнительного сжатия. Вместе с тем, как известно из сравнения природных объектов с модельными, структурные парагенезисы зон скалывания, сформировавшихся в условиях дополнительного сжатия (в реальных разломах), и простого сдвига (когда разлом моделируется в пластичном материале путем относительного плоско-параллельного перемещения пластин жесткой подложки) весьма близки. Поэтому важно найти более тонкие различия во внутренней структуре природных сколовых разломов и их моделей с целью установления структурных признаков дополнительного сжатия или растяжения при разломообразовании.

Другим, трудно решаемым моментом в изучении кинематики сколовых разломов, является определение амплитуды смещения их крыльев. Из рис. 1 видно, что амплитуда смещения может быть определена по размаху S-образно подвернутых структур сжатия, но при одном важном условии: если структуры сжатия, расположенные по обе стороны зоны скалывания, не являются фрагментами разных S-образных структур, случайно совмещенными в результате значительного скольжения берегов зоны по L-сколам. По существу, вопрос об амплитуде смещения крыльев разлома может быть разрешен только тогда, когда известны четкие критерии оценки полной амплитуды смещения в зоне скалывания и максимальных смещений по отдельным R- и L-сколам. В этом плане результаты моделирования могут дать хороший материал для анализа смещений в разломах любого глубинного уровня.

Для исследования этого вопроса в лаборатории тектонофизики Института земной коры СО АН СССР при участии сотрудников лаборатории геофизического изучения докембрия Института геофизики им. С. И. Субботина АН УССР выполнен ряд экспериментов на установке «Разлом».

Моделирование процесса формирования сдвиговой зоны выполнялось на однослойных моделях в условиях простого сдвига. В качест-

ве модельного материала не подвергается водной эрозии. Глина, реологические свойства которой легко регулируются содержанием в ней воды. Предварительно перемешанный материал ровным слоем располагался на двух штампах, один из которых в последующем смещался в горизонтальном направлении, инициируя формирование в модели сдвиговой зоны. От опыта к опыту изменялись толщина модели H (0,01—0,1 м), ее вязкость η (10^4 — 10^7 Па·с) и скорость перемещения штампа v (10^{-3} — 10^{-5} м/с). До деформирования модели на ее верхнюю поверхность наносились прямые маркировочные линии вкрест простирания будущей сдвиговой зоны (под последней понимается часть модели, в которой образуются разрывные нарушения).

За основное уравнение, определяющее подобие процессов в природных условиях и в моделях, был принят критерий [13, 15]

$$\frac{\eta}{\rho g L T} = \text{idem},$$

где η — вязкость, Па·с; ρ — плотность, кг/м³; g — ускорение свободного падения, м/с²; L — линейный геометрический параметр, м; T — длительность процесса, с. Отношение одноименных параметров модели и природного аналога дают соответствующие коэффициенты подобия: $\eta_m/\eta = C_\eta$, $\rho_m/\rho = C_\rho$, $g_m/g = C_g$, $L_m/L = C_L$, $T_m/T = C_T$ (параметры с индексом «м» относятся к модели, без индекса — к природному аналогу).

Характерным линейным параметром сдвиговой зоны является ее ширина. Поэтому, исходя из соотношения средней ширины зон скалывания разломов УЩ и моделей, было принято значение $C_L = 1 \cdot 10^{-5}$.

Процесс развития сколового разлома в модели проходил по обычной схеме [16, 17] и состоял из следующих этапов (рис. 2, а—г). Вначале происходит непрерывное изгибание маркировочных линий по типу правого сдвига (рис. 2, а) без видимого нарушения их сплошности («пликативная» стадия). Затем в осевой части модели — над линией стыка штампов — возникают первые R -сколы (рис. 2, б) (или R - и R' -сколы). В тех местах, где сколы пересекают маркировочные линии, последние смещаются ступенеобразно: при пересечении с R -сколами по правому типу, с R' -сколами — по левому (рис. 2, в). С развитием процесса количество сколов и их размеры увеличиваются, четко обособливая зону скалывания (рис. 2, в). Далее появляются L -сколы, субпараллельные осевой линии зоны скалывания (рис. 2, г, е). Некоторое время смещение маркировочных линий происходит как по R -, так и по L -сколам. На конечном этапе смещения по R -сколам прекращаются и продолжаются только вдоль L -сколов.

