

**ИССЛЕДОВАНИЕ
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР И ПРОЦЕССОВ
ПРИ ПОМОЩИ МАТЕМАТИЧЕСКИХ, ГЕОФИЗИЧЕСКИХ,
СПУТНИКОВЫХ И ДРУГИХ МЕТОДОВ**

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ЦМР

Галанин А.А.¹, Гарцман Б.И.²

¹Северо-восточный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан

²Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток

Картографические и морфометрические методы геоморфологии всегда являлись мощным инструментом для решения различных задач геологии, неотектоники, прогноза и поиска месторождений, гидрологии, ландшафтного районирования и др. Особая роль морфометрическим приемам отводилась при изучении неотектонических движений и современной геоморфодинамики. Основы морфометрического анализа были заложены еще в прошлом веке и детально освещены [1].

Последние 15-20 лет наблюдается очередной всплеск интереса к морфометрии, связанный с развитием лазерной спутниковой съемки высокого разрешения и появлением принципиально нового типа первичной географической информации – растровых многоканальных изображений. Обычным атрибутом съемки стало определение высоты каждого пикселя, в результате чего появились цифровые модели рельефа (ЦМР). ЦМР и многоканальные цифровые снимки начали быстро вытеснять классические приемы, основанные на использовании топографических карт и дешифрирования стереопар. Взамен появились возможности объемной визуализации земной поверхности с использованием трехмерной графики и мультипликации.

Вместе с развитием вычислительных мощностей это привело к необходимости разработки новых методов и алгоритмов анализа, значительного пересмотра и адаптации классических приемов и теоретической основы. Еще 15-20 лет назад за рубежом началась систематическая разработка методов и алгоритмов морфометрического анализа ЦМР [2]. В современных программных пакетах типа ArcGis эти разработки уже давно реализованы и являются обычными инструментами анализа пространственных данных. С некоторым опозданием процесс работ по проблемам морфометрического анализа ЦМР активизировался и в России, о чем можно судить по защитами кандидатских диссертаций (Крупочкин, 2003; Пшеничников, 2004; Думит, 2009 и др.).

Количество публикаций и защит диссертаций в морфометрической области географии и геоморфологии возросла настолько, что некоторые крупные специалисты в области классической картографии, например А.М. Берлянт [3 и др.] начали говорить о появлении некоего раздела – «геоинформационной морфометрии», некоей «новой теории морфометрии». Вместе с тем, это пока еще не привело к соответствующему качественному скачку в теоретической геоморфологии и географии. Более того, начавшийся в конце прошлого века информационно-методический кризис в данной области, несмотря на бурный рост информационных технологий, сменился современным теоретическим упадком. Основная часть новых, особенно отечественных, разработок в области «геоинформационной морфометрии», игнорируют вековую базу теоретической геоморфологии. Поэтому и результаты таких новинок нередко вызывают глубокий скепсис, не имеют практического интереса.

Распространенный подход – адаптировать к геоморфологии уже готовые алгоритмы, например, наиболее доступного пакета ArcGis. Так, в одной из работ [4] морфометрический анализ бассейна р. Томи по ЦМР закончился на стадии построения объемных блок-диаграмм, карт экспозиций и крутизны склонов. В данном случае, для геоморфолога обычная топографическая карта куда более информативна. На ней и без визуализации видны наклоны, экспозиции и даже микроморфология. И другие вышеупомянутые диссертационные работы, в основном, базируются на механическом использовании встроенного в программное обеспечение набора методов анализа ЦМР. В результате появляются новые параметрические характеристики рельефа, классификация которых и осмысление их содержательности пока еще невозможна ввиду отсутствия адекватного терминологического аппарата.

Посредством непродуманного внедрения в геоморфологию и морфометрию новых методов появились новые геометрические меры рельефа неясной пока еще морфогенетической принадлежности, такие как кривизна различных порядков, анизотропия, фрактальная размерность и др. Вводятся такие операторы и определения морфометрического анализа, как кластеризация, элементаризация и дискретизация рельефа (Думит, 2009), в результате применения которых, якобы, автором «вскрывается разноуровневая морфологическая структура рельефа». Нечеткость поставленной цели и задач, несбалансированность терминологического аппарата, отсутствие собственно геоморфологического содержания во многих работах восполняется стремлением к излишним визуальным эффектам. Таким образом, основная цель и назначение «нового» морфометрического анализа в большинстве случаев не очевидны.

Некоторые исследователи на новом уровне возвращаются к старым морфометрическим методам и пытаются решать конкретные практические задачи с использованием современных данных и технологий. К таким, например, следует отнести функционально ориентированные и практические работы по картографированию и оценке интенсивности процессов эрозии (Аристов, 2011), картографированию и пространственному анализу распределения пинго в северной Азии (Gross, Jones, 2011) и другие. Терминология использованных алгоритмов в значительной степени базируется на классических понятиях морфометрии, таких как базисные и вершинные поверхности, остаточный рельеф и др.

Вопрос о возможности или невозможности применения современных данных и технологий для вывода геоморфологии и смежных наук на качественно новый уровень остается пока полностью открытым. В общем виде мы пытаемся сфокусировать внимание на перспективности отдельных направлений разработки приемов обработки ЦМР и другой пространственной информации для решения классической задачи – геоморфологического картографирования. Накапливающийся в современной отечественной литературе терминологический беспорядок свидетельствует о теоретическом кризисе геоморфологии, а, скорее всего, и о назревающей смене парадигмы. В данном аспекте обостряются вопросы не только о смысле геоморфологического и морфометрического анализа, но о реальности самого предмета исследований геоморфологии.

Например, геометрией рельефа, как совокупности геометрических форм земной поверхности, занимается топография, имеющая конкретную цель и достаточный выдержанный временем набор методов. Именно к этой области, а не к геоморфологии, и тяготеют критикуемые выше разработки. Если говорить о вещественном и структурном наполнении рельефа, то этим успешно занимается структурная геология, стратиграфия, включая современную палеогеографию. Причем, и палеогеография задается целью реконструкции морфоклиматических процессов и самого рельефа на основе мощного инструмента – фациального анализа. Таким образом, формальное рассмотрение определения геоморфологии и основного объекта ее исследования указывает на то, что этот объект активно исследуется смежными отраслями. Что же тогда остается собственно геоморфологии?

Возможно ли отделить индивидуальное именно «геоморфологическое качество рельефа» и затем адаптировать для его изучения подходящую методологию? На наш взгляд – можно. Определив основной предмет исследований как морфогенетическое разнообразие земной поверхности, мы задаемся основной целью геоморфологии – установление связи между геометрией и генезисом. Действительно геометрические методы познания генезиса и организации (структуры и иерархии) рельефа являются ведущими в отрасли. Данный подход вовсе не должен исключить или минимизировать использование геометрических приемов изучения рельефа. Но они должны, прежде всего, быть направлены на описания его генетических образов геометрическими способами.

В действительности такой способ познания рельефа развивался на всем протяжении существования геоморфологии, но вплоть до настоящего времени остается неявным, интуитивным, слабо формализованным. Мышление сложившегося геоморфолога развито таким способом,

что интерпретация любой земной формы – есть генезис, или процесс, ее создающий. Любая форма флювиального, ледникового, пролювиального или эолового происхождения в первую очередь вызывает определенные геометрические ассоциации и шаблоны.

Аналогично, при анализе долин проводится сопоставление геометрии и генезиса: щель или каньон – молодая, активно врезающиеся; V-образная – нормальная горная на этапе врезания; U-образная, корытообразная, троговая – ледниковые; ящикообразная – тектоническая. Также и анализ продольной морфологии долин использует логическую связь между геометрией и генезисом: равновесная, ступенчатая, висячая, сквозная, antecedentная, перехваченная и др. В более широком аспекте профиль равновесия (или неравновесности) долины является геометрической характеристикой, связанной с возрастом и генезисом.

Рисунок гидросети в плане также является определяющей характеристикой геологической структуры и тектоники, особенно в горных областях. Так, в районах с контрастной неотектоникой практически все водотоки наследуют трещины и разрывы соответствующих порядков. Речная сеть наиболее быстро реагирует на релаксационные движения и возникающие новые системы и подсистемы трещиноватости и, вероятно, между структурой трещиноватости коры и гидросетью в ряде районов может быть установлена высокая статистическая корреляция. В этом случае, можно говорить о синергетике совместного развития разрывной сети и гидросети. В таком ключе, вводимые понятия анизотропии рельефа, степени автокорреляции, фрактальности и многие другие обретут физический смысл и морфогенетическое содержание. И только после этого они могут быть заимствованы из математики в понятийно-терминологическую базу геоморфологии. Вероятно, наиболее продуктивные исследования в данной области могут быть выполнены только совместными усилиями творческих коллективов из разносторонних специалистов – математиков, программистов, геологов и геоморфологов.

Таким образом, одно из перспективных, на наш взгляд, направлений заключается в разработке алгоритмов автоматизированного распознавания геоморфологических образов, их поиска и картографирования. В основе этого также лежит принцип «геоморфологического мышления» – выявление участков земной поверхности, соответствующих заданным геометрическим характеристикам. В этом направлении зарубежными геоморфологами уже сделаны важные шаги. Например, большую ценность представляет диссертационная работа Дж.Д. Вуда [2], посвященная геометрической параметризации геоморфологических поверхностей, реализованная в программном продукте Grass. Ожидаемым результатом данного направления является возможность создания некоего геометрического «паспорта» для основных морфогенетических типов – ледниковых каров, горных обвалов, ледников и каменных глетчеров, осыпных конусов, дюн и др. Это позволит с заданной вероятностью выполнять автоматический поиск, распознавание и картографирование геоморфологических объектов.

Другое перспективное направление состоит в разработке приемов анализа наиболее ярких, ведущих элементов или подсистем рельефа. К таким, например, относится гидросеть. Анализ ее структуры, а также морфологии водосборных бассейнов на основе ЦМР предполагает введение новых интегративных энергетических и информационных характеристик рельефа. Основным принципом может быть рассмотрение гидросети как саморегулируемой системы, стремящейся к минимизации диссипации энергии [5]. Все конкретные ее состояния являются частными реализациями, возникающими под влиянием геодинамических и климатических факторов. Анализ структур тальвеговых и водораздельных линий, а также бассейновой организации, могут быть очень полезны для количественной и качественной оценки реакции рельефа на различные типы геодинамических обстановок.

Наконец, некоторых прорывных результатов для геоморфологии и географии можно ожидать на основе внедрения приемов 2-х и 3-мерной геометрической морфометрии, активно развиваемого пока только в зарубежной генетике и биологии [6]. Их суть заключается в возможности описывать физическую форму двухмерных объектов без учета их размерных характеристик.

