**С.И. Шерман**

**О НИЖНЕЙ ГРАНИЦЕ АКТИВНОГО**

**ПРОНИКНОВЕНИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ РАЗЛОМОВ В ЗЕМНУЮ КОРУ[[1]](#footnote-1)\***

Вопрос о глубине проникновения разломов в земную кору давно привлекает внимание геологов. Его практическая значи­мость не требует обоснований и пояснений. Подход к определе­нию глубины проникновения разломов различен у специалистов отдельных отраслей геологических знаний. Так, в разведочной геологии при подсчете запасов полезных ископаемых, контроли­руемых жильными телами трещинного типа, используется правило Гувера, из которого следует, что наиболее вероятная глубина жильного тела численно равна или превышает половину его дли­ны по простиранию. Ю.Я. Ващилов (1971), рассматривая вопрос о нижней границе проникновения разломов, полагает, что послед­няя тяготеет к горизонтально сейсмическим границам в земной коре. Тектонисты, кому в силу своей специализации необходимо непосредственно заниматься этим вопросом, обычно исходят из общих геологических соображений и распределения продуктов магматической деятельности. Считается, что разломы, контролирующие основную магму, являются преимущественно глубинные разломы, контролирующие продукты кислой магматической деятель­ности, представляют собой структуры преимущественно коревого заложения. Внутри же группы разломов корового заложения интер­вал глубины их активного проникновения вообще не обсуждается.

В группу разломов коревого заложения практически входят все региональные разломы - наиболее распространенные в коли­чественном отношении дизъюнктивные структуры, влияющие на большинство локальных геологических явлений.

Авторы подошли к разрешение поставленного в названии статьи вопроса путем использования данных сейсмологии и не­которых вопросов физической теории образования разрывов.

Известно, что возникновение разрывных нарушений сопро­вождается высвобождением энергии в виде землетрясений (Гзовский, 1970; Костров, 1970; Кузнецова, 1969 и др.). Это мнение основано на наблюдаемых на земной поверхности разломах, сопровождающих землетрясения, а также на том, что последние приурочены к зонам разломов. Так, например, в Прибайкалье - в области активного современного тектогенеза, почти все эпи­центры тяготеют к зонам разломов, а математическая обработка эпицентров вне зависимости от геологического строения пока­зывает, что центры тяжести скоплений эпицентров образуют по­лосы, преимущественно согласные с генеральным простиранием основных разломов или даже совпадают с ними (Пшенников, 1970). В то же время кайнозойские впадины развиваются в местах, где допалеозойский фундамент наиболее раздроблен, т.е. скопление эпицентров землетрясений совпадает с местами сгущения разрыв­ных нарушений.

М.В. Гзовский (1970) считал, что формирование более или менее крупного разрыва происходит в несколько стадий. Начина­ется оно с образования серии мелких разрозненных трещин, ко­торые затем объединяются в одну крупную неровную поверхность разрушения сложной формы с искривлениями и резкими изломами. Разрыв возникает под действием поля напряжении и сопровожда­ется выделением сейсмической энергии. Зарождение крупных раз­рывов возможно лишь в областях максимумов напряжений, которые появляются в промежутках между первоначально возникшими более мелкими разрывами и возле их окончаний (Гзовский, 1963, 1970).

Скопление очагов землетрясений наиболее вероятно приуро­чено к концам разрывов, поскольку именно они являются концент­раторами напряжений (Гзовский, 1970; Костров, 1970 и др.). Следовательно, глубины залегания гипоцентров как бы фиксируют нижнюю границу проникновения разломов в земную кору. Аппроксимируя очаги землетрясений до точечных размеров, можно счи­тать их условно приуроченными к концам ранее образованных или развивающиеся разломов. Наличие корреляции между глубинами гипоцентров и длинами разрывов позволило бы определить вероятные нижние границы активного проникновения разломов в земную кору.

Введу того, что практически невозможно связать положе­ние того или иного гипоцентра или их группы с определенный разломом, был использован путь сопоставления средних глубин гипоцентров со средней длиной известных на поверхности моло­дых или древних, но обязательно обновленных в кайнозое раз­ломов.