Приведенная схема во многом близка к результатам экспериментов Д. Чаленко [18], однако в описываемых в данной статье моделях R -сколы не образовывались.

Результаты экспериментов. После окончания эксперимента в модели горизонтального сдвига может быть выделено по латерали несколько зон (рис. 2, ж): отвечающие недеформированным (практически недеформированным) берегам разлома — участки I; затронутые только «пликативным» деформированием, т. е. содержащие подворотные структуры без сколов — участки II; зона скалывания III. Критерием выделения зональности является наличие или отсутствие макроскопически видимых разрывных смещений и пликтивных деформаций.

Введем следующие обозначения: A_n — амплитуда смещения штампа до появления первых сколов; Q — полное смещение берегов разлома; P_x — смещение по зоне скалывания; Δ_i — смещение по i -му сколу (рис. 2, в); $\Sigma \Delta R$, $\Sigma \Delta L$ и $\Sigma \Delta_i$ — суммы смещений по R -, L - и всем сколам соответственно, пересекающим реперную линию.

1. Во всех экспериментах фиксировалась амплитуда смещения штампа, при которой появились первые трещины в моделях с разными значениями H , η v . Полученные оценки показали, что величина A_n оп-

ределяется в основном толщиной модели H и скоростью деформирования v (рис. 3, а), а вязкость модели η на нее почти не влияет.

2. Выполненные эксперименты подтвердили ранее сделанный вывод [17], что образование R' -сколов чувствительно к скорости смещения штампа и вязкости материала. Так, для одной и той же вязкости глины $\eta=10^4$ Па·с полноценное развитие R' -сколов происходит только