Так в методе тонких пластин (TPS) определяются различия (отклонения) между исследуемой формой, либо целой совокупностью, и заданным эталоном. Метод TPS реализуется путем расстановки на каждом образце (форме) равного количества пространственных реперных меток, по заданной системе морфологического описания (кодирования). Метки с одинаковым номером образуют гомологичные друг другу точки описания исследуемых объектов. Величиной различия конкретной формы или степенью ее отклонения от эталона служит мера, именуемая прокрустовым расстоянием.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ, проекты 11-05-00318 и 10-05-9200.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Применение геоморфологических методов в структурно-геоморфологических исследованиях.** Коллектив авторов. М.: Недра, 1970. 296 с.
2. **Wood J.D.** The geomorphological characterisation of digital elevation models PhD Thesis, University of Leicester. UK, 1996.
3. **Берлянт А.М.** Теория морфометрии: новый этап // Геоморфология, 1999. № 2. С. 22-28.
4. **Хромых В.В., Хромых О.В.** Морфометрический анализ долинных геосистем Нижнего Притомья // ArcReview, 2008. № 4.
5. **Гарцман Б.И., Галанин А.А.** Структурно-гидрографический и морфометрический анализ речных систем: теоретические аспекты // География и природные ресурсы, 2011. (В печати).
6. **Jensen R.J., Ciofani K.M., Miramontes L.C.** Lines, outlines, and landmarks: morphometric analyses of leaves of *Acer rubrum*, *Acer saccharinum* (Aceraceae) and their hybrid // Taxon, 2002. V. 51. N. 3. P. 475-492.

СОВРЕМЕННЫЕ ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ НА ПОЛУОСТРОВЕ МУРАВЬЕВА-АМУРСКОГО ПО ГЕОДЕЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Герасименко М.Д.^{1,2}, Шестаков Н.В.^{1,2}, Терешкина А.А.²

¹*Институт прикладной математики ДВО РАН, г. Владивосток, ул. Радио, 7*

²*Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток, ул. Октябрьская, 27*

Выполнен анализ результатов повторного геометрического нивелирования от станции Угольная (здание вокзала) до центра г. Владивосток, выполненного аэрогеодезическими предприятиями СССР в 1941, 1970 и 1987 годах. Конечная точка линии нивелирования в г. Владивосток в 1941 и 1987 гг. – здание вокзала, в 1970 г. – район центральной площади, поэтому конечный отрезок линии не идентичен в разные годы и результаты анализа по нему следует принимать с осторожностью. Кроме того, данные о точности нивелирования II класса 1941 года утеряны и считается, что для них случайная средняя квадратическая ошибка лежит в пределах от 0.2 до 2.0 мм/км. Нами для надежности анализа принято наихудшее значение 2.0 мм/км.

Как показали результаты вычислений, вертикальные скорости движений земной поверхности в разные годы и по разным участкам колеблется от -0.61 до +0.64 мм/год. В среднем же вертикальные скорости движений центра г. Владивосток относительно ст. Угольная составили за 1970-1941 годы (-1.56±0.41) мм/год (по всем участкам линии – опускание в направлении моря), а за 1987-1941 годы (-0.93±0.26)мм/год, причем полученные скорости превосходят их средние квадратические ошибки более чем в 3 раза. На участке Вторая Речка – Первая речка проявилось относительное поднятие со средней скоростью (+0.12±0.10) мм/год. В период 1987-1970 годы поднятие равнялось (+0.64 ±0.06) мм/год.

Полученные расхождения скоростей СВДЗК по данным нивелирования разных лет легко объяснимы. Во-первых, величины вертикальных движений земной коры могут существенно меняться во времени, что общеизвестно. Во-вторых, на их определение существенное влияние могут оказывать собственные движения нивелирных знаков, обусловленные гидротермальными причинами, выпучиванием или оседанием знаков и т.п., некоторую роль может играть и недостаточная точность измерений в отдельные эпохи.

В целом по результатам геометрического нивелирования с вероятностью не хуже 99.7% можно заключить, что полуостров Муравьева-Амурского наклонялся с 1941 по 1987 год – в сторону Японского моря со скоростью не менее ≈ 1 мм/год относительно станции Угольная, расположенной на расстоянии 33.8 км от станции Владивосток. Хотя в отдельные периоды времени и/или на отдельных участках может наблюдаться как изменение скорости опускания так и относительное поднятие.

Работа выполнена при поддержке ДВО РАН (комплексная программа фундаментальных научных исследований «Современная геодинамика, активные геоструктуры и природные опасности Дальнего Востока России» и грантов 09-III-A-08-441, 10-III-B-08-226).

ОРГАНИЗАЦИЯ ПРОСТРАНСТВЕННЫХ ДАННЫХ НА ПРИМЕРЕ ЕДИНОЙ ИНФОРМАЦИОННОЙ СИСТЕМЫ

Голубенко И.С., Зинкевич А.С., Лямин С.М.

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН
685000, г. Магадан, ул. Портовая 16*

Особый характер и значение имеет информация о природных ресурсах, явлениях и процессах, т.к. основным содержанием деятельности исследовательских институтов в области наук о Земле является их изучение, сбор и анализ данных о них. На сегодняшний день накоплен достаточный объем цифровых данных, структурированных в виде разных ГИС, в связи с этим возникает необходимость интеграции уже созданных систем в единый информационный комплекс.

В СВКНИИ создано несколько региональных тематических ГИС по геологии, минеральным ресурсам и биоразнообразию Северо-Востока России. В основном эти ГИС представляют собой компиляции локальных слоев геопространственных данных (около 100 слоев и 3.5 млн. записей в таблицах атрибутивных данных¹), на их основе был выполнен ряд аналитических проектов [2]. Однако, несмотря осязаемый эффект от применения ГИС в исследовательских целях одним из главных препятствий широкого применения геопространственных данных является малая эффективность организации ГИС при использовании настольных систем локальных геоданных [4]. На наш взгляд задача формирования интегрированной системы по всем видам информации, заключается, прежде всего, в выборе подхода по оптимальной организации пространственных данных. Путем последовательной увязки существующих систем по иерархическим уровням и интеграции их баз геоданных в единую геоинформационную среду, как оболочку всей системы, можно повысить качество получаемых результатов и эффективность принятия решений на их основе в целом.

Предполагается, что интегрированная информационная система направлена на решение следующих задач: объединение информации отдельных ГИС-проектов в виде, удобном для анализа; возможность использования данных при составлении геологических и прогнозных карт и других моделей более мелких масштабов. Реализация такой системы предполагает увязку баз геоданных, основанную на принципах геологического картографирования, и обеспечение поддержки эксплуатации их в интегрированной среде ГИС, позволяющей манипулировать разномасштабной картографической информацией, интегрировать различные программные модули специализированной обработки, выполнять геологический анализ данных о полезных ископаемых, их распространения и формационной приуроченности по всей территории Северо-Востока России. Такая система должна предусматривать возможность путем моделирования, сопоставления картографических моделей, анализа пространственного распределения признаков получить новую информацию и представить результаты работы.

Практическая значимость данной системы заключается в первую очередь в разработке: автоматизированной технологии пространственной генерализации крупно-, среднemasштаб-

¹В данном подсчете не учтена информация, полученная в ходе выполнения аналитических проектов.

ных данных; интерактивного интерфейса подбора сценария для проведения многовариантных расчетов металлогенической и ресурсной направленности. Последовательный дифференцированный подход к генерализации картографических объектов с учетом их геологических свойств и пространственных взаимоотношений является эффективным средством систематизации, картографического обобщения и использования информационного потенциала исходных данных. Во-вторых, практическое применение данной системы может быть связано с ее использованием для комплексного пространственно-статистического анализа сложности геологического строения на основе методов нечеткой логики и поиска перспективных площадей.

Опыт по интеграции и обобщению разномасштабной пространственной информации уже сейчас реализуется при построении единой геологической геоинформационной основы для: геобазы данных месторождений благородных металлов Магаданской области и тектонической карты Северо-Востока Азии нового поколения [1, 3].

ЛИТЕРАТУРА

1. Голубенко И.С., Палымский Б.Ф., Горячев Н.А., Зинкевич А.С., Лямин С.М. Разработка ГИС благородно-металльных месторождений Магаданской области / Вестник СВНЦ ДВО РАН, 2010. № 1. С. 57-62.
2. Горячев Н.А., Голубенко И.С., Палымский Б.Ф., Зинкевич А.С. ГИС в геологических исследованиях Северо-Востока / Открытое образование, 2008. № 4 (69). С. 73-78.
3. Горячев Н.А., Бяков А.С., Бялобжеский С.Г., Бяков И.Л., Жуланова И.Л., Палымский Б.Ф., Петров А.Н., Русакова Т.Б., Чехов А.Д., Шахтыров В.Г. Новая тектоническая карта Северо-Востока Азии: принципы построения, проблемы, перспективы // Чтения памяти академика К.В. Симакова: тез. докл. Всерос. научн. конф. (Магадан, 25-27 ноября 2009 г.) / Отв. ред. И.А. Черешнев; редкол. Н.А. Горячев и др. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2009. С. 57.
4. Зинкевич А.С. Опыт создания корпоративных геоинформационных систем с использованием технологий ESRI // Информационные и коммуникационные технологии в образовании и научной деятельности: Материалы межрегиональной научно-практической конф. (Хабаровск, 21–23 мая 2008 г.) / Тихоокеан. гос. ун-т. Хабаровск, 2008. С. 283-290.

ТРАНСФОРМНЫЕ РАЗЛОМЫ ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Джамалов Д.Б., Лордкипанидзе Л.Н., Абдуллаев Р.Н.

*Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева АН Республики Узбекистан
г. Ташкент, ул. Н. Хаджибаева, 41, ingeo@ingeo.uz
Тел.: (+99871) 2626516, Факс: (+99871) 2626381*

Подробный анализ развития представлений о трансформных разломах был дан авторами в предыдущей статье [6]. Здесь же кратко отмечаются важные вехи, сыгравшие реперную роль в проблеме их выделения в Западном Тянь-Шане. Таковы работы В.И. Попова 1938 г. об океанической стадии в процессе формирования земной коры Тянь-Шаня; Н.С. Шатского 1948 г. о поперечных структурах: помимо важности пространственного положения последних, быстро вошедшего в обиход, существенны были замечания о большей их глубинности, о пересечении их с широтными и влиянии его на продольные изменения складчатости (смена простирания, виргации), на которые впоследствии меньше обращалось внимания.

Следующей вехой было установление крупных правых и левых сдвигов С.-З. и С.-В. направлений, проведение аналогий с известными, позднее относимыми к трансформным разломам (В.С. Буртман, В.Г. Гарьковец); выделение поперечных разломов Тянь-Шаня (О.М. Борисов, Д.П. Резвой); определение фрагментов океанической коры прошлого в складчатых поясах (А.В. Пейве). На схеме геоструктурных зон и подзон (рудно-петрографических провинций) Средней Азии Х.М. Абдуллаева, О.М. Борисова (1964) выделены поперечные разломы трех порядков С.-З. простирания. В тексте отмечен ряд разломов Центральных Кызылкумов, возможность перехода одного вида разломов в другой, изменение их порядка в ходе развития смежных блоков. На схеме можно видеть варианты восточного продолжения Южно-Ферганского разлома: через Атбашинский или Чонмуздукский разломы – как подсказку для проведения будущей сутуры.