В качестве полигона было выбрано Прибайкальская область, в которой до настоящего времени происходит активное формиро­вание разрывных нарушений, сопровождающееся многочисленными коровыми землетрясениями.

Для установления корреляционных связей между тектониче­скими и сейсмическими параметрами вся территория Прибайкалья была условно разбита на конкретно ограниченные участки пря­моугольной формы размером 40° по широте и 1° по долготе, что примерно соответствует 60×75 км. Выбор названного трафаре­та не случаен. Мощность земной корн Прибайкалья по геофизи­ческим данным оценивается в среднем в 35-40 км (Голенецкий, 1961; Крылов и др., 1970; Зорин, 1971) под впадинами и 40-50 км под хребтами, т.е. при большем радиусе осреднения (>70 км) выделялись бы явления большего масштаба, связанные с подкоровыми процессами, соответственно при меньших размерах тра­фарета (<35 км) могли выявиться детали, происхождение кото­рых вызвано локальными неоднородностями строения коры. С дру­гой стороны, выбор названного трафарета диктовался и извест­ной средней длиной разрывов (L), которая не превышает, как правило, первых десятков километров (табл.2), а также и по­грешностью в определении эпицентров. Естественно, что разме­ры трафарета не должны быть меньше указанной погрешности, а она иногда достигает величины ± 10 км (класс б), в основу об­работки фактического материала легли государственные геологи­ческие карты среднего масштаба.

Определение средней длины разрывов производилось следующим образом. Разрывные нарушения различных направлений группировались на 13 классов в зависимости от азимута простирания. Принцип деления на классы проиллюстрирован в таблице 1. Сред­няя длина разрывов, характеризуется "квадрат" осреднения, подсчитывалась как среднее арифметическое из средних длин разры­вов 13 классов. У ветвящихся разломов учитывались отдельные прямолинейные отрезки. Разрывы, длина которых не превышала 0,5 км, не принимались во внимание.

Таблица 1

Принцип классификации разрывов по направлениям в Байкальской рифтовой зоне

|  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- |
| Классы | Интервал азимутов простирания разрывов | Классы | Интервал азимутов простирания разрывов |
| I | 270º-280º | VIII | 6º -20º |
| II | 281º -295º | IX | 21º -35º |
| III | 296º -310º | X | 36º -50º |
| IV | 311º -325º | XI | 51º -65º |
| V | 326º -340º | XII | 66º -80º |
| VI | 341º -355º | XIII | 81º -90º |
| VII | 356º -360º0º -5º |  |  |

Полученные средние длины разломов необходимо было сопо­ставить со средними глубинами гипоцентров, характеризующими соответствующий квадрат осреднения. Если определение длин раз­ломов производилось вполне однозначно, то с определением сред­них глубин гипоцентров возникают некоторые трудности.

В сейсмологии для нахождения глубины очага применяется несколько способов: засечек, гипоцентралей, изохрон, по раз­ности прихода волн и и другие (Архангельский и др., 1954). Нами использовались данные, полученные в лаборатории регио­нальной сейсмичности Института земной коры СО АН СССР за 1967, 1968, 1969 гг. Определение гипоцентров данной лабораторией производится способом "прямоугольного треугольника" - очаг - эпицентр - станция (Голенецкий и др., 1970). Приборами стан­ций (не менее двух) определяется эпицентральное расстояние (Δ), причем эпицентр может быть определен лишь в случае, если Δ ≤ 50 км; гипоцентральное расстояние (Д), разность времен прихода на станцию волн и для каждой из них от­дельно .

- начальный момент землетрясения;

- время прихода на станцию волн S и Р.

Глубина гипоцентра (*h*) определяется по формулам (Голе­нецкий и др.,1970):

; ,

где:

 ; .

; 

где; - глубина гипоцентра, определенная по волнам *S,*- глубина гипоцентра, определённая по волнам *Р*. При этих расчетах некоторое число наблюдений дает мнимую глу­бину очага, которая является результатом случайных ошибок в определении времен прихода волн и на ближайшие станции, и физического смысла не имеет. Как учитывать эти данные?

