Моделирование в геофизике

МОДЕЛИРОВАНИЕ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ МЕТОДАМИ НИГ И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МОДЕЛЕЙ В КОМПЛЕКСНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ РЕЗУЛЬТАТОВ ГЛУБИННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Гайдай Н.К.^{1, 2}

¹Северо-Восточный государственный университет, г. Магадан ²Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, г. Магадан, nataly mag@rambler.ru

Введение

Глубины недр недоступны прямым методам исследования, в то время как информация об их строении крайне важна для планирования поисковых работ. Об увеличении объема таких работ в последние годы вновь стали говорить достаточно много в связи с уменьшением количества россыпных месторождений и необходимостью смещения интересов в сторону поиска рудных месторождений.

На сегодняшний день наиболее достоверным источником информации о глубинном строении (за исключением результатов бурения) считаются результаты сейсмических исследований методом отраженных волн в модификации общей глубинной точки (сейсмический разрез МОВ-ОГТ, сокращенно – ОГТ) [1, 11]. Однако гетерогенная структура земной коры часто выступает осложняющим фактором при интерпретации сейсмических разрезов ОГТ. Для территории Северо-Востока России к тому же крайне недостаточно пройденных сейсмических профилей – на сегодняшний день их всего три (профиль ГСЗ Магадан – Усть-Среднекан, опорный геофизический профиль 3-ДВ Сковородино – Томмот – Якутск – Сусуман – Мякит) [7, 10].

Условие однозначности интерпретации результатов экспериментальных наблюдений и ограниченность информации требует, таким образом, привлечения комплекса геолого-геофизических данных. В настоящей работе представлены результаты использования плотностного моделирования методами новой интерпретационной гравиметрии (НИГ) в комплексной интерпретации геофизических данных для северо-восточного участка опорного геолого-геофизического профиля 3-ДВ (2350–2700 км).

Методика исследования

Для построения плотностного разреза использованы НИГ, которые используют представления о преимущественно блоковой природе аномалий поля силы тяжести [2]. С использованием специальной программы, созданной в лаборатории геофизики СВКНИИ ДВО РАН [9], рассчитываются глубины квазигоризонтальных границ расслоения в земной коре и плотностные характеристики отдельных ее блоков. При этом детальность модели определяется целью проводимого исследования и точностью проведенной гравиметрической съемки. Модели глубинного строения, построенные методами НИГ, отвечают критериям Адамара [4]. Данные методы не являются в полной мере новыми. Как и другие методы, использующие гравитационные поля, они позволяют по гравитационным аномалиям оценить плотностную структуру земной коры, выделить зоны разрывных нарушений, определить мощность интрузивов и т.п. Методы НИГ относятся к блоку физико-геологических методов интерпретации аномалий поля силы тяжести [8]. Практика показывает эффективность их использования для решения региональных задач, связанных с оценкой плотностной структуры объектов Яно-Колымской складчатой системы [3, 12].

Для построения трехмерной плотностной модели земной коры методами НИГ на картах поля силы тяжести по полосам повышенных горизонтальных градиентов Δg фиксируется сеть разломов, ячейками которой выделяются проекции на поверхности плотностных неоднородностейблоков. Источниками аномалий могут служить как структуры в общепринятом структурнотектоническом понимании (горсты, грабены и т.д.), так и магматические, метаморфические геологические тела, тела комбинированной природы, оконтуренные в плане разрывными нарушениями [3]. Для каждого такого блока определяются глубины его нижнего и верхнего ограничений. Полученные значения глубин нижних ограничений аномалоообразующих объектов позволяют оценить рельеф плотностной границы расслоения в земной коре. В области, лежащей выше данной границы, при переходе от одного блока к другому (по латерали) возможны изменения плотности отдельных блоков. Вещество здесь находится в неоднородном состоянии (по плотностным характеристикам), и эта часть земной коры представляет собой гравитационно неоднородную среду. В области, расположенной ниже устанавливаемой моделированием плотностной границы расслоения, разница в плотности соседних блоков не устанавливается, т.е. по плотностным характеристикам вещество земной коры в данной области пространства находится в квазиоднородном состоянии.

Вещество недр подвергается глубоким метаморфическим преобразованиям различной интенсивности и природы, и данная граница, вероятно, представляет собой фронт метаморфизации вещества земной коры. Наиболее вероятной причиной образования плотностной границы расслоения в земной коре вероятно следует считать воздействие на вещество недр теплового потока различной интенсивности, который собственно и привел к преобразованию вещества. Кроме этого, вероятной причиной формирования плотностной границы расслоения в земной коре одновременно могут выступать и другие физико-химические процессы, в том числе тектонические.

Полученные мощности аномалообразующих блоков используются далее собственно для построения трехмерной плотностной модели земной коры. Земная кора представляется в виде системы пятигранных многослойных треугольных призм. Каждая призма характеризуется набором параметров – пространственными координатами ее узлов, мощностью отдельных ее слоев (интерпретирующих геофизические слои земной коры), а также аномальным значением плотности (скачком плотности) Δσ. С помощью программы, разработанной в лаборатории региональной геофизики СВКНИИ ДВО РАН (авторы – О. Сахно и Ю. Забываев) подбираются указанные выше параметры элементарных ячеек. Контролем удовлетворительности подобранных параметров является совпадение теоретического гравитационного поля (рассчитанного по модельным параметрам элементарных ячеек) с наблюденным.

Определение абсолютных значений плотности пород основывается непосредственно на информации о плотности горных пород на поверхности. Плотность пород на глубине оценивается с учетом среднего градиента плотности, который для континентальных районов Магаданской области составляет 13.8 кг/м³·км [3]. Под воздействием повышенных температуры и давления вещество земной коры преобразуется в новые, не свойственные поверхностным образованиям модификации. Поэтому петроплотностной интерпретационной задачей в этом случае является лишь самое грубое определение абсолютных значений плотности на глубине с целью последующего разделения объектов магматической и метаморфической природы на образование ультраосновного, основного и среднего составов. Именно такой принцип используется нами для «вещественного» истолкования петроплотностных срезов и разрезов.

Обсуждение результатов

Параметры элементарных ячеек, моделирующих земную кору, позволили построить разрез земной коры вдоль опорного профиля 3-ДВ [5].

Вначале опорный профиль идет практически вдоль одной изолинии поля силы тяжести, что фактически означает его положение на границе отдельных блоков земной коры, находящейся в непосредственной близости от Берелехского разлома (участок 2335–2370 км), а далее профиль следует вдоль Дебинского разлома (2370–2390 км). Характер гравитационного поля на данном участке также указывает на наличие здесь разлома (сеть разломов на гравитационных картах отображается полосами повышенных горизонтальных градиентов [3]).

Результаты интерпретации аномалий поля силы тяжести показывают резкое погружение плотностной границы раздела в районе Берелеха (до глубины 50 км на 2335 км профиля, до глубины 80 км – к северу от профиля, в центре погруженного блока). Максимальное погружение плотностной границы расслоения устанавливается северо-западнее от зоны пересечения Берелехского и Чай-Юринского разломов. Именно здесь профиль проходит вдоль Чай-Юринского разлома, разделяющего две тектонические структуры: Аян-Юряхский антиклинорий и Иньяли-Дебинский синклинорий. Вероятно, плотностная граница отражает глубину зоны влияния данного разлома.

На участке 2375–2425 км наблюдается максимальный подъем плотностной границы вдоль рассматриаемого участка профиля 3-ДВ (до 11–13 км). Здесь профиль идет вдоль Дебинского разлома, в этой области на поверхности картируются юрские отложения. Далее профиль входит в зону батолитового пояса и на протяжении от 2425 до 2525 км профиля наблюдается погружение

плотностной границы до глубин 20–40 км. При этом, как и ранее, наибольшее погружение устанавливается в зоне пересечения разломов различной направленности: Дебинского северозападного простирания и Хейджано-Мылтинского юго-восточного простирания (на 2450 км), а также Дебинского, Умарского (северо-западного простирания) и Правооротуканского широтного направления (на 2500–2514 км).

Относительно резкое погружение плотностной границы устанавливается и в области 2600– 2615 км профиля. С нашей точки зрения, именно данная область представляет собой восточную границу Паутовского поднятия.

Сопоставление энергетического и плотностного разрезов для участка профиля от 2350 км до 2700 км показывает, что верхний наиболее энергетически насыщенный слой земной коры располагается в структурной модели от дневной поверхности до глубины порядка 15 км в земной коре [6]. Подошва этого слоя прослежена по энергетически сильному отражающему горизонту, ниже которого вдоль всего разреза наблюдается однородный, энергетически прозрачный слой мощностью в среднем около 10 км. Данный слой прозрачности отвечает волноводу Конрада. Верхний слой земной коры наиболее тектонизирован, о чем говорит многочисленное количество отражающих площадок, наблюдаемых в данной области пространства. Слой включает в себя многочисленные надвиги, взбросы мезозойско-кайнозойского возраста. Как показывает анализ положения гипоцентров землетрясений, именно в этом слое содержится наибольшее число гипоцентров близповерхностных землетрясений. Сравнение энергетического и плотностного разреза показало, что подошва верхнего слоя коры, намеченная по энергетическому разрезу, практически совпадает с плотностной границей расслоения в земной коре, установленной плотностным моделированием (за исключением зон тектоно-магматической активизации, где плотностная граница расслоения опускается значительно ниже) [5].

Результаты комплексной интерпретации рассматриваемого участка профиля позволяют предположить, что территория, по которой проходит северо-восточный участок профиля 3-ДВ, может быть разбита на три принципиально отличающиеся по характеру глубинного строения и поведению отражающих площадок, области.

В *первой* области в районе г. Сусуман плотностным моделированием устанавливается зона разуплотнения земной коры (средняя плотность 2.58–2.66 г/см³). Четко выделяются границы гранитоидных массивов (Чьорго, Негояхский, Маяк, Трубный, Б. Пороги, Хапчагай, Уаза-Ина, Б. Анначаг). В целом, в данной области земная кора сильно гранитизирована. Можно предположить, что уже на глубине 2 км область пространства, расположенная левее Дебинского разлома, а также в северной части правее Дебинского разлома представляет собой единый магматический очаг, выступавший в свое время резервуаром для объема магмы, внедрившейся в верхнюю часть земной коры. Данный резервуар и являлся источником вещества для образовавшихся батолитов. Область отличается повышенным количеством слоев отражающих площадок и практически горизонтальным характером их расположения.

Вторая область выделяется севернее Паутовского разлома (Среднеканская ветвь Иньяли-Дебинского синклинория), и устанавливается как область уплотнения земной коры (средняя модельная плотность пород 2.72–2.74 г/см³) с точечным внедрением небольших по площади и мощности интрузивов. На южном контакте гранитоидного интрузива Маяк устанавливается аномальная зона уплотнения 2.72–2.80 г/см³, причиной которой являются тела коллизионных габброидов.

Третья область – собственно Паутовский горст (Оротуканское поднятие). Определяется как область разуплотнения. Четко выделяются границы невскрытых на поверхности Приискательского и Паутовского гранитоидных массивов (средняя модельная плотность (2.61–2.67 г/см³), разделенных областью триасово-юрских отложений сравнительно небольшой мощности (7-8 км) со средней модельной плотностью пород 2.70–2.72 г/см³. Западная граница области оконтуривается Умарским, Паутовским и Долинным разломами.

Однако, результат комплексной интерпретации ставит вопрос о смещении данной границы левее относительно Умарского разлома, либо здесь уместнее вести речь не о разломе, как о линии на карте, а о зоне разрывных нарушений шириной порядка 7–16 км. В третьей области наблюдается увеличение хаотичности в расположении отражающих площадок.

Замечено, что все зоны разуплотнения, установленные плотностным моделированием и прослеживающиеся на глубину (в районах 2350, 2440 и 2615 км профиля), на энергетических разрезах отражаются провалом (опусканием) ступеней отражающих площадок в верхней части земной коры (до 20 км), а в ряде случаев – их разрывом (на глубине 40 км на 2350-м км, на глубине

28–30 км на 2440 км, на глубине 15 км на 2615 км) – областями прозрачности. Данные зоны можно интерпретировать как участки земной коры, подвергшиеся длительному и, вероятно, неоднократному воздействию повышенного теплового потока, вызвавшего метаморфизацию глубинного вещества и перевод его в квазигомогенное состояние. Эти же зоны прослеживаются и на плотностном, и на геоэлектрическом разрезах.

Анализ положения гипоцентров землетрясений в земной коре показывает, что гипоцентры, расположенные в интервале глубин от 20 до 35 км, приурочены к системам долгоживущих сквозькоровых региональных разломов: Хейджано-Мылтинской зоне и пересечению Умаро-Дебинской (северо-западного простирания) с Правооротуканской (северо-восточного простирания). Протяжённость этих зон разломов имеет порядок сотен километров, глубина заложения – не менее 40 километров [5].

Выводы

Анализ плотностной модели земной коры, построенной для северо-восточного участка опорного геолого-геофизического профиля 3-ДВ (2350–2650 км), в совокупности с результатами интерпретации сейсмических разрезов ОГТ (частотно-энергетических атрибутов сейсмического разреза), а также геоэлектрической моделью земной коры позволил сделать вывод о неоднородном строении верхней части земной коры северо-восточных (Среднеканская ветвь Иньяли-Дебинского синклинория (ИДС)) и юго-западных, южных (осевая часть ИДС, Балыгычанское поднятие (БП)) структур территории. Сочленение этих структур совпадает с гравитационным градиентом северо-западного простирания мощностью 15–20 км. На основании представленных материалов границу между ИДС и БП, проходящую по действующей сегодня тектонической схеме региона В.М. Кузнецова по Право-Оротуканскому разлому, разделяющему юрские (ИДС) и триасовые (БП) осадочные образования, следует провести по Паутовскому разлому, который фактически является блокоразграничивающим (ПК 2600).

Список литературы:

1. Боганик Г.Н., Гурвич И.И. Сейсморазведка. Тверь: АИС, 2006. 744 с.

2. Ващилов Ю.Я. Новая интерпретационная гравиметрия – вместо и вместе с глубинными сейсмическими исследованиями. Статья 1. Методические основы новой интерпретационной гравиметрии // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2005. № 3. С. 2–16.

3. Ващилов Ю.Я., Гайдай Н.К., Сахно О.В. Трехмерная глубинная плотностная модель Паутовского горста и ее геологическая интерпретация // Тихоокеанская Геология. Том 27. № 4. 2008. С.22–38.

4. Гайдай Н.К. Новая интерпретационная гравиметрия. Понятия. Возможности. Перспективы использования // Вестник Северо-Восточного государственного университета. Спецвыпуск. Магадан: Изд-во СВГУ. 2010. № 13. С. 10–14.

5. Гошко Е.Ю., Гайдай Н.К. Связь гипоцентров глубоких землетрясений и долгоживущих сквозькоровых разломов Иньяли-Дебинского синклинория вдоль опорного геофизического профиля 3-ДВ Материалы XI Международной сейсмологической школы. Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2016. С. 114–116.

6. Гошко Е. Ю., Ефимов А. С., Сальников А. С. Современная структура и предполагаемая история формирования земной коры юго-востока Северо-Азиатского кратона вдоль опорного профиля 3-ДВ // Геодинамика и тектонофизика. 2014. № 5 (3). С. 785–798.

7. Кузнецов В.Л., Сальников А.С. Старосельцев В.С., Сурков В.С., Липилин А.В., Еманов А.Ф., Соловьев В.М. Строение земной коры в сечении опорного профиля 2-ДВ по данным ГСЗ // Геология и минеральносырьевые ресурсы Сибири. № 2. СНИИГГиМС. Новосибирск, 2010. С. 21–30.

8. *Петрищевский А.М.* Три образа мышления и три подхода к интерпретации гравитационных аномалий // Региональные проблемы. 2014. Том 17. № 2. С. 5–17.

9. Сахно О.В. Вычисление гравитационного эффекта ∆д от конечного числа треугольных призм // Геофизические исследования блоково-слоистой структуры литосферы. Магадан, 1983. С. 110–117.

10. Суворов В.Д., Мельник Е.А., Сальников А.С. Строение верхней части земной коры по данным КМПВ вдоль профиля 3-ДВ (Сковородино-Томмот-Якутск-Сусуман-Мякит) // Геофизические методы исследования земной коры: Материалы Всероссийской конференции, посвященной 100-летию со дня рождения академика Н.Н. Пузырева, Новосибирск, 8–13 декабря 2014 г. С. 264–268.

11. *Турчков А.М.* Метод отраженных волн в модификации общей глубинной точки в инженерной сейсморазведке // Технологии сейсморазведки. № 2. 2013. С. 98–111.

12. Хасанов И.М., Гайдай Н.К., Ганов А.П., Ткачев А.В. Особенности глубинного строения Аган-Утеснинского рудного узла по геофизическим данным // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. 2017. № 1. С. 32–43.

МОДЕЛИРОВАНИЕ МИГРАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ И ВУЛКАНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Долгая А.А., Викулин А.В., Герус А.И.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, adolgaya@kscnet.ru

Введение

На протяжении ряда лет авторским коллективом проводится исследование пространственновременных закономерностей геодинамического процесса в пределах сейсмически и вулканически активных регионов Земли. На основании данных, полученных при анализе наиболее активных поясов Земли (окраины Тихого океана, Альпийско-Гималайского пояса и Срединно-Атлантического хребта) было показано, что глобальный сейсмический и вулканический процессы обладают свойством миграции, то есть очаги землетрясений и извержения вулканов распределяются в пространстве и времени закономерным образом [2, 3].

В настоящей работе была поставлена цель выяснить, будут ли наблюдаться обнаруженные в предыдущих работах закономерности в меньшем по масштабу регионе и на более коротких интервалах времени.

Исходные данные

В качестве исследуемого региона была выбрана Курило-Камчатская островная дуга, в пределах которой происходит большое количество достаточно сильных как землетрясений, так и извержений вулканов. Исследование проводилось на основании данных из составленного авторами каталога сейсмических и вулканических событий [1], который регулярно обновляется и пополняется. На рис. 1 показаны очаги землетрясений и извергавшиеся вулканы, данные о которых участвовали в проведенном анализе.



Рис. 1. Пространственное расположение очагов землетрясений (*a*) и извергавшихся вулканов (б), участвовавших в исследовании

Для исследования закономерностей распределения в пространстве и времени очагов землетрясений Курило-Камчатской дуги была сформирована выборка из 1305 событий, произошедших в период с 1900 по 2016 гг. с магнитудой $M \ge 6.0$. Угол наклона графика повторяемости составил -0.95.

Исследование закономерностей вулканической активности Курило-Камчатского региона проводилось на основании 527 извержений 57 вулканов, произошедших с 1030 по 2014 гг. В качестве энергетической характеристики извержений использовался индекс вулканической активности W. пропорциональный объему изверженного материала. В составленную выборку включались все извержения вулканов с $W \ge 1$. Угол наклона графика повторяемости в осях W-LgN составил -0.51, N число событий.

Методика исследований

Изучение пространственно-временных закономерностей распределения очагов землетрясений и вулканических извержений выполнялось с помощью метода исследования миграции сейсмической и вулканической активности (ИМСиВА), суть которого заключается в выполнении следующих этапов [2]:

1. Формирование исходной выборки событий.

2. Построение осевой линии. Для каждой линии строится параметрическое уравнение

интерполирующей кривой: $\begin{cases} \theta = \theta(\tau) \\ \lambda = \lambda(\tau) \end{cases} \quad \tau \in [0; N-1],$ где географические широты $\theta(\tau)$ и долготы $\lambda(\tau)$

являются кубическими дважды дифференцируемыми сплайнами, N – количество узловых точек на линии.

3. Пересчет географических координат событий в расстояние вдоль линии *l* от начальной точки (t = 0) до точки с текущими координатами $\theta(i), \lambda(i)$:

$$l = R_{Earth} \int_{0}^{t} \sqrt{\left(\frac{d\theta}{ds}\right)^{2} + \cos^{2}\theta(s)\left(\frac{d\lambda}{ds}\right)^{2}} \, ds, 0 \le l \le L_{i,max},$$

где широты θ и долготы λ измеряются в радианах, R_{Earth} – радиус Земли.

4. Построение миграционных цепочек сейсмических (вулканических) событий. Исходный каталог событий $A = \{a_n\}, n = 1 \dots N$, где N – число событий в каталоге, раскладывается на последовательности событий (цепочки миграции) А_i:

$$A_{i} = \{a_{k} \mid t_{a_{k+1}} \ge t_{a_{k}}, l_{a_{k+1}} \ge l_{a_{k}} + C, E_{a_{k}} \ge E_{\text{nop}}\}, A = \{a_{n}\} = \{A_{i}\}, A = \{a_{n}\}, A = \{a_{n}\},$$

где $i = 1 \dots m, m - число цепочек, k - индекс события в пределах$ *i* $-й цепочки, <math>C \ge 0$ - минимальное расстояние между событиями, Е_{пор} – пороговое значение энергетической характеристики событий. Для каждой цепочки определяется число событий, протяженность, продолжительность, скорость.

5. Построение и анализ итоговых таблиц.

Обсуждение результатов

В результате проведенных вычислительных экспериментов были построены цепочки миграции очагов землетрясений и извержений вулканов, моделирующие развитие геодинамического процесса в пределах Курило-Камчаткой островной дуги. Параметры построенных цепочек представлены в табл. 1.

Анализ приведенных данных показал, что в полученном массиве данных выявляются миграционных устойчивые зависимости между скоростью цепочек И энергетической характеристикой событий (магнитудой для землетрясений и индексом вулканической активности для извержений). Графически эти зависимости представлены на рис. 2. Для этих графиков методом наименьших квадратов были построены интерполирующие прямые.

Полученные в предыдущих работах [2-3] данные также указывали на существование взаимосвязи между скоростными и энергетическими характеристиками сейсмического и вулканического процесса. Нами было введено понятие параметра *p*, характеризующего эту зависимость. На основании проведенного анализа значение параметра р для сейсмичности Курило-Камчаткой островной дуги составило $p_3 = 17.51 \pm 3.56$, а для вулканизма – $p_e = -36.03 \pm 3.85$.

Таблица 1. Параметры цепочек миграции очагов землетрясений и извержений вулканов Курило-Камчатской островной дуги

M/W	р	$N \pm \Delta N$	$T \pm \Delta T$, год $L \pm \Delta L$, км		$V \pm \Delta V$, км/год					
	Цепочки миграции очагов землетрясений									
$M \ge 6$	78	17 ± 6	44 ± 24	986 ± 645	26.2 ± 13.5					
$M \ge 6.5$	36	10 ± 3	47 ± 22	1148 ± 614	26.8 ± 14.3					
$M \ge 7$	14	9 ± 2	62 ± 23	1403 ± 539	28.2 ± 16.3					
$M \ge 7.5$	9	6 ± 1	60 ± 26	1276 ± 577	29.7 ± 19.3					
$M \ge 7.7$	7	4 ± 1	49 ± 27	1238 ± 765	32.5 ± 20.9					
Цепочки миграции извержений вулканов										
$W \ge 1$	24	22 ± 14	372 ± 254	706 ± 501	2.36 ± 1.26					
$W \ge 2$	19	20 ± 13	407 ± 263	752 ± 518	2.22 ± 1.15					
$W \ge 3$	10	11 ± 6	406 ± 288	976 ± 443	2.04 ± 1.15					
W > 4	6	5 ± 1	388 ± 215	759 ± 448	1.97 ± 0.71					

Примечание: *p* – число миграционных цепочек; *N* – среднее число событий в одной миграционной цепочке; *T* – средняя продолжительность миграционной цепочки; *L* – средняя протяженность миграционной цепочки; *V* – средняя скорость миграции очагов землетрясений или извержений вулканов.



Рис. 2. Зависимости между скоростными и энергетическими характеристиками сейсмического (*a*) и вулканического процесса (б) в пределах Курило-Камчатской островной дуги

Заключение

Полученные данные соответствуют сделанному нами ранее выводу о существовании параметра, чувствительного к геодинамической обстановке в исследуемом регионе: p > 0 для сейсмического процесса, протекающего в зоне сжатия, и p < 0 для вулканического процесса, который можно рассматривать как процесс, протекающий в условиях преобладающих растягивающих напряжений.

Представленные данные также показывают, что процесс на примере Курило-Камчатской островной дуги можно эффективно моделировать и исследовать явление миграции сейсмических и вулканических событий, продолжая тем самым целый ряд работ других исследователей [4–7].

Список литературы

1. База данных № 2014620569 от 17.04.2014. Каталог сейсмических и вулканических событий.

2. Долгая А.А. Моделирование пространственных и временных закономерностей геодинамического процесса: Автореф. канд. дис. Комсомольск-на-Амуре, 2017. 24 с.

3. Долгая А.А., Викулин А.В., Герус А.И. Исследование закономерностей геодинамической активности методами математического моделирования // Вестник КамчатГТУ. 2016. № 38. С. 6–15.

4. *Леонов В.Л.* О некоторых закономерностях развития гидротермальной и вулканической деятельности на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 1991. № 2. С. 28–40.

5. *Певзнер М.М.* Пространственно-временные закономерности активизации вулканизма срединного хребта Камчатки в голоцене (по данным радиоуглеродного датирования). Диссертация на соис. уч. ст. д.г.-м.н. Москва, 2011. 322 с.

6. Попова А.В., Шереметьева О.В., Сагитова Р.Н. Анализ параметров выборки данных Global CMT Catalog для построения статистической модели сейсмического процесса на примере зоны субдукции Курило-Камчатской островной дуги // Вестник КРАУНЦ. Физ.-мат. науки. 2012. № 2 (5). С. 23–32.

7. Шевцов Б.М., Сагитова Р.Н. Диффузионный подход в статистическом анализе сейсмичности Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2012. № 2. С. 56–66.

МЕХАНИКА ИЗВЕРЖЕНИЙ

Дрознин В.А.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, dva.@kscnet.ru

О названии

Слово «извержение» ассоциируется с вулканом, а на Камчатке и с гейзером.

Механика это учение о равновесии и движении тел при познании природы. При извержении вулкана выносится вещество недр в виде газа, лавы, бомб, пепла – поэтому процесс движения можно характеризовать как дисперсное течение. При гейзере в воздух выносится вода и пар – движение определяется как газо-жидкостное течение.

Газлифт

При обучении курс «Механика жидкости и газа» вёл Л.Г. Лойцянский Этот курс об однофазном течении газа или жидкости. Совместное течение потребовалось в геотермии при эксплуатации пароводяных скважин. Наука о совместном течении возникла при добыче нефти. Газлифт – впервые подъём нефти сжатым газом в России был осуществлён великим русским инженером В.Г. Шуховым в 1897 г. В советское время большой вклад в развитие газлифтного способа эксплуатации нефтяных скважин внёс академик А.П. Крылов. С основной закономерностью газлифта: нелинейностая зависимость расхода от перепада давления – я познакомился в публикации В.А. Архангельского [3]. О продукции в геотермальных скважинах как о парлифте пишут В.В. Аверьев и В.М. Сугробов [1].

Ниже с газлифтом знакомлю по публикации учебного пособия [2].

Газлифт рассматривается как подъём смеси жидкости с газом (синоним – эрлифт: по английскому airlift: от air – воздух и lift – поднимать).





Рис. 2.

Рис. 1. Принципиальная схема эксперимента газлифта



Рис. 3. Серия кривых расхода жидкости от расхода газа

На рис. 1 приведена принципиальная схема эксперимента газлифта. Труба *1* погружена под уровень на глубину *h* в жидкость. К нижнему концу трубки подведен патрубок *2* для подачи газа. Давление составляет гидростатическое $P = \rho g h$ на глубине *h* и, очевидно, оно постоянно и не зависит от количества газа, подаваемого в трубу. При очень малом расходе газа, газ побулькивает сквозь воду. При расходе V = V1 уровень *H* достигнет верха трубы (рис. 2). При большем расходе газа, увеличивается и расход жидкости. При большом расходе газа по трубе будет идти только газ > V3, расход жидкости практически будет равен нулю. При некотором расходе газа V = V2 дебит жидкости имеет максимум $q = q_{max}$. Изменяя положение трубы, характеризуя её параметром $\varepsilon = h / H$ соотношение к длине трубы к части её в глубине, в результате получим серию кривых (рис. 3) расхода жидкости от расхода газа.