В 1965 г. Дж.Т. Вилсон выделил трансформные разломы в особый класс сдвигов для океанов и континентов в связи с их дрейфом по главным признакам: изменение деформаций и поперечность СОХ. В русском переводе (1974) она нашла отражение в работе А.К. Бухарина (1979) со схемой расположения домезозойских поперечных структур части Урало-Тяньшаньского пояса (1974). На ней выделены 6 поперечных глубинных разлома с.-в. направления, отождествляемых с трансформными разломами Вилсона: Урало-Тяньшаньский, Каракульско-Учбашский, Гузарско-Джизакский, Душанбинско-Бозбутауский, Тузкойско-Джартасский, Ширабадско-Ленинабадский. Они разделяли пять сегментов: Султануиздагский, Центрально-Кызылкумский, Нуратинский, Мальгузарский, Ферганский. Акцент ставился больше на поперечное простираие, чем на пересечение широтных разломов. В.Е. Хаин (1977) считал закономерным появление разломов с.-в. направления при смене меридионального отрезка пояса к широтному по биссектрисе к их углу – Бельтауская зона.

Группой О.М. Борисова – М.А. Ахмеджанова составлены карта региональных разломов и схема расположения геотектонических секторов Среднего и Южного Тянь-Шаня (1976, 1977). На них широтные разломы пересекаются как разломами с.-в. простираия (Поперечно-Тяньшаньский, Поперечно-Султануиздагский, Южно-Бельтауский и др.), так и реже с.-з. (Кумбельско-Кокандский). Но главный упор делался не на пересечение ими широтных (Бесапано-Южно-Ферганского), а на простираие, возраст и другие показатели (их 13). Виргация в широтном разломе объясняется не пересечением поперечными, а наличием жесткого среднего массива. Влияние пересечений проявлялось в коленчатой форме разлома Южного-Тянь-Шаня и приуроченности прерывистых тел частично протрузий гипербазитов четырех возрастов к участкам этих изгибов. Считалось правильнее говорить об эпохах раздвигания и схождения плит земной коры, чем об однонаправленном дрейфе. С вулканическими дугами связывалось образование вторичных менее глубоких «сутурных» разломов, имеющих местное значение, переходящих в условиях сжатия в надвиги. Подчеркивалось металлогеническое значение поперечной и продольной зональности разломов и ими образованных геосекторов (золото, редкие металлы, медь); наиболее перспективны зоны стыка поднятий и прогиба. Введено понятие наследственного «геотектонического гена».

Завершает этап чертеж Туркестанской сутуры В.С. Буртмана (1978, ГИН). Таким образом, этап характеризуется созданием тектонических схем всех трех научных центров по Западному Тянь-Шаню: академических – ГИН, ИГиГ и производственных – МГ, САИГИМС.

Следующий этап ознаменовался проведением в САИГИМС с 1984 г. исследований в рамках всесоюзной «Программы геодинамического изучения СССР», согласно которой на территории Средней Азии были выделены два полигона – Кызылкумский и Киргизский. Были созданы первые модели геодинамического развития. Началась дешифровка космоснимков. Реперной работой может рассматриваться монография О.М. Борисова, А.К. Глуха (1982) с приведенной «Схемой расположения региональных глубинных разломов Средней Азии» (9 авторов: М.А. Ахмеджанов и др.). На ней помимо Поперечно-Султануиздагского, выделен Кызылкумский с.-в. направления, едва доходящий до Бесапано-Ферганского; Кызылкольский, пересекающий все широтные разломы Южного Тянь-Шаня, и др. Прибавились и поперечные разломы с.-з. простираия, из которых значительно удлинился Кумбель-Кокандский. В числе немногих региональных разломов, пересекающих поверхность Мохоровичича, отмечен Бесапано-Ферганский. На схеме нет Поперечно-Ферганского разлома, упомянутого в тексте. Приведена схема линеаментов Средней Азии. На ней и в тексте отмечены линеаменты с.-з. (Каратауский, Зарафшанский пучки), с.-в. (Западно-Тяньшаньский, Кызылкумский и др. Балхашского пучка) и меридионального (Востоно-Бельтауский) направлений. Выделена широтная Азиатская суперлинеаментная зона (от Беларуси до о. Хоккайдо). Подчеркнуто, что только некоторые глубинные разломы совпадают с линеаменами – более глубинными структурами. Итоговой этого коллектива можно считать

схему разломно блоковой тектоники Средней Азии (О.М. Борисов, Д.Б. Джамалов и др. – 7 авторов, 1985). В разрезе литосферы выделены 5 возрастных типов блоков, имеющих разное очертание в плане, разделенных глубинными разломами различных типов. Лишь некоторые блоки имеют сквозное развитие.

В итоговой работе коллектива А.К. Бухарина (1989) приведены без изменений схема поперечных структур 1979 г. и новая схема соотношения альпийских рифтовых систем и геофизических полей Западного Тянь-Шаня с показом осей Тетисного широтного, Центрально-Азиатского с.-в. и Южно-Азиатского рифтовых поясов. Отмечено изменение характера сейсмичности, балльности от 9 до 5 в зависимости от их пересечения. В тексте описана новая геодинамическая модель с геосинклинально – мобилистских позиций: трансформация континентального рифтогенеза в кембрии в океанический; разделение Карачатырской и Туркестано-Алайской эвгеосинклинальных зон Южно-Букантауским микроконтинентом; «перескок» осей орогенеза; спрединг с образованием офиолитового комплекса океанической коры в среднем ордовике – раннем силуре; сжатие в островодужной стадии позднего силура – девона; сжатие и шарьирование (С₁); завершение покровообразования в московское время; образование юной коры коллизионного типа (С₃-Р), корневых офиолитовых сутур. Ограничение мобилистических позиций сводится к отнесению Туркестанского бассейна к окраинноморскому типу; отрицанию осевого спрединга и СОХ, ограничению коровой субдукции и признанию ее в рассеянном виде.

В последнее время получили развитие представление о пул-апарт-бассейнах, связанных с трансформными разломами – спрединговых структурах III – IV порядка после СОХ (I порядок) и спрединговых задуговых бассейнов (II порядок). Трансформные разломы рассматриваются как элементы складчато-надвиговых поясов, коллизионных орогенов, наряду с СОХ, пассивными, активными окраинами и др. Над трансформными разломами II и III рода (рифт – зона субдукции) могут возникать локальные центры спрединга на континентальной коре активных окраин,

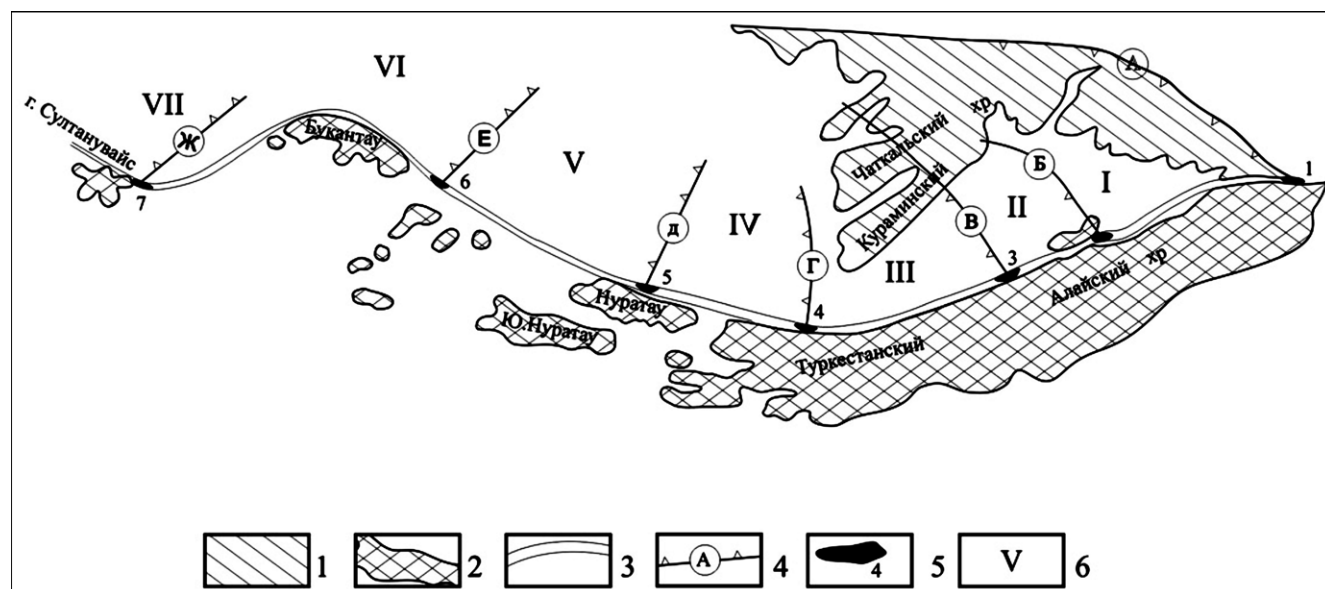


Рис. Схема размещения палеотрансформных разломов в Срединно-Тянь-Шаньской мезоплите. Мезоплиты: 1 – Срединно-Тянь-Шаньская; 2 – Южно-Тянь-Шаньская; 3 – Туркестанская сутура; 4 – палеотрансформные разломы и их буквенные обозначения: А – Таласо-Ферганский, Б – Восточно-Ферганский, В – Кумбель-Кокандский, Г – Бегават-Дальверзинский, Д – Нуратинский (Западно-Тянь-Шаньский), Е – Западно-Тамдытау-Бельтауский, Ж – Султанувайский (Урало-Тяньшаньский); 5 – выходы ультрамафитовых пород: 1 – Атбашинский, 2 – Араванский, 3 – Канский, 4 – Уратепинский, 5 – Нуратинский, 6 – Тамдытауский, 7 – Султанувайский; 6 – сегменты земной коры: I – Карачатырский, II – Центрально-Ферганский, III – Каратау-Гузанский, IV – Мальгузарский, V – Нуратинский, VI – Центрально-Кызылкумский, VII – Султанувайский.

на переходной коре окраинных морей, в которых формируются W, Mo месторождения типа Койташа (А.А. Ковалев, 2010).

Пересмотр, анализ и обобщение накопленных и новых данных за последние 20 лет позволили Д.Б. Джамалову, Л.Н. Лордкипанидзе, Р.Н. Абдуллаеву расширить представление о трансформных разломах в Западном Тянь-Шане и создать новую схему с размещением семи разломов этого типа с.-з. и с.-в. простирания, пересекающих Туркестанскую сутуру в местах выходов фрагментов офиолитового комплекса океанической коры прошлого, что свидетельствует об их взаимосвязи, и разграниченных ими сегментов (см. рис.), а также более утвердительно решать вопрос о существовании палео-срединно-океанического хребта.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ахмеджанов М.А., Борисов О.М. Тектоника докембрийских образований Срединного и Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1977. 184 с.
2. Борисов О.М. Разломная тектоника Средней Азии // Металлогенические проблемы Средней Азии. Ташкент: Фан, 1982. С. 37-53.
3. Борисов О.М., Глух А.К. Кольцевые структуры и линейaments Средней Азии. Ташкент: Фан, 1982. 123 с.
4. Буртман В.С. Стационарная сеть разломов континента и мобилизм // Геотектоника, 1978. № 3. С. 26-37.
5. Бухарин А.К. и др. Тектоника Западного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1989. 152 с.
6. Джамалов Д.Б., Лордкипанидзе Л.Н., Абдуллаев Р.Н. Развитие представлений о трансформных разломах // Геология и минеральные ресурсы, 2010. № 5. С. 3-12.