С.И. Голенецкий (1970) полагает, что при подсчете средних глубин очагов (Н) необходимо учитывать как действительные, так и мнимые значения, считая ошибку в определении тех и других равноценной. А.А. Тресков (1968) считал, что чем меньше отношение *h/Δ*, тем менее надежны определения глубины очага, а мни­мые значения, получающиеся при установлении гипоцентра не только не надежны, но и как не имеющие физического смысла при под­счете не должны учитываться. Ю.А. Ризниченко предлагал авторам статьи приравнивать мнимые значения нулю, чтобы условно при­дать им физический смысл.

Нами была подсчитана средняя глубина гипоцентров по каждому отдельному "квадрату" всеми выше перечисленными приемами. Значения полученных величин приведены в таблице 2. Статистической обработке было подвергнуто 1315 разрывов. Количество определений гипоцентров колебалось от 1615 при вычислении H3 (средние глубины гипоцентров без учета мнимых значений) до 2443 при определении H1 и H2 (H1 - средние глубины гипоцент­ров при учете мнимых значений; H2 - средние глубины гипо­центров с приравниванием мнимых значений нулю). При этом, если в том или ином "квадрате" осреднения мнимые числа преоб­ладали или имели большое абсолютное значение, что приводило к выражению средней глубины гипоцентров мнимым числом, такие "квадраты" из расчетов исключались, как не имеющие физического смысла. При приравнивании мнимых значе­ний нулю общая средняя нижняя граница глубин гипоцентров опускается максимально до 22 км, а колебание составляет 5-22 км, т.е. несколько превосходит колебание средних длин разломов. И, наконец, при применении третьего методического приема, когда мнимые значения гипоцентров вообще не принима­ются во внимание, общая средняя нижняя граница залегания очагов опускается до 27 км, а средние колебания их составля­ют 9-27 км, и намного превосходят колебания длин разрывов.

Какова же физическая сущность каждого из использованных методических приемов? При определении глубины очага для от­дельного зафиксированного землетрясения сейсмологами допуска­ется ошибка до ± 10 км (класс б). Величина упомянутой ошибки в большей степени зависит от удаленности гипоцентра от двух ближайших к нему станций. Расстояние эпицентр - станция (Δ) не должно превышать 50 км, т.е. чем оно больше, тем больше вероятность в увеличении ошибки при определении положения гипоцентра. Следовательно, в каждом конкретном случав с рав­ной ошибкой могут быть определены как действительные, так и мнимые значения глубин очага.

Таблица 2

Средняя длина разрывов и средняя глубина гипоцентров по квадратам осреднения в Байкальской рифтовой зоне

|  |  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| № квад-рата | Колич. определ. длин разломов | Средняя длина разло-мов,км | Колич. определ. гипоцен-тров (H1 и H2) | Средняя глубина гипоцентров H1, H2, км | Колич. определ. гипоцен-тров (H3) | Средняя грубина гипо-центров H3, км |
| 1 | 63 | 6 | 27 | 2 | 5 | 14 | 9 |
| 2 | 47 | 8 | 609 | 5 | 8 | 384 | 13 |
| 3 | 53 | 10 | 490 | 5 | 9 | 294 | 15 |
| 4 | 45 | 6 | 23 | 6 | 13 | 15 | 20 |
| 5 | 68 | 12 | 356 | 7 | 9 | 269 | 12 |
| 6 | 102 | 6 | 2 | 8 | 8 | 2 | 8 |
| 7 | 90 | 9 | 159 | 8 | 12 | 117 | 16 |
| 8 | 76 | 6 | 46 | 9 | 11 | 35 | 14 |
| 9 | 130 | 9 | 4 | 9 | 12 | 2 | 24 |
| 10 | 89 | 10 | 15 | 9 | 11 | 11 | 15 |
| 11 | 41 | 12 | 6 | 10 | 11 | 4 | 16 |
| 12 | 65 | 10 | 64 | 11 | 13 | 60 | 15 |
| 13 | 14 | 13 | 21 | 12 | 17 | 15 | 24 |
| 14 | 26 | 14 | 39 | 12 | 14 | 32 | 18 |
| 15 | 80 | 9 | 72 | 13 | 15 | 59 | 18 |
| 16 | 54 | 13 | 50 | 13 | 16 | 43 | 18 |
| 17 | 86 | 9 | 77 | 14 | 16 | 66 | 19 |
| 18 | 56 | 13 | 23 | 15 | 17 | 15 | 19 |
| 19 | 31 | 14 | 44 | 16 | 17 | 20 | 21 |
| 20 | 42 | 20 | 19 | 19 | 22 | 15 | 27 |
| 21 | 57 | 10 | 297 | \* | 7 | 143 | 15 |