Проведя прямую **0М** на рис. 3, соответствующую постоянному отношению расхода газа к расходу жидкости, и, вынеся точки пересечения, получим график на рис. 4.

Эта зависимость демонстрирует главные особенности газожидкостного потока в вертикальном канале. Она получена логически. Экспериментальную подобную зависимость рис. 4б впервые я увидел у В.А. Архангельского [3].





Рис. 4. Зависимость перепада давления на длине трубы от расхода жидкости. (Штрихпунктирная линия – давление нивелирующей составляющей)

Рис. 4б. Зависимость давления на глубине 1650 м от расхода для фонтанирующих нефтяных скважин при буферном давлении 5 атм, диаметр скважин 2.5

Свойства газлифта

1. С ростом расхода перепад давления падает, достигает минимума, а затем увеличивается. Эта зависимость отличается от однофазного потока, где увеличение расхода соответствует увеличению перепада давления.

2. Одно значение перепада давления может соответствовать двум разным значениям расхода.

3. Градиент давления течения в канале газо-жидкостной смеси меньше плотности жидкости (давление меньше гидростатического).

4. Процесс газлифта происходит с к.п.д: отношением полезной работы (подъёма жидкости от высоты h до высоты H) к затраченной работе газа (порядка изотермического процесса расширения газа от давления $\Delta P = \rho g h$ до давления на выходе). Эффект газлифта с к.п.д. > 0 существует всегда, если наблюдается течение (движение в поле тяжести) смеси газа и жидкости (по В.Н. Арбузову полагается, что к.п.д. не более 30% [2]).

Примечание. Свойства газлифта не зависят от протяжности канала, то есть свойства имеются и в любой части канала, и для всего канала.

Режимы газо-жидкостного течения

В коротких каналах о газлифте, как процессе, можно говорить о конечной протяженности формы течения. Газо-жидкостные течения характеризуются разными режимами – формами: от пузырькового, снарядного, диспергированного (расслоенного) к дисперсному [8]. В длинном вертикальном канале с высотой формы течения сменяются из-за уменьшения давления. Подобную их смену можно показать как на иллюстрации рис. 5 испарительной трубке парогенератора.

Формы течения можно представить, но снарядную придумать трудно, её надо было увидеть.

Заметим, что скорость газа всегда больше, чем скорости жидкости и мы говорим о всплывании пузырей газа (до снарядного режима) и о падении капель.



Протяженность снарядов имеет несколько калибров, поэтому о свойствах процесса газлифта можно говорить о каналах больше чем протяженность формы течения.

Заметим, что А.Ю. Озеровым в работе [9] по результатам исследований на сконструированной и изготовленной экспериментальной установке моделирования движения двухфазных смесей в протяженных вертикальных колоннах (КАМБИ) описаны более детальные формы и, что важно, кластерные режимы течения (для стромболианских извержений).

Гидродинамика пароводяной скважины

Гидродинамику скважины газированных нефтей для В.А. Архангельский [3] предлагает рассматривать как систему двух элементов: пласт и собственно скважины. Для исследования динамики ИМ вводятся характеристики пласта и скважины. При этом рассматриваются два графика для установившихся течений зависимости расхода от забойного давления (расходное газосодержание принимается постоянным по высоте у В.А. Архангельского). Характеристика пласта – зависимость расхода от забойного давления, описывается как, например, в (Чарный И.А. Подземная гидрогазодинамика) или, в частности, как известное выражение Дюпюи о пропорциональности расхода от разности давлений пластового и забойного.

Рис. 6. Гидродинамическая система действующей пароводяной скважины (По В.В. Аверьеву [1]): 1 – водонепроницаемые породы; 2 – водоносный горизонт с температурой выше 100°С; 3 – вода; 4 – пароводяная смесь; 5 – кривая депрессии; М – мощность водоносного горизонта; H_{et} статический уровень термальных вод; Н_dдинамический уровень; *H_s* – уровень парообразования; S – понижение динамического уровня; h_w – высота столба воды, оказывающего давление, равное давлению .насыщенного пара при имеющейся температуре; *R* – радиус воронки депрессии; *r* – радиус скважины; Руст – давление под устьевой задвижкой; Р_{заб} – давление вод на забое скважины

График рис. 4 можно рассматривать как характеристику скважины: график расхода из-за перепада давления от забоя давления до выхода.



В принципиальной схеме В.В. Аверьева на рис. 6 совмещены параметры артезианской и пароводяной скважины.

Положение параметра – уровень начала парообразования, где давление (насыщения) соответствует температуре насыщения. Выше двухфазный поток, ниже – жидкостный. Очевидно, забойное давление равно сумме гидростатического давления столба жидкости от уровня начала

парообразования до забоя, к давлению насыщения. Характеристика скважины по забойному давлению эквидистанта характеристики по уровню начала парообразования. Эта характеристика и используется для пароводяных скважин как зависимость глубины начала парообразования от расхода при разнице давления насыщения и устьевого для теплосодержания термальной воды.

Расчёт уровня начала парообразования

Перепад давления при гидравлическом подходе при течении в каналах рассчитывают три составляющие: нивелирующая, трения, ускорения. В однофазном потоке нивелирующая составляющая равна гидростатической. В газожидкостном потоке удельный вес теряет смысл для смеси как лабораторный удельный вес для гидростатического давления. В газожидкостном потоке составляющая нивелирующая должна была иметь зависимость от расхода: уменьшение с увеличением расходом (которое показано штрихпунктирной линией на рис. 4). Автор нашел нужную эмпирическая зависимость у Зубер и Финдлен [7]. Это позволило автору защитить диссертацию по расчёту характеристики скважины: зависимость глубины начала парообразования (Приложение 1). Для понимания процесса:

1. Охарактеризовано оптимальное значение расхода, где перепад давлений минимальный.

2. Имеется максимальный уровень начала парообразования и он зависит только от теплосодержания воды.

О нестационарных процессах фонтанировании скважин

На рис. 7 показаны характеристики скважины, открытой на атмосферу, и возможные



варианты расположения характеристики пласта. Линии 1, 2 – когда пьезометр больше поверхности; линии 3 и 4 – пьезометр ниже. Рабочая точка (пересечение характеристик) имеется по одной на линиях 1, 2 и по две на линиях 3, 4. В.М. Ентов [6] показал, что только точки на линии 4 (расположенные на падающей характеристике и при расходах меньше оптимального) не устойчивы, остальные устойчивы.

Рис. 7.

Температура в скважине с гейзерным режимом

Изменение температур в скважине описываем в двух рядах (рис. 8): верхний ряд термограмм соответствуют собственно извержению, а нижний ряд – заполнению.

При извержении на устье давление увеличится, становиться больше атмосферного. Извержение начинается с образованием газовой фазы где-то под оголовком.

Уровень начала парообразования сверху уходит в глубину, через 16 мин он достигает максимум 120 м. При этом давление на этом уровне постоянно всё время извержения. Течение смеси спутно, но фазы идут с разной скоростью, спутное течение заканчивается, когда возможен процесс сепарации, т.е. когда максимальный уровень достигнут. Вода осаждается. Давление на этом уровне резко падает. Распределение



Рис. 8. Температура в скважине P-1 с момента начала извержения: *I* – в стволе; *2* – линия насыщения воды над максимумом уровня начала парообразования; *3* – уровень воды в стволе; *4* – расчётное распределение температур при оптимальном расходе (Паужетское геотермальное месторождение)

температуры в стволе на максимальном уровне соответствует линии насыщения. Затем давление на максимальной глубине начинается увеличиваться, т.к. граница между водой и паром ≈100°С

поднимается к поверхности (к 65 мин). Температура выполаживается из-за теплообмена с вмещающей средой.

О гейзерах

Гейзер это пароводяной источник, который, в отличие от пульсирующего, имеет фазу покоя. Модели гейзера были известны более 200 лет. В Институте вулканологии в каб. 216 во время IV Всесоюзного вулканологического совещания демонстрировались три основные лабораторные модели гейзеров: камерная, смешения, скважинная. Модели демонстрируют регулярные гейзеры. Парообразование в скважинной модели происходит в протяженной части канала, в камерной модели в непроточной полости, в модели смешения парообразование гасится холодной водой. Любой гейзер имеет уникальную динамику из-за разнообразия форм геометрии систем каналов и источников питания как, например E.F. Lloyd так поясняет механизм новозеландских гейзеров: Pohutu, Prince of Wales Feathers, Waikorohihi, Te Horu

Извержение гейзера – это течение двухфазной смеси, основная фаза гейзера. В быту мы потоки обычно связываем с перепадом давлений или напоров, а здесь течение происходит самопроизвольно и никто, и ничто таких избыточных давлений не находит и не создаёт.

О вулканах

Механика вулканического извержения, процесс газлифт. Колонна насыщенной магмы находится при литостатическом давлении. При начале движения нивелирующая составляющая должна уменьшаться. Течение газосодержащей смеси образуется самопроизвольно, распределение общего давления контролируется литостатическим (не больше его). Смесь чаще расширяется сверху вниз. Извержение кончается, когда спутное течение не может поддерживаться, то есть преобразуется на сепарационное осаждение. Начинает расти столб осажденной фазы.

На вулкане обращается внимание на запуск извержения, т.е. на момент формирования спутного течения. Обсуждают триггеры, декомпрессию и т.п. Выделю процесс сепарации, когда газ опережает колонну магмы и провоцирует локальные центры начала. Сепарация наверху присуща в ходе извержения при разделении на лаву, пирокластику и парогазовую. В канале ниже течение становиться спутным (без сепарации), с уровня которого работают расчётные модели [5].

Человек первые механизмы создал для подъема груза. Не сразу, позже создали насосы, но которые до сих пор требуют избыточного давления. Природа демонстрирует подъём, когда газонасыщенная жидкость поднимает камни выше дневной поверхности и без избыточного давления формирует гигантские вулканы, правда циклически.

Список литературы

1. Паужетские горячие воды на Камчатке / отв. ред. чл.-корр. АН СССР Б.И. Пийп. М.: Наука, 1965. 208 с.

2. Арбузов В.Н. Эксплуатация нефтяных и газовых скважин: учебное пособие. Ч. 1, 2. Изд-во Томского политехнического университета, 2011, 2012.

3. *Архангельский В.А.* Движение газированных нефтей в системе скважина-пласт. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 92 с.

4. Дрознин В.А., Разина А.А. О природе гейзерного режима // Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука, 1971. С. 96–103.

5. Дрознин В.А., Дрознина С.Я. Пространственно временное распределение землетрясений при трещинном Толбачинском извержении им. 50-летия ИВиС // Материалы конференции Вулканизм и связанные с ним процессы, посвящённой Дню вулканолога, 29–30 марта 2013 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014. С. 185–193.

6. *Ентов В.М.* О нестационарных процессах при фонтанировании скважин // Изв. АН СССР. Сер. мех. и машиностроение. 1964. № 2. С. 31–40.

7. Зубер и Финдлен Средняя объёмная концентрация фаз в системах с двухфазным потоком.// Теплопередача, 1965, №4, с 29-47

8. Козлов Б.К. Режимы и формы движения воздухо-водяной смеси в вертикальной трубе // Гидродинамика и теплообмен при кипении в котлах высокого давления. 1955. С. 7–18.

9. Озеров А.Ю. Динамика извержений и петрохимические особенности глиноземистых базальтов Ключевского вулкана. Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Москва. 2016. 428 с.

GPS МОНИТОРИНГ РЕГИОНАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Жантаев Ж.Ш., Виляев А.В.

АО «Национальный центр космических исследований и технологий» ДТОО «Институт ионосферы», г. Алматы, Казахстан, vilayev@gmail.com

Введение

В практике геодинамических исследований современных движений земной поверхности (СДЗП) используются долговременные ряды GPS наблюдений. Определение скорости движения земной коры по дискретным наблюдениям на сети постоянно действующих станций стало стандартной операцией. После процедур удаления ошибок и помех из измеряемого сигнала, определяются с высокой точностью координаты GPS станции и компоненты планового и высотного смещений. Линейный тренд временных рядов измерений считается прямым индикатором тектонических движений и деформаций. В то же время большинство временных рядов GPS содержат периодическую (годовую и полугодовую) составляющую с амплитудами соизмеримыми с линейным трендом. Причиной сезонных вариаций могут быть изменения атмосферной нагрузки [10], гидрологическое воздействие уровня подземных вод [11], сезонные температурные эффекты [9], земные приливы, технологические особенности аппаратуры.

Цель работы состояла в изучении периодических вариаций горизонтального движения GPS пунктов как отражения динамики поля напряженно-деформированного состояния (НДС) приповерхностных участков земной коры Северного Тянь-Шаня.

Исходные данные и методы исследования

Исходными данными послужили результаты наблюдений на 11 пунктах сети стационарных GPS приемников Института Ионосферы за период 2009–2016 гг. Станции расположены в сейсмически опасной зоне с возможной сотрясаемостью до 9-ти баллов в районе горных хребтов Северного Тянь-Шаня, а также в переходной области к асейсмичной части Казахского щита. Измерения проводились двухфазными GPS приемниками LEICA GPS1200, TRIMBLE 4000SST, ROGUE SNR-8000. Дискретность взятия отсчетов составляла 30 с.

Обработка сигналов осуществлялась программным комплексом GAMIT/GLOBK [7]. Ежедневные решения объединялись с результатами измерений 23 станций опорной GNSS сети в системе координат ITRF2008. В результате получены абсолютные значения координат по долготе, широте и высоте в каждом пункте наблюдений относительно Евразийского континента. Средняя точность определения координат станций составила 0.8 мм в плане и 4.6 мм по высоте. Компоненты смещений и их линейный тренд показаны на примере пункта TURG на рис. 1.

Скорости региональных СДЗП определены как линейные тренды приращений координат станций за период наблюдений. Установлено субмеридиональное движение отдельных блоков земной коры в северном направлении со скоростями 1÷5 мм/год и знакопеременное движение со скоростями до 2 мм/год по модулю для компоненты запад-восток. По вертикали наблюдается поднятие западной части территории с амплитудой 1.2÷4.0 мм/год.

Сезонная декомпозиция осуществлена для соответствующих направлений вычетом из измеренных рядов линейных трендов. Методом наложения эпох выделены периодические (годовые и полугодовые) компоненты смещения по долготе, широте для каждой GPS станции. Вертикальная компонента перемещения не рассматривалась.

Движение пунктов в горизонтальной плоскости аппроксимировано эллипсом. Главные оси аппроксимирующего эллипса определяют скорости сезонных движений по направлениям юг-север и запад-восток. Реальное движение земной поверхности происходит в направление вектора скорости, рассчитываемого суперпозицией глобального (линейного) тренда и векторов периодических (сезонных) вариаций.



Рис. 1. Компоненты смещений GPS пункта TURG (слева) и вектора горизонтальной скорости движения GPS станций, вычисленные по линейному тренду (справа)

Полученные значения скорости движений GPS станций интерполированы к узлам равномерной сетки 10 × 10 км для вычисления компонент НДС в зависимости от сезона года. Земная кора представлена простейшей моделью сплошной однородной среды. Компоненты скорости смещений в узлах сети интерпретированы как составляющие тензора деформаций в единицу времени. В Гауссовой системе координат для упругой среды в первом приближении параметры деформаций рассчитаны из соотношений [8]:

$$\varepsilon = \begin{pmatrix} \varepsilon_{xx} & \varepsilon_{xy} \\ \varepsilon_{xy} & \varepsilon_{yy} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \frac{\partial u}{\partial x} & \frac{1}{2} (\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x}) \\ \frac{1}{2} (\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}) & \frac{\partial v}{\partial x} \end{pmatrix}$$
$$\varepsilon_{1}, \varepsilon_{2} = \frac{1}{2} ((\varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy}) \pm \left[(\varepsilon_{xy})^{2} + \frac{1}{4} (\varepsilon_{xx} - \varepsilon_{yy})^{2} \right]^{\frac{1}{2}}$$
$$\tan \theta = \frac{2\varepsilon_{xy}}{(\varepsilon_{xx} - \varepsilon_{yy}) \pm \left[4 (\varepsilon_{xy})^{2} + (\varepsilon_{xx} - \varepsilon_{yy})^{2} \right]^{\frac{1}{2}}}$$
$$\gamma = \frac{1}{2} (\varepsilon_{1} - \varepsilon_{2})$$
$$\Delta = \varepsilon_{1} + \varepsilon_{2}$$

где *и* и *v* – компоненты скорости по GPS измерениям, ε_x и ε_y – линейные деформации по осям координат, ε_{xy} – деформация сдвига, ε_1 и ε_2 – главные деформации, γ – максимальная деформация сдвига, Δ – максимальное растяжение-сжатие, θ – угол ориентации главных деформаций.

Результаты и обсуждение

Установлено ежегодное устойчиво-направленное вращательное движение GPS пунктов в горизонтальной плоскости. На рис. 2 представлены динамика смещения в плане отдельных GPS станций. Амплитуда циклических перемещений, определяемая по главным осям эллипса, изменяется от 2 мм до 4 мм в сезон на фоне систематических трендовых не более 5.3 мм/год. Центр эллипса движется со скоростью и по направлению, определяемым основным линейным трендом GPS пункта. Данный результат получен как для пунктов Северного Тянь-Шаня, так и для некоторых рассмотренных международных станций GNSS (ARTU). Аналогичная сезонная динамика движений наблюдалась также в области Алданского щита и территории Южной Якутии [6, 7].



Рис. 2. Динамика смещений (мм) GPS пунктов KURY, CHLK, IZVS в плане

По результатам GPS измерений выявлено противоположно-направленное движение земной поверхности в зависимости от сезона года – осень-зима или весна-лето (рис. 3). В холодное время года преобладают юго-западные направления горизонтальных смещений, в теплое – северовосточные. Максимальная сезонная амплитуда горизонтальных компонент перемещений достигает 11.5 мм (TURG) на фоне глобальных трендовых не более 5.3 мм/год.



Рис. 3. Динамика вектора горизонтальных смещений GPS пунктов (масштаб относительный для лучшей визуализации)

Динамика горизонтальных смещений складывается под влиянием общепланетарной атмосферной циркуляции и орографических особенностей подстилающей поверхности. Планетарная циркуляция, преимущественно меридионального направления, обуславливает интенсивный периодический привнос-вынос или холодных арктических масс с севера, или теплых воздушных масс с юга.

В зимний период (50–60% времени) территория находится под преимущественным влиянием мощного западного отрога сибирского антициклона [2]. Средние многолетние значения атмосферного давления зимних месяцев антициклона составляют в центре примерно 1034 мбар.

В летний период характерно формирование сильно прогретой однородной воздушной массы с тропическими термопараметрами. В барическом поле устанавливаются условия пониженного давления, которое создается благодаря интенсивному прогреванию подстилающей поверхности и связанному с этим повышению температуры воздуха нижних слоев атмосферы. Средние значения атмосферного давления летних месяцев составляют около 927 мбар по данным метеостанций Алматинской области [4].

Орографическое влияние горных массивов на атмосферные фронты проявляется в изменении направления и интенсивности воздушных течений, а также в сезонных изменениях режима барических центров нижней половины тропосферы. Тормозящее влияние гор (до 4÷7 км н.у.м.) создает условия для динамического роста давления с севера и запада. Хребты Джунгарского, Заилийского, Таласского и Киргизского Алатау, ориентированные в основном с запада на восток, представляют собой естественный барьер, препятствующий свободному проникновению холодных воздушных масс на юг. Фронты, приближающиеся с севера (преимущественно холодные), замедляют свое движение или стационируют [2].

Процессы планетарной атмосферной циркуляции, при условии преобладания их в течение длительных промежутков времени, коренным образом влияют на формирование вариаций геодинамического режима подстилающей земной поверхности. Иллюстрацией влияния атмосферной циркуляции могут служить составленные схемы горизонтальных скоростей СДЗП (рис. 4).



Рис. 4. Схематические карты периодических вариаций скоростей горизонтального движения земной поверхности Северного Тянь-Шаня (мм/год). (А – региональный тренд, В – весенне-летний период, С – осенне-зимний период)

Значительное перераспределение поля горизонтальных скоростей в сравнении с построениями по линейному тренду происходит в случае учета периодических (сезонных) движений. В целом сохраняется амплитуда значений и структура поля скоростей – стабильная область на северо-западе против активной – юго-восточной. В кинематике сезонных вариаций движений наблюдается дифференциация в центральной области с относительной повышенной аномалией скорости в весенне-летний период (рис. 4В) и стабильной частью территории субширотного простирания в осенне-зимний период (рис. 4С). Годичный перепад сезонных скоростей достигает 8 мм/год.



Рис. 5. Динамика сезонных вариаций главных деформаций земной поверхности Северного Тянь-Шаня. Деформации одноосного сжатия: 1 – глобальный тренд, 2 – весна-лето, 3 – зима-осень; деформации одноосного растяжения: 4 – глобальный тренд, 5 – весна-лето, 6 – зима-осень (стрелки – направления сжатия-растяжения)

Скорости смещений GPS пунктов фактически содержат информацию о распределении НДС земной коры. Неравномерное движение блоков приводит к накоплению деформаций. Напряженнодеформированное состояние территории обусловлено смятием и поперечным (латеральным) сокращением земной коры Тянь-Шаня вследствие движения Индийской плиты в направлении Евразийской в область южных границ стабильного Казахского щита (рис. 5.1). Меридиональное сокращение сопровождается растягивающими деформациями (рис. 5.4), которые обеспечивают или удлинение этих зон по простиранию или массоперенос горной среды по вертикали, тем самым компенсируя поперечное сокращение коры [3].

Характеристикой горизонтальных деформаций максимального сжатия, рассчитанных по линейному тренду скоростей движения тренда, является наличие области одноосных сжимающих напряжений субширотного простирания, которые вызывают деформационное укорочение горных хребтов Кунгей и Заилийский Алатау с юга на север до 30·10⁻⁹ (рис. 5.1). Подобная сейсмотектоническая обстановка характерна для районов Центрального и Южного Тянь-Шаня, где большая часть землетрясений также происходит в условиях субмеридионального сжатия [1].

На фоне продолжительных региональных движений периодические вариации смещений, регистрируемые на GPS пунктах, коренным образом изменяют амплитуду деформаций одноосного расширения в отдельных областях до амплитуд -85·10⁻⁹ (рис. 5.5, 5.6). При этом субширотная ориентация оси сжатия сохраняется (рис. 5.2, 5.3).

Заключение

Суперпозиция скоростей линейного тренда и скоростей периодических (сезонных) движений, вычисленных по данным GPS мониторинга, фактически отражает реальный процесс движений земной поверхности. Региональная кинематика обусловлена направленным смещением Индийской плиты в направлении Евразийского континента в область сочленения с южными границами стабильного Казахского щита. Динамика периодических горизонтальных смещений складывается под влиянием общепланетарной атмосферной циркуляции и орографического строения.

Изменения напряженно-деформированного состояния верхних горизонтов земной коры находят отражение в вариациях скорости движения поверхности. Динамика деформационного процесса, прослеживаемая по периодическим вариациям горизонтальных движений, может служить основой для разработки предиктора формирования очага возможного землетрясения.

Список литературы

1. Зубович А.В., Трапезников Ю.А., Брагин В.Д. и др. Поле деформаций, глубинное строение земной коры и пространственное распределение сейсмичности Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1634–1640.

2. Климат Казахстана / Под ред. Утешева А.С. Казгидромет. Ленинград, 1959. 371 с.

3. *Ребецкий Ю.Л., Алексеев Р.С.* Тектоническое поле современных напряжений Средней и Юго-Восточной Азии // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. Вып. 1. С. 257–290.

4. Справочник по климату Казахстана. Многолетние данные. Раздел 5. Ветер. Раздел 6. Атмосферное давление / Информационно-аналитический центр «РФГЗ» Выпуск I-XIV. Алматы, 2005. 336 с.

5. *Трофименко С.В., Гриб Н.Н.* Годичная динамика движения GPS пункта «Нерюнгри» // Современная геодинамика Центральной Азии. Иркутск, 2012. С. 189–192.

6. Трофименко С.В., Гриб Н.Н., Колодезников И.И., Маршалов А.Я. Инерционная модель взаимодействия блоков земной коры по данным GPS-геодезии // Фундаментальные исследования. Геологоминералогические науки. 2013. № 6. С. 111–115.

7. Herring T.A, King R.W., Mc Clusky S.C. Gamit: GPS Analysis at MIT. Version 10.4 / Massachusetts Institute of Technology. Cambridge, 2010 A. 162 p.

8. Jaeger J.C., Cook N.G. Zimmerman R.W. Fundamentals of Rock Mechanics. 4th ed. / Blackwell Publishing, 2007. 489 p.

9. Romagnoli C., Zerbini S., Lago L., Richter B., Simon D., Domenichini F., Elmi C., Ghirotti M. Influence of soil consolidation and thermal expansion effects on height and gravity variations // J. Geodyn. 2003. V. 35 (4–5). P. 521–539.

10. Van Dam T.M., Wahr J., Chao Y., Leuliette E. Predictions of crustal deformation and of geoid and sea-level variability caused by oceanic and atmospheric loading // Geophys J. 1997. V. 129. P. 507–517.

11. Van Dam T., Wahr J., Milly P.C.D., Shmakin A.B., Blewitt G., Lavalle D., Larson K.M. Crustal displacements due to continental water loading // Geophys. Res. Lett. 2001. V. 28. P. 651–654.

АНАЛИЗ ИНЖЕКЦИИ МАГМЫ ПОД КОРЯКСКИМ ВУЛКАНОМ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ГИДРОГЕОМЕХАНИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Кирюхин А.В.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

Аннотация

Для геомеханического анализа инжекции даек под Корякским вулканом в период активности 2008–2009 гг. использована гидрогеомеханическая модель (CFRAC). Предметом исследования являлось выяснение масштабов сейсмичности при инжекции магмы в существующие системы трещин. В рассматриваемой модели инжекция магмы осуществлялась в трещину с углом падения 60 град., размерами 2 х 2 км² на глубине 6 км (-3 км абс.). Расход инжекции магмы в трещину задан 2000 кг/с при допустимом максимальном давлении 200 МПа, продолжительность инжекции 1 сут. Начальное давление флюида в трещине задано 45 МПа, плотность магмы 2800 кг/м³, вязкость от 0.2 Па с (базальтовая магма) до 200 Па с (андезитовая магма). Начальное геомеханическое состояние определено по результатам предшествующих исследований. Результаты моделирования показывают возможность раскрытия трещины до 0.06 м, сдвиговых деформаций с генерацией N 10 – N 100 микроземлетрясений с магнитудой до 4.8.

Введение

В данной работе инжекции магмы в трещиноватую среду под активными вулканами рассматриваются по аналогии с инжекцией флюидов в скважины с последующим гидроразрывом и активизацией трещин во вмещающих горных породах. Эта аналогия также поддерживается наблюдениями, изложенными в работе [4], в которой описываются процессы инжекции магмы под вулканом центрального типа Barparbunga (Исландия), происшедшего в августе 2014 г. и сопровождавшееся формированием даек общей протяженностью 50 км. Указанная система даек с объемом 0.6 км³ была сформирована за 22 сут, она включала 11 плоско-ориентированных зон кластеров землетрясений (количество землетрясений в каждом кластере составляло от 57 до 1181, магнитуды некоторых из землетрясений превышали 5).

Исходные данные

Для определения концептуальной гидромеханической модели инжекции магмы под Корякским вулканом использованы данные по локальной сейсмичности КФ ГС РАН полученные в период 2008–2009 гг. Парогазовое вершинное извержение Корякского вулкана 2008–2009 гг. сопровождалось 153-мя плоско-ориентированными кластерами землетрясений, которые интерпретируются как зоны инжекции магмы в виде даек и силлов. Инжекции магмы сопровождались формированием преимущественно даек субмеридионального простирания с углами падения более 50°.