ОБЛАСТЬ СОЧЛЕНЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА И СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ПРОФИЛЬ 3-ДВ СКОВОРОДИНО-ТОММОТ

Диденко А.Н.^{1,2}, Шевченко Б.Ф.¹, Горошко М.В.¹, Гурьянов В.А.¹

¹Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН
г. Хабаровск, Россия

²Геологический институт РАН
г. Москва, Россия

В течение 2008-2010 годов ИТиГ ДВО РАН проводил работы по проекту «Изучение глубинного геологического строения и металлогенической специализации крупных блоков земной коры в сечении опорного профиля 3-ДВ (Южный участок)» [1], которые важны для прогноза и оценки запасов полезных ископаемых на территории Дальневосточного федерального округа. Объектом исследований являлись структуры области сочленения восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) с Сибирской платформой в полосе профиля 3-ДВ (52-60° с.ш. и 122-129° в.д.) Сковородино-Томмот.

В ходе выполнения проекта получены следующие основные результаты.

Разработаны две геолого-геофизические модели двух уровней, которые послужили основой для тектонических, геодинамических построений, и на базе которых выполнен металлогенический анализ известных рудных районов.

Комплексная геолого-геофизическая модель 1-го уровня (глубина до 10 км) послужила основой для детализации границ как основных тектонических элементов исследуемой полосы профиля и прилегающих территорий, так и для отдельных тектонических блоков, формирующих «тектонический каркас» Алдано-Становой провинции. Определенные по модельным построениям азимуты падения разломов в большинстве своем соответствуют элементам залегания, установленным при геологическом картировании. На этом этапе исследований выявлен новый тектонический элемент – Пристановая складчато-надвиговая зона позднекембрийского возраста.

Комплексная модель 2-го уровня (глубина до кровли литосферы) позволила выявить блоковую делимость земной коры вдоль полосы профиля, показать наличие «мантийных окон» в подошве земной коры как «глубинных» корней наблюдаемых на земной поверхности систем разломов.

Выявить коровую или мантийную природу системы разломов. Обнаружение наклонных структурных элементов повысило обоснованность вывода о наличии позднемезозойских горизонтальных перемещений Станового блока относительно Алданского. Развитие в пределах этих блоков мезозойских гранитоидов различной геохимической специализации свидетельствует о проявлении разных геодинамических режимов при становлении этих частей земной коры – коллизионного и внутриплитного, следствием чего является различная металлогеническая специализация территории.

Тектонические построения получили новое содержание с учетом результатов, полученных в полосе профиля с помощью глубинных геофизических методов. Выполненные исследования значительно расширили наши представления о глубинной тектонике региона, характере и морфологии границ различных структурно-формационных комплексов и их поведении на глубине. Становая гранит-зеленокаменная область имеет отличающиеся глубинные характеристики коры и литосферной мантии от таковых Алданской гранулит-гнейсовой области. Кора первой – двуслойная, тогда как второй – трехслойная.

Отчетливо выделяются разломы, не имеющие мантийные корни, и внутрикоровые. Часть разломов, которые ранее считались коровыми, переведена на основании новых данных в разряд мантийных – Русский, Эльконский, Хаирский и Гилюйский. Выделены участки коры с широким развитием разрывной тектоники, характеризующиеся пониженной скоростью сейсмических волн и высокой проницаемостью для рудоносных растворов.

Возможный вариант эволюции земной коры полосы профиля и прилегающих территорий представлен в виде геодинамической модели.

Для построения геодинамической модели использованы две группы геофизических данных. Первая группа – это палеомагнитные данные. По ним выполнены расчеты палеомагнитных полюсов и выполнены соответствующие магнито-тектонические реконструкции, для чего были проведены расчеты палеоширот и абсолютной ориентировки структур восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, расположенных между Сибирской и Северо-Китайской платформами.

Вторая группа данных представлена в виде комплексной геолого-геофизической модели (информация о сейсмических, геоэлектрических, плотностных, магнитных, тепловых, петрофизических характеристиках), составленной вдоль полосы профиля. Сочетание этих двух групп данных позволило построить палинспастические профили для данного региона. Представления об эволюции земной коры были использованы как для тектонических построений (тектоническая карта), так и для оценки геодинамической позиции областей развития позднепалеопротерозойского и мезозойского магматизма (коллизионных и внутриплитный) и последующего металлогенического прогноза.

Известные рудные месторождения и заметные рудные проявления изучаемой территории связаны главным образом с тремя металлогеническими эпохами – архейской, протерозойской (ранний и поздний этапы) и позднемезозойской.

Архейская – характеризуется, прежде всего, проявлениями уран-ториевой и уран-торий-редкоземельной минерализации, которая локализована в гранитах, гранитогнейсах, мигматитах, пегматитах, пегматоидах и в скаполит-флогопит-пироксеновых скарноидах.

Раннепротерозойская – представлена месторождениями флогопита, железа, апатита и урана. Всего в районе известно 32 месторождения железных руд и рудопоявлений. В числе крупнейших районов развития урановорудных объектов выделяется Нимнырский блок Алданской гранулит-гнейсовой области.

Позднепротерозойская – представлена апатитовыми месторождениями, обогащенными редкоземельными элементами. Апатитовая минерализация связана с карбонатитами.

Позднемезозойская – обусловлена коллизионным, в первую очередь, и внутриплитным магматизмом. С эпохой связаны крупные и суперкрупные месторождения золота, урана, молибдена и целый ряд более мелких месторождений золота, серебра, молибдена, флюорита, аметиста,

свинца, меди, цинка, голубого асбеста и пьезооптического кварца.

Всего в области исследований, прилегающей к полосе профиля 3-ДВ Сковородино-Томмот, к настоящему времени выделено 25 рудных и потенциально рудных районов.

К раннепротерозойской металлогенической эпохе относятся 10 рудных районов (месторождения и рудопроявления): Верхненимнырский (флогопит), Дес-Леглиерский (В, TR, Fe), Талгинский (U, Au), Сагарский (P, Ti, TR), Субганский (U, TR), Нижнегорбеляхский (U, Th, P), Верхнегорбеляхский (цеолит, P), Холодниканский (графит, Fe), Уркима-Гетканский (Fe, Au), Желтулак-Бурпалинский (Mo, W, Au).

С месторождениями и рудопроявлениями позднепротерозойской металлогенической эпохи связан Селигдарский рудный район (P, TR). Апатитовое месторождение в карбонатитах Селигдар является наиболее крупным из известных месторождений района. Оно также является крупным объектом по запасам редкоземельных элементов, которые составляют почти 15% запасов России.

С месторождениями и рудопроявлениями позднемезозойской металлогенической эпохи связаны 14 рудных и потенциально рудных районов: Эльконский (U, Au, Mo), Куранахский (Au), Лебединский (асбест. флюорит, Au), Апсакано-Нагорненский (Au, Ag, Mo), Хайктинский (Mo, Au), Соловьевский (Au, Sb), Кабактинский (Au), Тыркандинский (Au, Mo, W), Гонамский (Au, Mo, W), Верхнесутамский (U, Au), Брянтинский (Cu, Au), Ольдойский (Cu, Au), Гонжинский (Au, Ag, Cu), Амгинский (алмазы, Au).

В результате анализа связей рудных районов с глубинным строением, магматизмом и другими структурными признаками сформулированы две группы основных критериев выделения рудных районов.

Первая – связана с поверхностными и приповерхностными характеристиками строения земной коры: 1) долгоживущие зоны глубинных разломов нижнекорового и мантийного заложения; 2) участки объемной тектонической проработки земной коры, служившие зонами тепло- и массопереноса при образовании рудных месторождений, интенсивного развития разрывных нарушений; 3) развитие ореолов экстенсивного распространения коллизионных и внутриплитных гранитоидов; 4) зоны градиентов аномального поля силы тяжести и его локальные минимумы.

Вторая группа критериев связана с глубинными неоднородностями в строении коры и литосферы, установленными по модельным построениям: 1) области локальных выступов астеносферы и сокращенной мощности литосферы до 100-150 км – оптимальные значения мощности литосферы для различных крупных месторождений полезных ископаемых (Au, Mo, U, Sn, Pb, Zn, W); 2) области повышенной проводимости земной коры (по данным МТЗ), уходящие корнями в мантию; 3) области аномальных (низкоскоростных) параметров в средней и верхней частях коры, свидетельствующие о её высокой тектонической проработке; 4) зоны и участки земной коры с аномальной плотностью, уходящие корнями в мантию, интерпретируемые как зоны проникновения в земную кору вещества мантии; 5) резкое изменение мощности земной коры (уступы) с амплитудой 2-4 км и более.

По наличию на исследованной территории вышеперечисленных критериев в полосе профиля 3-ДВ выделены следующие перспективные площади на различные виды стратегического минерального сырья:

Соловьевская площадь (1900 км²) расположена в зоне Северо-Тукурингского мантийного разлома. Здесь выявлено Кировское золоторудное месторождение жильного золото-кварц-сульфидного типа и Урканское сурьмяное месторождение золото-сурьмяной березитовой рудной формации. Мощность литосферы, формирование которой происходило в позднемезозойский этап, оптимальна – здесь следует ожидать выявления промышленных месторождений золота, висмута, сурьмы и вольфрама;

Моготская площадь (5400 км²) охватывает Становой хребет и его юго-западные склоны в бассейне рр. Ларбы, Могота, Типтона и Гилюя. В поле силы тяжести к ней приурочен гравитаци-

онный минимум. Мощность литосферы составляет ~ 120 км, здесь следует ожидать выявления промышленных месторождений золота, серебра, молибдена, в меньшей степени вольфрама. Наличие в пределах площади зон глубинных разломов, штоков и субвулканических тел мезозойского возраста, гидротермально-метасоматических изменений различной формационной принадлежности позволяет рассчитывать на выявление промышленных месторождений золото-сульфидно-кварцевой и кварц-молибденитовой рудных формаций;

Беркакитская площадь (4200 км²) расположена в Пристановой складчато-надвиговой зоне, в восточной части которой выявлено крупное Кунь-Маньенское медно-никелевое месторождение. Площадь насыщена мелкими телами пород основного и ультраосновного состава, представленными метагаббро и перидотитами раннего протерозоя;

Хатыминская площадь (3200 км²) расположена в узле сочленения Хаирского нижнекорового и Олонгринского мантийного разломов. В зоне Хаирского разлома сейсморазведкой выявлена низкоскоростная аномалия, интерпретируемая как узел объемной тектонической проработки. Здесь известны Дёссовское, Пионерское, Савгельское и Южное скарново-магнетитовые месторождения, проявления урана и золота. Мощность литосферы оценивается ~ 120 км. С учетом фактических данных по металлогенической характеристике площади, в пределах площади следует ожидать выявления промышленных месторождений золота и, в меньшей мере, урана.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Отчет по договору № 4/7** на выполнение работ по воспроизводству минерально-сырьевой базы для государственных нужд по объекту «Изучение глубинного геологического строения и металлогенической специализации крупных блоков земной коры в сечении опорного профиля 3-ДВ (Южный участок)». Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2010. Кн. 1. 156 с.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

НА НЕРЕГУЛЯРНЫХ СЕТКАХ ПРОЦЕССОВ МИГРАЦИИ УГЛЕВОДОРОДОВ

В ЗОНАХ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Казакевич Г.И.¹, Повещенко Ю.А.²

¹*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, Россия*

²*Институт прикладной математики им. М.В. Келдыша РАН, г. Москва, Россия*

Развитие ряда нефтегазоносных бассейнов связано с зонами палеосубдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. Математическое моделирование фильтрационных процессов в этих зонах осложняется сильной и разномасштабной геологической и литологической неоднородностью, что приводит к необходимости использования сеток с нерегулярной структурой. Для исследования движения флюидов в подобных регионах в работе [1] был использован метод опорных операторов, позволяющий проводить адекватную дискретизацию уравнений механики сплошной среды на нерегулярных сетках. Этот метод был применен для изучения процессов формирования залежей углеводородов в ряде районов палеосубдукции и коллизии плит. Поскольку фильтрационные характеристики пород, наличие разломов и трещиноватости здесь известны с достаточно высокой степенью неопределенности, численное моделирование различных вариантов позволяет оценить влияние каждого из этих факторов на миграцию углеводородов.