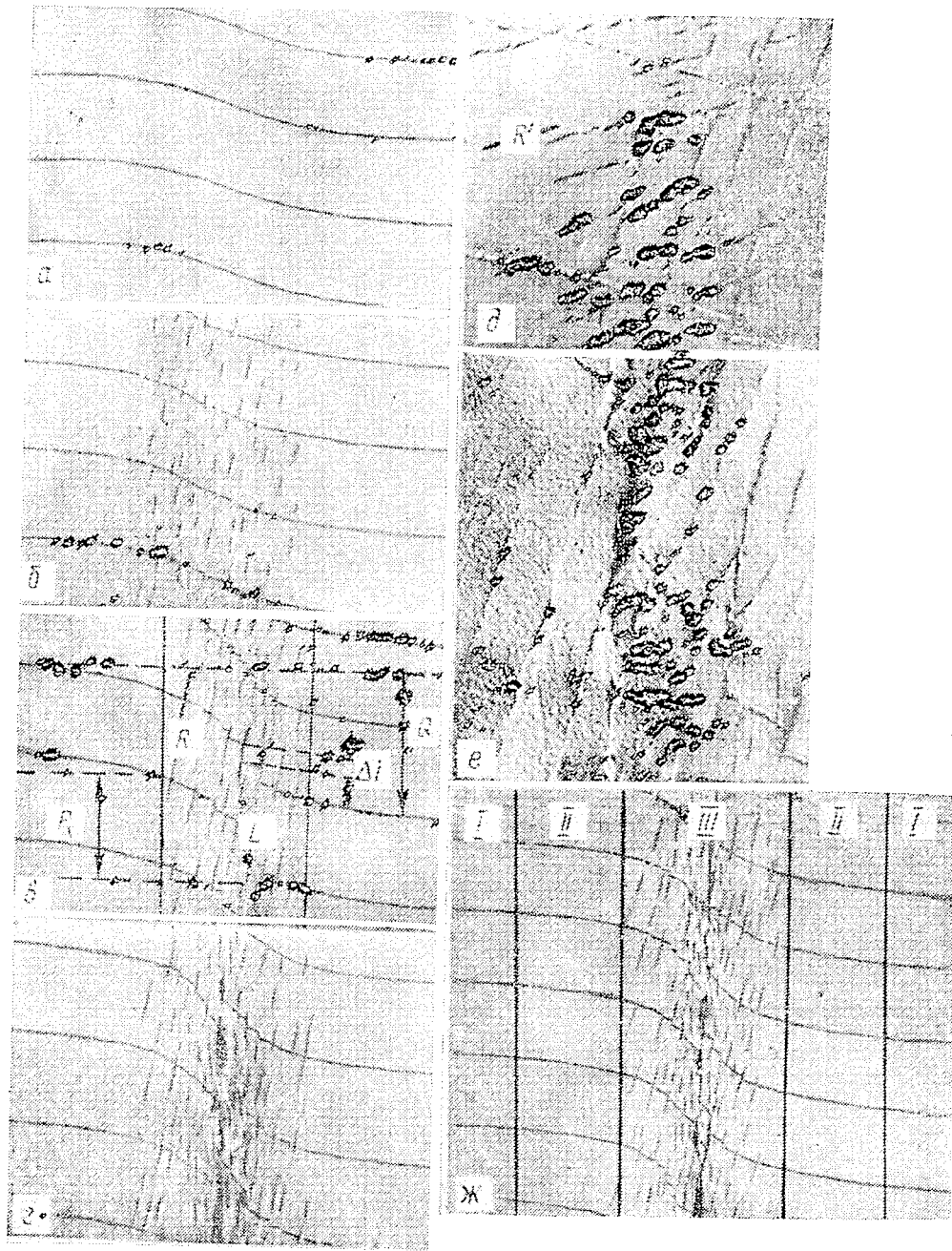


Рис. 2. Последовательность развития сдвиговой зоны во времени.

при $v=10^{-5}$ м/с. При $v=10^{-4}$ м/с R -сколы доминируют над R' -сколами уже с момента зарождения трещиноватости, а при $v=10^{-3}$ м/с развитие R' -сколов практически не происходит. Для одной и той же скорости $v=10^{-5}$ м/с уменьшение относительного количества и времени активности R' -сколов наблюдается при увеличении вязкости глины.

Полевое изучение сколовых разломов УЩ показало, что сколы в них представлены R - и L -типами, а R' -сколы практически отсутствуют или чрезвычайно редки. Поэтому изучение конечных количественных зависимостей проводилось для тех моделей, в которых R' -сколы не развивались.

3. На рис. 3, б показана кривая зависимости $P_x=f(\Sigma\Delta_i)$, которая указывает на первоначальный пликативный тип деформирования маркировочных линий, затем смешанный и, наконец, этап, когда смещение

в зоне происходит только за счет смещений по видимым сколам. Это выражается выходом графиков на асимптоту 45° .

4. На рис. 3, в показана зависимость $Q=f(P_x)$. Вначале деформация маркировочных линий происходит на всей поверхности модели, а затем увеличение Q идет только за счет смещений в зоне скалывания.

5. Графики, представленные на рис. 3, г, д, характеризуют динамику смещений по R - и L -сколам внутри зоны скалывания. Вначале, по-