Концептуальная модель

Рассматривается упрощенная модель, состоящая из одиночной трещины, в которую внедряется дайка (рис. 1). Предполагается нормальное геомеханическое состояние под Корякским вулканом, при этом вертикальный стресс Sv является максимальным, максимальный горизонтальный стресс SHmax ориентирован в меридиональном направлении, минимальный горизонтальный стресс Shmin действует в широтном направлении [5].

Определение напряженного состояния

Вертикальный стресс Sv на глубине $z_0 = 6000$ m (\approx -3000 м абс.) оценивается как Sv = $\int_0^{z_0} \rho \cdot g \cdot dz = (2200 \cdot 9.81 \cdot 4000 + 2700 \cdot 9.81 \cdot 2000) = 139.3$ МПа (где ρ – плотность горных пород принимается 2200 кг/м³ для верхней части разреза (вулканогенный бассейн) и 2700 кг/м³ для фундамента вулкана; Shmin = $P_f + (Sv - P_f) / ((\mu^2 + 1)^{0.5} + \mu)^2 = 68.4$ МПа (где P_f – флюидное давление принимается 35 МПа по данным уровнемерных наблюдений в скважинах, коэффициент трения $\mu = 0.6$); SHmax приблизительно оценивается как среднее значение (Sv + Shmin) / 2 = 103.9 МПа. С учетом вышесказанного, тензор эффективных напряжений под Корякским вулканом в диапазоне глубин от -5000 м абс. до 1000 м абс. определяется в географической системе координат X, Y, Z (X – направление на восток, Y – направление на север, Z – направление вверх) следующим образом:

$$Sg = \begin{pmatrix} Shmin - Pf & 0 & 0 \\ 0 & SHmax - Pf & 0 \\ 0 & 0 & Sv - Pf \end{pmatrix}$$
(1)

CFRAC (программа для гидромеханического моделирования)

Программа CFRAC осуществляет решение объединенной системы гидромеханических уравнений для потоков и деформаций в дискретной системе трещин [3]. Уравнения для потока (2) в трещине и механических деформаций (3) трещины записываются следующим образом:

$$\frac{\partial(\rho E)}{\partial t} = -\nabla \cdot \left(q_{flux}e\right) + S_a \qquad (2)$$

где *S* α определяет массовые источники на единицу площади трещины, *t* – время, *E* – поровое раскрытие трещины (поровый объем на единицу площади трещины), ρ – плотность флюида, q_{flux} массовый поток (массовый расход по Дарси на площадь сечения потока), и *e* – гидравлическое раскрытие трещины (эффективное раскрытие для потока в трещине), и

$$\nabla^T T_s = 0 \quad (3)$$

где *T*_S – тензор напряжений.

Уравнение для потока (2) решается методом конечных элементов, уравнение для деформаций (3) решается методом граничных элементов для квазистатических условий равновесия. Флюидный поток предполагается изотермическим, термоупругими эффектами пренебрегается. Элементы трещины в одиночной двумерной трещине могут раскрываться и скользить. Горные породы, вмещающие трещину, принимаются непроницаемыми, таким образом, потоки флюида определены только в открытом пространстве трещины. Для моделирования возникновения землетрясений, разрывов и фиксации используется статическое/динамическое описание трения в трещине.



Рис. 1. Концептуальная модель инжекции магмы под активным вулканом. Sv – вертикальный стресс, SHmax – максимальный горизонтальный стресс, Shmin – минимальный горизонтальный стресс

Сборка CFRAC-модели

На модели рассматривается инжекция дайки в трещину с углом падения 60° и размерами 2 км (по направлению падения) на 2 км (по направлению простирания), центрированную на глубине 6000 м (или -3000 м абс.) под Корякским вулканом. Принимаются также следующие условия: инжекция магмы осуществляется в течение 1 сут., расход инжекции магмы 2000 кг/с, максимальное

давление инжекции 200 МПа, плотность магмы 2800 кг/м³. Вязкость магмы задавалась на модели в диапазоне от 0.2 Па·с (базальтовая магма) до 200 Па·с (андезитовая магма). Начальное давление магмы задано 45 МПа.

Тензор эффективного стресса S_f в системе координат плоскости трещины (X2 – направление падения, Y2 – направление простирания, Z2 – нормаль вверх от плоскости трещины) рассчитывается по данным известного тензора в географической системе координат с использованием матрицы преобразования координат:

$$\mathbf{A} = \begin{pmatrix} \cos\left(\beta\right) \cdot \cos\left(\alpha\right) & -\cos\left(\beta\right) \cdot \sin\left(\alpha\right) & -\sin\left(\beta\right) \\ \sin\left(\alpha\right) & \cos\left(\alpha\right) & 0 \\ \sin\left(\beta\right) \cdot \cos\left(\alpha\right) & -\sin\left(\beta\right) \cdot \sin\left(\alpha\right) & \cos\left(\beta\right) \end{pmatrix}$$
(4)

- где α – угол простирания, β – угол падения. Соответственно:

$$S_f = A \cdot S_g \cdot A^T , \tag{5}$$

- где A^T транспонированная матрица A. Таким образом, S_f определяется (единицы измерения МПа):

$$S_f = \begin{pmatrix} 86.6 & 0 & -30.7 \\ 0 & 68.9 & 0 \\ -30.7 & 0 & 51.1 \end{pmatrix}$$
(6)

В терминах программы CFRAC: $S_{xx} = 86.6$ МПа, $S_{yy} = 68.9$ МПа, $S_{zz} = 51.1$ МПа, $S_{zx} = -30.7$ МПа, $S_{zy} = 0$. Поскольку в программу CFRAC гравитационные члены не включены в явном виде, то необходимо определить тренды эффективных стрессов в системе координат трещины: $\frac{\partial Sxx}{\partial z} = 12.0$ МПа/км, $\frac{\partial Syy}{\partial z} = 9.5$ МПа/км, $\frac{\partial Szz}{\partial z} = 7.1$ МПа/км, $\frac{\partial S_{zx}}{\partial z} = -4.2$ МПа/км. Указанные выше градиенты стрессов рассчитывались на основе выражения для тензора стресса (5) с использованием приращений dZ и плотности воды для флюидного давления. Если предположить что контроль гидростатического давления осуществляется магмой, то тренды эффективных давлений в системе координат трещины составят: $\frac{\partial Sxx}{\partial z} = -0.7$ МПа/км, $\frac{\partial Syy}{\partial z} = -0.6$ МПа/км, $\frac{\partial Szz}{\partial z} = -0.4$ МПа/км, $\frac{\partial Szz}{\partial z} = 0.2$ МПа/км.

Результаты CFRAC-моделирования

Было выполнено моделирование в диапазоне вязкости от 0.2 до 2000 Па·с для двух вариантов тренда эффективного стресса (по гидростатике магмы и воды), всего 8 вариантов. Получено следующие распределения модельных параметров в трещине спустя 1 сут после начала инжекции магмы: флюидное давление и нормальный эффективный стресс, векторы смещений и скорости смещений, раскрытие трещины. В частности, раскрывшаяся часть трещины характеризуется флюидным давлением от 85 до 91 МПа (избыточное давление от 40 до 46 МПа), раскрытие трещины до 0.06 м. Эффективные напряжения снижаются до нуля в зоне раскрытия трещины. Верхняя стенка трещины соскальзывает вниз относительно нижней стенки (режим нормального разлома). Смещение достигает 2.3 м в раскрытой части трещины. В случае гидростатического взвешивания «по воде» наблюдается преимущественная тенденция раскрытия центральной части трещины, в то время как при гидростатическом взвешивании «по магме» – раскрывается верхняя часть трещины.

Программа CFRAC определяет пороговое значение сдвиговых скоростей деформации для генерации землетрясений, в этот момент модельный элемент, в котором достигнуто указанное условие, интерпретируется как начальная точка разрыва, который заканчивается когда скорости сдвиговых деформаций падают ниже порогового значения. Параметры землетрясений идентифицируются таким способом внутри программы CFRAC (времена, координаты гипоцентров, сейсмические моменты и магнитуды, площади разрывов) и записываются в результирующие файлы. Сейсмический момент М₀ оценивается по данным сдвиговых деформаций следующим образом: $M0 = G \cdot \int slip \, dA$, где G – модуль сдвига, A – площадь сдвига. Далее рассчитывается магнитуда M_W : $M_{\rm W} = \lg(M_0)/1.5 - 6.06$ (где M_0 выражается в Н·м). CFRAC-моделирование с использованием статической/динамической опции (коэффициент трения µstatic = 0.6 до начала землетрясения, резко падает до µ_{dvnamic} = 0.55 после начала землетрясения) показывает, что сдвиговые смещения во время инжекции магмы являются триггерами множества землетрясений в различное время и на различных расстояниях от точки инжекции, магнитуда таких землетрясений достигает 4.8 (Рис. 2).



Рис. 2. Диаграмма Гутенберга-Рихтера для Корякского вулкана: данные по сейсмичности 2008–2009 гг. (КФ ФИЦ ЕГС РАН) и результаты CFRAC-моделирования (гидростатическое взвешивание «по воде»)

Заключение

Выполнено CFRAC-моделирование инжекции магмы в трещину в условиях характерных для фундамента Корякского вулкана (режим нормальных разломов, угол падения 60°, размеры 2 х 2 км², глубина – 4 км ниже уровня моря). Результаты моделирования при расходе магмы 2000 кг/с в течение 1 сут показывают: раскрытие трещины до 0.06 м, сдвиговые деформации с генерацией от десятков до первых сотен землетрясений с магнитудой до 4.8. Таким образом доказано, что плоскоориентированные кластеры землетрясений под активными вулканами могут указывать на процессы магматического фракинга или инжекции даек. Тем не менее, различная статистика зарегистрированных (КФ ФИЦ ЕГС РАН) и модельных землетрясений (Рис. 2) указывает на необходимость изучения дополнительных сценариев инжекции магмы под активными вулканами, включая режимы с изменяющимся во времени расходом инжекции магмы и другие возможные варианты.

Автор выражает признательность Dr. M. McCluer и Dr. J. Norbeck за полезные замечания и комментарии. Работа выполнялась при поддержке РНФ по проекту # 16-17-10008.

Список литературы

1. Kiryukhin A.V., Fedotov S.A., and Kiryukhin P.A. A Geomechanical Interpretation of the Local Seismicity Related to Eruptions and Renewed Activity on Tolbachik, Koryakskii, and Avacha Volcanoes, Kamchatka, in 2008–2012 // Journal of Volcanology and Seismology. 10(5). 2016. P. 275–291.

2. *Kiryukhin A., Norbeck J.* Analysis of Magma Injection Beneath an Active Volcano Using a Hydromechanical Numerical Model PROCEEDINGS // 42nd Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California, February 13–15. 2017. P. 740–747.

3. McClure, M.W. CFRAC (version 1.2) Complex Fracturing Research Code User's Guide (version 20), December, (2014).

4. Sigmundsson, F., Hooper, A., Hreinsdorttir, S., et al. Segmented lateral dyke growth in a rifting event at Barrparbunga volcanic system, Iceland // Nature. 2015. vol. 517. P. 191–194. doi 10.1038/nature14.

5. Zoback M.D. Reservoir Geomechanics, Cambridge University Press, (2007), 448 p.

ЭФФЕКТЫ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ, *M*_w = 6.8–9.1, В ИЗМЕНЕНИЯХ УРОВНЯ ВОДЫ В СКВАЖИНЕ ЮЗ-5, КАМЧАТКА

Копылова Г.Н., Болдина С.В., Касимова В.А.

Камчатский филиал ФИЦ ЕГС РАН, г. Петропавловск-Камчатский, gala@emsd.ru, boldina@emsd.ru, vika@emsd.ru

Введение

Сильные землетрясения сопровождаются различными формами нарушения стационарного режима природных флюидодинамических систем подземных и поверхностных вод, которые проявляются в изменениях их гидродинамических и гидрогеохимических параметров. Описание изменений уровня воды в пьезометрических скважинах при сильных землетрясениях приводится в ряде публикаций, в частности, в обобщающей работе [5] и др. Колебания уровня, его понижения и повышения различной интенсивности И длительности отражают нестационарные гидрогеодинамические процессы в системе «скважина – водовмещающая порода» при воздействии на нее сейсмических волн. Главными вопросами при изучении таких эффектов являются оценка связи между особенностями вариаций уровня воды и параметрами землетрясений, а также определение механизмов их формирования в системе «скважина – водовмещающая порода». Изучение таких эффектов позволяет оценивать характер гидрогеодинамических процессов в водовмещающих породах при воздействии сейсмических волн и прослеживать изменения в состоянии флюидонасыщенной геологической среды во времени, что является актуальным при проведении геофизического мониторинга сейсмоактивных территорий.



Рис. 1. Схема расположения эпицентров землетрясений (табл.), скважины ЮЗ-5 и сейсмостанции Петропавловск (РЕТ) (на врезке)

В работе рассматриваются вариации уровня воды в скв. ЮЗ-5, зарегистрированные при 18-ти сильных местных и удаленных землетрясениях (рис. 1, табл.); приводится их морфологическая типизация в зависимости от параметров землетрясений и особенностей амплитудно-частотного состава сейсмических волн, записанных на ближайшей сейсмостанции Петропавловск (с/ст. РЕТ). С использованием моделирования рассматриваются механизмы формирования различных типов гидрогеосейсмических вариаций уровня воды в системе «скважина – водовмещающая порода».

Исходные данные и методика обработки

Скв. ЮЗ-5 вскрывает в диапазоне глубин 310–800 м позднемеловые отложения, представленные чередованием сланцев и аргиллитов. Уровень воды находится в 1 м ниже поверхности Земли. Водопроводимость водовмещающих пород $T = 7.8 \text{ м}^2/\text{сут}$. Наблюдения за вариациями уровня и атмосферного давления проводятся с сентября 1997 г. с периодичностью 10-5 мин. Точность измерений уровня воды – 0.1 см. Описание скважины и аппаратурного комплекса приводится в [2]. Барометрическая эффективность вариаций уровня воды составляет 0.4 см/гПа, чувствительность уровня по отношению к теоретической объемной деформации в диапазоне суточной и полусуточной групп приливных волн – 0.161 см/10⁻⁹.

Координаты, Время в Η. № Дата, град $M_{\rm W}$ Район Характер вариаций уровня воды Тип очаге. d_e , км км п/п ДД.ММ.ГГ ч:мин:с С. Ш. В. Д. IV 54.84 7.8 33 1 05.12.97 11:26:54 162.04 200 Камчатка Понижение на 1 м в течение 3 мес. Колебания в течение 1.5 ч с амплитудой 1.7 см, 27 2 25.09.03 19:50:06 41.81 143.91 8.3 1670 о. Хоккайдо Π повышение в течение 1.5 ч с амплитудой 1 см Колебания в течение 12 ч с амплитудой ≥5 см, 00:58:53 3.30 9.1 3 26.12.04 95.98 30 8260 о. Суматра Π повышение в течение 8 ч с амплитудой 2 см Колебания в течение 5 ч с амплитудой 1 см 4 28.03.05 16:09:36 2.09 97.11 8.6 30 8290 T о. Суматра 5 60.95 167.09 7.6 22 1018 20.04.06 23:25:02 Повышение в течение 4 ч с амплитудой 1.6 см Ш Корякия 6 11:14:13 46.59 153.27 8.3 15.11.06 10 812 о. Симушир Повышение в течение суток с амплитудой 6.5 см Ш Колебания в течение 3.5 ч с амплитудой 3 см. 7 13.01.07 04:23:21 46.24 154.52 8.2 10 810 П о. Симушир повышение в течение 3.5 ч с амплитудой 1 см 8 4.44 101.37 8.5 34 7770 Колебания в течение 3.5 ч с амплитудой 0.9 см 12.09.07 11:10:26 о. Суматра T Повышение в течение 3 ч с амплитудой 0.9 см 9 06:28:00 31.08 103.27 7.9 Ш 12.05.08 10 5176 Китай Колебания в течение 18.5 ч с амплитудой 6.6 см, 38.8 9.1 29 10 11.03.11 05:46:24 142.37 2000 Япония Π повышение в течение 20.5 ч с амплитудой 4 см 2.35 11 11.04.12 08:38:38 93.07 8.7 33 8560 о. Суматра Колебания в течение 24 ч с амплитудой 1.5 см T 12 11.04.12 10:43:09 0.77 92.45 8.2 Колебания в течение 22 ч с амплитудой 0.7 см I 16 8760 о. Суматра 45 13 28.02.13 14:05:51 50.93 157.34 6.8 260 Камчатка Понижение на 28 см в течение 1.5 мес. IV Колебания в течение 18 ч с амплитудой 1.2 см, Охотское 05:44:48 54.89 153.22 8.3 14 24.05.13 611 720 Π повышение в течение 7 сут. с амплитудой 9 см море Колебания в течение 4.5 ч с амплитудой 0.4 см 15 01.04.14 23:46:47 -19.61 -70.778.2 25 13300 Чили Ι 28.15 7.8 15 Колебания в течение 4 ч с амплитудой 0.5 см Ι 16 25.04.15 06:11:26 84.71 6810 Непал 16.09.15 Колебания в течение 6.5 ч с амплитудой 0.5 см 17 22:54:33 -31.57 -71.65 8.3 25 14600 Чили Ι 158.51 18 30.01.16 03:25:10 54.01 7.2 180 80 Камчатка Понижение на 70 см в течение 3 мес. IV

Таблица. Данные о землетрясениях (https://earthquake.usgs.gov/earthquakes) и характеристика гидрогеосейсмических вариациях уровня воды в скважине ЮЗ-5. Номера землетрясений соответствуют номерам на рис. 1



Рис. 2. Примеры гидрогеосейсмических вариаций уровня воды в скважине ЮЗ-5 (типы I-IV), в сопоставлении с записями землетрясений на канале ВНZ, с/ст. РЕТ. Номера землетрясений соответствуют табл. и рис. 1



Во время прохождения сейсмических волн от 18-ти землетрясений с величинами магнитуд $M_{\rm W} = 6.8 - 9.1$, произошедших на эпицентральных расстояниях $d_e = 80 - 1000$ 14 600 км (рис. 1, табл.), в изменениях уровня воды в скв. ЮЗ-5 были выделены вариации, которые по их особенностям морфологическим (по форме) И продолжительности были разделены на четыре типа: тип I – вынужденные и свободные колебания в течение часов, тип II – колебания с кратковременным, от минут – часов до первых суток. остаточным повышением; тип III – кратковременные остаточные повышения; тип IV длительное (месяцы) понижение уровня воды (табл., рис. 2).

Рис. 3. Распределение различных типов гидрогеосейсмических вариаций уровня воды в скважине ЮЗ-5 (тип I – белые кружки, тип II – серые, тип III – темно-серые, тип IV – черные) в зависимости от параметров землетрясений M_W , d_e и величины плотности сейсмической энергии *e*. Цифры соответствуют номерам землетрясений на рис. 1 и в таблице

В [5] для оценки сейсмического воздействия на природные флюидодинамические системы применялась величина удельной плотности энергии в сейсмической волне *е*, Дж/м³:

$$\log d_e = 0.48 \, M_{\rm W} - 0.33 \, \log e - 1.4. \tag{1}$$

На рис. 3 представлено распределение выделенных четырех типов вариаций уровня воды в зависимости от соотношения величин M_W , d_e и *e*. Характер их распределения показывает очевидную связь особенностей вариаций уровня воды с параметрами землетрясений.

Оценку сейсмического воздействия на состояние природных флюидодинамических систем также можно проводить с использованием данных регистрации сейсмических волн широкополосной сейсмометрической аппаратурой. В работе использовались записи землетрясений на расположенной в 25 км от скважины с/ст. РЕТ (датчик STS-1) и программа DIMAS, позволяющая проводить фильтрацию и анализ записей в различных частотных диапазонах. В результате были оценены для каждого землетрясения величины максимальных амплитуд движений грунта (скоростей, смещений и ускорений) и частотных диапазонов их проявления. Рис. 4 демонстрирует распределение различных типов гидрогеосейсмических вариаций уровня воды в зависимости от амплитудно-частотного состава максимальных смещений грунта на канале BHZ.



Рис. 4. Распределение различных типов гидрогеосейсмических вариаций уровня воды (тип I – белые кружки, тип II – серые, тип III – темносерые, тип IV – черные) в зависимости от амплитуды и частотного диапазона проявления максимальных смещений грунта на канале BHZ, с/ст. РЕТ. Частотные диапазоны проявления максимальных амплитуд смещений показаны горизонтальными пунктирными линиями. Положение кружков соответствует центральной частоте полосы фильтрации. Цифры – номера землетрясений по табл. и рис. 1

Результаты моделирования гидрогеосейсмических вариаций и оценка механизмов их формирования

Моделирование наблюденных вариаций уровня воды с использованием параметров водовмещающих пород, геометрических размеров наблюдательной скважины и математических зависимостей, описывающих различные виды гидрогеодинамических эффектов в системе «скважина – водовмещающая порода», позволяет построить модель формирования гидрогеосейсмических вариаций для реальной скважины, в частности, для скважины ЮЗ-5 [1].



0.015

0.010

0.005

20.04.2006 M=7.6, R=1018 км 20

ч 25 мин

40

60

Время, минуты

Σ

Уровень воды,

Рис. 5. Изменения амплитудного соотношения между вариациями уровня воды x_0 и напором h_0 в зависимости от периода сейсмической волны τ

Для описания колебаний уровня воды в скв. ЮЗ-5 (типы I и II) использовалось аналитическое выражение для амплитудного соотношения между вариациями уровня воды x_0 и напором h_0 с учетом резонансного эффекта усиления вариаций порового давления в системе «скважина – водовмещающая порода» при прохождении поверхностных сейсмических волн, приведенное в [3]:

$$A = x_0 / h_0 = \left[\left(1 - \frac{\pi w_w^2}{T\tau} Kei\alpha_w - \frac{4\pi^2 H_e}{\tau^2 g} \right)^2 + \left(\frac{\pi w_w^2}{T\tau} Ker\alpha_w \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}}, \quad (2)$$

где H_e – эффективная высота столба воды в скважине, τ – период сейсмической волны, $\alpha_w = r_w (\omega S/T)^{1/2}$ – безразмерная функция частоты, выраженная через параметры водовмещающих пород и геометрические размеры скважины: T – коэффициент водопроводимости, S – упругая емкость, r_w – радиус скважины в области фильтра, ω – угловая частота сейсмической волны; $Ker\alpha_w$, $Kei\alpha_w$ – действительная и мнимая части функции Кельвина нулевого порядка.

На рис. 5 приводится пример моделирования колебаний уровня воды в скв. ЮЗ-5 при Суматра-Андаманском землетрясении 26.12.2004 г., M = 9.1 (№ 3 табл., Тип II, рис. 2), который показывает, что колебания уровня возникают при прохождении сейсмических волн с периодами $\tau = 44.6$ с при величине параметра $T/r_w^2 \ge 1$ с⁻¹ [4].

Кратковременное повышение уровня воды (тип III) происходит вследствие импульсного увеличения напора вблизи ствола скважины (Тип III, рис. 2). Для его описания использовалась затухающая экспоненциальная функция, характеризующая процесс течения воды без конкретизации

пространственного изменения поля давления, вызывающего приток воды в скважину [1]:

$$u(t) = u_0(1 - exp(-t/t_r)),$$
 (3)

где u_0 – максимальная амплитуда повышения уровня воды, t – время, t_r – параметр времени релаксации давления в системе «скважина – водовмещающая порода».

Рис. 6. Результаты моделирования повышения уровня воды в скв. ЮЗ-5 в течение двух часов после вступления сейсмических волн при Олюторском землетрясении (№ 5 табл., показано стрелкой): 1 – 10-минутные данные наблюдений; 2 – расчетное повышение уровня воды по (3)

Результаты моделирования показывают, что расчетное повышение уровня воды хорошо согласуется с наблюденными данными при величинах амплитуды увеличения напора $u_0 = 1.6$ см и $t_r = 14$ мин (рис. 6).

100

80



Рис. 7. Результаты моделирования понижения уровня воды в скв. ЮЗ-5 в течение трех месяцев после Жупановского землетрясения (№ 18 в табл.): 1 – среднесуточные данные наблюдений с компенсированными барометрическими и сезонными вариациями; 2 – расчетное понижение уровня воды по (4)

Для описания длительных понижений уровня воды в результате землетрясений с интенсивностью сотрясения $I_{MSK-64} \ge 5$ баллов (Тип IV, рис. 2) использовалась модель удаленного точечного источника возмущения напора в водоносном горизонте [1]:

$$x = x_0 - \Delta h \cdot erfc(R/\sqrt{4ct}), \qquad (4)$$

Время, сутки где *x* – уровень воды в скважине, *x*₀ – начальный уровень воды в скважине, *R* – расстояние от скважины до источника падения порового давления, *c* – пьезопроводность, *t* – длительность понижения уровня.

Результаты моделирования показывают, что постсейсмическое понижение уровня воды с амплитудой $\Delta h = 0.40$ м в скв. ЮЗ-5 при величине пьезопроводности водовмещающих пород c = 0.24 м²/с могло произойти при расстоянии до источника падения напора R = 450 м (рис. 7).

Обсуждение результатов и выводы

1. Проявления выделенных по морфологическим признакам четырех типов вариаций уровня воды I–IV определяются параметрами землетрясений – соотношением величин магнитуды M_W и эпицентрального расстояния d_e , а также величиной плотности энергии в сейсмической волне e.

2. Особенности вариаций уровня воды при воздействии сейсмических волн от сильных землетрясений и, соответственно, проявления четырех выделенных типов гидрогеосейсмических вариаций, также зависят от амплитудно-частотного состава сейсмических волн. Низкочастотные и низкоамплитудные сейсмические сигналы сопровождаются колебаниями уровня воды (тип I). При увеличении амплитуды сейсмического сигнала на колебательный режим могут накладываться кратковременные повышения уровня (тип II). Относительно высокочастотные сейсмические сигналы сопровождаются кратковременные повышениями повышениями уровня воды (тип III). При увеличении амплитуды сигнала, в случаях наиболее сильных местных землетрясений, вызывающих ощутимые сотрясения интенсивностью $I_{MSK-64} \ge 5-6$ баллов, проявляются длительные (месяцы) понижения уровня воды (тип IV).

3. С использованием моделирования рассмотрены механизмы формирования различных типов гидрогеосейсмических вариаций уровня воды в скв. ЮЗ-5. Колебания уровня воды (типы I и II) возникают вследствие резонансного эффекта усиления флюидного давления в системе «скважина – водовмещающая порода» при прохождении поверхностных сейсмических волн с периодами, соответствующими резонансной частоте скважины (≈ 0.023 Гц); – повышение уровня в течение десятков минут-часов после прохождения сейсмических волн (тип III) могут вызываться кратковременным ростом флюидного давления вследствие локального изменения проницаемости водовмещающих пород и нарушения стационарных условий течения воды в области непосредственно примыкающей к стволу скважины; – длительное понижение уровня в результате ощутимых землетрясений ($I_{MSK-64} \ge 5$ баллов) (тип IV) может быть связано с существенными изменениями структуры водоносной системы в радиусе порядка сотен метров от скважины и увеличением проницаемости водовмещающих пород, которое сопровождалось падением флюидного давления с амплитудами до 0.03–0.1 бар.

Список литературы

1. Болдина С.В., Копылова Г.Н. Моделирование вариаций уровня воды в скважине ЮЗ-5, Камчатка, вызванных землетрясением 28.02.2013 г., М=6.8 // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Тр. Четвертой научно-техн. конф. Обнинск: ГС РАН, 2013. С. 435–439.

2. Копылова Г.Н., Болдина С.В., Смирнов А.А., Чубарова Е.Г. Опыт регистрации вариаций уровня и физико-химических параметров подземных вод в пьезометрических скважинах, вызванных сильными землетрясениями (на примере Камчатки) // Сейсмические приборы. 2016. № 4. С. 43–56.