На примере Предверхожанского прогиба показано, при каких скоростях фильтрации горизонтальная миграция в сторону области повышенной трещиноватости во фронтальной зоне препятствует образованию месторождений, поскольку основная масса углеводородов уходит туда, а в каких случаях превалирует вертикальная миграция, приводящая к аккумуляции углеводородов в литологических ловушках. Метод позволяет детально исследовать структуру процесса и анализировать процесс перехода одного режима в другой.

На примере сложных покровно-надвиговых структур Прикаспия и Тимано-Печерья показана

возможность применения развитых методов к детальному анализу миграции углеводородов в областях со сложными системами разломов, какими и характеризуются зоны коллизии плит.

С помощью разработанных методов детально исследованы автоколебательные режимы фильтрации, отмеченные авторами ранее [2]. Рассмотрены накопление и прорыв газа как путем разрыва вышележащих слоев, так и вследствие фильтрационной неустойчивости. Метод позволяет в рамках одного расчета рассмотреть процессы в рамках целого региона и достаточно узкой струи прорыва.

Показана возможность существования в динамическом режиме значительных объемов газа, не связанных с литологическими ловушками, а сохраняющихся и пульсирующих благодаря непрерывному притоку и оттоку газа. Поскольку эти области являются динамическими объектами, воздействие на них может привести к нарушению устойчивости и резкому изменению флюидодинамической системы и должно совершаться крайне осторожно. Для исследования устойчивости таких систем и построения бифуркационной диаграммы могут оказаться полезными разработанные вычислительные методы, позволяющие учитывать сложное геологическое строение региона и многомасштабность процесса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дмитриевский А.Н., Лобковский Л.И., Казакевич Г.И., Повещенко Ю.А. и др. Численное моделирование движения флюидов в процессе формирования залежей углеводородов на примере Предверхоанского прогиба // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений, 1995. № 7. С. 2-6.

2. Казакевич Г.И., Минервина Е.А., Повещенко Ю.А. Миграция углеводородов в процессе формирования месторождений: численное моделирование нелинейных эффектов // Докл. РАН, 2002. Т. 383. № 1. С. 103-105.

ПРИМЕНЕНИЕ ГИС-ТЕХНОЛОГИЙ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ И МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ПРОЯВЛЕНИЙ В Г. ПЕТРОПАВЛОВСКЕ-КАМЧАТСКОМ ПРИ СЕМИБАЛЛЬНОМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИИ 1971 ГОДА

Коновалова О.А.

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН
683006, г. Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийна, 9, ок_204@mail.ru*

Проявление сильного землетрясения на территории большого города с повреждением большого числа зданий различного типа довольно редкое событие. По долгосрочному прогнозу [5] в районе Петропавловска-Камчатского в ближайшие годы ожидается сильнейшее землетрясение с магнитудой 7 и более, которое может сопровождаться катастрофическими последствиями для населения, жилищного фонда и инфраструктуры города.

Утром 25 ноября 1971 года вблизи города Петропавловска-Камчатского произошло сильное землетрясение ($M = 7,2$). 7 декабря 1971 года была создана межведомственная группа по обследованию проявления землетрясения в городе Петропавловске-Камчатском. Из результатов макросейсмического обследования последствий землетрясения [1, 2], ясно, что большое количество жилых и общественных зданий города и промышленных сооружений получили повреждения различной степени.

В настоящее время на территории г. Петропавловск-Камчатского ведется активная застройка, реконструируется центральная часть города, возводятся и открываются новые здания и сооружения. При столь динамичном развитии города возрастает потребность в получении подробной системы сразу и в полном виде. При этом важное значение приобретают вопросы снижения сейсмического риска для исследуемой территории. Поэтому данный ГИС-проект базируется на использовании современных геоинформационных технологий.

В 2010 году автором был разработан ГИС-проект «Повреждаемость зданий и сооружений

в г. Петропавловске-Камчатском при семибалльном землетрясении 1971 года» с помощью создания электронной базы данных средствами ArcView GIS 3.2a. В ходе физической разработки ГИС-проекта были собраны, изучены и определены виды отчетных данных, требования к содержанию карт и визуализации данных. Исходя из этого, карта была спроектирована в географических координатах, единицами карты выбраны десятичные градусы, единицами длины – метры. Привязка проводилась по нескольким опорным точкам с известными координатами x и y, которые совместили местоположения этих точек на растровом изображении с контрольными точками в точечной теме.

Далее была переведена в векторный вид отсканированная растровая «Карта сейсмического микрорайонирования г. Петропавловска-Камчатского, масштаба 1:10 000» [3], а полученные данные картографических слоев были организованы в набор классов объектов. В зависимости от среды – акватория или суша – база геоданных включает в себя набор покрытий и атрибутивные таблицы со всеми исходными данными.

После получения базовых картографических слоев масштаба 1:10000 для их актуализации использовался, находящийся в открытом доступе Интернет-сервис Google Earth. По снимкам были обновлены и уточнены границы водных объектов.

Таким образом, в основе ГИС-проекта лежат пространственные и атрибутивные данные. Прежде всего, это информация о зонах с сейсмической опасностью VIII, IX, X баллов, адресный реестр, степень повреждения, тип постройки обследованных зданий и сооружений, а также гидрография. Для этого в базу данных были введены материалы прошлых изысканий [1, 2]. Вся информация находится в актуализированном состоянии и продолжает пополняться.

Все имеющиеся данные (растровые и текстовые) были организованы в базу геоданных, на основе которых создана «Электронная карта сейсмического районирования г. Петропавловска-Камчатского масштаба 1:10 000» (рис. 1).

С увеличением масштаба изображения постепенно увеличивается детальность картографических объектов, отображаются названия гидрографических объектов, адресов и т.д.

Электронная карта имеет удобную форму поиска объектов с помощью построения выражения запроса. Можно узнать, сколько объектов отвечает установленным критериям, просмотреть атрибуты выбранных объектов, уточнить границы и площадь, а также выбрать нужные типы объектов в атрибутивной таблице, а затем отобразить их на электронной карте. Например, с помощью соответствующего запроса можно отобразить количество и местоположение обследованных зданий с ленточным фундаментом и т.п.

Выводы.

Главным методологическим достижением применения ArcView GIS 3.2a при разработке данного проекта следует считать то, что ГИС-технологии позволили объединить и привязать к географической системе координат, представить и совместно анализировать большой массив собранных данных. На дальнейших этапах работ использование инструментов геопространственного анализа позволит решать разнообразные аналитические задачи.

Созданный ГИС-проект может использоваться как основа для работ по изучению причин повреждения зданий и сооружений при семибалльном землетрясении 1971 г., выявлению факторов, повышающих возможность разрушения или повреждения зданий на объектах образования при сильном землетрясении, поможет внести соответствующие коррективы (путем построения сплайн-интерполяции) при уточнении границ 9-ти и 10-ти балльных зон.

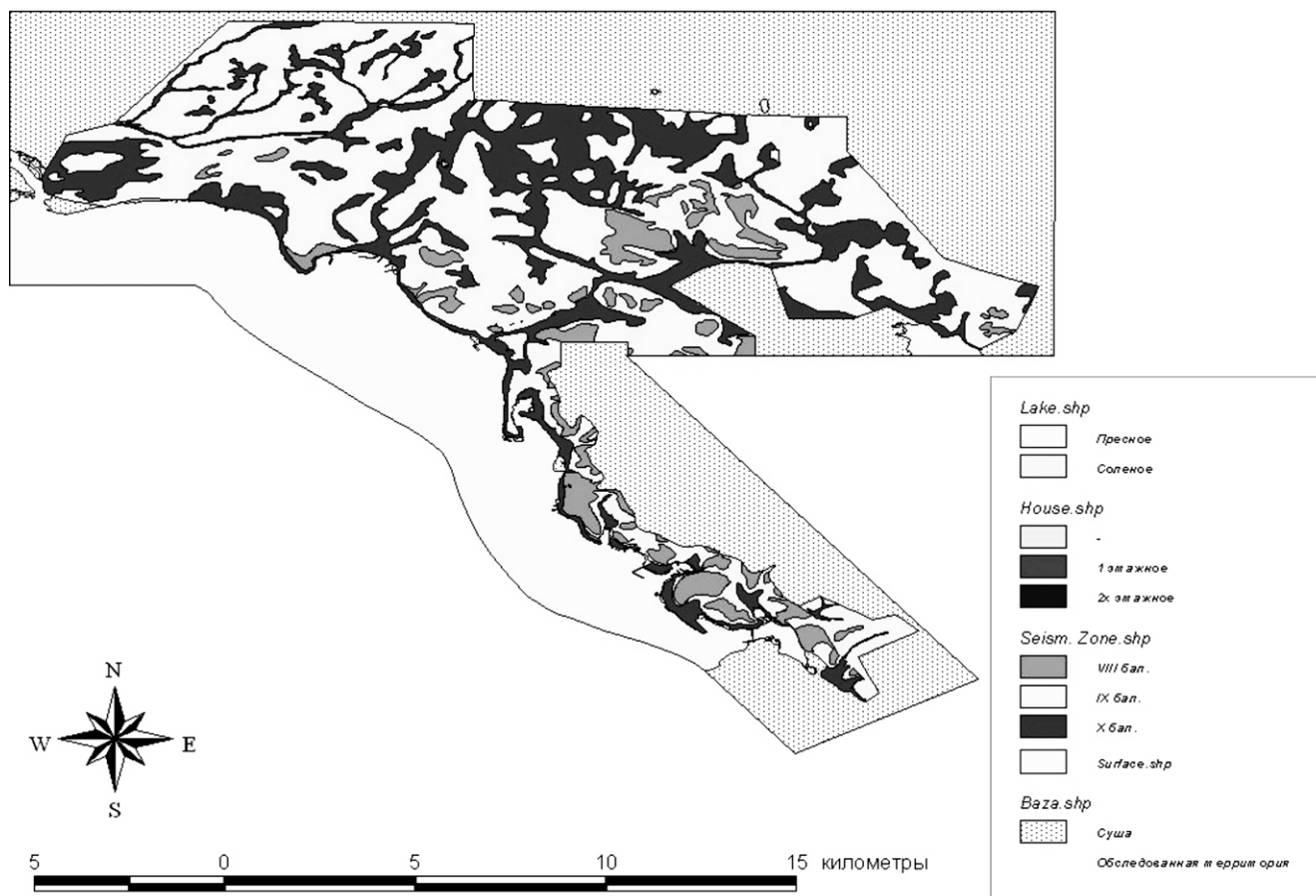


Рис. 1. Электронная карта сейсмического микрорайонирования г. Петропавловска-Камчатского масштаба 1:10 000.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баранников Л.Б., Борисова Н.С., Ершов И.А. и др. Макросейсмическое обследование землетрясения 24(25) ноября 1971 г. на территории г. Петропавловска-Камчатского. В кн.: Сильные камчатские землетрясения. Владивосток: «Наука», 1975. С. 15-62.
2. Борисова Н.С., Ершов И.А., Константинова Т.Г., Федякова С.Н., Шумилина Л.С. Макросейсмическое обследование землетрясения 24(25) ноября 1971 г. в Петропавловске-Камчатском и сопоставление результатов с сейсмическим микрорайонированием. В кн.: Колебания грунтов и зданий при землетрясениях. Вопр. инж. сейсм. Вып. 17. М.: «Наука», 1975. С. 71-86.
3. Константинова Т.Г., Шарапов В.Г. О принципах построения карты сейсмического микрорайонирования территории г. Петропавловска-Камчатского. М.: «Наука», 1977.
4. Петропавловск-Камчатский: атлас города: картогр. издание / Камч. топогр.-геодез. предприятие Федер. службы геодезии и картогр. России. Петропавловск-Камчатский, 2001. 42 с. Алф. указ. улиц.
5. Федотов С.А., Соломатин А.В., Чернышев С.Д. Афтершоки и область очага Средне-Курильского землетрясения 15.XI.2006 г., $M_s = 8.2$; Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на IV 2008 – III 2013 гг. // Вулканология и сейсмология, 2008. № 6. С. 3-23.