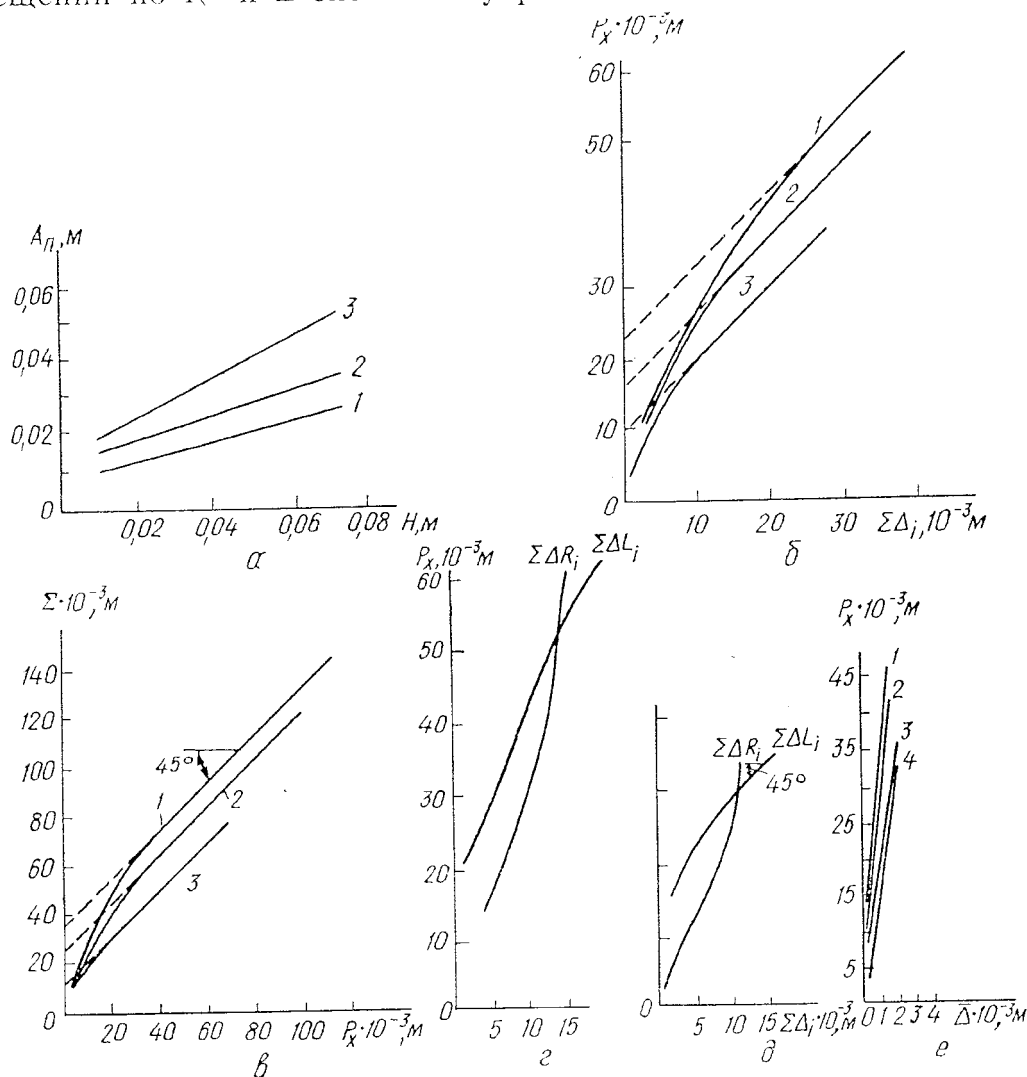


Рис. 3. Связи между параметрами, характеризующими распределение смещений на поверхности деформируемой модели:

a — зависимость амплитуды, накопленной за пликативную стадию, от толщины модели при вязкости, 10^4 Па·с (1 — $\nu=10^{-5}$ м/с, 2 — 10^{-4} , 3 — 10^{-3}); *б* — связь между смещением P_x на сдвиговой зоне и суммой смещений $\Sigma\Delta_i$ по сколам для моделей с параметрами (1 — $H=50$ мм, $\nu=10^{-4}$ м/с; 2 — $H=50$ мм, $\nu=10^{-5}$ м/с; 3 — $H=20$ мм, $\nu=10^{-5}$ м/с); *в* — связь между полным смещением маркирующих линий и смещением на сдвиговой зоне для моделей с параметрами ($H=50$ мм, 1 — $\nu=10^{-3}$ м/с; 2 — 10^{-4} ; 3 — 10^{-5}); *г, д* — связь между смещением на сдвиговой зоне и суммами смещений на R - и L -сколах для моделей с параметрами (*г* — $H=50$ мм, $\nu=10^{-4}$ м/с; *д* — $H=20$ мм, $\nu=10^{-5}$ м/с); *е* — связь между смещением на сдвиговой зоне и средним смещением на отдельном сколе для моделей с параметрами (1 — $H=60$ мм, $\nu=10^{-4}$ м/с; 2 — $H=40$ мм, $\nu=10^{-5}$ м/с; 3 — $H=50$ мм, $\nu=10^{-5}$ м/с; 4 — $H=20$ мм, $\nu=10^{-5}$ м/с).