3. Cooper H.H., Bredehoeft J.D., Papadopulos I.S., Bennet R.R. The response of well-aquifer system to seismic waves // JGR. 1965. V. 70. P. 3915–3926.

4. *Kopylova G.N., Boldina S.V.* The Response of Water Level in the YuZ-5 Well, Kamchatka to the Magnitude 9.3, Sumatra–Andaman Earthquake of December 26, 2004 // Journal of Volcanology and Seismology. 2007. V. 1. № 5. P. 319–327.

5. Wang C.-Y., Manga M. Earthquakes and Water. Springer Heidelberg Dordrecht London New York, 2010. 225 p.

ПРОЦЕССЫ РЕЛАКСАЦИИ В СРЕДЕ БЛОЧНОГО СТРОЕНИЯ

Кролевец А.Н.

Российская Академия Народного Хозяйства и Государственной Службы Петропавловск-Камчатский филиал, priemnaya@pk.ranepa.ru

Введение

Ключом к пониманию деталей афтершокового процесса может стать феноменологическая закономерность затухания интенсивности афтершоков, названная законом Омори [8]: dN/dt = K/t. Здесь t – время, отсчитываемое от момента главного события, dN – число афтершоков в течение времени dt (dN и dt – физически бесконечно малые величины), K – коэффициент пропорциональности. Предложены и иные, феноменологические аппроксимации, более точно приближающие dN/dt. Точность достигается ценой введения в уравнения дополнительных подгоночных параметров. Такова, например, формула Утсу [10]: $dN/dt = K/(t+c)^p$, с и p – подгоночные параметры. Физической же по своей сути является модель афтершоков Беньоффа [6], способная объяснить накопление энергии элементами очага и её последующей диссипации. Особенности спадания интенсивности Беньоффом не исследовались. В настоящей работе анализ закона Омори, и сопоставление с идеями Беньоффа позволили предложить физическую модель процессов, объясняющую временной ход спадания интенсивности афтершоков. Выводы, следующие из анализа модели, сопоставляются с наблюдательными данными. Для исследования использован региональный каталог землетрясений Камчатского филиала ГС РАН, по состоянию на декабрь 2016 г. [2]. Классификация землетрясений по энергии выполнялась с помощью класса K₈ [5]. Район исследования заключен в рамки по широте φ от 46.6° до 62.6° N, по долготе λ от 148.5° до 174.4° E.

Моделирование афтершокового процесса

Проинтегрировав закон Омори по времени, получим

 $N = K \cdot \ln(t) + H$,

здесь *H* – постоянная интегрирования. Видим, что накопленное к моменту времени *t* число афтершоков N связано с логарифмом времени линейно. В работах [7, 9] отмечается линейная же связь величины деформации образцов пород с логарифмом времени в лабораторных экспериментах после резкого изменения напряженного состояния образцов. Сопоставление (1) с результатами Григгса, Шольца позволяет предположить пропорциональность величины накопленной линейной деформации среды в определенном пространственном направлении после главного события накопленному числу афтершоков. Формула (1) допускает ещё и следующую интерпретацию. Временную шкалу афтершокового процесса можно разбить на неперекрывающиеся последовательно следующие интервалы – предлагаем назвать их «этапами», длительности которых возрастают по закону, близкому к геометрической прогрессии, причем в течение каждого интервала происходит примерно одно и то же количество событий ΔN . Например, при удвоении интервалов $\Delta N = K \cdot \ln(2)$. Итак, предлагаются следующие основания для физического моделирования афтершокового процесса: 1. В продолжение афтершокового процесса в разных временных масштабах следуют однотипные, физические процессы "этапы". Длительность каждого следующего этапа в разы отличается от предыдущего. 2. На каждом этапе пространственно ограниченные упруго деформированные фрагменты объема среды (блоки) отделены от остального объема разломами в виде одной или бо́льшего числа плоских поверхностей (площадок) [3]. Блоки по площадкам движутся, испытывая действие упругих и вязких сил. Частицы, удаленные от площадок, движутся квазинепрерывно, а примыкающие к площадкам – испытывая зацепления и срывы. 3. Срывы в продолжение отдельного этапа порождают серии афтершоковых событий. В простейшей ситуации, отдельная серия афтершоков ассоциируется с движением одного блока в продолжение одного этапа. 4. Обозначим s_0 – полное смещение блока в продолжение этапа. Длительность каждого очередного временного промежутка между следующими по порядку афтершоками близких энергий во временных рамках этапа соответствует времени движения блока на расстояние s_0/m . Здесь *т* –число, являющееся полным числом частичных смещений в продолжение одного этапа, близкое, но большее числа афтершоковых событий отдельной серии. Возможные значения *m* могут быть установлены из наблюдений. Сформулированные выше гипотезы, близки также к идеям модели "stick-slip", идеям

(1)

иерархического строения геофизической среды [4, 3]. *Физическую* модель движений в очаговой зоне построим сначала для совокупности *несвязанных блоков* (рис. 1а, б), и множества связанных блоков (рис. 1в). Положим, что элементами, моделирующими вязкоупругое движение отдельного блока в течение этапа, являются соединенные вместе элементы [6] (рис. 1б): *G*₁, *G*₂ – упругие,



Рис. 1. Модели движущихся упруго связанных блоков. На рис.1*в* – выше блоков указаны их номера (0...М)

R – резистивный (диссипативный), f – разлом, F – внешняя для блока сила. G_1 -представляет упругие свойства большей части объема блока, а G_2 – части, примыкающей к разлому. Движение блоков считаем квазистатичным: силами инерции пренебрегаем. Это оправдано для промежутков времени, пока блоки в зацеплении: от десятков минут и более. Поэтому сила F уравновешивается силами со стороны G_1 и R. Пусть x(t) – изменение одного из размеров элемента G_1 (блока), значение отсчитываем от положения в момент начала движения, – $k \cdot x$ – упругая сила, k – коэффициент жесткости, – $\beta \cdot dx / dt$ – сила вязкого трения, dx / dt – скорость, β – коэффициент пропорциональности механизма ньютоновского вязкого трения. Условие и уравнение квазистатического равновесия вдоль оси Ox: $0 = F - k \cdot x - \beta \cdot dx / dt$. Теперь значение полного смещения в течение этапа $s_0 = F/k$, а $\tau = \beta/k$ – характерное время процесса. Решение:

$$x(t) = s_0 \cdot (1 - \exp(-t/\tau)).$$
 (2)

Афтершоки, обусловленные кратковременными подвижками по разлому f (рис. 16), происходят в моменты времени t_i каждый раз, когда изменение деформации упругого элемента G_2 "величина потенциальной подвижки" после последнего афтершокового события достигает одного и того же критического значения, близкого к величине s_0/m . Грубо можно считать все подвижки одной серии по значению одинаковыми. Тогда афтершоки серии будут происходить в моменты времени t_i , когда значения деформации блока (G_1 по схеме рис. 16) составят последовательность: $x(t_i) = s_0 \cdot i / m$, для i = 1, 2...m - 1. Из (2), получаем выражение для моментов времени t_i , отсчитываемых от момента начала этапа

ti

$$= -\tau \cdot \ln(1 - i/m). \tag{3}$$

Небольшое, близкое к (m - 1) число афтершоков отдельного этапа, и близкие значения их энергий не позволяет считать, что движение лишь одного блока моделирует весь афтершоковый процесс. В реальности, в продолжение рассматриваемого этапа могут двигаться и другие блоки, но с иными характерными временами. Усложняет интерпретацию последовательности афтершоков возможное одновременное движение непосредственно не связанных блоков с близкими значениями τ . В случае же существенного отличия характерных времен, формула (3) для t_i останется в силе. Оценка длительности этапа $\tau \cdot \ln(m)$ получается из (3), если принять i = m - 1. Можно ожидать, весь афтершоковый процесс является последовательностью этапов релаксации блоков среды с возможностью временного наложения этапов разных блоков.

Распределение характерных времён т. Линейный анализ движений модельной цепочки из M одинаковых связанных блоков (рис.1в) позволяет рассматривать движения, как наложение релаксационных мод с разными τ : $1/\tau_n = 2$ ($1 - \cos(n \cdot \pi/M)/\tau$. Здесь n – номер моды. Из выражения τ_n получаем: минимальное время релаксации соответствует моде с максимально возможным номером n = M/2: $\tau_{M/2} = \tau/2$. Максимальное же время релаксации соответствует моде с (n = 1). Если считать, что число блоков M >> 1 и разложить $\cos(\pi/M)$ в ряд по малому параметру π/M , получим, $\tau_1 \approx \tau (M/\pi)^2$, что в $2(M/\pi)^2$ раз превышает минимальное значение. К примеру, для цепочки из M = 120 блоков минимальное τ отличается от максимального, почти в 3000 раз. В простейшей модели будем считать этапы следующими последовательно без временного перекрытия. Положим, вначале, что значения τ_j последовательных этапов также составляют геометрическую прогрессию: $\tau_j = 2^{j-6}$ суток, j = 1...7, m = 6 для всех серий. Моменты наступления афтершоков, считая от начала первого этапа (формула (3) при $\tau = \tau_1$, i = 1...5): 0.0057, 0.0127, 0.0217, 0.0343, 0.0560 суток. Считаем началом каждого следующего этапа момент наступления последнего события на предыдущем этапе.

Интервалы времени ожидания наступления афтершоковых событий, считая от начала очередного этапа, получим, умножив эту пятерку чисел на 2^1 (для второго), на 2^2 (для третьего) и т.д. Располагая этапы последовательно на временной шкале, вычислим для каждого т, ожидаемые моменты наступления афтершоковых событий. Значения N получаем, как результат сквозной нумерации этих моментов, начиная с единицы. На рис. 2а точками представлен результат вычислений "модель 1": зависимость $N - \log(t)$. Сплошной линией представлены и N(t), вычисленные по проинтегрированной формуле Утсу: $N = K \cdot c^{1-p} \cdot ((1 + t / c)^{1-p} - 1) / (1 - p)$. Здесь использовались параметры K = 7.11, c = 0.048 и p = 0.99 полученные путем минимизации суммы квадратов разностей для каждого момента времени накопленного числа N модельных "афтершоков" и N(t) вычисляемой по формуле. Как видим, приближение Утсу удовлетворительно описывает монотонный характер сгенерированных в рамках модели данных. Для сравнения на рис. 26 и 2в представлены аналогичные графики для реальных афтершоков двух камчатских землетрясений: 02.03.1992: K_S ≥ 11 (рис. 2б) и 05.12.1997: $K_{\rm S} \ge 12.3$ (рис. 2в). Здесь наблюдаются и выраженные изменения наклонов отдельных "кусков" графиков. Последнее обстоятельство можно трактовать, как результат отклонений от регулярности зависимости $\tau_{i+1} = r \cdot \tau_i$. Ожидалось, что модельные зависимости N(t), построенные с использованием *случайных* значений $lg(\tau_i)$, имеющих *равномерное* распределение, будут в большей степени сходны с диаграммами, построенными по данным для реальных афтершоков. Сгенерируем теперь значения τ_i так, чтобы числа $y_i = \lg(\tau_i)$ оказались случайными равнораспределёнными. С помощью генератора случайных чисел, был получен, отсортирован по возрастанию ряд у, семи псевдослучайных чисел в интервале от -3 до 2: -2.314, -1.888, -1.689, -0.704, -0.446, 0.038, 1.621. Далее, для каждого было вычислено значение $\tau_i = 10^{y_i}$. Для полученного псевдослучайного набора τ_i вычислены, по формуле (3), моменты наступления афтершоковых событий, считая от начала соответствующего этапа, затем абсолютные значения моментов времени. На рис. 2г представлена "модель 2": результат вычислений: N(t) и сглаживающая кривая для тех же моментов t. Теперь подгоночные параметры формулы Утсу имели значения: K = 4.01, c = 0.030, p = 1.37. По нашему мнению, результат моделирования с

использованием псевдослучайных характерных времен τ_j в большей степени соответствует реальным данным, чем с использованием ряда "регулярных" τ_j . Смоделированная последней зависимость N(t), проявляет, как плавный тренд, описываемый формулой Утсу, так и заметные отклонения от монотонности.



Рис. 2. Сравнение модельных временных последовательностей афтершоков (а, г) с реальными (б, в)

Пространственное распределение гипоцентров реальных афтершоков. Теперь проверим положения модели: 1) существование плоских площадок – граней блоков. 2) Этапность, означающая, что последовательности афтершоков можно группировать в серии с разными характерными временами τ . 3) Применимость формулы (3). Результаты проиллюстрируем по материалам исследования афтершоков Кроноцкого землетрясения (КЗ). Площадки скольжения (грани) блоков обнаруживались по событиям с $K_S \ge 12.3$. Этапность – по событиям с гипоцентрами на плоскостях скольжения.

Дата	φ°	λ°	h, км	Δh , км	Ks	N
05.12.97 11:26	54.64	162.55	10	2	15.5	1
05.12.97 11:35	53.86	161.19	32	29	13.9	2
05.12.97 11:37	54.099	163.124	24.2	5	13.7	3
05.12.97 11:42	53.54	161.8	37	3	12.7	4
05.12.97 11:45	54.97	161.97	11	4	12.9	5
05.12.97 11:48	54.29	162.46	10	10	13.5	6
05.12.97 11:51	53.9	161.5	19	8	12.5	7

Таблица 1. Подкаталог мощнейших событий КЗ, по которым отыскивались площадки скольжения

Отобранные так хронологически подряд афтершоки сведены в таблице. 1. φ , λ , h – координаты гипоцентров, N – номер для отобранных. Поиск выполнялся визуально графическими средствами математического пакета Maple. На 3-х мерных точечных графиках гипоцентров выявлялись площадки, на каждой из которых оказалось бы не менее четырех гипоцентров. Для каждой из визуально выявленных площадок по методу наименьших квадратов устанавливались представленные в таблице 2 параметры a_j , b_j , d_j линейного соотношения, связывающего глубину h_N каждого гипоцентра плоской площадки с его координатами φ_N и λ_N : $h_N = a_j \cdot \varphi_N + b_j \cdot \lambda_N + d_j$. Для этого минимизировалась сумма квадратов разностей глубин, вычисленных по формуле и значений h из каталога.

Таблица 2. Параметры плоскостей группирования афтершоков Кроноцкого землетрясения 1997 г.

пл.	а, км/град	<i>b</i> , км/град	<i>d</i> , км	Ν	δh , ($arDelta h_N$), км
1	-17.86333700	-1.876962778	1296.87	2, 3, 4, 5	0.2 (12); 0.1 (29); -0.2 (17); -0.1 (5)
2	-43.46853780	8.548170637	981.30	3, 4, 6, 7	-0.1 (29); 0.1 (17); 0.1 (3); -0.1 (7)

Обязательно требовалось выполнение условия: модули невязок $\delta h_N = |h_N - h|$, вычисленных значений h_N , не должны превышать погрешностей глубин гипоцентров из каталога. В таблице 2 представлены параметры a_j , b_j , d_j двух площадок группирования для гипоцентров хронологически первых афтершоков K3, номера N событий, попадающих на соответствующую площадку. В том же порядке: списки невязок δh_N и, для сравнения, погрешностей Δh_N . Информация о попаданиях гипоцентров на площадки вне временных рамок серий при вычислениях параметров площадок не учитывалась. Как видим из таблицы 2, все шесть следующих подряд афтершоков (исключая N = 1 – основное событие) попадают на две площадки при этом невязки δh (отклонения от площадок по глубине) во всех случаях оказываются много меньшими погрешностей Δh определения глубин. Обе площадки можно интерпретировать как площадки скольжения. Объём публикации не позволяет представить данные по всем найденным площадкам K3 и ряда других сильных камчатских землетрием.

Временное следование афтершоков с гипоцентрами на найденных площадках. Этапность исследовалась по событиям, попадающим во временное и пространственное окна, но лишь, на первую и/или вторую площадки (j = 1, 2 табл. 2), но теперь классов $K_{\rm S} \ge 11$. В хронологическом порядке отбирались афтершоки КЗ с глубиной гипоцентров *h* < 100 км, попадающие в пространственное окно [1], для которых невязки $|\delta h_N| \leq \Delta h$. Оказалось, что временной промежуток с 05.12.1997 11:26 по 08.06.1999 13:58 естественным образом распадается на семь временных интервалов "этапов", включающих серии афтершоков, *i* – номер события в серии. Временные рамки этапов идентифицируются по линейности связи момента времени t наступления афтершокового события либо с номером события *i* в серии, либо с параметром $\psi = -\ln(1 - i/m)$ (формула (3)). m = 14и m = 8 – соответствуют второму и шестому этапам. Обратная экстраполяция момента времени к значению I = 0, всех семи этапов позволяет получить значения t_0 – условных моментов начала этапа (рис. 3). Интервалы Δt рис. 3 – промежутки времени от условного момента начала этапа до момента наступления события во временных рамках серии. На рис. 3(a, b, d, w) – линейная связь $\Delta t(i)$. Числовые коэффициенты соответствует средним промежуткам времени между последовательными событиями. Для второго и шестого этапов на рис. 3(б, е) представлена линейная связь $\Delta t(\psi)$. Здесь числовые коэффициенты линейных зависимостей являются значениями характерного времени т формула (3) этапов. В промежуток времени с 01.01.98 20:03 по 30.05.98 3:51 ни один гипоцентр событий класса $K_{\rm S} \ge 11$ не попадает на площадки 1, 2. По длительности этот промежуток может быть выделен в отдельный "тихий" этап взаимодействия блоков, с площадками 1 и 2.

Обсуждение и заключение

В пользу вывода о *реальном существовании площадок скольжения* свидетельствует попадание *следующих подряд в подкаталоге* гипоцентров на плоские площадки и сравнение невязок δh с погрешностями Δh (табл. 2). В подавляющем большинстве случаев оказывается, что δh меньше, чем Δh примерно на порядок. Установленная кусочность линейной связи $\Delta t(i)$ или $\Delta t(\psi)$ афтершоков K3, указывает на этапность процесса и одновременно выявляет временные рамки этапов. В течение двух этапов (рис. 3 б, е) оказывается полностью справедливой формула (3), причём *m* на единицу больше полного числа событий этапа. Процессы в течение остальных пяти временных промежутков (рис. 3) можно интерпретировать как в среднем равномерное движение блоков. По нашему мнению, движение в течение этапов 1, 3–5 (рис.3 а, в–д) также может интерпретироваться в рамках формулы

(3). Однако, близость к линейности N(i) на первом этапе (рис. 3а) обусловлена большим значением параметра $m \approx 120$.





Рис. 3. Графики и уравнения линейных приближений зависимостей момента времени Δt наступления события, от его номера (*i*), либо параметра $\psi = -\ln(1 - i/m)$. Временные рамки этапов также указаны рядом с каждым из графиков. Δt отсчитывается от момента условного начала каждого из этапов. R^2 – коэффициент детерминации

Процесс с относительно невысоким значением затухания на первом этапе прерывается до того, как полное число (семь) событий этого этапа – достигает предельного значения, близкого *m*. Детальная интерпретация движений в течение этапов 3–5 (рис. 3 в–д) в рамках формулы (3) вызывает затруднение. На каждом из них можно предложить наложение нескольких затухающих экспоненциально (формулы (2) и (3)) движений с близкими значениями τ для каждого. Отдельно стоят «тихий этап» январь – май 1998 г. и этап 7 (рис. 3 ж). Значение интенсивности (dN/dt) афтершоков $K_S \ge 11$ на этапе 7 близко к средним значениям до основного события (05/12/1997). Это можно интерпретировать так, что события «этапа» 7 для самых крупных блоков уже не относятся к афтершоковым. Процесс для этих крупных блоков закончился к началу января 1998 г. Относительно быстрые движения после этого совершали лишь более мелкие структурные образования.

Список литературы

1. Гусев А.А., Левина В.И., Салтыков В.А., Гордеев Е.И. Сильное Кроноцкое землетрясение 5 декабря 1997 // Кроноцкое землетрясение на Камчатке 5 декабря 1997 г. Петропавловск-Камчатский: КГАРФ, 1998. С. 32–54.

2. Каталог землетрясений: [Электронный ресурс] // Камчатский филиал Федерального исследовательского центра "Единая геофизическая служба Российской академии наук". Петропавловск-Камчатский, 2000–2017. URL: www.emsd.ru/ts/.

3. *Кролевец А.Н.* Иерархическая модель активной геофизической среды // Вулканология и сейсмология. 2003. № 6. С. 71–80.

4. Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука, 1991. 96 с.

5. Федотов С.А. Энергетическая классификация Курило-Камчатских землетрясений. М.: Наука, 1972. 117 с.

6. Benioff H. Earthquakes and rock creep // Bull. Seism. Soc. Am. 1951. V. 41. № 1. P. 31–62.

7. Griggs D. Creep of Rocks // Jour. Geol. 1939. V. 47. P. 225-251.

8. Omori F. On the aftershocks of earthquakes // Journal of the College of Science, Imperial University of Tokyo. 1894. № 7. P. 111–200.

9. Scholz C. H. Microfractures, aftershocks, and seismicity // Bulletin of the Seismological Society of America. 1968. V. 58. № 3. P. 1117–1130.

10. Utsu T. A statistical study on the occurrence of aftershocks // Geoph. Magazine.1961.V. 30. P. 521-605.

ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ МОДЕЛИ МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ ЗОНЫ ТРЕЩИННЫХ ТОЛБАЧИНСКИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ

Кугаенко Ю.А.

Камчатский филиал ФИЦ ЕГС РАН, г. Петропавловск-Камчатский, ku@emsd.ru

результаты Обобшены применения метода низкочастотного микросейсмического зондирования (MM3) для изучения магматической питающей системы Толбачинского Дола¹, где преобладают трещинные извержения. Исходные данные были получены в 2010-2015 гг. при пошаговой регистрации фонового микросейсмического излучения (микросейсмической съемке) на детально размеченном полигоне, который включает зоны трещинных извержений 1975–1976 гг. и 2012–2013 гг., а также частично постройку вулкана Плоский Толбачик. В ММЗ аномальные вариации в спектрах микросейсм увязываются с глубинными неоднородностями [2]. По результатам микросейсмической съемки построена структурная модель, объединяющая выявленные глубинные элементы, ассоциирующиеся с системой питания поля ареального вулканизма. Для повышения достоверности интерпретации MM3-аномалий привлечены результаты независимых геологогеофизических исследований. Выявленные структуры сопоставлены с новой сейсмотомографической моделью магматических источников, питающих южную часть Ключевской группы вулканов [10].

Особенности Толбачинского Дола

Толбачинская зона ареального (моногенного) вулканизма и в особенности ее южная ветвь – Толбачинский Дол (ТД) – сохраняет высокую активность и достаточно хорошо изучена различными методами. В частности, большое внимание было уделено последним историческим извержениям: Большому трещинному Толбачинскому извержению 1975–1976 гг. (БТТИ) и Трещинному Толбачинскому извержению 2012–2013 гг. (ТТИ). Основные особенности ТД: контрастный состав изверженных базальтов; неравномерность пространственного распределения эруптивных центров магмы различного состава; наложение на стратовулкан Плоский Толбачик; временная изменчивость. Центры извержений глиноземистых базальтов стянуты к северной части ТД и вулкану Плоский Толбачик (ВПТ), магнезиальные базальты извергаются преимущественно в средней части Дола, а их промежуточные разности преобладают в южной [1]. Такая поверхностная картина свидетельствует о латеральных отличиях различных сегментов магматической питающей системы под ТД и ВПТ.

Формирование представлений о глубинном строении Толбачинского Дола

Основным элементом тектономагматической модели ТД является разломная зона CB простирания, пересекающая BIIT (рис. 1). Эта структура диагностирована как глубинный разлом по геологическим данным [5]: значительная протяженность разрывов земной коры, их высокая вулканическая активность, сравнительная однородность состава вулканитов. В этой же работе впервые говорится о рифтовой природе разломной зоны. Ранее предполагалось, что глубина ее заложения соответствует области перехода между земной корой и верхней мантией (не менее 30–35 км) [1]. В [3, 4] приводится глубина корней разлома, соответствующая средней коре (10–15 км) и предполагается, что плоскость разлома круто падает ~ на восток (угол падения 75–80°), а разлом рассматривается в качестве главного магмовода, питающего ТД.

Первая модель магматического питания ТД была предложена после БТТИ [1]. Это извержение было представлено разнесенными на 10 км прорывами, Северным и Южным (СП и ЮП), и сопровождалось образованием на вершине ВПТ провальной кальдеры, появление которой предположительно связывалось с оттоком базальтов из-под вулкана в район ЮП. Рои землетрясений, свидетельствовавшие о скрытом внедрении базальтовых даек, вытянулись на 50 км к югу от ВПТ, иллюстрируя масштабы происходивших явлений. Модель магматического питания разнесенных вдоль рифта эруптивных центров БТТИ базировалась на гипотезе смешения магматических

¹ В данном исследовании Толбачинским Долом именуется Ю–ЮЗ ветвь Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов, или Толбачинской ареальной зоны. Толбачинский Дол рассматривается как самостоятельное активное вулканическое образование – Толбачинское поле ареального вулканизма.

расплавов и существовании сублатеральных магмоводов, глубины залегания которых оставались дискуссионными.

Развитие камчатской системы сейсмического мониторинга обеспечило получение детальных данных о землетрясениях Ключевской группы вулканов и позволило применять сейсмическую томографию (СТ) для исследования ее внутреннего строения.

Масштабная комплексная модель глубинного строения Ключевской группы вулканов с привлечением результатов СТ была построена С.А. Федотовым [7]. Модель основана на предположении, что магматические источники всей Ключевской группы и магматические очаги ее вулканов взаимосвязаны; при этом магмы поступают в периферические очаги и кратеры действующих стратовулканов по протяженным вертикальным каналам, а к местам образования моногенных конусов – по питающим трещинам, застывающим после извержения. Магматическое питание ТД в этой модели соответствует представлениям, сформировавшимся в 1970–1980-х годах в ходе исследований БТТИ [1]. В дальнейшем тектономагматическая модель Толбачинских ареальных зон была разработана В.А. Ермаковым на основе комплексирования геологических данных с результатами КМПВ и СТ, а также с учетом особенностей пространственного распределения землетрясений [3]. Согласно этой модели в верхнем крыле наклонного глубинного разлома формируются интрузии, что сопровождается сейсмичностью, концентрирующейся к востоку от оси разлома, в Толудской эпицентральной зоне, рис. 1. Магматические источники ареального вулканизма предполагаются на глубине 10–15 км севернее ВПТ и под его постройкой (аномалия Г-1 на рис. 1). Модель также включает периферические магматические очаги под ВПТ на глубинах ~0 км и ~3 км.

Однако следует отметить, что в этих исследованиях район ТД находился на периферии или даже вне зоны надежных СТ-построений из-за относительно слабой локальной сейсмичности и удаленности от основной группы региональных сейсмических станций. Поэтому на начальном этапе СТ не принесла никаких новых фактических данных о глубинном строении территории ТД.

После ТТИ (с учетом новых данных об этом извержении) для магматической питающей системы ТД и ВПТ была предложена модель [9], частично созвучная вышеизложенным предположениям. Модель включает четыре разномасштабные разноглубинные магматические камеры и соединяющие их зоны (каналы). Сосуществование магм различного состава трактуется в соответствии с [11]. В модели предусмотрена возможность латеральных глубинных перемещений базальтов вдоль рифта.

Все перечисленные построения, по сути, являются эвристическими, то есть не подкреплены количественными оценками.

Специализированные сейсмологические исследования

Новый этап в исследовании строения земной коры в районе ТД открывают специально спланированные сейсмологические работы, в результате которых получены количественные величины – параметрические оценки аномалий, которые можно связать с элементами магматической питающей системы.