ВЫДЕЛЕНИЕ МАЛОГЛУБИННЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ОЧАГОВ НА КАМЧАТКЕ МЕТОДОМ НИЗКОЧАСТОТНОГО МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Кугаенко Ю.А.¹, Салтыков В.А.¹, Абкадыров И.Ф.²,
Горбатиков А.В.³, Степанова М.Ю.³, Воропаев П.В.¹

¹Камчатский филиал Геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский

²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

³Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва

Основными проблемами вулканологии остаются вопросы происхождения магм, строения очагов и магматических питающих систем вулканов, механизм и прогноз вулканической деятельности. Для их решения необходимо привлечение геофизических, в том числе и сейсмологических, методов. В данной работе использован метод низкочастотного микросейсмического зондирования, относящийся к пассивным сейсмическим технологиям [4]. На Камчатке проведено исследование глубинной структуры среды в двух вулканических районах: Толбачинский Дол (Южная часть Ключевской группы вулканов) и Узон-Гейзерная вулcano-тектоническая депрессия. Развитие средств цифровой регистрации сейсмических сигналов и появление принципиально новых методик оценки параметров геологических объектов позволяют провести исследования глубинной структуры вулканических областей на современном уровне для получения дополнительных знаний о происходящих здесь процессах.

Метод низкочастотного микросейсмического зондирования разрабатывается в ИФЗ РАН [4]. В качестве зондирующих сигналов выступают поверхностные рэлеевские волны различных частот, определяющие основной вклад в вертикальную компоненту микросейсмического поля Земли. Геологические структуры, представляющие собой скоростные неоднородности, взаимодействуют с падающими рэлеевскими волнами (имеет место преломление, обмен, рассеяние) и искажают в своей окрестности амплитудный спектр микросейсмического поля. На поверхности Земли над высокоскоростными неоднородностями спектральные амплитуды определенной частоты f уменьшаются, а над низкоскоростными неоднородностями возрастают. Экспериментально и в модельных расчетах установлено, что частота f связана с глубиной залегания неоднородности H и скоростью фундаментальной моды волны Рэлея $V_R(f)$ соотношением $H = 0.4V_R(f)/f$. Метод реализован в виде принципиально новой технологии микросейсмического зондирования глубинных (до 40-50 км) структур земной коры. Технология прошла успешное тестирование на геологических объектах различного масштаба и генезиса.

С точки зрения практической реализации этот подход выглядит как микросейсмическая съемка в ряде разнесенных в пространстве точек одними или несколькими переносными датчиками. Для исключения медленной трендовой составляющей в спектре зондирующего микросейсмического сигнала одновременно с точечными измерениями непрерывно работает опорная станция. Такая методика работ, в отличие от традиционной томографии, не требует большого числа регистрирующих станций. Как известно, для вулканических районов характерна труднодоступность и сложный рельеф, что затрудняет проведение сейсморазведочных работ в их классической постановке. В то же время технология микросейсмического зондирования в этих условиях вполне реализуема, что и демонстрируют данная работа, а также [7].

Для регистрации использовались трехкомпонентные широкополосные (0.03-100 Гц) цифровые сейсмометры Guralp CMG-6TD. Эти портативные приборы сочетают в себе функции сейсмометра и цифрового регистратора благодаря встроенной флэш-карте. Аппаратура обеспечила надежную регистрацию поверхностных волн длиной до ~100 км (при скоростях волн Рэлея до ~ 4 км/сек) и глубину зондирования до ~ 30-40 км.

Микросейсмический профиль вкост Толбачинского Дола

Толбачинский Дол – Южная региональная зона шлаковых конусов вулкана Плоский Толба-

чик – расположен в юго-западном секторе Ключевской группы вулканов на Камчатке. Простирается Дола – северо-восточное, длина – 40 км, ширина – около 10 км. Вдоль осевой части зоны в узкой полосе (3-4 км) сосредоточено до 80% всех эруптивных центров в виде многочисленных трещин и цепочек шлаковых конусов, образующих отчетливо выраженную в рельефе вулканическую гряду. Район детально изучался благодаря Большому трещинному Толбачинскому извержению (БТТИ, 1975-1976 гг.) [2, 5]. По результатам сейсмодослеживания верхних горизонтов земной коры и электроразведочных работ западнее конусов Северного прорыва БТТИ на глубине 2-3 км была обнаружена локальная неоднородность с пониженными вязко-упругими параметрами и повышенной электропроводностью, которая интерпретируется как периферический магматический очаг. Второй малоглубинный магматический очаг был выявлен на границе кристаллического фундамента, на глубине 7-8 км. Его положение в плане совпадает с областью конусов Северного прорыва.

Летом 2010 г. пройден линейный субширотный микросейсмический профиль вкост региональной зоны шлаковых конусов Толбачинского дола через Северный прорыв БТТИ. Длина профиля 14 км. Шаг съемки (расстояние между пунктами регистрации) 500 м. Время регистрации в каждой точке составляло не менее 3 часов, что определялось необходимостью достижения статистической устойчивости спектра. Общее количество точек на профиле 29.

Построен вертикальный разрез земной коры, отражающий распределение контрастов скоростей поперечных волн в диапазоне глубин 0-30 км по профилю вкост питающей трещины БТТИ. Результаты расчетов подтверждают существование под Северным прорывом БТТИ двух объемов среды с пониженными прочностными свойствами, которые по результатам выполненных ранее работ [2] интерпретируются как периферические магматические очаги. Положение выделенных объектов близко к зонам повышенного поглощения сейсмических волн, выделенных по КМПВ.

Обнаружены не сообщающиеся низкоскоростные зоны, связанные с предполагаемым малоглубинным очагом на глубине 2-3 км. Показано, что пути поступления магмы в этот очаг могли быть различны.

Выделены относительно низкоскоростные зоны, которые могут являться проводниками магмы к поверхности. Показано, что в кристаллическом фундаменте (на глубинах больше 7-8 км) они имеют субвертикальный характер, а в осадочной оболочке форма магматических внедрений меняется: мы видим сложную разветвленную систему силлов и наклонных структур, без ярко выраженных вертикальных каналов.

Район Узон-Гейзерной вулканотектонической депрессии

Узон-Гейзерная вулканотектоническая депрессия относится к Восточно-Камчатскому вулканическому поясу и включает в себя два всемирно-известных уникальных природных объектов: Долину Гейзеров и кальдеру Узон (территория Кроноцкого государственного биосферного природного заповедника). В связи с особым статусом территории, ее удаленностью и труднодоступностью геофизические исследования здесь ранее не проводились. Узон-Гейзерная вулканотектоническая депрессия представляет собой структуру овальных очертаний, вытянутую в широтном направлении и имеющую размеры по кромке ограничивающих ее уступов 9×18 км. Кальдерный комплекс Узон-Гейзерной депрессии состоит не менее чем из 6 отдельных кальдер, образовавшихся в среднем - верхнем плейстоцене (от 180 до 35 тыс. лет назад), но их выделение и описание затруднены из-за того, что вся внутренняя часть депрессии заполнена мощной толщей озерных отложений и экструзивными куполами. Положение кислого корового очага под кальдерным комплексом в конце средне-верхнечетвертичного времени фиксируется выходами системы дуговых даек на поверхность. По геологоструктурным данным [1, 3] размеры очага и его глубина залегания оцениваются в 7-8 и 10 км соответственно; по крайней мере со среднечетвертичного возраста очаг находился в стадии закристаллизации, испытывая лишь эпизодические кратковременные инъекции базальтовой магмы, приводивших к появлению новых центров извержений в районе депрессии.

Для реконструкции глубинной структуры среды применен метод низкочастотного микросейсмического зондирования, для чего проведено накопление спектра микросейсмического поля в широкой частотной полосе в 60-ти точках вдоль трех профилей общей длиной около 28 км с шагом 500 м [6].

Построены глубинные разрезы земной коры до 30 км, отражающие распределения относительных скоростей поперечных сейсмических волн. Проведена их комплексная интерпретация с использованием известных ранее результатов геологических, геолого-морфологических, петрологических исследований. Идентифицирована и пространственно локализована область закристаллизовавшегося магматического очага под кальдерным комплексом на глубинах 6-10 км. Очаг выявляется как структура сложной формы с повышенными значениями сейсмических волн. Глубина залегания очага соответствует границе кристаллического фундамента и толщи слабопроницаемых вулканогенно-осадочных пород, проходящей под Узон-Гейзерной структурой на глубине 6-7 км. Выявлены и локализованы области предположительной концентрации базальтовых расплавов. Отмечена высокая согласованность верхних частей полученных разрезов с геологией исследуемого района. Получено согласие геометрии обнаруженных глубинных структур с моделью внедрения магмы в верхние горизонты коры, предполагаемой по данным спутниковой интерферометрии.

Отметим, что в условиях заповедника проведение исследований стало возможным лишь благодаря использованию технологии микросейсмического зондирования: ее простоте, экологической чистоте и минимальному воздействию на окружающую среду.

Продемонстрирована эффективность и реализуемость метода микросейсмического зондирования для исследования глубинных структур в сложных ландшафтных условиях в районах активного вулканизма. Показана возможность локализации как древних закристаллизовавшихся, так и современных магматических очагов. Для двух исследованных районов подтверждены имевшиеся ранее предположения о глубинном строении вулканических аппаратов.

Работа поддержана РФФИ (грант 10-05-00139).