сле собственно «пликативной» стадии и появления первой видимой трещиноватости, происходит постепенное увеличение суммарного смещения на R -сколах, наклоненных к оси зоны под углами $16-20^\circ$. С появлением системы L -сколов, смещение по ним вносит все больший вклад в общее смещение по зоне. Процесс сопровождается постепенным уменьшением активности R -сколов и, в конечном итоге, прекращением смещения по ним (выход кривых $P_x=f(\Sigma\Delta R)$ на вертикальную асимптоту). Асимптота 45° характерна для смещений по L -сколам, причем на этом этапе количество R - и L -сколов примерно одинаково.

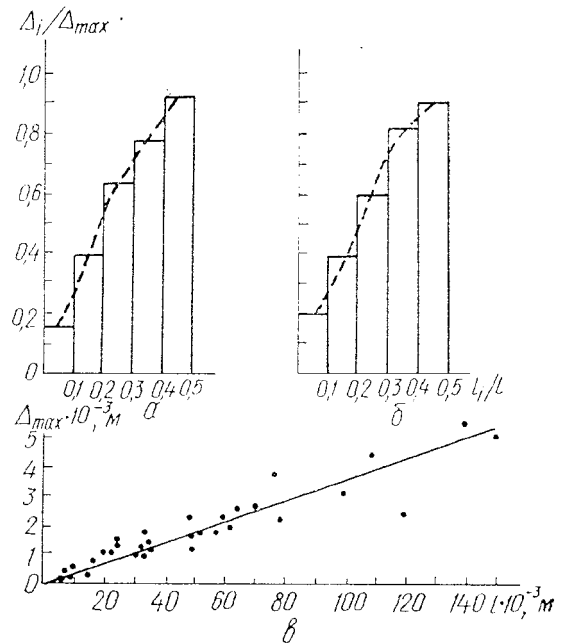
6. На рис. 3, *е* показана зависимость смещения в зоне скалывания от среднего смещения по сколам. При этом величина $\bar{\Delta}$ вычислялась как среднее значение $(\sum_{i=1}^n \Delta_i)/n$ на n сколах, пересекающих ту маркировоч-

ную линию, по которой определялось значение Δ . Эта зависимость позволяет приближенно оценивать величину общего смещения в зоне по данным полевого изучения ее внутренней структуры, в частности по смещениям в пределах отдельных сколов. Правда, она имеет смысл для хрупких смещений по сколам и только на той стадии, когда смещение в зоне происходит еще по множеству сколов, а не по магистральной трещине. Поэтому при изучении строения зоны скалывания важно определить, на какой стадии закончилось ее развитие.

7. На рис. 4, а представлена гистограмма распределения смещений по длине скола, построенная по результатам моделирования. Она весьма близка к аналогичной гистограмме для сколов в многослойных песчанниках Кьюшу (Япония) четвертичного возраста [19], приведенной на рис. 4, б. В экспериментах

Рис. 4. Зависимости, характеризующие смещения по сколам:

а и б — гистограммы, построенные по измерениям смещений для сколов в глиняных моделях и по результатам измерения смещений на сколах малой длины в четвертичных слоистых песчанниках [19]; в — зависимость максимальной величины смещения Δ на сколе от его длины.



изучалась также зависимость между длиной скола и максимальной амплитудой смещения по нему (рис. 4, в), позволяющая сделать минимальную оценку длины скола по зафиксированному смещению на одном из его участков.

Обсуждение результатов. Ряд сходных признаков, обнаруживаемых у сколовых разломов УЩ и полученных в экспериментах по моделированию зон скалывания, а именно: кулисообразное расположение структур второго порядка в зоне, преимущественное развитие сколов *R*- и *L*-типов, одинаковые взаимоотношения между этими типами сколов указывает, что принципиальная схема развития сколового разлома в области квазипластического — пластического (катакластического) состояния аналогична таковой для разломов любого глубинного уровня и возраста.

Вместе с тем, имеется и одно существенное отличие. Смещения по сколам в модельном варианте практически всегда «хрупкие», т. е. участки маркировочной линии, разорванные сколовой трещиной, смещаются друг относительно друга параллельно самим себе с образованием четкой почти прямоугольной ступени на сколе (рис. 2, в). В разломах УЩ подобное явление наблюдается исключительно редко, оно не типично. Смещение вдоль скола идет с образованием структур подворота или складок волочения, отражая тем самым пластическое деформирование среды.