С 2010 г. ведутся исследования ТД с применением ММЗ [2]. В этом методе в качестве зондирующего сигнала используются низкочастотные (с частотой менее 1 Гц) микросейсмы, которые регистрируются пошагово в заданных точках полигона. Съемкой 2010–2015 гг. охвачены как зоны разновозрастных голоценовых прорывов в центральной части ТД, так и район ТТИ 2012–2013 гг.; в 2014 г. пройден ММЗ-профиль до края вершинной кальдеры ВПТ. Съемка выполнена более чем в 450 точках с шагом 500 м.

Основные элементы магматической питающей системы ТД, выделенные с использованием MM3: сублатеральная структура на глубинах 15–25 км, уходящая под ВПТ (MM3-1 на рис. 1, 2); сублатеральный магмовод на глубине 4–8 км, уходящий вдоль рифта от центральной в южную часть ТД (MM3-2); крупная (~15–20 км вдоль разломной зоны и ~9–10 км в поперечном направлении) транскоровая область магмопроводимости под центральной частью ТД, под цепью наиболее высоких шлаковых конусов (MM3-3). Более подробное исследование последней неоднородности выявило чередующиеся магматические камеры и подводящие каналы, а также закономерности в их положении и конфигурации [6]. Исследование района ТТИ показало, что его наклонный питающий канал выходит из-под вулкана Плоский Толбачик с глубины 1–4 км, это соответствует внедрению радиальной дайки. Область магматической камеры, питавшей извержение 2012–2013 гг., проявляется слабо, что может свидетельствовать о ее деградации после завершения эруптивного процесса. Таким образом, по результатам MM3 показано, что элементы системы магматического питания для разных

сегментов ТД различны. Выявлена сложная глубинная структура, объединяющая субвертикальные и латеральные элементы, включающая магматические камеры и подводящие каналы.

В 2014–2015 гг. в районе Толбачинского Дола была установлена временная сеть из 30 дополнительных сейсмических станций, которые позволили И.Ю. Кулакову построить первую СТмодель южной части Ключевской группы вулканов [10]. Для района ТД обнаружено три возможных пространственно разнесенных источника питания (К-1, К-2, К-3 на рис. 1). Они интерпретируются как системы магмопроводящих трещин – дайковых комплексов. Один из источников выявлен под центральной частью ТД. Дайковый комплекс, питающий ВПТ, субвертикален до глубин 10–15 км, а в более заглубленных горизонтах система трещин наклонно уходит на север и соединяется с зоной питания вулканов центральной части Ключевской группы, то есть принципиально отличается от классических представлений о субвертикальных каналах [7].

Аномалия под центральной частью ТД, где образовались наиболее крупные шлаковые конусы, ярко проявляется и на томографических, и на ММЗ-разрезах (К-3 и ММЗ-3 на рис.1, 2). Это может говорить о том, что в этой части Ключевской группы вулканов в земной коре существует транскоровая колонна, в которой магматический расплав, вероятно, присутствует даже при длительном отсутствии извержений. В верхней части она может рассматриваться как дайковый комплекс.

Сравнение районов БТТИ 1975–1976 гг. и ТТИ 2012–2013 гг. показало, что эти трещинные извержения произошли в принципиально разных по глубинному строению частях ТД. В центральной части ДТ выявленная транскоровая колонна предполагает прямое мантийное питание извержений, включая Северный прорыв 1975 г. В северной части ТД, под ВПТ и ТТИ, в коре проходит слой сублатеральных (наклонных) перемещений магмы с севера, откуда и осуществлялось питание этих эруптивных центров (что согласуется с результатами СТ [3, 10]).

Оба исследования не выявляют значительных малоглубинных магматических камер (очагов) под ВПТ, какими они описаны в [3, 8, 9].



Рис. 1. Аномалии, ассоциируемые с элементами магматической питающей системы в южной части Ключевской группы вулканов.

Вулканы:

1 – Безымянный, 2 – Острый Толбачик; 3 – Плоский Толбачик; 4 – Овальная Зимина; 5 – Большая Удина. Серые кружки – моногенные шлаковые конусы Толбачинских ареальных зон.

Ось рифтовой разломной зоны обозначена широким штриховым пунктиром. Результаты ММЗ:

MM3-1, MM3-2, MM3-3 – низкоскоростные аномалии по данным MM3, см. разрез на рис. 2.

Результаты томографического

эксперимента 2014–2015 гг., возможные источники магм [10]:

К-1 – наклонный канал, поднимающийся с севера под вулкан Плоский Толбачик;

К-2 – резервуар под Толудской эпицентральной зоной,

К-3 – питающая колонна под центральной частью Толбачинского Дола.

Результаты сейсмической томографии 2000– 2010 гг. [3]. Г-1 – аномалия Р-волн на глубине 10–15 км.

Толудская эпицентральная зона выделена штриховкой



Рис. 2. Основные выявленные структурные элементы магматической питающей системы Толбачинского Дола. В верхней части рисунка показано неравномерное распределение базальтов разного состава вдоль Толбачинского Дола, отражающее различия в системе магматического питания поля ареального вулканизма. *1* – магнезиальные базальты, *2* – глиноземистые базальты, *3* – их промежуточные разности. На схеме вверху справа нанесены линии разрезов, представленных ниже: черная сплошная линия соответствует ММЗ-профилю, протянувшемуся от вершины вулкана Плоский Толбачик в сторону Южного прорыва БТТИ; штрих-пунктир – линия вертикального сечения томографической модели. Названия аномалий соответствуют рис. 1. Результаты ММЗ представлены в двух вариантах: оригинальный ММЗ-разрез и интерпретационная схема, показывающая взаиморасположение основных магмопроводящих структур

Заключение

Новые инструментальные сейсмологические данные позволяют дополнить и уточнить модель магматического питания Толбачинского Дола на основе количественных оценок. Результаты микросейсмической съемки (2010–2015 гг.) и детального сейсмотомографического эксперимента (2014–2015 гг.) выявили параметрические аномалии, которые могут интерпретироваться как элементы магматической питающей системы. Аномалии, выявленные под Толбачинским Долом двумя независимыми методами, в основном согласуются. Микросейсмическое зондирование детализирует конфигурацию аномалий и позволяет дополнить томографическую модель сублатеральными элементами. Представленная глубинная структура допускает миграцию магматических расплавов вдоль ареальной зоны и не противоречит модели смешения магм, на которой базируется одно из направлений трактовки петрогенезиса базальтов Толбачинского Дола.

Концептуальная модель магматического питания Ю–ЮЗ ветви Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов находится в развитии. В дальнейшем в первую очередь необходимо исследовать связь выявленных структурных элементов в центральной части Дола с обширной скоростной аномалией, расположенной на востоке, под Толудской эпицентральной зоной. С другой стороны, для «оживления» предложенной структурной схемы большое значение будет иметь привлечение специалистов смежных областей знания: геологов, петрологов, вулканологов. В ближайшее время дополнительную томографическую информацию даст сейсмологический проект изучения Ключевской группы вулканов *KISS* (2015–2016 гг.) [12].

Список литературы

1. Большое трещинное Толбачинское извержение / Отв. ред. С.А. Федотов. М.: Наука, 1984. 683 с.

2. Горбатиков А.В., Степанова М.Ю., Кораблев Г.Е. Закономерности формирования микросейсмического поля под влиянием локальных геологических неоднородностей и зондирование среды с помощью микросейсм // Физика Земли. 2008. № 7. С. 66–84.

3. Ермаков В.А., Гонтовая Л.И., Сенюков С.Л. Тектонические условия и магматические источники нового Толбачинского трещинного извержения // Геофизические процессы и биосфера. 2014. Т. 13. № 1. С. 5–33.

4. *Ермаков В.А., Ермаков А.В.* Геолого-петрологические модели извержения 1975–76 гг. на Толбачинском долу // Геофизические исследования. М.: ИФЗ РАН, 2006. Вып. 5. С. 53–115.

5. *Ермаков В.А., Милановский Е.Е., Таракановский А.А.* Значение рифтогенеза в формировании четвертичных вулканических зон Камчатки // Вестник МГУ. Серия геологическая. 1974. № 3. С. 3–20.

6. Кугаенко Ю.А., Салтыков В.А., Горбатиков А.В., Степанова М.Ю. Особенности глубинного строения района Северного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения 1975–1976 гг. по данным микросейсмического зондирования // Вулканология и сейсмология. 2013. № 5. С. 23–39.

7. Федотов С.А., Жаринов Н.А., Гонтовая Л.И. Магматическая питающая система Ключевской группы вулканов (Камчатка) по данным об ее извержениях, землетрясениях, деформациях и глубинном строении // Вулканология и сейсмология. 2010. № 1. С. 3–35.

8. Федотов С.А., Уткин И.С., Уткина Л.И. Периферический магматический очаг базальтового вулкана Плоский Толбачик, Камчатка: деятельность, положение и глубина, размеры и их изменения по данным о расходе магм // Вулканология и сейсмология. 2011. № 6. С. 3–20.

9. *Belousov A., Belousova M., Edwards B., Volynets A., Melnikov D.* Overview of the precursors and dynamics of the 2012–13 basaltic fissure eruption of Tolbachik Volcano, Kamchatka, Russia // JVGR. 2015. V. 307. P. 22–37.

10. Koulakov I., Abkadyrov I., Arifi N. et al. Three different types of plumbing systems beneath the neighboring active volcanoes of Tolbachik, Bezymianny and Klyuchevskoy in Kamchatka // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2017. V. 122. Is. 5. P. 3852–3874. Doi: 10.1002/2017JB014082

11. *Portnyagin M., Duggen S., Hauff F., et al.* Geochemistry of the Late Holocene rocks from the Tolbachik volcanic field, Kamchatka: towards quantitative modeling of subduction-related open magmatic systems // JVGR. 2015. V. 307. P. 133–155.

12. Shapiro N.M., Sens-Schönfelder C., Lühr B.G. et al. Understanding Kamchatka's extraordinary volcano cluster // EOS. 2017. V. 98. Doi: 10.1029/2017EO071351. Published on 01 May 2017.

АПРОБАЦИЯ МЕТОДИКИ ОПЕРАТИВНОЙ ОЦЕНКИ ПОТОКА ПОДПОЧВЕННОГО РАДОНА С ПОМОЩЬЮ НАКОПИТЕЛЬНОЙ КАМЕРЫ

Макаров Е.О., Фирстов П.П.

Камчатский филиал ФИЦ ЕГС РАН, г. Петропавловск-Камчатский, ice@emsd.ru

Рассмотрен процесс накопления подпочвенного радона (²²²Rn) в накопительной камере в точках, где устанавливаются газоразрядные счетчики (ГС) для мониторинга объемной активности радона (OA Rn) на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне. На основе математического моделирования разработана методика оценки плотности потока радона (ППР) с поверхности грунта под камерой. В качестве исходных параметров рассматривается время достижения равновесия между Rn и его продуктами распада, а также максимальная величина OA Rn в накопительной камере. Осуществлена апробация методики, позволяющей делать экспресс оценку величины ППР в точке установки накопительной камеры.

Введение

На Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне с 1997 г. ведется регистрация подпочвенного Rn (ПР) с целью поиска предвестниковых аномалий сильных землетрясений [5, 6]. Мониторинг радонового поля в верхней толще грунта представляет интерес как в связи с воздействием вариаций метеорологических величин на сток Rn в атмосферу, так и с влиянием на динамику Rn изменений напряженно-деформированного состояния геосреды с целью прогноза сильных землетрясений. Предшествующие землетрясениям вариации регионального поля напряжений находят отклик в верхней толще грунта, что приводит к изменениям пористости, градиентов температуры и давления, а, следовательно, к изменению скорости миграции Rn к дневной поверхности. Поэтому мониторинг параметров радонового поля на границе «литосфера - атмосфера» позволяет говорить о процессах, происходящих в земной коре, которые могут стать причиной аномальных вариаций концентрации Rn [7, 10], а также изменений (ППР) с поверхности грунта [3, 9].

При организации пунктов мониторинга подпочвенного радона с целью расширения сети необходимо знать величину ППР в выбранной точке, где будет устанавливаться накопительная камера. ППР качественно определяет тензочувствительность выбранной точки, зависящей от OA Rn и конвективной скорости его миграции к дневной поверхности. Для зон динамического влияния разлома (ЗДВР) характерны участки разуплотнений с повышенным стоком Rn, наиболее приемлемые для установки датчиков и являющиеся чувствительной областью, реагирующей на изменения напряженно-деформированного состояния геосреды [6]. Все это определяет необходимость оперативной оценки ППР простым и доступным методом.

В данной работе с помощью математического моделирования рассмотрен процесс накопления радона в накопительной камере, где устанавливаются ГС с целью мониторинга подпочвенного радона.

Аппаратура и методика расчетов

Основываясь на работе [4] в качестве датчиков концентрации ПР были выбраны ГС, позволяющие вести регистрацию радона по β -излучению его дочерних продуктов распада. Использование ГС для регистрации Rn обеспечивает большую надежность, что очень важно для длительных наблюдений. Высокая чувствительность ГС позволяет регистрировать отдельные кванты ионизирующего излучения, а большой выходной сигнал легко регистрируется пересчетными схемами, что позволяет вести регистрацию концентрации Rn в подпочвенном воздухе с высокой степенью надежности и достаточно простой метрологией. С целью повышения чувствительности ГС размещают в накопительной камере (оцинкованное ведро, емкостью 10 л), которая устанавливается в зоне аэрации грунта на глубине от 0.1 до трех метров. При этом в результате достижения в накопительной камере равновесия Rn с продуктами его распада, происходит увеличение общей радиоактивности.

В настоящее время на всех пунктах регистрация ПР осуществляется с помощью разработанного в КФ ФИЦ ЕГС РАН аппаратурного комплекса для регистрации концентрации подпочвенных газов (РКПГ) [2].



Рис. 1. Схема размещения датчиков для регистрации концентрации подпочвенных газов в опорном пункте ПРТ. 1 – датчик γ-излучения; 2 – газоразрядные счегчики β-излучения; 3 – датчик H₂; 4 – датчик CO₂. Номерами в кружках выделены газоразрядные счетчики согласно табл. 1

Особенностью всех пунктов является регистрация ПР на разных глубинах зоны аэрации, что позволяет рассчитывать плотность потока радона с поверхности (ППР). В ряде работ [3, 8] теоретически и экспериментально показано, что величина ППР с поверхности земли чувствительна к изменениям скорости адвекции подпочвенного радона, поэтому ее регистрация более предпочтительна по сравнению с регистрацией ОА Rn. ППР реагирует как на вариации метеорологических величин (атмосферное давление, температура воздуха), так и на изменение напряженно-

деформированного состояния геосреды, за счет их влияния на проницаемость грунта зоны аэрации.

Накопление в замкнутой камере при стационарном поступлении Rn, представляет собой процесс с выходом на насыщение при достижении его равновесия с продуктами распада. При этом выход значения OA Rn на равновесие определяется ППР и кратностью воздухообмена (КВО) в условиях, когда отсутствуют резкие изменения вентиляции камеры. Для оценки этих параметров использовано математическое описание процесса изменения OA Rn во времени, согласно подходу из работы [11].

С допущением, что радон перемешивается мгновенно по всему объему, временная зависимость OA Rn A(t) в камере может быть представлена в виде дифференциального уравнения первого порядка:

$$\frac{dA(t)}{dt} = S(t) - (A(t) - A_{Rn}^{amm}) \cdot \lambda_{\nu}(t) - (A(t) - A_{Rn}^{amm}) \cdot \lambda_{Rn}, \qquad (1)$$

где S(t) – функция, описывающая суммарное удельное поступление Rn в единичный объем камеры (скорость поступления), Бк/(м³·ч); $\lambda_v(t)$ – функция, описывающая зависимость значения KBO от времени, ч⁻¹; $\lambda_{Rn} = 0.00755$ ч⁻¹ – постоянная распада радона; A_{Rn}^{amm} – концентрация радона в наружном воздухе, Бк/м³.

Общее решение уравнения представлено в работе [11]. Там же отмечено, что, поскольку даже полностью закрытое помещение имеет КВО в стационарном режиме эксплуатации на уровне, по крайней мере, $0.05 \, \mathrm{y}^{-1}$, что много больше постоянной распада, то третьим членом уравнения (1) можно пренебречь. Постоянная A_{Rn}^{amm} также не учитывалась, так как средняя концентрация радона в наружном воздухе много меньше концентрации, накапливающейся в исследуемом объеме. Для оценки ППР в накопительной камере сделаны аналогичные допущения.

Процесс накопления Rn в камере является стационарными, когда отсутствуют резко меняющиеся условия KBO, и ППР под ней постоянна, следовательно $\lambda_v(t)$ и S(t) являются постоянными величинами.

Суммарная скорость поступления радона *S* обусловлена двумя основными механизмами: диффузионным и конвективным $S = S_D + S_C$, где S_D и S_C соответственно скорости диффузионного и конвективного поступления радона в накопительную камеру, Бк/(м³·ч) [1]. Так как в камере отсутствуют условия создания значительного конвективного потока подпочвенного воздуха с поверхности под ней, скорость конвективного поступления Rn в камеру приравнена к нулю. Скорость диффузионного поступления радона $S_D = (q \cdot \Pi)/V$, где V – объема накопительной камеры, м³; Π – площадь натекания под ней, м²; q – ППР, мБк/(м²·с).

Процесс накопления обусловлен постоянными S_D и КВО с выходом на насыщение: $A_{\max} = S_D / \lambda_0$, Бк/м³.

С учетом принятых допущений решение уравнения (1):

$$A(t) = A_{\max} \cdot (1 - e^{-\lambda_0 \cdot t}) + A_0 \cdot e^{-\lambda_0 \cdot t},$$
(2)

где λ_0 – постоянный КВО при стационарном режиме накопления в емкости, ч⁻¹; A_0 – ОА Rn в начальный момент времени Бк/м³.

На основании (2), с учетом средней по пяти первым значениям экспериментальной A_0 , рассчитывался ряд модельных кривых с различными значениями λ_0 , из которых по максимуму коэффициента корреляции с экспериментальными (0.93–0.99) выбиралась наиболее подходящая. Время выхода экспериментальных кривых на насыщение оценивалось по достижению минимума мгновенной скорости накопления Rn. Исходя из подобранных значений λ_0 с учетом V = 0.01 м³ и $\Pi = 0.05$ м² для используемых камер, а также осредненной в окнах от получаса до двух часов A_{max} экспериментальных кривых рассчитывалась ППР для четырех пунктов мониторинга подпочвенных газов по формуле:

$$q = (A_{\max} \cdot \lambda_0 \cdot V) / \Pi , \qquad (3)$$

Результаты расчетов ППР на опорном пункте ПРТ (Паратунка) для трех одновременно установленных на глубине один метр в зоне аэрации накопительных камер в точке ПРТ_1 (рис. 1, ПРТ_1, ГС1-3), а также для двух датчиков с различным заглублением в пунктах ПРТ_3 (рис. 1, ПРТ_3, ГС 4, 5), МРЗ и ГЛЛ приведены в табл., а расчетные и экспериментальные кривые показаны на рис. 2. Все пункты располагались в речных долинах на аллювиально-делювиальных отложениях.

В работе [9] был предложен оригинальный способ определения ППР на основе диффузионноадвективной модели переноса по двум значениям объемной активности ПР, измеренным на разных глубинах. Этот метод был апробирован в полевых условиях и показал хорошие результаты [9]. Метод отличается тем, что, не требует знания скорости адвекции, поскольку основан на использовании измеренных значений объемной активности радона в подпочвенном воздухе.

Используя данные объемной активности ПР в камерах на двух глубинах зоны аэрации и метод из работы [9] рассчитывалась значения ППР для пунктов ПРТ, ГЛЛ и МРЗ, которые составили $q_{\Pi PT} = 9.7 \pm 0.3 \text{ мБк/(m^2 c)}, q_{\Gamma ЛЛ} = 2.9 \pm 0.1 \text{ мБк/(m^2 c)}$ и $q_{MP3} = 5.3 \pm 0.5 \text{ мБк/(m^2 c)}$. Эти значения, хотя и несколько меньше, хорошо согласуются с расчетными по формуле (3), так как в процессе миграции Rn к поверхности его ППР уменьшается за счет радиоактивного распада. С целью подтверждения расчетных значений, в точке ПРТ_3 осуществлялась регистрация ППР с поверхности грунта сертифицированным прибором «Прогресс-2000». Полученное значение $q_0 = 9.2 \pm 3.1 \text{ мБк/(m^2 c)}$ вполне согласуется с расчетными значениями ППР на глубинах один и два метра для этой точки; $q_1 = 14.9 \pm 1.1 \text{ мБк/(m^2 c)}$ и $q_2 = 27 \pm 1.1 \text{ мБк/(m^2 c)}$. Меньшее значение q_0 относительно q_1 является следствием радиоактивного распада Rn в процессе его миграции к дневной поверхности.



Рис. 2. Расчетные кривые накопление Rn в камере с параметрами, обеспечивающими удовлетворительное совпадение с экспериментальными кривыми: *a*, *б* – пункт ПРТ, *в* – пункт МРЗ, *г* – пункт ГЛЛ

Заключение

Следует отметить, что в работе [3] на основании регистрации ОА Rn на двух уровнях в зоне аэрации разработана методика определения ППР, на основании которой для пункта ГЛЛ значение ППР

оценивается $q = 3 \div 6$ мБк/(м²·c), которое совпадает со значением ППР, приведенным в табл. Хорошее совпадение значений ППР полученных по всем методам дает основание говорить о возможности применения предложенной методики для экспресс определения тензочувствительности точек расположения ГС. При необходимости такие оценки можно проводить неоднократно, удаляя Rn и его дочерние продукты распада из камеры путем принудительного вентилирования.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 16-05-00162.

№	Π	Экспериментальные данные				Расчетные значения				Характеристика грунтов в месте установки	
	Пункты h_{1} π A_{0} A_{max}		S, KB		ППР, м	мБк/м ² ·с	счетчиков				
		М	<i>1</i> , час	кБк/м ³	кБк/м ³	Бк/(м ³ ·с)	·с) 1/ч Нак. кам. По [9]		По [9]		
1	ПРТ_1, ГС1	1.0	26.5	0.7	2.5	0.09	0.140	19.8±1.2		ЗДВ ручья Коркина,	
2	ПРТ_1, ГС2	1.0	24	0.7	1.9	0.08	0.160	16.8±1.1		точка на левом склоне, камеры устанавливались	
3	ПРТ_1, ГСЗ	1.0	25	0.7	2.1	0.09	0.150	17.9±1.3	9.7±0.3	на глубине метр от поверхности	
4	ПРТ_3, ГС4	2.0	74	10.9	13.2	0.13	0.036	27.0±1.1		Камеры устанавливались в	
5	ПРТ_3, ГС5	1.0	74	5.3	7.3	0.07	0.036	14.9±1.1		бункере глубиной 1./ м	
6	МРЗ, ГС1	1.0	27	0.6	2.1	0.08	0.130	15.7±0.6	52105	Долина ручья	
7	МРЗ, ГС2	0.2	39	0.5	1.5	0.03	0.080	6.6±0.4	5.5±0.5		
8	ГЛЛ, ГС1	0.9	2.4	1.3	2.4	0.02	0.028	3.8±0.9	2.0+0.1	Долина реки Паратунка	
9	ГЛЛ, ГС2	1.8	3.3	1.0	2.9	0.01	0.019	3.1±0.8	∠.9±0.1		

Таблица. Экспериментальные и расчетные данные параметров ПР в камерах

Примечание: h – глубина установки накопительной камеры; A_0 – начальное значение OA Rn; A_{max} – максимальное значение OA Rn; S – скорость диффузионного поступления Rn; KBO – кратностью воздухообмена; ППР – плотность потока Rn; T – время выхода на насыщение.

Список литературы

1. Жуковский М.В., Донцов Г.И., Шориков А.О., и др. Модификация метода накопительной камеры для измерения плотности потока радона с поверхности почвы // АНРИ. 1999. № 3. С. 9–20.

2. Макаров Е.О., Фирстов П.П., Волошин В.Н. Аппаратурный комплекс для регистрации концентрации подпочвенных газов с целью поиска предвестниковых аномалий сильных землетрясений Южной Камчатки // Сейсмические приборы. 2012. Т. 48. № 2. С. 5–14.

3. *Паровик Р.И., Фирстов П.П.* Апробация новой методики расчета плотности потока радона с поверхности (на примере Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона) // Аппаратура и новости радиационных измерений, 2009. № 3. С. 52–57.

4. *Рудаков В.П.* Динамика полей подпочвенного радона сейсмоактивных регионов СНГ // Автореферат на соискание степени доктора физико-математических наук. М., 1992 г. с.

5. Фирстов П.П., Рудаков В.П. Результаты регистрации подпочвенного радона в 1997–2000 гг. на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне // Вулканология и сейсмология. 2003. № . С. 26–41.

6. Фирстов П.П., Макаров Е.О., Акбашев Р.Р. Мониторинг концентрации почвенных газов на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне в связи с прогнозом сильных землетрясений // Сейсмические приборы. 2015. Т. 51. № 1. С. 60–80.

7. Фирстов П.П., Макаров Е.О. Реакция подпочвенного и растворенного в подземных водах радона на изменение напряженно-деформированного состояния земной коры // Сейсмические приборы. 2015. Т. 51. № 4. С. 58–80.

8. *Яковлева В.С., Каратаев В.Д.* Плотность потока радона с поверхности земли как возможный индикатор изменений напряженно-деформированного состояния геологической среды // Вулканология и сейсмология. 2007. № 1. С. 74–77.

9. Яковлева В.С. Методы измерения плотности потока радона и торона с поверхности пористых материалов. Томск: Томский политехнический университет, 2011. 174 с.

10. Cicerone R.D., Ebel J.E., Beitton J. A systematic compilation of earthquake precursors // Tectonophysics. 2009. N 476. P. 371–396.

11. Vasilyev A.V., Zhukovsky M.V. Determination of mechanisms and parameters which affect radon entry into a room // J Environ Radioact. 2013. № 124. P. 185–190.

О ВЛИЯНИИ ТАНГЕНЦИАЛЬНЫХ МАССОВЫХ СИЛ – КАК ВОЗМОЖНОМ ИСТОЧНИКЕ ФОРМИРОВАНИЯ НАПРЯЖЕНИЙ В КОРЕ ЗОН ПЕРЕХОДА «ОКЕАН-КОНТИНЕНТ»

Мягков Д.С., Ребецкий Ю.Л., Погорелов В.В.

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, dsm@ifz.ru, reb@ifz.ru, vvp@ifz.ru

Введение

Целью работы является попытка объяснения необычного изменения (смены типа) напряженного состояния в ходе афтершоковой стадии мега-землетрясения Тохоку (2011 г.), наблюдавшегося по данным о механизмах афтершоков [15]. Оно заключается в изменении ориентировки главных осей напряжений сразу после землетрясения, а затем наблюдается постепенное, но достаточно быстрое, возвращение к исходному полю напряжений в ходе последовательности афтершоков. Такая смена ориентации главных осей напряжений фактически означает, что вся энергия, обусловленная давлением со стороны океанической литосферной плиты, высвободилась при землетрясении. Для поиска причин изменения напряженного состояния на афтершоковой стадии при проведении исследований методами численного моделирования необходимо подобрать условия на плоскости разрыва очага землетрясения, способствовавшие такому сбросу напряжений горизонтального сжатия, и сформировать модель начального напряженного состояния, отвечающую модели природного напряженного состояния. Эта модель в развиваемой нами методологии тектонофизического моделирования должна соответствовать результатам тектонофизической реконструкции природного напряженного состояния, выполненной с использованием данных о механизмах очагов землетрясений. Для района острова Хонсю модель природного напряженного состояния получена в работах [9, 22]. Анализ наиболее вероятных источников энергии, которые могли определить подобное изменение, выполняется на основе численного моделирования.