\*При применении первого методического приема для «квадрата» 21 получено мнимое значение средней глубины гипоцентров, поэтому данный «квадрат» из расчетов исключен.

![D:\18НАУЧНАЯ РАБОТА\01СТАТЬИ\2017\ТРУДЫ\КНИГА\ТЕМА 2\Рисунки JPG\[53] Проблемы тектоники земной коры, 1973, Вып.1.jpg]()

Рис. 1. Графики зависимости между длиной разрывов и глубиной гипоцентров: I – график зависимости между L и H1; II – график зависимости между L и H2; III – график зависимости между L и H3; 1, 2, 3, 4, 5, 6 – линии регрессии соответствующих уравнений.

 При применении первого методического приема мы допуска­ем, что всякое определение глубины гипоцентра реально, а мни­мые значения возникают только из-за ошибки. При определении средней величины они имеют такой же вес, как и любое другое значение.

 Применяя вторую методику с приравниванием мнимых значе­ний 0, мы искусственно уменьшаем ошибку в определении гипо­центра, иногда даже больше, чем на -10 км, в тех случаях, когда мнимое значение очага >10 км. С физической точки зре­ния мы искусственно, игнорируя ошибку, подтягиваем группу гипоцентров к поверхности Земли. Следовательно, в этом плане второй методический прием не только не уточняет и не улучшает первого, но и сам имеет довольно существенные недостатки.

 Следуя третьему методическому приему, мы вообще не принимаем во внимание мнимых значений глубин гипоцентров, как не имеющих физического смысла. Таким образом, отбрасывая мни­мые значения очагов, мы тем самым сводим на нет ошибку в определении действительных, и мнимых значений глубин гипоцентров меньших 10 км, которые в общем поле статистических данных составляют значительный процент. В связи с этим право­мерность подобного допущения становится несколько сомнитель­ной, хотя при атом приеме чисто внешне не искажается физиче­ская сущность явления.

 Расчет коэффициента корреляции производился по общепри­нятым формулам (Шторм, 1970). Коэффициент корреляции для вы­яснения связи L–H1, L–H2, L–H3 определялся для каждого из перечисленных приемов отдельно.

 Наиболее высокий коэффициент корреляции был получен при сопоставлении L и H1 (r = 0,73), когда глубина очага опре­делялась с учетом и действительных, и мнимых значений. Его действительные границы при пороге вероятности безошибочных прогнозов β1 = 0,95 колеблются в пределах ±0,34. Уравнения регрессии, рассчитанные по известным формулам (Шторм, 1970), имеют вид:

H1 = 1.04·L-0.7 (км); (1)

L1 = 0.5·H+5.35 (км). (2)

Доверительные границы линий регрессии определены из формулы:

; 

и равны при первом пороге вероятности безошибочных прогнозов (β1 = 0,95) ± 1,72 для уравнения (1) и ± 1,22 для уравнения (2), и при третьем (β1 = 0,999) пороге вероятности безошибоч­ных прогнозов, соответственно ± 3,2 и ± 2,26 км (рис.1).

Два других коэффициента корреляции (коррелирование L и H2, L и Н3) несколько ниже и имеют следующие значения: r2 = 0,67 и r3 = 0,66. Их доверительные границы при первом (β1) пороге вероятности безошибочных прогнозов колеблются в пределах ± 0,25 (для r2 и r3). Уравнения регрессии имеют вид:

H2 = 0.94·L+0.7 (км); (3)

L2 = 0.47·H+5.2 (км). (4)

Их доверительные границы колеблются в пределах ±1,78 - ±3,31 для уравнения (3) и ± 2,34 для уравнения (4).