Учитывая сказанное, можно заключить, что результаты выполненных модельных экспериментов наиболее приложимы к природным разломам, формировавшимся в условиях хрупко-пластической деформации (позднепротерозойские и фанерозойские разломы консолидированной земной коры). Использование полученных экспериментальных зависимостей для разломов более глубинных уровней деформирования требует весьма осторожного подхода, однако с учетом некоторых оговорок результаты моделирования можно использовать для качественных выводов.

При оценке амплитуды смещения в зоне скалывания следует учитывать, что смещение внутри зоны происходит вначале не только по

сколам, но и за счет пликативной составляющей, величина которой правда незначительна. При этом, для слабоэродированных разломов можно (после предварительной проверки на эталонном разломе) непосредственно использовать зависимости $P_x = f(\Sigma \Delta_i)$ и $P_x = f(\Delta)$ (рис. 3, б, в) для определения амплитуды смещения P_x .

Зависимость $Q = f(P_x)$ (рис. 3, в) показывает, что подворотные дуги и структуры волочения, аналогичные изображенным на рис. 1, могут быть использованы только для оценки пликативной составляющей, если нельзя достоверно идентифицировать части подворотных дуг, расположенные по обе стороны зоны скалывания. Наиболее правильным будет в таком случае определять амплитуду пликативной составляющей как удвоенную величину размаха подворотных дуг одного из крыльев зоны скалывания, а амплитуду смещения в зоне оценивать самостоятельно.

Важное значение имеют зависимости $P_x = f(\Sigma \Delta R)$ и $P_x = f(\Sigma \Delta L)$, приведенные на рис. 3, г, д. Анализируя их, можно сделать заключение: до образования магистральной трещины движение идет одновременно и по R -, и по L -сколам, причем последние не превышают по количеству.

Оценка подобных соотношений возможна и в полевых условиях. Если окажется, что оба типа сколов имеют приблизительно одинаковое развитие или R -сколы доминируют, тогда ясно, что процесс разломообразования еще не достиг стадии формирования магистральной трещины и амплитуда горизонтального сдвига не может значительно превышать удвоенную величину размаха подворотных дуг одного из крыльев.

На стадии, когда процесс разломообразования закончился до формирования магистральной трещины, порядок величины смещения в зоне скалывания оценивается с помощью графиков, показывающих, что $P_x = (15-20)\bar{\Delta}$ (рис. 3, е).

Из гистограмм, приведенных на рис. 4, а, б, видно, что в природных условиях и в моделях, независимо от масштаба изучаемых сколов или зон скалывания, смещения по ним достигают максимальных значений в средних частях и убывают к их окончаниям. Подобный вид имеет распределение скоростей горизонтальных смещений вдоль участка разлома Сан-Андреас протяженностью 200 км [19]. Изучение сколовых разломов УЩ также показало, что максимальные смещения приурочены к средним частям зон скалывания, эшелонированных и элементарных сколов. Все это позволяет сделать заключение, что закономерное распределение смещений, показанное на гистограммах, свойственно сколовым структурам различного порядка и уровня разломообразования.

Вывод. Сдвиговые зоны, полученные в проведенных экспериментах, можно рассматривать в качестве моделей процесса сдвигообразования в условиях хрупкого и квазихрупкого разрывообразования. Для разломов этих уровней могут быть использованы и количественные зависимости, полученные экспериментально. При изучении разломов, формировавшихся в условиях квазипластичности и пластичности, установленные закономерности также имеют значение, однако их использование возможно лишь на качественном уровне.

Для всестороннего учета условий подобия при моделировании разломов, формировавшихся при высоких давлениях и температурах, необходимо варьировать условия проведения эксперимента путем создания обстановки дополнительного сжатия и литостатической нагрузки.

A series of experiments have been carried out with the «Razlom» system to establish dependences between the amplitude of the shear zone displacement and parameters characterizing the shift distribution inside it. Results of the performed experiments are mostly applicable to natural fractures formed under brittle-plastic deformation. The fracture simulation for quasi-plastic and plastic fracture-forming levels requires varied conditions formed by additional compression and lithostatic load.