Результаты реконструкции напряжений метода катакластического анализа (МКА), по данным о сейсмических событиях в районе острова Хонсю

Результаты, характеризующие особенности напряженного состояния литосферы в районе очаговой области будущего землетрясения Тохоку, показывают, что преобладающим типом напряженного состояния является горизонтальное сжатие. Обширные зоны горизонтального сдвига появились в самом верхнем уровне (глубины слоя 0–20 км) в южной части коры о. Хонсю, а на больших глубинах они проявились и в океанической части к востоку от о. Хоккайдо. Крайне важно отметить, что для обширных участков океанической коры к востоку от Японского и Идзу-Бонинского желобов установлен режим напряженного состояния, отвечающий горизонтальному растяжению. Особенно большие площади, характеризуемые этим режимом, также присутствуют на глубинном уровне 0–20 км. Второй важной особенностью поля напряжений является устойчивая ориентация касательных напряжений, действующих на горизонтальных площадках с нормалями вниз, с юговостока на северо-запад. Такая их ориентация отвечает пододвиганию океанической литосферы под субконтинентальную, или, наоборот, надвиганию континентальной части на океаническую.

Таким образом, океанический желоб разделяет верхнюю часть тектоносферы на два геодинамических режима:

1) субгоризонтального сжатия к западу от оси желоба;

2) субгоризонтального растяжения к востоку от оси желоба.

Напряженное состояние литосферы Нанкайского желоба существенно отличается от напряженного состояния литосферы Японского и Идзу-Бонинского желобов. Вероятно, эти различия проявятся и в глубинном строении.

По результатам реконструкции выявлена область пониженного уровня эффективного давления шириной около 40 км, вытянутая параллельно оси океанического желоба на 200–250 км. Участки коры с пониженным уровнем эффективных напряжений как раз и являются участками, где формируется очаг сильного землетрясения [5–7]. В верхних горизонтах в направлении восстания от начала развития очага землетрясения области пониженного уровня эффективного давления имеют

меньшую латеральную ширину и отделяются от оси желоба участком повышенного эффективного давления. В более глубоких горизонтах в направлениях вдоль оси океанического желоба также существовали области пониженного эффективного давления с протяженностью порядка 300 км.

Поверхность вспарывания разрыва землетрясения Тохоку на разных глубинных уровнях отделяла области пониженного эффективного давления, располагавшиеся преимущественно к западу от нее, от областей повышенного давления – к востоку. Это фактически означает, что плоскость очага землетрясения проходила в области максимального градиента напряжений. Были получены редуцированные величины псевдоглавных напряжений, действующих в латеральном направлении. На рис. 1 показана обобщенная модель напряженного состояния (ОМНС) вкрест сейсмофокальной области [8]. Важно отметить, что данные о природных напряжениях были получены не во всем объеме исследуемого региона, а только там, где происходили землетрясения. Таким образом, площади с данным о напряжениях покрывали кору о. Хонсю и к востоку от него области континентального склона, которые на малой глубине (до 10 км) были сосредоточены вблизи океанического желоба, а с увеличением глубины приближались в коре острова.



Рис. 1. Обобщенная модель напряженного состояния на вертикальном профиле, секущем сейсмофокальную область с данными об ориентации осей главных напряжений (перекрещенные стрелки – черными – оси сжатия, белыми – оси растяжения), направлениями поддвиговых касательных напряжений на подошве коры и интенсивности эффективных давлений и девиаторных напряжений (1 – минимальной интенсивности, 2 – средней и 3 – максимальной интенсивности); 4 – вертикальная зона средней интенсивности эффективных давлений флюидного давления, в которой наблюдается режим горизонтального растяжения по данным о механизмах очагов землетрясений. Треугольником обозначен тальвег Японского глубоководного желоба, схематически показано положение эпицентра землетрясения Тохоку, пунктирной линией изображена поверхность разрыва, овалом оконтурена обсуждаемая особенность

После катастрофического мега-землетрясения Тохоку 2011 г. ($M_W = 9.15$) в большей части очаговой области возник режим горизонтального растяжения с ориентацией минимального сжатия ортогональной тальвегу океанического желоба. За прошедшие шесть лет в этой зоне растяжения произошли изменения в сторону восстановления ранее существовавшего напряженного состояния, но всё же часть этой зоны осталась в состоянии растяжения.

Задача исследования состоит в выяснении механизма релаксации напряжений в афтершоковый период, т.к. столь быстрое восстановление напряженного состояния требует либо снижения вязкости литосферы и мантии [1, 23], либо нахождения внешних или внутренних сил, обеспечивающих быстрое восстановление горизонтального сжатия.

Расчетная модель

Обобщенный профиль коры переходной области в районе о. Хонсю – очаг мегаземлетрясения Тохоку (2011 г.) создавался на основе геофизических профилей по работам [16, 18– 20, 24, http://www.jamstec.go.jp]. Была создана двумерная принципиальная модель, которая в субконтинентальной части содержала 4 слоя: осадочный чехол (скорости Vp = 5.6 км/сек), два слоя кристаллической коры (скорости Vp = 6.2 км/сек, 6.7 км/сек) и подкоровая мантия (скорости Vp = 7.9 км/сек), модель коры океанической части принималась трехслойной. По данным о скоростях продольных волн и работам [3, 4, 10–13, 17, 21] были заданы плотности и реологические параметры слоев модели, использованной в расчетах.

2D-модель представляла прямоугольный профиль с горизонтальными размерами 750 км (от 136° до 143° ВД) глубиной 100 км. Кроме структур коры и подкоровой литосферы в разрез коры также была включена часть астеносферы (рис. 2). На нижней горизонтальной границе профиля

задавались нулевые касательные напряжения и вертикальные перемещения (второй тип краевых условий) или нулевые перемещения (первый и третий тип краевых условий).

Отсутствие в геометрии профиля области, которая могла бы быть традиционно отождествлена с погруженной частью слэба было принято умышленно: предполагается, что такая геометрия предоставит возможность более детально определить вклад возможных источников нагружения в напряженное состояние литосферы. Отметим, что подобные модели также использовались в ряде последних работ по исследованию особенностей напряженного состояния в литосфере субдукционных областей (например, [2]). Модели с более традиционной геометрией ранее изучались нами для исследования напряженного состояния для Андийской [10–13] и Суматра-Андаманской [3, 4] субдукционных зон.

При численных расчетах применялась явная конечно-разностная схема, разработанная Уилкинсом [25] для исследования упруго-пластических тел И усовершенствованная Ю.П. Стефановым [14] для применения в геомеханике. Задача решается в рамках подхода Лагранжа. Для стабилизации алгоритма вводятся искусственные вязкости различных типов, правильное использование которых обеспечивает устойчивость алгоритма. Основной особенностью подхода является использование уравнений движения (уравнения равновесия с инерционными членами), что приводит расчету для описания квазистатического состояния среды в динамической форме. Любое мгновенное изменения состояния системы вводится как переходный процесс, занимающий некоторый условный промежуток времени, подбирающийся специально и так, чтобы сугубо динамические процессы в системе пришли в квазистационарное состояние, в том числе благодаря наличию искусственной вязкости.



Crust and upper-mantle section across the NE Japan Arc (Profiles A1–3 in Fig. 1) modified from Iwasaki and Sato (2009). Original structural models were presented by Nishisaka et al. (1999, 2001), Iwasaki et al. (2001) and Takahashi et al. (2004). Open triangles indicate coast lines. A: Kitakami Mountains. B: Kitakami Iowland. C: Ou backbone range. F1: Western boundary fault of the Kitakami Iowland. F2: Kawafune fault. F3: Sen'ya fault. QVF: Quaternary volcanic front. Crustal thinning is evident in a region from –150 to 0 km. Beneath the Yamato basin (shaded area), the upper and lower crustal thicknesses are almost constant. Lines a–d are Moho depths by Nakajima et al. (2002), Zhao et al. (1990, 1992a) and Katsumata (2010), respectively.



Рис. 2. Геометрия разреза по работе [16] (сверху) и обобщенный геофизический профиль, созданный нами для проведения численного моделирования (снизу). Треугольником на нижнем рисунке отмечен тальвег Японского глубоководного желоба

Численное моделирование. Вероятные механизмы воздействия

В качестве альтернативы традиционным механизмам нагружения (латеральное давления со стороны океанической литосферы нами была рассмотрена гипотеза, развиваемая Ю.Л. Ребецким [8],

о возможности создания горизонтального сжатия в литосфере активных континентальных окраин за счет действия малых тангенциальных массовых сил. Согласно этой гипотезе в литосфере Охотского и Японского морей эти массовые силы направлены субортогонально тальвегам Курильского и Японского желобов.

В течение длительного периода времени, предшествовавшего сильному землетрясению, эти массовые силы вместе с действием других процессов формировали в литосфере режим напряженного состояния, полученный по результатам тектонофизической реконструкции (см. рис. 1). При этом горизонтальные массовые силы были уравновешены касательными напряжениями, действовавшими в противоположном направлении со стороны мантии.

После мега-землетрясения Тохоку произошло резкое надвигание субконтинентальной литосферы на океаническую (в направлении на восток – юго-восток) и напряжения горизонтального сжатия сменились на горизонтальное растяжение. В численном расчете оценивалась возможность восстановления горизонтального сжатия зав счет действия распределенных в объеме тангенциальных сил.



Рис. 3. Результаты расчета для базовой модели начального гравитационного состояния (a) и модели с тангенциальными силами (δ): отношение вертикального и горизонтального нормальных напряжений. Массовые силы ориентированы латерально, действуют в сторону океана в коре модели (центральная часть)

Как следует из рис. 36, действие тангенциальных массовых сил привело к тому, что в литосфере субконтинентального склона в области, отмеченной пунктиром формируется режим латерального сжатия.

Заключение

По результатам численного моделирования, выполненного на модельном профиле земной коры переходной области «океан – континент» в районе очаговой области мега-землетрясения Тохоку (2011 г.), и совместного анализа обобщенной модели напряженного состояния этого региона, построенной на основе реконструкции напряжений по данным о механизмах очагов землетрясений (метод катакластического анализа Ю.Л. Ребецкого) в окрестностях острова Хонсю, показано, что в рамках упруго-пластической реологии тангенциальные силы могут быть источником передачи тектонических напряжений и формировать напряженное состояние, по характеру соответствующее результатам тектонофизической реконструкции методом катакластического анализа.

Благодарности

Авторы искренне благодарны научному коллективу под руководством Ю.П. Стефанова (ИНГГ СО РАН, ИФПМ СО РАН) за предоставление разработанного ими расчетного комплекса для численного моделирования и консультации по его применению к решению задач изучения особенностей регионального напряженно-деформированного состояния земной коры.

Исследования выполнены в рамках гранта РФФИ 16-05-01-115.

Список литературы

1. Владимирова И.С. Моделирование постсейсмических процессов в субдукционных зонах // Геодинамика и тектонофизика. 2012. № 3(2). С. 167–178. DOI: 10.5800/GT-2012-3-2-0068.

2. Ермаков В.А., Гарагаш И.А., Гонтовая Л.И. Модель тектоно-магматических процессов в Ключевской группе вулканов (по геолого-геофизическим данным) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 2. Вып. 24. С. 116–129.

3. Погорелов В.В., Конешов В.Н., Ребецкий Ю.Л. Численное моделирование напряжений западного фланга Зондской субдукционной области // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010. № 2. Вып. 15. С. 174–192.

4. Погорелов В.В. Тектонофизический анализ напряжений земной коры Зондской сейсмоактивной области / Диссертация на соискание степени кандидата физ.-мат. наук. ИФЗ РАН. 201 с.

5. *Ребецкий Ю.Л.* Новые данные о природных напряжениях в области подготовки сильного землетрясения. Модель очага землетрясения // Геофизический журнал. 2007. Т. 29. №. С. 92–110.

6. *Ребецкий Ю.Л*. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Академкнига, 2007а. 406 с.

7. *Ребецкий Ю.Л.* Напряженное состояние, благоприятное для крупномасштабного хрупкого разрушения горных пород // Доклады РАН. 2007. Т. 416. № 5. С. 106–109.

8. Ребецкий Ю.Л. О возможности существования в литосфере малых тангенциальных массовых сил. Их роль в тектонике и геодинамике // Геодинамика и тектонофизика. 2016. № 7(4). С. 691–704. DOI: 10.5800/GT-2016-7-4-0229.

9. Ребецкий Ю.Л., Полец А.Ю. Напряженное состояние литосферы Японии перед катастрофическим землетрясением Тохоку 11.03.2011 // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5, Вып. 2. С. 469–506. DOI: 10.5800/GT-2014-5-2-0137.

10. Романюк Т.В., Власов А.Н., Мнушкин М.Г., Михайлова А.В., Марчук Н.А. Реологическая модель и особенности напряженно-деформированного состояния региона активной сдвиговой разломной зоны на примере разлома Сан-Андреас (Калифорния). Статья 1. Разлом Сан-Андреас как тектонофизическая структура // МОИП, отд. Геологич. 2013. Т. 88. Вып. 1. С. 3–19.

11. Романюк Т.В., Власов А.Н., Мнушкин М.Г., Михайлова А.В., Марчук Н.А. Реологическая модель и особенности напряженно-деформированного состояния региона активной сдвиговой разломной зоны на примере разлома Сан-Андреас (Калифорния). Статья 2. Тектонофизическая модель литосферы // МОИП, отд. Геологич. 2013. Т. 88. Вып. 2. С. 3–17.

12. Романюк Т.В., Власов А.Н., Волков-Богородский Д.Б., Михайлова А.В. Реологическая модель и особенности напряженно-деформированного состояния региона активной сдвиговой разломной зоны на примере разлома Сан-Андреас (Калифорния). Статья З. З-D моделирование напряженно-деформированного состояния литосферы методом конечных элементов // МОИП, отд. Геологич. 2014. Т. 89. Вып. 2. С. 3–26.

13. Романюк Т.В. Литолого-петрофизические характеристики пород, флюидный и геодинамический режимы крипового сегмента разлома Сан-Андреас // МОИП, отд. Геологич. 2016. Т. 91. Вып. 2–3. С. 3–23.

14. Стефанов Ю.П. Некоторые особенности численного моделирования поведения упругохрупкопластичных материалов // Физическая мезомеханика. 2005. Т. 8. № 3. С. 129–142.

15. Hardebeck J. Coseismic and postseismic stress rotations due to great subduction zone earthquakes // Geophysical Research Letters. 39 (21), L21313. DOI: 10.1029/2012GL053438.

16. Iwasaki T., Levin V., Nikulin A., Iidaka T. Constraints on the Moho in Japan and Kamchatka // Tectonophysics. 2013. V. 609. P. 184–201.

17. Kopp H., Klaeschen D., Flueh J., Bialas J., Reichert Ch. Crustal structure of the Java margin from seismic wide-angle and multichanel refraction data // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. № B2. P. 1029. DOI: 10.1029/2000JB000095.

18. Nakamura Y., Kodaira S., Cook B.J., Jeppson T., Kasaya T., Yamamoto Y., Hashimoto Y., Yamaguchi M., Obana K., Fujie G. Seismic imaging and velocity structure around the JFAST drill site in the Japan Trench: low Vp, high Vp/Vs in the transparent frontal prism // Earth, Planets and Space. 2014. V. 66. P. 121–132.

19. Nugraha A. D., Mori J., Ohmi Sh. Thermal structure of the subduction zone in western Japan derived from seismic attenuation data // Geophysical Research Letters. 2010 V. 37. L06310. DOI: 10.1029/2009GL041522.

20. Nishizawa A., Kaneda K., Oikawa M. Seismic structure of the northern end of the Ryukyu Trench subduction zone, southeast of Kyushu // Earth, Planets and Space. 2009. V. 61. P. 37–40.

21. *Pauselli C., Federico C. Braun J.* Crustal deformation in subduction zones: information from numerical modelling // GNGTS – Atti del 19 Convegno Nazionale 14.05.2005. C. 110–126.

22. *Rebetsky Yu.L., Polets A.Yu., Zlobin T.K.* The state of stress in the Earth's crust along the northwestern flank of the Pacific seismic focal zone before the Tohoku earthquake of 11 March 2011 // Tectonophysics. 2016. V. 685. P. 60–76.

23. *Steblov G.M., Vladimirova I.S.* Rheological Models of Great Subduction Earthquakes from Simultaneous Inversion of Coseismic and Postseismic GPS Data / Abstract T22A-04 presented at 2012 Fall Meeting, AGU, San-Francisco, Calif. 2012.

24. Wang J., Zhao D. P wave anisotropic tomography of the Nankai subduction zone in Southwest Japan // Geochem.Geophys.Geosyst. 2012. V. 13. № 5. Q05017. doi:10.1029/2012GC004081.

25. Wilkins M.L. Computer Simulation of Fracture / Lawrence Livermore Laboratory, Rept. UCRL-75246. 1972.

ОТ ГЕЙЗЕРА К ВУЛКАНУ: ОБ УНИВЕРСАЛЬНОМ МЕХАНИЗМЕ ИЗВЕРЖЕНИЯ И ЕГО ВЕРИФИКАЦИИ

Нечаев А.М.

МГУ им. М.В. Ломоносова, Географический ф-т, г. Москва, and.nechayev@gmail.com

Введение

Современные научные представления о структуре земного шара базируются на том, что твердая оболочка Земли – земная кора – образовалась вследствие остывания ювенильного магматического расплава, который до сих пор находится на глубинах в несколько десятков километров и время от времени прорывается на поверхность земли в результате вулканических извержений. Вопрос о природе и механизме этих извержений пока остается открытым. Существует немало теорий вулканизма [1], но они пока полностью не удовлетворяют научное сообщество. Разнообразие типов вулканов создает простор для научной мысли, однако потребность в простом, физически ясном и «универсальном» механизме вулканического извержения нисколько не уменьшается. Возможно, знание подобного механизма (если он, действительно, существует) позволило бы уверенно предсказывать извержения с катастрофическими последствиями. По нашему мнению, на роль подобного механизма мог бы претендовать предложенный и проанализированный в работах [2–3] физический механизм неустойчивости контактирующих объемов жидкости и газа, названный в [4] GLI (Gas-Liquid-Imbalance)-механизмов

Суть этого механизма заключается в следующем. Если жидкость, заполняющая до краев резервуар (например, вертикальный канал) с твердыми стенками, имеет контакт на глубине H с замкнутым объемом газа, то их равновесие становится неустойчивым, когда объем газа V превышает критическую величину V^{cr} :

$$V^{cr} = \gamma S(H + p_0 / \rho g) \tag{1}$$

где S – сечение канала в области контакта, γ – коэффициент адиабаты для данного газа, ρ – плотность жидкости, p_0 – атмосферное давление, g – ускорение силы тяжести.

Если $V > V^{cr}$, то при расширении газа в область канала (и удалении из канала соответствующего объема жидкости), давление в газовом объеме будет оставаться больше гидростатического давления жидкости, в зоне контакта возникнет нарастающий перепад давления, и столб жидкости начнет извергаться под давлением газа. Критическое условие (1) не зависит от формы канала и наличия в нем расширений. Предполагается, что он несет ответственность как за извержения гейзеров (жидкость – вода, газ – водяной пар) [2, 3], так и за извержения вулканов (жидкость – магма, газы – водяной пар, углекислота и др.) [4–6].

Эмпирическая верификация GLI-механизма

Были осуществлены два демонстрационных эксперимента: для имитации «холодного» гейзера, когда в пластиковый бак – аналог подземной камеры – насосом подавался воздух, и «горячего», когда в камере из термостойкого стекла образовывался пар вследствие кипения воды.

В первом случае вода из бака объемом 100 литров с помощью автомобильного насоса выдавливалась через шланг в 20-литровую бутыль, размещенную на четырехметровой высоте (рис. 1). Бак служил аналогом камеры, а бутыль – расширения канала. Максимальный объем воздуха, нагнетаемого в бак, зависел от высоты патрубка, к которому присоединялся шланг.

При нижнем положении патрубка этот объем намного превышал критический объем, рассчитанный по формуле (1) и равный 6 литрам. В этом случае истечение воды из бутыли резко ускорялось (начиналось «извержение»), как только воздух из бака поступал в шланг. Важно отметить, что процесс извержения воды из бутыли был самоподдерживающим, так как насос, нагнетающий воздух в бак, в это время был отключен. Если шланг присоединялся к верхним патрубкам, то извержения (ускорения истечения воды из бутыли) не наблюдалось, так как объем воздуха в баке в этих случаях был меньше критического.







«Горячий» гейзер был промоделирован с помощью колбы из боросиликатного стекла. Колба имевшая заглушенную горловину и патрубок в 2-х см от плоского дна, размещалась на электроплитке, которая нагревала воду в колбе до температуры кипения. Силиконовая трубка соединяла патрубок колбы с поддоном, установленным на верхней полке стеллажа (рис. 2). Объем колбы был равен 14 литрам, диаметр трубки – 10 мм, расстояние между электроплиткой и верхней полкой стеллажа – 1.6 метра. Критический объем для данной конфигурации составлял 1.2 литра. Поэтому, как только пар, вытолкнув воду из колбы в шланг и поддон, проникал в патрубок, происходило маленькое «извержение» в виде выброса воды из трубки на высоту 30 см (рис. 2).





Рис. 2. Установка для имитации «горячего» гейзера. Стеллаж с поддоном и стеклянной колбой, стоящей на электроплите. Вверху: выброс воды из трубки во время «извержения». Справа – колба с патрубком и герметично закрытой горловиной. Хула-хуп и смартфон – для масштаба



Гейзеры и их предполагаемые питающие системы

В природных объектах, чтобы подняться на поверхность земли и извергнуться, жидкость (вода в гейзерах, магма в вулканах) нуждается в дополнительном давлении, избыточном по отношению к литостатическому. Это давление может обеспечивать газ, появляющийся в жидкости вследствие ее декомпрессии при подъеме к поверхности: перегретая вода «вскипает» водяным паром, магма освобождается от растворенных в ней различных газов. Если пузырьки газа не могут расшириться или выйти наружу, они сохраняют свое давление, соответствующее глубине образования, и переносят его вверх, поднимаясь внутри жидкости и ее скоплений под действием архимедовой силы. Появившееся таким образом избыточное давление облегчает дальнейший подъем жидкости, вызывая, например, растрескивание окружающей породы. В случае гейзеров водяной пар, выделившийся из перегретой воды при ее подъеме, может скапливаться под сводом подземных



Рис. 3. Возможная питающая система гейзера с камерой, где скапливается водяной пар, и расширением канала. Слева: стадия наполнения гейзера; справа: начало извержения, когда пар проник в канал и вода достигла поверхности

камер-ловушек (рис. 3), постепенно выдавливая воду из камеры в канал, его расширения и далее на поверхность земли (стадия излива).

Если объем пара в камере превышает критический объем (1), то в момент проникновения пара в канал (рис.3, справа) начинается извержение, которое может идти либо с полным выбросом всей воды и последующей стадией парения (выходом пара из камеры), либо с прекращением фонтанирования без стадии парения, если давление пара за счет его расширения в канал упадет ниже давления вышележащего гидростатического столба воды.

Показательным примером верификации GLIмеханизма является объяснение необычного поведения гейзера BeeHive (Пчелиный Улей) в Йеллоустонском Национальном парке (США). Этот гейзер известен тем, что за 10-15 минут до его основного извержения начинает извергаться маленький фонтанчик из отверстия в нескольких метрах от главного грифона гейзера. Его называют Индикатором. Подобное «парадоксальное» поведение гейзера достаточно легко объясняет GLI-механизм с предполагаемой структурой гейзера, изображенной на рис. 4. Вначале пар в камере достигает канала 1 и начинается извержение Индикатора. Поскольку этот канал, вероятно, очень узкий, и скорость выброса воды мала (фонтан невысокий), извержение Индикатора не успевает закончиться, пока пар в камере не



Рис. 4. Предполагаемая структура гейзера BeeHive

достигнет основного канала 2 и не начнется главное извержение гейзера. Таким образом, давление пара в камере поддерживается на высоком уровне (оба канала заполнены водой) и оба фонтана работают одновременно.

Вулканы: критические условия для предполагаемых магматических систем

Работа GLI-механизма в случае вулкана определяется растворенным в магме флюидом и его объемами, аккумулированными под сводами магматических очагов. Можно показать [4], что условие (1) преобразуется в условие для критического объема магмы V_m^{cr} в магматическом очаге:

$$V_m^{cr} = \gamma g S H^2 / (k_o - k_m) R T_m, \qquad (2)$$

где $(k_0 - k_m)$ – доля флюида, перешедшая в газообразную фазу при подъеме магмы на глубину H магматического очага, S – сечение канала, T_m – температура магмы, R – газовая постоянная флюида.

Нетрудно видеть, что при наличии в системе двух магматических очагов (рис. 5) с объемами флюидов V_1 и V_2 , превышающими соответствующие критические объемы, возможно как формирование стратовулкана (работает верхний очаг, выбрасывая магму из канала), так и кальдерообразующие извержения (срабатывает нижний очаг, опустошая от магмы и канал, и верхний очаг). Если объем нижнего очага намного превышает и объем верхнего очага и критический объем (2), то может произойти извержение с опустошением верхнего очага и образованием кальдеры даже в отсутствие сформировавшегося стратовулкана, как это и могло быть в случае Йеллоустона (рис. 6). Накопление критического объема флюида под сводом нижнего очага могло происходить вследствие всплывания пузырьков флюида в вязкой магме – процесс, который при толщине очага в несколько км мог в Йеллоустоне занимать сотни тысяч лет [6].



Списоклитературы

1. Parfitt E.A., Wilson L. Fundamentals of Physical Volcanology. Blackwell Publishing, 2008. 256 p.

2. Nechayev A. About the mechanism of geyser eruption [Электронный ресурс]: 2012. URL: https://arxiv.org/abs/1204.1560

3. *Belousov A., Belousova M. and Nechayev A.*: Video observations inside conduits of erupting geysers in Kamchatka, Russia, and their geological framework: Implications for geyser mechanism // Geology. 2013. V. 41. P. 387–390.

4. *Nechayev A*.: On the origin of Mount Etna eruptive cycles and Stromboli volcano paroxysms: implications for an alternative mechanism of volcano eruptions [Электронный ресурс]: URL: http://arxiv.org/ 2014, Arxiv:1405.7002.

5. *Nechayev A*. Magma, crust and fluid: Critical conditions of their interaction and types of volcanic eruptions // Applied Physics Research. 2015. V. 7(6). P. 75–84.

6. *Nechayev A*.On the Mechanism of Catastrophic Caldera-forming Eruptions: Yellowstone's Approval // Journal of Geography, Environment and Earth Science International. 2016. V. 6(4). P. 1–9.

АНАЛИЗ ГЛУБИННОЙ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ВДОЛЬ РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОФИЛЯ п. ОССОРА – п. ТИЛИЧИКИ В СВЕТЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КАМЧАТСКОГО ПЕРЕШЕЙКА В 2013 г.

Нурмухамедов А.Г.¹, Сидоров М.Д.¹, Недядько В.В.²

¹Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, nurmuxamedov1949@mail.ru ²Филиал АО «ВНИИГеофизика» – Центр «Геон», г. Москва

Введение

Начиная с конца 70-х гг. прошлого столетия и по 2013 г. на территории Камчатского края, на основе долговременной программы [4] ПГО (ОАО) «Камчатгеология» осуществляло комплексные геолого-геофизические исследования земной коры и верхней мантии методами обменных волн землетрясений (МОВЗ) и магнитотеллурического зондирования (МТЗ). С 2004 г. в работах приняли участие филиал АО «ВНИИГеофизика» – Центр «ГЕОН» (МОВЗ) и ООО «Северо-Запад» (МТЗ). Работы велись вдоль региональных профилей, одним из которых является профиль п. Оссора – п. Тиличики, проходящий вдоль восточного побережья Камчатского перешейка (рис. 1).

Район пересекают разрывные нарушения алеутско-командорского направления¹. Значительная часть из них в своем северо-западном продолжении ограничена линией, протянувшейся вдоль центральной части Камчатского перешейка. По комплексу данных здесь выделен фронт обдукции – надвиг субокеанической [2] литосферы на краевую часть материковой [3–5]. Завершение наиболее активной стадии обдукции произошло в раннеэоценовое время [3]. Предполагается, что повышенная сейсмичность северо-западных окраин субокеанической (палеосубокеанической [2]) плиты является результатом унаследовано продолжающихся тектонических движений как в зоне палеообдукции в северо-западном направлении со стороны океана, так и в зоне палеосубдукции со стороны Пенжинского палеорифта в юго-восточном направлении.