H3 = 0.9·L+6.1 (км); (3)

L3 = 0.4·H+3.8 (км). (4)

Доверительные границы уравнений (5) и (6) изменяются от ±1,78 при β1 до ± 3,34 км при β3 для уравнения (5) и от ±1,24 до ± 2,4 км для уравнения (6).

 Все три коэффициента корреляции имеют довольно высокое значения, что по-видимому, ещё раз подчеркивает существование тесной генетической связи между формированием разрывов и сейс­мической активностью, связующим звеном между которыми служит разрядка тектонических напряжений. Наиболее высокий коэффици­ент корреляции, установленный при статистическом анализе дан­ных по Прибайкалью, получен при использовании первого методи­ческого приема.

 Исходя из того, что и глубины залегания очагов, а значит и глубины разрывных нарушений, в среднем в этом случае меньше, чем длины разрывов, а первый коэффициент корреляции (r1 = 0,73) несколько больше, чем второй и третий, то вероятно, первый методический прием является наиболее правильным (Шерман, Лобацкая, 1972). В практических задачах имеет смысл лишь одна прямая регрессия (Шторм, 1970), поэтому предпочтительнее пользоваться уравнением (1), поскольку длины разрывов при среднемасштабной съемке определяются достаточно надежно.

 Анализируя известные данные о глубинах проникновения раз­ломов, об амплитудах перемещения по ним не трудно установить, что глубина проникновения разрывов в земную кору, как правило, не превышает их протяженности на поверхности земли, а часто и несколько меньше последней. Таким образом, можно констатиро­вать соизмеримость размеров региональных дизъюнктивных cтруктур на поверхности с глубиной их активного проникновения в земную кору.

**ЛИТЕРАТУРА**

Архангельский и др. Руководство по произ­водству и обработке наблюдений на сейсмических станциях СССР.Ч.2. М., 1954.

Ващилов Ю. Я. Структура верхней мантии и земной коры Западно-Сибирской низменности. - Изв.АН СССР, сер. Фи­зика Земли, 1971 №1.

Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. АН СССР, 1963.

Гзовский М. В. Развитие новых направлений в тектонофизике. - Изв.АН СССР, сер. Физика Земли , 1970, № 5.

Голенецкий С.И. Определение мощности земной коры по наблюдениям волн, отраженных от ее подошвы, и глуби­ны залегания очагов афтершоков Среднебайкальского землетрясения 29 августа 1959 г. - Теология и геофизика, I96I, № 2.

Голенецкий и др. Общий обзор сейсмичности При­байкалья в 1967 г. - в кн.: "Землетрясения в СССР в 1967 г. М., "Наука", 1970.

Зорин Ю.А. Новейшая структура и изостазия Байкаль­ской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М.,"Наука", 197I.

Костров Б.В. Теория очагов тектонических землетрясений. - ИЗВ.АН СССР, сер. Физика Земли, 1970, № 4.

Крылов и др. Строение земной коры по профилю ГСЗ через Байкальскую рифтовую зону. - "Геология и геофизика", 1970, №1.

Кузнецова К.И. Закономерности разрушения упру­го-вязких тел и некоторые возможности приложения их к сейсмологии, М., "Наука", 1969.

Пшенников К.В. Анализ эпицентрального поля землетрясений Байкальского рифта за 1961-1965 гг. - В сб.: "Землетрясения в СССР в 1968 г." М., "Наука", 1970.

Тресков А.А. Сейсмичность и строение коры в зоне Байкальского рифта.- В кн.:"Байкальский рифт", М.,"Наука", 1968.

Шерман С.И., Лобацкая P.M. О корреляционной зависимости между глубиной гипоцентров и длиной разрывов в Байкальской рифтовой зоне. - ДАН СССР, т.205, 1972, №3.

Шторм Г. Теория вероятностей. Математическая статис­тика. Статистический контроль качества. М., ''Мир", 1970.

1. \* Соавтор Р.М. Лобацкая. Проблемы тектоники земной коры: Межвузов. сборник. Иркутск: Иркутский политехнический институт, 1973. Вып. 1. – С. 72–82. [↑](#footnote-ref-1)