1. Крейтер В. М. Структура рудных полей и месторождений.— М.: Госгеолтехиздат, 1956.— 272 с.
2. Паталаха Е. И. Генетические основы морфологической тектоники.— Алма-Ата: Наука, 1981.— 180 с.
3. Brace W. F., Kohlstedt D. L. Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments // J. Geophys. Res.— 1980.— 85, N 11.— P. 6248—6252.
4. Казанский В. И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей.— М.: Недра, 1972.— 240 с.
5. Шерман С. И. Физические закономерности развития разломов земной коры.— Новосибирск: Наука, 1977.— 102 с.
6. Николаевский В. Н. Обзор: земная кора, дилатанция и землетрясения // Механика очага землетрясения.— М.: Мир, 1982.— С. 133—215.
7. Николаевский В. Н., Шаров В. И. Разломы и реологическая расслоенность земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1985.— № 1.— С. 16—28.
8. Исай В. М. К вопросу об условиях разломообразования в консолидированной земной коре (применительно к территории Украинского щита) // Геофиз. журн.— 1983.— 5, № 3.— С. 88—94.
9. Гинтов О. Б., Исай В. М. Кинематические особенности взаимоотношений между структурами второго порядка сколовых разломов центральной и западной частей Украинского щита // Докл. АН УССР. Сер. Б.— 1985.— С. 11—14.
10. Гинтов О. Б., Исай В. М. Особенности внутренней структуры сколовых разломов западной и центральной частей Украинского щита // Там же.— 1984.— № 7.— С. 3—6.
11. Гинтов О. Б., Исай В. М. Некоторые закономерности разломообразования и методика морфокинематического анализа сколовых разломов. 1 // Геофиз. журн.— 1984.— 6, № 3.— С. 3—10.
12. Гинтов О. Б., Исай В. М. Некоторые закономерности разломообразования и методика морфокинематического анализа сколовых разломов. 2 // Там же.— 6, № 4.— С. 3—14.
13. Бабичев А. А. Критерии подобия при моделировании различных стадий разломообразования в земной коре // Эксперимент и моделирование в геологических исследованиях.— Новосибирск: Наука, 1984.— С. 112—117.
14. Стоянов С. С. Механизм формирования разрывных зон.— М.: Недра, 1977.— 143 с.
15. Шерман С. И. Физический эксперимент в тектонике и теория подобия // Геология и геофизика.— 1984.— № 3.— С. 8—18.
16. Борняков С. А. Тектонофизический анализ процесса формирования трансформной зоны в упруго-вязкой модели // Проблемы разломной тектоники.— Новосибирск: Наука, 1981.— С. 26—44.
17. Шерман С. И., Борняков С. А., Буддо В. Ю. Области динамического влияния разломов.— Новосибирск: Наука, 1983.— 112 с.
18. Tchalenko I. S. Similarities between shear zones of different magnitudes // Geol. Soc. Amer. Bul.— 1968.— 81, N 6.— P. 1625—1639.
19. Muraoka H., Kamata H. Displacement distribution along minor fault traces // J. Struct. Geol.— 1983.— 5.— P. 483—495.

Ин-т геофизики АН УССР, Киев;
Ин-т земной коры СО АН СССР, Иркутск

Поступила 05.05.86 г.

УДК 550.83

С. М. Оганесян, М. Г. Оганесян

РЕГУЛЯРИЗУЮЩИЕ АЛГОРИТМЫ РЕШЕНИЯ ТРЕХМЕРНЫХ ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ ГРАВИМЕТРИИ. I

1. Изучение глубинного строения земной коры и верхней мантии в пределах сложных или крупных регионов по данным гравиметрических наблюдений приводит к необходимости применения трехмерных моделей. Переход к трехмерному моделированию среды и наблюдаемого гравитационного поля является актуальной проблемой [1—2]. Ее разработка требует исследования ряда сложных вопросов, которые постепенно успешно решаются [1—8].

Одним из важных вопросов построения пространственных плотностных моделей исследуемой среды является разработка теоретических и технологических основ эффективных и экономичных алгоритмов решения трехмерных обратных задач гравиметрии (ОЗГ).