В марте – мае 2013 г. зарегистрирована сейсмическая активизация на северо-востоке региона, начавшаяся Ильпырским [8] землетрясением ($K_{\rm S}$ = 13.9; max $M_{\rm C}$ = 6.3; $M_{\rm L}$ = 6.2). Рой эпицентров узкой полосой протянулся на 50 км в северо-западном направлении (рис. 2*A*), частично охватывая Карагинский залив и «проникая» в срединную часть Камчатского перешейка (здесь и далее использованы данные, опубликованные на сайте ЕГС РАН [http://www.emsd.ru/ts/]). Совокупность гипоцентров образует фокальную зону (рис. 2*Б*), по форме напоминающую основание и фронт обдукции. В районе перешейка наблюдается своеобразная «расстыковка» конфигурации фокальной зоны. Амплитуда расстыковки составляет порядка 30 км. Именно в этом месте на глубине 20–24 км произошли наиболее мощные сейсмические события ($K_{\rm S}$ = 12.1–13.9; max $M_{\rm C}$ = 6,3). Эпицентры землетрясений находятся на минимальном удалении от профиля в районе пикетов 502–504.

Рассмотрим результаты геофизических работ, выполненных вдоль профиля.

Методика работ

Полевые наблюдения МОВЗ выполнены по стандартной методике [6] при трехкомпонентной регистрации сейсмических волн. В процессе работ использовались регистраторы «Дельта-Геон» и «Дельта-Геон-02» с сейсмоприемниками СК-1П и СМ-3КВ. Шаг наблюдений по профилям – 3–5 км. Работы МТЗ реализованы с использованием аппаратурно-программного комплекса канадского производства *MTU-5 (5A, 2E)*. Каждая 2-ая точка МТЗ совмещена с точкой МОВЗ. Методики полевых наблюдений и интерпретации данных МОВЗ и МТЗ изложены в статьях [1, 3, 5]. В результате интерпретации получены глубинный разрез МОВЗ [5] и геоэлектрический 2D разрез² по данным МТЗ.

¹ *Нурмухамедов А.Г.* Отчет о результатах работ по объекту «Создание схемы сейсмотектонического районирования Корякско-Камчатской складчатой области на основе обобщения глубинных геологогеофизических работ». В 2-х книгах и 1-й папке. Петропавловск-Камчатский: ОАО «Камчатгеология», 2013.

² Интерпретация данных МТЗ и построение 2D-геоэлектрической модели выполнены к.г.-м.н. Е.Д. Алексановой



Рис. 1. Схема геотектонической реконструкции северо-восточной части Корякско-Камчатской складчатой области (по материалам [3, 4]). Условные обозначения: 1 – региональные геофизические профили (а), в том числе, профиль п. Оссора – п. Тиличики (б); 2 – границы складчатых зон (*a*), обозначение зон (δ) и их название: I – Тайгоносско-Мургальская, II – Пенжинско-Анадырская, III -Корякская, IV - Корякско-Западно-Камчатская, V – Олюторско-Восточно-Камчатская, VI – Зона Восточных полуостровов; 3 межплитная граница – фронт обдукции (а), фрагмент палеосубокеанической обдуцированной плиты (б); 4-Ирунейско-Ватынский надвиг: 5 предполагаемые границы Пенжинского палеорифта; 6эпицентр Олюторского землетрясения 2006 г. (а), линейная зона эпицентров землетрясений в период сейсмической активности в марте – мае 2013 г (δ); 7 – рудные районы и их названия: 1 - Северо-

Камчатский, 2 – Ильпинский, 3 – Пылгинский; 8 – зона погружения «гранитной» литосферы – псевдопалеозона Беньофа; 9 – Зона трансформного разлома – предполагаемая граница между Евразийской и Северо-Американской литосферными плитами

Вдоль профиля выполнено плотностное 2D-моделирование. Методика моделирования изложена в статье [9]. Результаты работ (рис. 3) подтверждают принятую идентификацию выделенных по данным МОВЗ слоев на непротиворечивость сложившимся представлениям о плотностных характеристиках слоев земной коры и верхней мантии.

В результате комплексной интерпретации исходных данных подготовлена глубинная геологогеофизическая модель вдоль профиля п. Оссора – п. Тиличики (рис. 4), где определены границы Мохоровичича, Конрада, консолидированной коры и другие границы литосферы. Своеобразным каркасом модели служат границы и разрывные нарушения, выделенные по данным MOB3. В разрез вынесены геоэлектрические и плотностные неоднородности, включая аномально низкоомные и высокоомные объекты, вынесены проекции гипоцентров сейсмических событий марта – мая 2013 г. (в диапазоне широт 59°52.8′ – 60°13.2′).

Обсуждение результатов

Анализ геолого-геофизической модели указывает на разнообразие коровых и коромантийных разломов, образующих границы блоков. В разрезе уверенно просматриваются значительные по масштабам сдвиговые дислокации. В представленной модели черными стрелками показано направление относительного смещения литосферных блоков. Судя по положению основных разделов литосферы, амплитуда дислокаций достигает 2–5 км и более. Столь сложное блоковое строение земной коры можно объяснить близостью анализируемого района к наиболее разрушенной фронтальной части обдукции.

Мощность земной коры вдоль профиля меняется от 26 до 32–34 км. Граница Мохо, как и все остальные разделы литосферы, выделяется фрагментарно и часто со сдвигом вдоль разломов. В верхней мантии, ниже границы М, выделена граница М₁. Предполагается, что между данными разделами заключён слой литосферной мантии *обдуцированной* литосферной плиты, а ниже границы М₁ находится литосферная мантия *континентальной* плиты [2, 5]. Возможно, в результате взаимодействия плит в верхней мантии образовались участки высокой плотности (тт. 484–500, 516–563) предположительно эклогитового состава. И в верхней, и в нижней коре выделяются участки с



Рис. 2. А – Схема расположения эпицентров землетрясений, произошедших на северовостоке Камчатки в период с 13.03.2013 по 29.05.2016. Б-Распределение гипоцентров вдоль сейсмического линеамента. Условные обозначения: 1 – точки наблюдения МОВЗ-МТЗ на профиле п. Оссора п. Тиличики и их номера; 2эпицентры землетрясений (а), сейсмический линеамент (б); 3 – гипоцентры землетрясений энергетических классов ($K_{\rm S}$): 8.7-9.5 (a), 9.6-12 (d), 12.9 (e), 13.9 ($M_{\rm L} = 6.2, M_{\rm C} = 6.3$) (*z*); 4 – направление движения субокеанической литосферной плиты

аномально высоким уровнем удельного сопротивления (4000–10 000 Ом·м и более). Их наличие объясняется проявлением регионального метаморфизма, который сопровождал процесс

обдукции. Вероятно, мощные тепловые потоки вдоль глубинных разломов способствовали его развитию.

В соответствии с представленной моделью наиболее мощные сейсмические толчки с магнитудой (M_L) 5.7 и 6.2 произошли в «базальтовом» слое на глубине 20 и 24 км соответственно. Гипоцентры землетрясений примыкают к разрывным нарушениям различных наклонов. Разломы делят земную кору и верхнюю мантию на отдельные блоки сложной конфигурации. В блоке треугольной формы (тт. 494–514) выделены две зоны, характеризующиеся различной плотностью – 2.90 и 2.94 г/см³. Гипоцентры наиболее сильных толчков спроецированы на незначительный по масштабам блок, где отмечена более высокая плотность и который примыкает к области с аномально высоким уровнем удельного сопротивления (4000–8000 Ом·м). К этому следует добавить, что анализ глубинного строения земной коры в районе Олюторского землетрясения¹ показывает на то, что наиболее мощные сейсмические толчки происходили на границе сред, контрастно отличающихся по своим физическими параметрами – удельному сопротивлению, плотности и т.д.

Сложное тектоническое строение участка земной коры по профилю п. Оссора – п. Тиличики (тт. 500–508) указывает на возможность накопления тектонического напряжения уже по прошествии сейсмических событий 2013 г. Примером может служить район Олюторского разрушительного землетрясения 2006 г., где повторные измерения МОВЗ, выполненные *после* землетрясения, указывают на то, что в среде снова происходит накопление тектонического напряжения в двух стабильных очагах, где вероятна разрядка в виде сильного землетрясения [7].

Выводы

Глубинные разломы, выделенные в геолого-геофизической модели по профилю п. Оссора – п. Тиличики, входят в систему разрывных нарушений, расположенных в предфронтальной части обдукции, подверженной наибольшему разрушению в процессе надвигания субокеанической литосферы на краевую часть материковой. Комплексный анализ геолого-геофизических данных указывает на то, что они (нарушения) имеют преимущественно северо-западное простирание и их распространение на северо-запад ограничено линией фронта обдукции. Наиболее активная фаза обдукции завершилась в эоцене, но остаточные движения, вероятно, проявляют себя и в настоящее время. Свидетельством этому являются сейсмические события марта – мая 2013 г., а также разрушительные Хаилинское и Олюторское землетрясения, произошедшие в северной части обдукции в 1991 и 2006 гг. [3, 4]. Вдоль разрывных нарушений северо-западного простирания,



Рис. 3. Геоплотностная модель. На схеме показаны точки МОВЗ, расположенные вдоль профиля и спрямленные участки, вдоль которых реализовано плотностное моделирование. Условные обозначения: *1* – сейсмические границы по данным МОВЗ (*a* – граница Мохоровичича; *б* – граница в верхней мантии; *в*, *г* – другие сейсмические границы, выделенные в земной коре); *2* – точки МОВЗ и их номера; *3* – границы блоков и среднее для них значение плотности (г/см³)

между «конкурирующими» литосферными блоками происходит накопление тектонических напряжений с последующей их разрядкой в виде сейсмических событий, что и зафиксировано на участке обдукции между п. Оссора и п. Тиличики в марте – мае 2013 г.

Список литературы

1. Белявский В.В., Яковлев А.Г. Профильная 3D-инверсия данных МТЗ-МВЗ на примере Шивелучской вулканической зоны полуострова Камчатка // Физика Земли. 2016. Т. 52. № 1. С. 57 –77.

2. Мишин В.В., Нурмухамедов А.Г., Белоусов С.П. Палеосубокеанический тип земной коры на северовостоке Камчатки // Тихоокеанская геология. 2003. № 5. С. 58–72.

3. *Нурмухамедов А.Г., Мороз Ю.Ф.* Особенности геологического строения северо-восточной части Корякско-Камчатской складчатой области по данным глубинных геофизических исследований // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 1. Вып. № 11. С. 125–133.

4. *Нурмухамедов А.Г.* Глубинное строение северо-восточной части Корякско-Камчатской складчатой области по геофизическим данным. Автореф. канд. дис. Иркутск: ИЗК, 2010. 17 с.

5. *Нурмухамедов А.Г., Недядько В.В., Ракитов В.А., Липатьев М.С.* Границы литосферы на Камчатке по данным метода обменных волн землетрясений // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016. № 1. Вып. № 29. С. 35–52.

6. Померанцева И.В., Мозженко А.Н. Сейсмические исследования с аппаратурой «Земля». М.: Недра, 1977. 256 с.

7. Попова О.Г., Недядько В.В., Липатьев М.С., Нурмухамедов А.Г. Возможность оценки напряженного состояния среды при профильных наблюдениях МОВЗ на примере материала, полученного в районе Олюторского землетрясения 2006 г. на Камчатке // Структура, свойства, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы. Материалы XVI Международной конференции / Ред. Чернышов Н.М., Маловичко А.А. Воронеж: ВГУ, 2010. Т. 2. С. 149–153.

8. *Салтыков В.А., Дрознина С.Я.* Ильпырское землетрясение 13 марта 2013 г. М_w = 5.8 (Северная Камчатка): аномальная протяженность очаговой зоны как артефакт // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 2. Вып. № 24. С. 130–136.

9. Сидоров М.Д., Новаков Р.М. Плотностная модель зоны сочленения Камчатской и Алеутской островных дуг // Региональная геология и металлогения. 2014. № 58. С. 59–65.



Рис. 4. Геолого-геофизическая модель вдоль профиля п. Оссора – п. Тиличики. Условные обозначения: I – пункты наблюдения МОВЗ-МТЗ и их номера; 2 – границы обмена по данным МОВЗ, отождествляемые: 1 – с кровлей верхнемелового комплекса пород (F), 2 – с кровлей консолидированной земной коры (K₀) – кристаллического фундамента, 3 – с границей Конрада (K₂), 4 – с границей Мохоровичича (M), 5 – с прочими сейсмическими границами в земной коре и верхней мантии; 3 – Кровля верхнемелового комплекса пород по данным МТЗ; 4 – разрывные нарушения по данным МОВЗ; 5 – кайнозойский осадочный, вулканогенно-осадочный чехол; 6 – промежуточный комплекс пород – нижне(?)-верхнемеловой (σ = 2.4–2.55 г/см³); 7 – домеловой магмаметаморфический («гранитный») слой (σ = 2.6–2.8 г/см³, $V_{n\pi}$ = 5.9–7.1 км/с); 8 – «базальтовый» слой (σ = 2.76–3.0 г/см³, $V_{n\pi}$ = 6.8–7.5 км/с); 9 – интрузия диоритового состава; 10 – верхняя литосферная мантия континентальной (a) и обдуцированной плиты (δ); 11 – участки разуплотнения в верхней (2.8 на фоне 2.81–2.96 г/см³) и нижней (2.9 на фоне 2.91–2.96 г/см³) частях земной коры; 12 – участки высокой плотности (σ = 3.4–3.46 г/см³) в верхней мантии, предположительно эклогитового состава; 13 – направление относительного смещения литосферных блоков вдоль коровых и коромантийных разломов; 14 – блок земной коры с участками различной плотности: 2.90 г/см³ (a) и 2.94 г/см³ (b); 15 – аномально низкоомные зоны – предполагаемые области плавления, частичного плавления (a) и циркуляции высокоминерализованных флюидов (δ); 16 – предполагаемые тепловые потоки; 17 – аномально мысток сейсмических события на плоскость разреза: $K_{\rm S}$ = 13.9 ($M_{\rm L}$ = 6.2, $M_{\rm C}$ = 6.3) (a); $K_{\rm S}$ = 12.9 ($M_{\rm L}$ = 5.7, $M_{\rm C}$ = 5.1) (δ); $K_{\rm S}$ = 9.6–12 (a)

ЭЛЕКТРОКИНЕТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В РАЙОНЕ ИЗМЕРИТЕЛЬНОЙ СКВАЖИНЫ Г-1 В АСЕЙСМИЧНЫЕ ПЕРИОДЫ И ПРИ ПОДГОТОВКЕ БЛИЗКОГО СИЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ: ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Пантелеев И.А.¹, Полтавцева Е.В.², Гаврилов В.А.²

¹Институт механики сплошных сред УрО РАН, ПФИЦ УрО РАН, г. Пермь, pia@icmm.ru ²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

Введение

Многолетние комплексные скважинные геофизические измерения, проводимые на территории Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона, позволили установить ряд нетривиальных закономерностей, отражающих влияние слабых электромагнитных излучений (ЭМИ) звукового диапазона частот на характеристики геоакустической эмиссии (ГАЭ) околоскважинного пространства. При этом можно выделить два главных результата этих исследований. Во-первых, это выявление эффекта модулирующего воздействия внешнего ЭМИ звукового диапазона частот на интенсивность ГАЭ. Суть указанного эффекта заключается в коррелированности изменений среднеквадратических значений (СКЗ) ГАЭ с изменениями амплитуды напряженности внешнего переменного электрического поля звукового диапазона частот, воздействующего на геосреду в районе той же скважины [1-3]. В частности, если амплитуда напряжённости внешнего электрического поля техногенного или природного происхождения имеет четко выраженные суточные вариации, то СКЗ ГАЭ будут модулироваться с периодом 24 ч. Обнаруженный эффект проявляется уже при уровне напряженности воздействующего электрического поля порядка 0.5 мВ/м [2]. Во-вторых, было выявлено, что во временных окрестностях достаточно сильных близких землетрясений проявление эффекта модулирующего электромагнитного воздействия на интенсивность ГАЭ усложняется: при практически неизменной амплитуде вариаций воздействующего ЭМИ амплитуда соответствующих вариаций ГАЭ может изменяться весьма быстро и значительно [3, 5, 8]. В работах [4, 5, 8] авторами были предложены возможные физические механизмы вышеуказанных эффектов, основанные на анализе взаимодействия фильтрационных и электрических полей в напряженной геосреде. При этом, в том числе было выдвинуто предположение о влиянии на амплитуды ГАЭ (огибающую) во временных окрестностях относительно сильных сейсмических событий электрокинетических процессов, связанных с фильтрацией флюида в контролируемой геофоном зоне. Данное предположение базируется на работах [7, 9], в которых появление электрокинетического тока рассматриваеься в качестве краткосрочного предвестника землетрясения и на работах [12, 13], в которых было показано прямое влияние электрических параметров насыщающей породу жидкости на прочность этой породы. Настоящая работа посвящена теоретической проверке этого предположения и направлена на построение математической модели эволюции электрокинетического тока в геосреде при подготовке одиночного сейсмического события. Важной особенностью разрабатываемой модели является максимальный учет имеющихся данных о параметрах и строении геосреды в зоне скважины Г-1.

Математическая постановка задачи

Задача эволюции геофизических полей в районе скважины имеет два характерных пространственных масштаба: масштаб возмущения напряженно-деформированного состояния, вызванного формированием очага будущего сейсмического события (сотни километров), масштаб возмущения порового давления в районе скважины, вызванного ее работой (сотни метров). Поэтому разрабатываемая математическая модель записывается для двух пространственных масштабов. На первом (более крупном) пространственном масштабе рассматривается задача об изменении объемной деформации в хрупкой упругой геосреде, вызванным эволюцией шаровой неоднородности упругих свойств. являющейся прообразом очага сейсмического события. Моделью второго пространственного масштаба является модель эволюции полей различной природы в районе измерительной скважины, вызванной изменением объемной деформации, вычисленным на первом масштабном уровне. Таким образом, решение, полученное на первом масштабном уровне, является управляющим воздействием для модели второго уровня. В настоящей работе предполагается, что обратной связи между двумя пространственными масштабами не существует. На рис. 1 представлены расчетные области для каждого из пространственных масштабов.



Рис. 1. Расчетные области для первого (слева) и второго (справа) пространственных уровней

На первом масштабом уровне расчетная область представляет собой квадратную призму с основанием 200 х 200 км и глубиной 40 км. В центре симметрии этой призмы на глубине *H* располагается шар радиуса *R*. Данная призма находится в поле действия сил тяжести и подвергается чистому сдвигу. Задача нахождения возмущения напряженно-деформированного состояния, вызванного наличием шаровой неоднородности модуля сдвига, имеет вид (1). На втором масштабном уровне задача эволюции геофизических полей рассматривается в плоском случае. Расчетная область состоит из четырех слоев, скважины Г-1 и разлома Совхозный, пересекающего скважину в интервале глубин 1600–1700 м. Физические свойства пород в каждом из слоев определены в лабораторных исследованиях керна. По данным гидродинамического опробования скважины установлен дебит скважины, равный 0.3 л/с.

$$\begin{aligned} \overline{u}\Big|_{ABC} &= 0; \, u_x \Big|_{AA^*B^*B} = 0; \, \overline{u}\Big|_{\Gamma^+} = \overline{u}\Big|_{\Gamma^-} \\ \begin{cases} \overline{\nabla} \cdot \tilde{\sigma} + \rho \overline{g} = 0 & \tilde{\sigma}\Big|_{A^*B^*C^*} = 0; (\tilde{\sigma} \cdot \overline{n})_x \Big|_{AA^*C^*C} = -\frac{\left(200 \cdot 10^6\right)}{\sqrt{2}}; \\ \tilde{\sigma} = \lambda I_1(\tilde{\varepsilon})\tilde{E} + 2\mu\tilde{\varepsilon}, \, \overline{u}\Big|_{t=0} = 0, \\ \tilde{\varepsilon} = \frac{1}{2}\left(\overline{\nabla}\overline{u} + \overline{\nabla}\overline{u}^T\right) & (\tilde{\sigma} \cdot \overline{n})_y \Big|_{AA^*C^*C} = \frac{\left(200 \cdot 10^6\right)}{\sqrt{2}}; (\tilde{\sigma} \cdot \overline{n})_x \Big|_{BB^*C^*C} = -\frac{\left(200 \cdot 10^6\right)}{\sqrt{2}}; \\ (\tilde{\sigma} \cdot \overline{n})_y \Big|_{BB^*C^*C} = -\frac{\left(200 \cdot 10^6\right)}{\sqrt{2}}. \end{aligned}$$

где $\tilde{\sigma}, \tilde{\varepsilon}$ – тензоры напряжений и деформаций соответственно, ρ – плотность геосреды, λ, μ – константы Ламэ, \overline{g} – вектор ускорения свободного падения, \overline{u} – вектор перемещений, \overline{n} – вектор нормали к соответствующей поверхности.

Задача определения скорости фильтрации в районе скважины имеет вид:

$$\begin{cases} \overline{\nabla} \cdot \left(\rho_{f} \overline{u}\right) = Q_{br} \\ -\overline{\nabla}p + \overline{\nabla} \cdot \left(\frac{\mu}{n} \left(\nabla \overline{u} + \nabla \overline{u}^{T}\right)\right) - \left(\frac{\mu}{k} + \frac{Q_{br}}{n^{2}}\right) \overline{u} - \rho_{f} \overline{g} = 0, \quad \overline{u}|_{t=0} = 0; \quad p|_{t=0} = 0, \\ \end{cases}$$

$$\begin{cases} p|_{BC,DE} = 0 \\ \overline{u} \cdot \overline{n}|_{CK,LH} = \overline{u} \cdot \overline{n}|_{DK^{*}, L^{*}G} \\ \overline{n}^{T} \cdot \left(-p\overline{I} + \frac{\mu}{n} \left(\nabla \overline{u} + \nabla \overline{u}^{T}\right)\right) \cdot \overline{n}|_{AB,AF,EF} = -(\rho_{f}h|y| + p_{k}). \\ \\ \overline{n}^{T} \cdot \left(-p\overline{I} + \frac{\mu}{n} \left(\nabla \overline{u} + \nabla \overline{u}^{T}\right)\right) \cdot \overline{n}|_{KL,K^{*}L^{*}} = -\rho_{f}h|y| \end{cases}$$

$$(2)$$

где \overline{u} – скорость Дарси, ρ_f – плотность флюида, n – пористость среды, Q_{br} – массовый источник флюида, p – поровое давление флюида, μ_f – динамическая вязкость флюида, k – проницаемость среды, p_k – давление на контуре питания скважины. Давление на контуре питания вычислялось из предположения о плоскорадиальном течении флюида к забою скважины.

Задача распределения степени минерализации флюида в районе скважины Г-1 решалась в предположение о его хлоридно-натриевом составе, что подтверждают гидрохимические исследования. Начальное распределение концентрации хлорида натрия задавалось линейным законом от 6 г/л на дневной поверхности до 11.7 г/л на нижней границы расчетной области. Распределение минерализации флюида C находится из решения задачи

$$\overline{u} \cdot \overline{\nabla}C = \nabla \cdot (D\overline{\nabla}C) + R, \begin{cases} C\big|_{ABCDEFGH} = C_0(y); C\big|_{CK,LH} = C\big|_{DK^*, L^*G} \\ -\overline{n} \cdot \overline{N}\big|_{CK,LH} = \overline{n} \cdot \overline{N}\big|_{DK^*, L^*G}; \overline{N} = -D\overline{\nabla}C + \overline{u}C. \\ -\overline{n} \cdot D\overline{\nabla}C\big|_{KL,K^*L^*} = 0 \end{cases}$$
(3)

где \overline{u} – скорость Дарси, C – концентрация хлорида натрия, D – коэффициент диффузии, R – объемный источник.

Возникновение потенциала V течения при фильтрации флюида в пористой среде вычислялось на основе задачи [6, 11]:

$$\begin{cases} \overline{j} = -\frac{\varepsilon_{\phi}(C)\zeta(C,T)}{F\eta(C,T)}\nabla p - \sigma(C)\nabla V\\ \nabla \cdot \overline{j} = 0, j_{z} \mid_{z=0} = 0 \end{cases}$$

$$\tag{4}$$

где ε_f – диэлектрическая постояннаяфлюида, ζ – дзета-потенциал, F – отношение удельного сопротивления флюида и твердого скелета, μ_f – динамическая вязкость флюида, p – поровое давление флюида, σ – удельная проводимость насыщенной породы, V – потенциал течения (электрокинетический потенциал), \overline{j} – удельная плотность тока. При этом для учета зависимости дзета-потенциала от степени минерализации флюида использовалась модель, описанная в работе [10].

Результаты расчетов. Асейсмичный период

Для анализа структуры распределения фильтрационных потоков, степени минерализации флюида и потенциала течения в районе скважины Г-1 в асейсмичные периоды времен были последовательно решены задачи фильтрации флюида (2), (3), (4) для случая отсутствия шаровой неоднородности упругих свойств.

В итоге было установлено, что

• миграция флюида, связанная с питанием скважины Г-1, локализована в районе разлома Совхозный и внедрения диоритов (слой № 2) в интервале 450–70 м, и интенсифицируется с

глубиной. При этом максимальная скорость фильтрации в районе скважины составляет чуть больше 1 м/сутки (рис. 2);

• минерализация флюида на входе скважины определяется в основном минерализацией флюида более глубоких горизонтов. Среднее значение минерализации на входе в скважину, полученное в результате численное моделирования, равно 9.31 г/л.



• в районе скважины потенциал течения достигает величины в -120 мВ.

Рис. 2. Направление миграции флюида в районе скважины Г-1 (размер стрелок пропорционален величине скорости фильтрации)

Результаты расчетов. Временная окрестность землетрясения

Для моделирования эволюции электрокинетического тока при подготовке близкого сильного сейсмического события было выбрано событие, произошедшее в октябре 2009 г. с магнитудой 5.2 на расстоянии 114 км от скважины Г-1 [8]. Предполагалось, что параметры неоднородности упругих свойств не меняются во времени, кроме степени неоднородности. Она первые 4 суток не меняется, следующие 2 суток растет по квадратичному закону, а потом еще в течение 2 суток падает до фиксированной величины. Результаты расчета электрокинетического тока в районе измерительной скважины представлены на рис. 3.



Рис. 3. Совмещенные диаграммы изменения степени неоднородности(сплошная линия)во времени и плотности электрокинетического тока (пунктирная линия) в районе забоя скважины

Полученная кривая изменения электрокинетического тока в районе забоя скважины качественно повторяет огибающую ГАЭ (вертикальная компонент), измеренную в этой скважине (огибающая приведена в [8]).

Выводы

В работе предложена двух-масштабная модель эволюции геофизических полей в районе измерительной скважины Г-1, учитывающая конкретное геологическое строение района расположения скважины на Петропавловск-Камчатского геодинамическом полигоне и зависимость дзета-потенциала от степени минерализации флюида. На первом масштабном уровне решается задача изменения напряженно-деформированного состояния геосреды при чистом сдвиге, вызванного эволюцией шаровой неоднородности модуля сдвига. Шаровая неоднородность модуля сдвига является прообразом области формирующегося очага землетрясения. На втором масштабном уровне последовательно решаются задача нестационарной фильтрации флюида в пористой среде и задача эволюции электрокинетических токов, вызванных появлением потенциала течения при фильтрации минерализованного флюида. Расчетная область второго масштабного уровня учитывает конкретное геологические строение среды в районе измерительной скважины. Для выбранного сейсмического события получена зависимость плотности электрокинетического тока от времени, которая качественно повторяет изменение огибающей геоакустической эмиссии во времени, измеренной в скважине Г-1 на глубине 1 км. Таким образом, в результате численного моделирования установлено, что интенсивность геоакустических процессов в районе измерительной скважины при подготовке напрямую определяется электрокинетическими землетрясения эффектами в насыщенной минерализованным флюидом пористой среде.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Президента РФ для государственной поддержки молодых российских ученых – кандидатов наук (МК-2682.2017.5).