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В.И., Гриб Е.Н., Леонов В.Л. Геологические позиции гидротермальных систем Долины Гейзеров и кальдеры Узон // Вулканология и сейсмология, 1983. № 1. С. 65-79.
2. Большое трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984. 683 с.
3. Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: «Недра», 1974. 264 с.
4. Горбатилов 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.
5. Действующие вулканы Камчатки. В 2-х т. М.: Наука, 1991.
6. Кугаенко Ю.А., Салтыков В.А., Горбатилов А.В., Степанова М.Ю. Глубинная структура района Узон-Гейзерной вулканотектонической депрессии по данным микросейсмического зондирования // Доклады РАН, 2010. Т. 435. № 1. С. 96-101.
7. Gorbatikov A.V., Kalinina A.V., Volkov V.A., Arnoso J., Vieira R., Velez E. Results of Analysis of Data of Microseismic Survey at Lanzarote Island, Canary, Spain // Pure appl. Geophys., 2004. V. 161. P. 1561-1578.

**ЦЕНТРАЛЬНЫЕ КУРИЛЫ:
ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ, БЛОКОВАЯ СТРУКТУРА И СИМУШИРСКИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ**
Кулинич Р.Г., Валитов М.Г.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН
г. Владивосток, ул. Балтийская, 43*

Катастрофическое землетрясение, произошедшее в декабре 2004 г. в Индийском океане вблизи о-ва Суматра, послужило толчком к активизации исследований тектонического и геодинамического состояния в районе Центральных Курил, где наблюдалось многолетнее отсутствие сильнейших землетрясений («сейсмическая брешь») и накопление геодинамического напряжения, которое должно было разрешиться сильнейшим землетрясением с возникновением цунами. Соответствующие исследования, включившие в себя батиметрию, сейсмопрофилирование, гравиметрию, магнитометрию и геологическое опробование были выполнены ТОИ ДВО РАН и ИО РАН в период 2005-2010 гг.

По результатам выполненных исследований построены карты мощности осадочного чехла и рельефа фундамента, карты гравитационных и магнитных аномалий, собрана большая коллекция образцов коренных пород и осадков, определены вещественный состав, физические свойства, возраст и условия формирования изученных геологических комплексов. В результате анализа полученных данных сделаны следующие выводы: «сейсмическая брешь» располагается в зоне поперечного растяжения и разрушения океанического склона центрального звена Курильской гряды. В ее пределах была определена основная блоковая делимость и обнаружены молодые вулканогенные комплексы, формирование которых происходило в период эоцена-плейстоцена. По совокупности всех тектономагматических характеристик эта зона отнесена к рифтогенным наложенным структурам. Подводный хребет Витязя, являющийся одной из основных морфоструктур изучаемого района, указанной зоной разорван на два сегмента, в его пределах также выявлены молодые вулканогенные комплексы, что существенно изменило взгляд на формирование этого хребта, считающегося фронтальной невулканической дугой в общей системе островодужной системы. На базе полученных данных сделан вывод, что длительное отсутствие сильнейших землетрясений связано с интенсивной блоковой раздробленностью данного района, в условиях которой напряжения, накапливаемые относительно небольшими блоками, реализуются сейсмическими событиями умеренных магнитуд, вместе с тем сильнейшие землетрясения не исключены в случае группирования нескольких сейсмогенных блоков. Последнее предположение подтвердилось двумя сильнейшими землетрясениями, произошедшими в пределах рассматриваемой зоны в ноябре 2006 г. ($M = 8.4$) и январе 2007 г. ($M = 8.1$). В исследованную зону попало первое из указанных землетрясений, его эпицентр расположен в градиентной зоне одного из выделенных по геофизическим данным блоков. Второе землетрясение, произошедшее в пределах океанического борта глубоководного желоба лежит за пределами исследованного района, но на простирании обнаруженной деструктивной зоны.

**СПУТНИКОВЫЙ МОНИТОРИНГ
ПРИРОДНЫХ ПРОЦЕССОВ И ЯВЛЕНИЙ НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ
ПО ДАННЫМ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ СПУТНИКОВ**

Левин В.А.

Институт автоматизации и процессов управления ДВО РАН, г. Владивосток

Данные спутникового дистанционного зондирования Земли позволяют получать актуальную, полную и достоверную информацию о состоянии природной среды на любой самой удалённой территории. Результаты спутниковой съёмки из космоса представляют собой единовременные измерения для обширных территорий, что практически недостижимо при любых наземных обследованиях.

На Дальнем Востоке России наблюдается отставание в области использования современных информационных технологий с привлечением данных космической съёмки. Это обусловлено не только и не столько отсутствием адекватных средств сбора спутниковых данных дистанционного зондирования Земли, сколько ограниченностью доступа к ним, слабостью технологической базы обработки. Вместе с тем сложилась парадоксальная ситуация – информационный «взрыв» соседствует с информационным «голодом». Сложно получить сведения об уже накопленных архивах спутниковых данных, затруднён обмен и доступ к ним.

Сегодня во всём мире дороже стоят не данные, а технологии извлечения из данных полезной информации. Так сложилось, что на Дальнем Востоке основные квалифицированные кадры, вычислительные ресурсы и технологии первичной и тематической обработки спутниковых данных находятся в Дальневосточном отделении РАН во Владивостоке, а большая часть фундаментальных исследований по геофизике с использованием результатов тематической обработки спутниковых данных ведётся в институтах Хабаровска, Камчатки, Сахалина и Магадана.

В Институте автоматизации и процессов управления (ИАПУ) Дальневосточного отделения (ДВО) РАН функционирует Центр коллективного пользования (ЦКП) регионального спутникового мониторинга окружающей среды ДВО РАН (далее – Спутниковый Центр). Спутниковый Центр прошёл международную регистрацию как SML/IACP/RAS (Satellite Monitoring Laboratory, Institute of Automation and Control Processes, Russian Academy of Sciences). Его техническую базу составляет четырех-антенный комплекс приёма цифровой информации с метеорологических спутников Земли, передающих на частотах около 1.7 ГГц и 8 ГГц. Это базовые спутники и их радиометры – полярно-орбитальные (NOAA/AVHRR, FY-1D, NOAA/ATOVS; Terra/MODIS, Aqua/MODIS, Aqua/AMSR-E) и геостационарные (MTSAT-1R, FY-2C).

На сегодняшний день созданы средства и методы автоматического приёма, накопления, распределённой обработки и поставки данных через сеть ИНТЕРНЕТ различных видов информации, принимаемой со спутников NOAA, FY-1D, MTSAT-1R, AQUA/TERRA(MODIS) и альтиметров. Реализованы автоматические цепочки обработки данных спутников серии NOAA (температурные и структурные карты поверхности моря, профили температуры и влажности атмосферы), AQUA, TERRA (около 200 параметров морской воды и атмосферы), MTSAT-1R (температура воды, облачности, мониторинг морского льда) на основе лучших международных пакетов программ AAPP, SeaDAS, RTTOV, MetOffice-1Dvar и собственных программных разработок [1, 2]. Результаты научно-исследовательской деятельности Спутникового Центра (основы спутниковой технологии автоматического мониторинга тропических циклонов и система визуализации и интерактивного анализа синоптических объектов) вошли в научные достижения Российской академии наук за 2008 год.

В рамках организации обмена спутниковыми данными и их интеграции в международную сеть обмена установлен и настроен пакет SSE Toolbox, предлагаемый Европейским космическим агентством. Создан EOLI-совместимый каталог спутниковых данных. Произведена регистрация

Центра как сервис-провайдера на сервере SSE Test Portal (основной портал Европейского космического агентства).

Для организации доступа к данным функционирует сайт (<http://www.satellite.dvo.ru/>) и организован ftp доступ (<ftp://ftp.satellite.dvo.ru/>). Реализованы сервисы поставки унифицированных форматов данных и метаданных (уровни обработки данных – Level 0,1,2,3). Действует система заказов, а также оформление заказа на индивидуальную обработку спутниковых данных (<http://www.satellite.dvo.ru/zakaz.html>) на основе интеграции средств сайта, созданного на базе современных средств PHP/Apache, с базой метаданных и средствами распределенной обработки спутниковой информации.

В обобщенном виде задачи Спутникового Центра ДВО РАН в ИАПУ ДВО РАН можно разбить на 5 категорий:

1. обработка измерений (с приборов, находящихся на спутниках);
2. обработка изображений (спутниковых) в цифровом виде;
3. визуализация полученных результатов тематической обработки;
4. автоматизация в режиме конвейера трех вышестоящих задач;
5. поставка пользователям и в международные сети обмена спутниковыми данными.

Поскольку дальневосточные моря входят в сферу интересов соседних стран, деятельность Спутникового центра ДВО РАН осуществляется в тесной международной кооперации по совместному развитию технологий и обмену данными с другими странами Азиатско-Тихоокеанского региона (АТР).

Другие институты ДВО РАН, являющиеся основными пользователями космической информации Спутникового центра ДВО РАН (ИАПУ ДВО РАН), в зависимости от своего профиля работ расширяют круг решаемых задач. Так, например, в Тихоокеанском океанологическом институте (ТОИ) ДВО РАН разрабатываются технологии спутникового детектирования районов моря с высоким загрязнением нефтесодержащих продуктов, а в Институте биологии моря (ИБМ) ДВО РАН ведут разработки определения по имеющимся спутниковым данным биогенных загрязнений. В тихоокеанском институте географии (ТИГ) ДВО РАН занимаются дешифрированием и анализом пространственных данных на основе спутниковой информации высокого пространственного разрешения.

Созданные в ДВО РАН средства спутникового мониторинга уже сейчас могут быть использованы для оперативного принятия решений по управлению хозяйственным комплексом в дальневосточном регионе.

Развитие на Дальнем Востоке технологий управления космической информацией и её обработки/анализа является уже вопросом политическим, поскольку азиатские соседи России – Китай, Япония, Южная Корея активно развивают технологии сбора и управления ресурсной и другой информации, в том числе и с помощью методов ДЗЗ. Их область интереса – вся Россия до Арктики включительно (в том числе и европейская часть).

Ключевая задача состоит в создании сервисов доступа к данным и технологиям обработки спутниковой информации. Принципиальная особенность предлагаемого проекта – функционирование в режиме реального времени, что позволит использовать эту информацию для управления научными исследованиями и хозяйственным комплексом всего региона.

ЛИТЕРАТУРА

1. Шокин Ю.И., Пестунов И.А., Смирнов В.В., Синявский Ю.Н., Скачкова А.П., Дубров И.С., Левин В.А., Алексанин А.И., Алексанина М.Г., Бабяк П.В., Громов А.В., Недолужко И.В. Распределенная система сбора, хранения и обработки данных для мониторинга территорий Сибири и Дальнего Востока // Журнал Сибирского федерального университета. Техника и технологии, 2008 (1). № 4. С. 291-314.

2. Левин В.А., Алексанин А.И., Алексанина М.Г., Дьяков С.Е., Недолужко И.В., Фомин Е.В. Разработка технологий спутникового мониторинга окружающей среды по данным метеорологических спутников // Открытое образование, 2010. № 5. С. 41-49.

РЕЛЬЕФ КАК ГРАНИЦА ТЕКТОНОСФЕРЫ

Лепешко В.В., Мельниченко Ю.И.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН
690041, г. Владивосток, ул. Балтийская, 43*

Геологическое прошлое и будущее Земли разнообразно отражено в строении её поверхности. Понять «зашифрованную» в структурах поверхности информацию о прошлом и будущем планеты – сегодня актуальная, даже неотложная задача науки. Изучение рельефа в роли верхней границы тектоносферы резко расширяет спектр определяемых причинно-следственных связей между структурами земной поверхности и геосфер. Цель данной статьи кратко описать опыт применения авторами комплексного анализа парагенезов рельефа для изучения эволюции тектоносферы. Прежде, чем продолжить, определимся с терминами, поскольку общепринятых трактовок пока не сложилось.