Список литературы

1. Гаврилов В.А. Физические причины суточных вариаций уровня геоакустической эмиссии // ДАН. 2007. Т. 414. № 3. С. 389–392.

2. Гаврилов В.А., Богомолов Л.М., Закупин А.С. Сравнение результатов скважинных геоакустических измерений с данными лабораторных и натурных экспериментов по электромагнитному воздействию на горные породы // Физика Земли. 2011. № 11.С. 63–74.

3. Гаврилов В.А., Морозова Ю.В., Сторчеус А.В. Вариации уровня геоакустической эмиссии в глубокой скважине Г-1 (Камчатка) и их связь с сейсмической активностью // Вулканология и сейсмология. 2006. № 1. С. 52–67.

4. Гаврилов В.А., Пантелеев И.А. Влияние фильтрационных процессов в горных породах на характеристики геоакустической эмиссии // Геофизические исследования. 2016. Т. 17. № 2. С. 32–53.

5. Гаврилов В.А., Пантелеев И.А., Рябинин Г.В. Физическая основа эффектов электромагнитного воздействия на интенсивность геоакустических процессов // Физика Земли. 2014. № 1. С. 89-103.

6. *Fitterman D.V.* Theory of electrokinetic-magnetic anomalies in a faulted half-space // J. Geophys. Res. 1979b. V. 84(B11). P. 6031–6040.

7. Fitterman D.V. Calculations of self-potential anomalies near vertical contacts // GEOPHYSICS. 1979. V. 44. N. 2. P. 195.

8. *Gavrilov V.A., Panteleev I.A., Ryabinin G.V., MorozovaYu.V.* Modulating impact of electromagnetic radiation on geoacoustic emission of rocks // Russian journal of Earth sciences. 2013. V. 13. № 1. ES1002.

9. *Mizutani H., Ishido T.* Experimental and theoretical basis of electrokinetic phenomena in rock-water systems and its applications to geophysics // J. Geophys. Res. 1981. V. 86(B3). P. 1763–1775.

10. *Glover P.W.J., Walker E., Jackson M.D.* Streaming-potential coefficient of reservoir rock: a theoretical model //Geophysics. 2012. V. 77. N. 2. D17–D43.

11. Rastogi R.P., Srivastava R.C. Nonequilibrium thermodynamics of electrokinetic phenomena // Chem. Rev. 1993. V. 93(6). P. 1945–1987.

12. *Ishido T., Mizutani H.* Relationship between fracture strength of rocks and ζ-potential // Tectonophysics. 1980. V. 67. P. 13–23.

13. *Ishido T., Nishizawa O.* Effects of zeta potential on microcrack growth in rock under relatively low uniaxial compression // J. Geophys. Res. 1984. V. 89(B6). P. 4153–4159.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ЦИКЛИЧЕСКИХ И АНОМАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ДАВЛЕНИЯ В МУТНОВСКОМ ГЕОТЕРМАЛЬНОМ РЕЗЕРВУАРЕ ПРИ ПОМОЩИ ПРОГРАММЫ РЕТRASIM V.5.2

Поляков А.Ю., Усачева О.О., Кирюхин А.В.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, pol@kscnet.ru

Введение

Transport Of Unsaturated Groundwater and Heat 2 (TOUGH2) – вычислительная программа многоцелевого назначения для моделирования потоков многофазных флюидов и потоков тепла в пористой и трещиноватой среде (ГОСТ Р 56909-2016). Программа была создана в Национальной лаборатории Беркли (LBNL), США в 1991 г. и продолжает свое развитие по настоящее время. В мировом научном и научно-техническом сообществе является апробированным инструментом для моделирования теплопереноса в высокотемпературных геотермальных резервуарах и прогноза их эксплуатации [4].

В качестве математической модели для описания тепломассопереноса в гидротермальных системах используется система уравнений, которые выводятся из законов сохранения массы и энергии и фильтрации флюида в пористой или пористо-трещиноватой среде. Замыкающими соотношениями служат уравнения состояния, а также начальные и граничные условия.

Для лучшей графической визуализации результатов математического моделирования нами используется программа PetraSim v.5.2 (пре- и постпроцессор программы TOUGH2).

Использование одноэлементной модели TOUGH2 – EOS2 для описания циклических изменений давления





Циклические изменения давления в скважине 30 были обнаружены с первых часов наблюдений в сентябре 1995 г., когда частота записи составляла 1 мин⁻¹, периодичность достаточно отчетливо проявлена и при опросе с частотой 2 мин⁻¹, которая осуществляется с июня 1998 г.

С использованием программы PetraSim, проведено моделирование процесса циклического изменения давления в скважине 30 Мутновского геотермального месторождения (с амплитудой около

1 бар). Для этого была построена одноэлементная модель – объем модели равен объему скважины (12 м³), разгрузка задается через граничные условия самоизлива (рис. 1). Начальные условия моделирования соответствуют реально наблюдаемым (температура 259 °C, давление 27 бар). Приток воды в скважину задан постоянным (0.03 кг/с), приток углекислого газа задан циклическим, с длительностью 5 мин и таким же интервалом. При моделировании использовался модуль состояния EOS2 (однокомпонентный многофазный флюид вместе с CO₂).

В результате удалось воспроизвести циклический процесс изменения давления в скважине при величине импульсного притока CO₂ в 0.035 кг/с (рис. 2). Полученный результат согласуется с описанием ключевой роли влияния импульсного воздействия CO₂ на периодичность извержения гейзера Великан [3].



Рис. 2. Модельные и фактические данные изменения давления в скважине 30, сплошной линией показаны фактические данные (16 ноября 2004 г.), пунктирной – модельные значения

Использование одноэлементной модели TOUGH2 – EOS2 для описания циклических изменений давления синхронизированных с сейсмическими событиями

Мониторинг давления в скважине 30 (52.551° с.ш., 158.234° в.д.) на Верхне-Мутновском участке, вскрывающей двухфазный 250–270 °С трещиноватый геотермальный резервуар, осуществлялся с 1995 г. с использованием системы типа «капиллярная трубка» (Pruett Inc.), установленной на глубине 950 м. Благодаря двухфазным условиям и низкой проницаемости, скважина практически не реагировала на эксплуатацию месторождения (начавшуюся в 1999 г.), и поэтому все аномальные вариации давления в ней предполагаются вызванными естественной динамикой резервуара. При анализе данных наблюдений 1995-2004 гг. выявлены аномальные снижения давления в скважине 30 на Мутновском геотермальном месторождении (на 1.0 - 1.5бар И более), с постсейсмическими вариациями давления. синхронизированные с сейсмическими событиями с M > 4. Анализировались сейсмические события в области, ограниченной 157-161° в.д., 50-54° с.ш. и глубиной до 40 км. [2, 3]. Пример подобной гидродинамической аномалии изображен на рис. 3.

При помощи программы PetraSim v.5.2, нами проведено моделирование этой гидродинамической аномалии. Для чего была доработана одноэлементная TOUGH2 – EOS2 модель, рассмотренная выше: приток воды в скважину задается постоянным (0.03 кг/с) только до и после периода гидродинамической аномалии, во время же аномалии, он изменяется циклически с величиной расхода указанной в (табл. 1. и на рис. 4).



Рис. 3. Изменение давления в скв. 30 (16 ноября – 17 ноября 2004 г, Мутновское геотермальное месторождение), синхронизированное с землетрясением (*M* = 5.7, глубина 37 км, координаты 52.96° с.ш., 160.45° в.д.) [2]



Результат моделирования приведен на рис. 4.

Рис. 4. Вариации давления связанные с сейсмическими событиями (рис. 3.) и их модельные значения. Ниже изображен график цикличности расхода H₂O и CO₂

Таблица 1.

Время, сек	Расход Н ₂ О, кг/с	Расход СО ₂ , кг/с
200000	0.03	0.035
217452	0.03	0
217452.8	0	0.01
217625.6	0.009	0
218230.4	0	0.01
218403.2	0.009	0
219353.6	0	0.015
220044.8	0.009	0
220563.2	0	0.1
220563.2	0	0
221168	0.23	0.015
221340.8	0	0
221600	0.2	0.1
221859.2	0	0
222032	0.07	0.08
222377.6	0	0
222809.6	0.01	0.08
223068.8	0	0
223932.8	0.02	0.05
224451.2	0.03	0
230400.9	0.03	0
250000	0.03	0

Заключение

По результатам TOUGH2 – EOS2 моделирования, обнаружено, что хорошая сходимость модельных и фактических данных циклического изменения давления в скважине 30 достигается при постоянном (0.03 кг/с) притоке воды в скважину и циклическом (с длительностью 5 мин и таким же интервалом) притоке углекислого газа.

Построена одноэлементная модель TOUGH2 – EOS2 описывающая циклических изменений давления синхронизированных с сейсмическими событиями, объясняющая механизм формирования подобных гидродинамических аномалий совместным циклическим притоком в скважину воды и углекислого газа.

Исследования проводились при поддержке РФФИ по гранту № 15-05-00676.

Список литературы

1. Кирюхин А.В., Лесных М.Д., Поляков А.Ю. Естественный гидродинамический режим Мутновского геотермального резервуара и его связь с сейсмической активностью // Вулканология и сейсмология. 2002. № 1. С. 51–60.

2. Кирюхин А.В., Корнеев В.А., Поляков А.Ю. О возможной связи сильных землетрясений с аномальными изменениями давления в двухфазном геотермальном резервуаре // Вулканология и сейсмология. 2006. № 6. С. 3–11.

3. *Kiryukhin A.* Modeling and observations of geyser activity in relation to catastrophic landslides-mudflows (Kronotsky nature reserve, Kamchatka, Russia) // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2016. 323. P. 129–147.

4. Pruess K., Oldenburg C., and Moridis G. TOUGH2, user's guide version 2.0. Lawrence Berkeley National Laboratory, 1999. 197 p.

ТОUGH2 МОДЕЛИРОВАНИЕ И СТАТИСТИКА ДЛЯ АНАЛИЗА ИЗМЕНЕНИЯ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ГЕЙЗЕРОВ ВЕЛИКАН И БОЛЬШОЙ (ДОЛИНА ГЕЙЗЕРОВ, КАМЧАТКА)

Рычкова Т.В.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, tvr62@mail.ru

Введение

По результатам мониторинга, проведенного в Долине Гейзеров начиная с июня 2007 г., установлено уменьшение среднего периода извержений основных гейзеров – Большого (от 108 мин до 63 мин) и Великана (от 375–379 мин до 340 мин.), а также снижение концентрации Cl-иона в воде этих гейзеров (на 23% и 12% соответственно) [2, 6]. Предполагалось, что уменьшение периода извержений гейзеров и изменяющаяся концентрация Cl-иона связаны с влиянием Подпрудного озера, ставшего областью инжекции воды после оползня 03.06.2007 г. Для проверки этой гипотезы была создана 2D модель гейзерного резервуара и выполнено TOUGH2-EOS1+tracer моделирование инжекции холодной воды в гидротермальный резервуара [3].

TOUGH2-EOS1+tracer моделирование инжекции холодной воды в гидротермальный резервуар Долины гейзеров [5, 8]

Модель, включающая моделирование процесса переноса трассера (в качестве которого рассматривается Cl-ион) разделена на зоны (домены) с различными материальными свойствами (табл. 1). В модели заданы начальные условия и граничные условия на поверхности и на подошве модели (табл. 2).

Домены модели	Минер. плотность, кг/ м ³	Порис- тость	Вертик. прони- цаемость, м ²	Гориз. прони- цаемость, м ²	Теплопро- водность, Вт/м°С	Уд. тепло- емкость, Дж/кг°С
Резервуар	2600	0.4	5.0E-14	1.0E-12	1.5	1000
Относительный водоупор	2600	0.4	1.0E-15	1.0E-15	10	1000
Зона восходящего потока теплоносителя	2600	0.4	1.0E-12	1.0E-12	1.5	1000
Зона инжекции холодной воды	2600	0.4	1.0E-12	1.0E-12	1.5	1000

Таблица 1. Материальные свойства доменов, заданных в модели

Граничные условия на поверхности модели (в водоупорном слое) включают температуру (°С), давление (Па), и массовую долю Cl (мг/л). Все эти параметры неизменны для всех ячеек водоупорного слоя (Fixed State) (табл. 2).

Граничные условия на подошве модели (заданы в 50 ячейках) включают условия питания (инжекцию восходящего потока теплоносителя с энтальпией 5.04E5 Дж/кг и инжекцию хлора CL с энтальпией 0 Дж/кг). Значения этих параметров (табл. 2) заданы как постоянные (Constant Flux – постоянный поток).

Таблица 2. Начальные и граничные условия, заданные в модели

		Граничные условия			
	Начальные условия	на подошве	на поверхности		
		модели	модели		
Температура (Т),° С	10		10		
Давление (Р), Па	Задано функцией F = A $+B_X + C_Y + D_Z$, где A = 4.3183E6; B = 0.0; C = 0.0; D = - 9810.0		1.5E5		
Массовая доля Cl, мг/л	2		2		
Инжекция восход. потока теплоносителя, г/с*м2		0.0052			
Инжекция Cl, кг/с*м2		4.86E-6			

Вертикальные границы модели термодинамически изолированы. Кроме того, путем модельной аппроксимации гейзеры и горячие источники на модели заданы как скважины,

работающие в режиме самоизлива с давлением, соответствующем давлению на данной глубине и коэффициентом продуктивности 1.0E-7 м². Последовательно выполнив моделирование естественного состояния гидротермальной системы, инжекции холодной воды в резервуар из Подпрудного озера, возобновленных извержений гейзера Большого, дополнительной инжекции выше гейзера Великан по течению р. Гейзерной, были получены следующие результаты:

1) моделирование подтвердило уменьшение периода извержений гейзеров, связанное с гидродинамическим подпором резервуара, созданным озером;

2) но моделирование не показало фактически наблюдаемое разбавление хлора в гейзерах Большой и Великан. И если снижение концентрации хлора в воде гейзера Большого мы можем рассматривать как результат прямого залива холодной воды в канал (2007–2010 гг.) и плохой герметичности стенок ванны (ухудшающейся с каждым следующим оползнем), то причина наблюдаемого снижения концентрации хлора в воде Великана осталась невыясненной.

Было решено еще 14 вариантов задач с иными (возможными) значениями горизонтальной проницаемости в зонах резервуара, восходящего потока теплоносителя и зоне инжекции холодной воды (табл. 3), а также с разными типами горизонтальной проницаемости между элементами модели.

Upstreamc Weighted	<u>1.0E-12</u>	2.0E-13	3.0E-13	<u>8.0E-13</u>	5.0E-13	1.0E-13	2.0E-14	5.0E-14
Harmonic Weighted	1.0E-12	2.0E-13	3.0E-13	8.0E-13	5.0E-13	1.0E-13		5.0E-14

Таблица 3. Тип проницаемости и значения, определенные для дополнительных вариантов решения задач

Нужно отметить, что из достаточно большого диапазона значений горизонтальной проницаемости только два значения удовлетворяют условиям существования и функционирования гейзеров в естественном состоянии термодинамической системы и в состоянии, нарушенном оползнем. Но и с этими значениями моделирование не показало снижение концентрации Cl в воде гейзеров Великана и Большого.

Данные по гидродинамическому и гидрохимическому режимам гейзеров Великана и Большого за период с 1941 по 2016 гг.

<u>Фактические данные по гидрохимическому режиму до оползня 03.06.2007 г.</u> Существуют данные Сугробова В.М. по концентрации хлора в воде гейзеров Большой и Великан за период наблюдений с 1971 по 1990 гг. (рис. 1а, б), где отчетливо видна тенденция к снижению хлора для обоих гейзеров. Далее, во временном интервале примерно 17 лет, в связи с труднодоступностью Долины гейзеров, наблюдения отсутствуют. Есть моментные данные Батаевой О.Б. на дату 27.11.2003 г. Регулярные наблюдения за гидрохимическим режимом возобновились только после катастрофического оползня 03.06.2007 г. [2].



Рис. 1. Изменение концентрации Cl-иона в воде гейзеров Большого (а) и Великана (б) за период времени с 1971 по 1990 гг. по данным В.М. Сугробова

<u>Фактические данные по гидродинамическому режиму до оползня 03.06.2007 г.</u> По обобщенным данным В.М. Сугробова (за период с 1941 по 1993 гг.) средняя продолжительность цикла извержений гейзера Великан была 320 мин, а у гейзера Большого средний период извержений был равен 100 мин [2].

По данным В.А. Дрознина (за период с августа 1993 г. по октябрь 2003 г.) среднее значение периода извержений гейзера Великана составляло 379 мин, а гейзера Большого – 107.7 мин [1].

Т.о. в течение временного интервала 1941–2003 гг. период извержений гейзеров Великана и Большого постепенно увеличивался (на 6.25 % и 7.7 % соответственно).

Для выяснения причины уменьшения концентрации хлора в воде гейзеров Великана и Большого до появления Подпрудного озера, мы воспользовались двумя методами исследования: 1) TOUGH2-EOS1+tracer моделированием инжекции Cl в гидротермальный резервуар, убывающей на 2% в течение каждых 5 лет; 2) статистическим методом выявления основной тенденции (тренда) в рядах динамики.

TOUGH2-EOS1+tracer моделирование инжекции Cl в гидротермальный резервуар

За основу была взята прежняя модель на стадии установившегося естественного состояния гидротермальной системы. Последовательно меняя некоторые параметры модели (время моделирования, тип горизонтальной проницаемости между элементами модели, метод интерполяции граничных условий, тип инжекции Cl в гидротермальный резервуар), но каждый раз задавая снижение поступления хлора на 2% в течение каждых 5 лет, был найден вариант, отражающий модельное снижение концентрации Cl с течением времени. В этом варианте моделирования методом интерполяции граничных условий задана линейная функция, а тип инжекции Cl в гидротермальный резервуар задан как Table Flux (переменное значение).

Статистический метод выявления тренда (закономерности) в рядах динамики

Данные В.М. Сугробова и А.В. Кирюхина мы стали рассматривать как ряды динамики, отображающие развитие изучаемого явления во времени (в данном случае процесса снижения концентрации СІ-иона). Статистические методы позволяют определить в рядах динамики общую тенденцию (закономерность) развития процесса. Для обработки уровней ряда динамики использован *метод скользящих средних*. Построены графики и определены показатели изменения тренда (коэффициенты детерминации) (рис. 2).





Выбрав *прямую линию тренда*, мы получили небольшие коэффициенты детерминации, они были равны 0.136 для Великана и 0.085 для Большого (по данным В.М. Сугробова). А также 0.019 для Великана и 0.36 для Большого (по данным А.В. Кирюхина).

Но, учитывая то, что, как и любая другая регрессия, тренд может быть как линейным (степень влияющего фактора времени равна 1), так и нелинейным (степень больше или меньше единицы), мы принимаем эти коэффициенты. Итак, тренд – это закономерность, описывающая подъем или падение показателя в динамике. В таких случаях мы говорим, что ряд динамики имеет тенденцию (к росту или падению соответственно).

На рисунках 2а и 2б очевидна тенденция к снижению концентрации Cl в воде гейзеров Большой и Великан задолго до катастрофического оползня, произошедшего в Долине Гейзеров в июне 2007 г. и послужившего образованию Подпрудного озера.

Линии тренда позволяют наглядно показать тенденции изменения данных и помогают анализировать задачи прогноза. Используя эти возможности, были рассчитаны прогнозные значения концентрации хлора в воде гейзеров Большой и Великан на те моменты времени, которые находятся за пределами фактических данных по В.М. Сугробову. Но эти моменты времени совпадают с датами фактического отбора проб А.В. Кирюхиным. Далее, с помощью регрессионного анализа была продолжена линия тренда на диаграмме (рис. 2a, 2б).

На диаграмме **a** на продолжение линии тренда удачно легли расчетные значения на 2003 г. и фактические данные О.Б. Батаевой (ноябрь 2003 г.); расчетные значения на 2011 и 2016 гг.

На диаграмме **б** фактические данные О.Б. Батаевой (ноябрь 2003 г.) не совпадают с прогнозным значением на 2003 г. (возможно, это артефакт), но расчетные значения на 2010 и 2016 гг. также попали на продолжение линии тренда

Обсуждение полученных результатов

Анализ результатов моделирования инжекции хлора позволил убедиться в том, что причина снижения его концентрации, вероятнее всего, не в инжекции воды из озера в резервуар (разбавлении), а в уменьшении поступления глубинной составляющей в каналы гейзеров Большого и Великана.

Анализируя результаты статистического метода выявления закономерности по изменению концентрации Cl для гейзера Великан (рис. 2б) очевидно, что две линии тренда (для графика в естественных условиях гидротермальной системы и графика в нарушенных условиях) практически параллельны друг другу. Значит, процесс снижения концентрации хлора до оползня и после него происходил с одинаковой скоростью. А ступенька между двумя линиями тренда – это и есть момент и результат катастрофического оползня. Что касается гейзера Большого (рис. 2а), то графики показывают, что здесь снижение концентрации хлора до катастрофы происходило примерно с такой же скоростью, как и в воде Великана (поскольку линии аппроксимации для обоих графиков тоже практически параллельны). Но после появления озера и начала систематического залива метеорной воды в канал, скорость снижения концентрации хлора в воде гейзера Большого стала, вероятно, больше.

Итак, мы располагаем фактическими данными постепенного увеличения периода извержений гейзеров и одновременно постепенного снижения концентрации Сl до природной катастрофы.

Также мы знаем, что длительность интервала между извержениями обеспечивает циклический приток газовой фазы CO₂, которая играет ключевую роль в механизме извержения гейзера Великан [7]. И если мы допускаем, что увеличивающийся со временем (до 2007 г.) период извержений гейзеров Большого и Великана обратно пропорционален циклическому притоку CO₂ с каким-либо расходом, то можем предположить, что период между извержениями гейзеров постепенно увеличивался за счет того, что уменьшался приток CO₂.

Компоненты CO₂ и Cl являются магматическими и уменьшение их поступления в каналы гейзеров возможно объяснить одной из причин:

1) сужением трещин, как следствием землетрясений, или тектонических подвижек; 2) «самозалечиванием» канала и подводящих трещин затвердевшими кремнистыми отложениями; 3) «саморазрушающим» действием самого гейзера, увеличивающего или уменьшающего сечение и изменяющего форму канала; 4) уменьшением проницаемости пород (вмещающих каналы гейзеров) вследствие процессов гидротермального изменения, что является очень важным фактором контроля гидрогеологического режима; 5) изменением (во времени) траектории движения потоков флюидов к каналам гейзеров; 6) угасанием активности гидротермальной системы в целом, но этот фактор мы исключаем, поскольку допускаем предполагаемое недавнее внедрение магматической интрузии под Верхне-Гейзерным полем, и, кроме того, результаты <u>TOUGH2-EOS1+tracer моделирования</u> показали, что остывание резервуара не происходит; 7) попаданием холодной грунтовой и поверхностной воды в систему гейзера вследствие эксплуатации, чего в данном случае тоже нет.

По каким же причинам, если не в результате катастрофических процессов, происходят изменения в гидрогеохимическом режиме самых больших гейзеров в Долине? Мы считаем, что это эволюционные изменения.

Понятие эволюции в философии означает не только процесс развития, но также и процесс постепенного ухудшения состояния объекта с течением времени, движение назад, упадок,

разрушение материи вследствие внешнего воздействия по законам природы и времени. Это процессы и прогресса, и необратимого изменения, протекающие в живой и неживой природе. Эволюция – это один из законов мироздания. И гейзеры, как часть природы, подчиняются этому закону.

В.М. Сугробов и Н.Г. Сугробова [4] в научно-популярном очерке «Жемчужина Камчатки – Долина гейзеров» отмечают, что гейзеры могут возникнуть на любом этапе становления гидротермальной системы. По мнению В.В. Аверьева гейзер Великан, или его предшественник могли возникнуть приблизительно 1000 лет тому назад. Самый первый известный в мире гейзер (Geysir) в Исландии действует уже около 700 лет. Знаменитые гейзеры Йеллоустона в США существуют не менее 150 лет, а гейзеры в Новой Зеландии, по легендам коренных жителей маори, существуют не меньше 400 лет. И там же, в Новой Зеландии был гейзер Ваймангу, который действовал всего 4 года.

Определить время преобразования или исчезновения конкретных гейзеров невозможно. Гейзеры, как тип разгрузки гидротермальной системы, могут функционировать в течение первых сотен лет и, предположительно, на протяжении 2–3 тысячелетий. Но индивидуальные гейзеры рождаются и живут в значительно меньшем временном интервале (в пределах сотен и десятков лет), поскольку внешние условия, влияющие на работу гейзеров, изменяются в более короткий период времени, по сравнению с основными показателями гидротермальной деятельности в целом.

По мнению В.М. Сугробова [4], в ряду крупных гейзеров Долины гейзеров, вероятность исчезновения которых велика, одним из первых стоит гейзер Великан. Только В.М. Сугробов связывал исчезновение Великана с тем, что вышеназванный гейзер практически достиг баланса между привносимой из недр системы энергией и ее потерей в результате извержения, испарения воды и теплоотдачи через стенки канала.

Нынешний анализ изменений гидрогеохимического режима гейзеров обещает Великану ту же участь, но ее причину сегодня мы называем эволюцией, что предполагает рождение гейзеров, их яркую жизнь и, как это ни печально, исчезновение.

Заключение

1. Причина снижения концентрации хлора не в инжекции метеорной воды в резервуар, а в уменьшающейся со временем величине поступления глубинной составляющей в каналы гейзеров Большого и Великана.

2. Увеличение периода извержений гейзеров Большого и Великан до оползня, а также (начиная с 1971 г. и продолжающееся до сегодняшнего дня) постепенное снижение концентрации хлора в них, возможны в результате эволюционного процесса.

3. В результате катастрофических событий в Долине гейзеров в 2007 г. увеличение периода сменилось уменьшением (за счет гидродинамического подпора озера), а процесс снижения хлора вероятно ускорился.

Список литературы

1. Дрознин В.А. [Электронный ресурс]. 2007. URL: <u>http://www.ch0103.emsd.ru/</u>

2. Кирюхин А.В., Рычкова Т.В. Условия формирования и состояние гидротермальной системы Долины Гейзеров (Кроноцкий заповедник, Камчатка) // Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2011. № 3. С. 238–253.

3. *Рычкова Т.В.* Моделирование влияния инжекции холодной воды на гидротермальный резервуар на примере гидротермальной системы Долины Гейзеров // Сборник материалов XX ежегодной научной конференции, посвящённой Дню Вулканолога. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2017. С. 200–203.

4. Сугробов В.М., Сугробова Н.Г., Дрознин В.А., Карпов Г.А., Леонов В.Л. Жемчужина Камчатки – Долина гейзеров // Научн.-попул. очерк – путеводитель. Петропавловск-Камчатский: Камчатпресс, 2009. С. 120–133.

5. *Finsterle, S.* iTOUGH2 User's Guide // Lawrence Berkeley National Laboratory Report LBNL-40040. Berkeley. CA. USA. 1999. 130 p.

6. *Kiryukhin A.V., Rychkova T.V., Dubrovskaya I.K.* Formation of the hydrothermal system in Geysers Valley (Kronotsky nature reserve, Kamchatka) and triggers of the giant landslide // Applied Geochemistry. 2012. T. 27. № 9. P. 1753–1766.

7. *Kiryukhin A*. Modeling and observations of geyser activity in relation to catastrophic landslides–mudflows (Kronotsky nature reserve, Kamchatka, Russia) // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2016. № 323. P. 129–147.

8. Pruess, K., Oldenburg, C., and Moridis, G. TOUGH2 User's Guide, Version 2.0. Rep. LBNL-43134. Lawrence Berkeley Natl. Lab., Berkeley, California. 1999. 198 p.