Кинематическая связность элементов строения проявляется в признаках действия на них механических сил, имеющих определённые направления и последовательность [5]. В результате действия сил в произвольном объёме тектоносферы изменяются формы и расположение неоднородностей его структуры, появляются новые неоднородности. Эти изменения зависят от величин, направлений и последовательности действий сил, приложенных к объекту. Достаточные по величине силы способны создать определённый порядок изменений в структуре или форме объекта, то есть сформировать парагенез. Таким образом, по характерному строению – парагенезу – кинематически связанных объектов можно смоделировать направления и последовательность развития деформаций на участке поверхности или объёма. Например, характерное распределение трещин – эшелон – кинематически связно, поэтому обоснованно интерпретируется как сдвиг [5, 6].

Парагенез структур, структурный парагенез. Характерная форма или совокупность элементов строения, возникшие как следствие определённых процессов. Такая совокупность может наблюдаться как в пределах отдельной структуры (структурный парагенез) так и в нескольких (парагенез структур). Вне контекста разница не принципиальна.

Структурный рисунок – изображение, образ парагенеза в плане, разрезе или объёме. По структурному рисунку выявляют и ограничивают парагенез как в натуральных наблюдениях, умозрительно или разметкой – так и на изображениях – картах, снимках, схемах.

Ассоциации структурных парагенезов – совокупность парагенезов, обладающих общей для всех чертой строения или соответствующим комплексному критерию. Выявление ассоциаций парагенезов по сути – синтез, обязательно сопутствующий анализу.

Рельеф – совокупность всех геометрических форм, слагающих какую либо поверхность. Из определения следует относительность иерархий рельефа, форм и поверхностей: форма ограничена поверхностью, которая имеет рельеф, представленный формами ... и т.д. Рельеф земной поверхности – естественная граница тектоносферы, что влечёт интерес к парагенезам его форм.

Тектоносфера – часть объёма планеты, в которой распространяются тектонические деформации. Занимает объём от нижней мантии (возможно от ядра) до земной поверхности [7].

Анализ парагенезов структур земной поверхности для изучения тектонических деформаций разрабатывается в России с середины прошлого века. Сначала он затрагивал формы и распределения геологических тел, и тектонических нарушений. Позже всё более значительную роль в изучении геодинамических процессов стали отводить рельефу [2-5].

С появлением в Интернете программ с данными спутниковой альтиметрии появилась возможность комплексного анализа ассоциаций парагенезов любых участков поверхности Земли. Комплексный анализ парагенезов структур объединяет анализы разных специализаций: морфологический, формационный, кинематический, статистический, сравнительный и др. Изучая с его помощью парагенезы разнородных, но взаимосвязанных структур земной поверхности

(геологической, рельефа, геофизических полей), можно выявить их эволюционные связи.

Авторы применяли этот метод исследований для изучения Азиатско-Тихоокеанской переходной зоны. Однако возник ряд вопросов методологического характера. Они связаны с двумя постулатами, заложенными в основу анализа парагенезов структур. Образно их можно сформулировать так: 1 – структурный парагенез – след воздействия на структуру; 2 – структурный парагенез соразмерен масштабам воздействия. Надо было уточнить современные возможности и перспективы метода. Если в масштабе Земли постулаты верны, то можно получить логически непротиворечивую карту районирования земной поверхности по критериям эволюции. Тогда метод будет подтверждён, а его аналитические возможности расширены.

Таким образом, была поставлена задача: построить карту районирования поверхности Земли по критериям эволюции. Критерии должны характеризовать изменения земной поверхности по геометрическим, генетическим и кинематическим показателям. Для этого выбраны следующие критерии: морфологические, тектонические, геомеханические. По ним парагенезы структур объединялись в ассоциации. Морфологические критерии включают в себя морфометрические, морфографические и генетические характеристики рельефа. Они характеризуют распределения разномасштабных форм рельефа и меру экзогенного и эндогенного воздействия на рельеф. Тектонические – характеризуют вещественные и пространственно-временные связи между геологическим строением, рельефом и их деформациями. Геомеханические критерии характеризуют геомеханическую обстановку, в тектоносфере в связи со структурами поверхности. То есть, качество (сжатие, растяжение, изгиб), направления, расстояния и последовательности развития деформаций.

В работе применены данные программы ETOPO 1' (http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi). Цифровой массив альтиметрических данных ETOPO 1' обработан в форматах «SURFER» и «EXCEL». Данные ETOPO 1' отличаются достоинствами, позволяющими изучать генезис рельефа любых участков поверхности Земли. Комплексному анализу парагенезов подвергнуты структуры рельефа, геофизических полей, геологические. Создан комплект карт рельефа и аномалий гравитационного поля в виде подсвеченных поверхностей и в изолиниях. Карты изогипс послужили основой для морфометрического анализа и синтеза данных. Скульптурные карты рельефа и аномалий гравитационного поля с «подсветкой» изображают «вид с высоты» на поверхность. Они делают очевидными многие распределения и пространственно-временные соотношения участков земной поверхности, различающихся генезисом. Тенденции строения и развития земной поверхности подтверждены статистическими методами [1, 2, 4].

К настоящему времени построены карты районирования земной поверхности по морфологическим, тектоническим и кинематическим критериям. Легенды к ним большие, поэтому приведём лишь самые заметные тенденции эволюции земной поверхности, отражённые на структурных рисунках карт. Формы и распределение на земной поверхности крупнейших тектонических образований созданы деформациями, сопровождавшими эволюцию Мирового океана. Но есть и другие, более ранние образования, сохранившиеся фрагментами.

Тенденции формирования океанов. Основной процесс – расширение посредством спрединга. Сопутствующие процессы – сдвиги, смещающие дно вместе с осью спрединга и обрамляющими структурами. Максимальные субширотные левые сдвиги сосредоточены в поясе между северным и южным тропиками Тихого и Атлантического океанов. Индийский океан деформирован распределёнными сдвигами в северо-восточном и субширотном направлениях.

Наложённые процессы – сопряжённые деформации дна. Сформировали протяжённые поднятия, увенчанные цепочками подводных гор и островов.

Тенденции формирования материков. Расположение материков и крупнейшие ассоциации парагенезов их структур выстраивались одновременно и сообразно с расширением и деформациями океанов. При этом одни части материков деформировались в условиях поперечного сжатия, где развивались складчатые области, а другие подвергались экзогенному выравниванию на фоне

развития рассеянных или распределённых деформаций.

Тенденции формирования глобальных тектонических конструкций. При районировании земной поверхности по кинематическим критериям эволюции, на карте выстраивается единый кинематически связанный структурный рисунок деформаций. Прослеживаются пространственно-временные взаимоотношения между деформациями разных рангов. Эволюция земной поверхности представлена следующими кинематическими ассоциациями парагенезов структур. Глобальными зонами с высокой концентрацией деформаций, пересекающих сферу и друг друга в северо-восточном и юго-восточном направлениях. Они включают в себя все крупнейшие горные системы материков и переходные зоны океанов. Глобальными зонами отделены участки поверхности, подвергнутые общему растяжению, сопровождаемому сдвигами и изгибами в плане. Эти большие участки включают в себя океаны и части материков.

Анализ распределения горизонтальных составляющих нормальных и тангенциальных сил, приложенных к элементам структур поверхности, показал два глобальных тренда направлений: на восток – везде, на север в восточном полушарии и юг – в западном. Региональные тренды других направлений – производны от глобальных. Развитие деформаций на восток инициированы силой вращения. Субмеридиональное направление деформаций, по-видимому, отражает действие сил инерции.

Выводы. В строении рельефа Земли более всего отражён этап эволюции тектоносферы, при котором сформировался современный Мировой океан.

Главные силы, контролирующие деформации земной поверхности в плане: силы вращения и инерции.

Если тектонические тенденции строения земной поверхности выявляются путём районирования по соответствующим критериям, то связи их с глубинным строением придётся подтверждать фрагментарно, расширяя их спектр по мере появления новых научных данных.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Казанский Б.А.** Особенность рельефа Западно-Тихоокеанской зоны перехода // Пятый Всероссийский симпозиум «Физика геосфер»: материалы докладов. Владивосток: Дальнаука, 2007. С. 174-177.
2. **Казанский Б.А.** Статистическое описание глобального рельефа по цифровым данным ETOPO 2' // Геоморфология, 2006. № 2. С. 73-82.
3. **Лепешко В.В., Мельниченко Ю.И.** Тектоника и шельфы Японо-Охотоморского региона // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. Материалы XXXIV тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2006. С. 389-392.
4. **Лепешко В.В., Казанский Б.А., Мельниченко Ю.И.** О парагенетической интерпретации строения земной поверхности // Геоморфологические процессы и их прикладные аспекты. VI Шукинские чтения – Труды. (коллектив авторов). М.: Географический факультет МГУ, 2010. С. 157-158.
5. **Расцветаев Л.М.** Закономерный структурный рисунок земной поверхности и его динамическая интерпретация // Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980. С. 145-197. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 340).
6. **Уткин В.П.** Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 144 с.
7. **Сидоров А.А., Чехов А.Д.** О трех главных типах литосферы Земли и их металлогенической специализации // Доклады Академии Наук, 2009. Т. 2. С. 229-232.

БАЗА ДАННЫХ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ –

УНИФИЦИРОВАННАЯ СИСТЕМА ВВОДА, ХРАНЕНИЯ И ВИЗУАЛИЗАЦИИ ИНФОРМАЦИИ

Лунина О.В., Гладков А.А.

Институт земной коры СО РАН

664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128, lounina@crust.irk.ru

Авторами разработана схема базы данных и создано программное обеспечение, предназначенное для ввода, хранения и визуализации информации об активных разломах или их сегментах. Под активными разломами понимаются дизъюнктивы, по которым по комплексу признаков доказываются

ся любые тектонические смещения за последние 1-2 млн. лет, т.е. за позднеплиоцен-четвертичный период. Как правило, зоны таких разломов хорошо выражены в рельефе, являются хорошими проводниками для текучих сред и являются неблагоприятными с точки зрения возникновения в них опасных экзогенных и эндогенных процессов.

База данных активных разломов является приложением компьютерной программы MapInfo. Ввод данных осуществляется через специальные окна сразу после нанесения разлома на карту (рисунок); при этом сохраняется возможность вносить изменения информации, если объект уже находится в базе данных. Вывод данных производится в веб-браузере. В клиентской части базы данных для пользователя доступны следующие разделы: 1) информация о разломе или его сегменте, а именно общие сведения о нем, параметры, сейсмическое поведение, активность; 2) комментарии, представляющие собой текст, который эксперт считает нужным отразить в базе данных, в том числе проблемные вопросы, связанные с изучением разлома и аннотации из публикаций; 3) литература, т.е. публикации, в которых есть упоминание о разломе или об особенностях геодинамического развития территории, в пределах которой расположен разлом; 4) уместные иллюстрации.

В базе данных проводится автоматический расчет ряда параметров, характеризующих разлом. Так, оценка активности дизъюнктива автоматически рассчитывается по методике, основанной на экспертных баллах, которые присваиваются за определенные признаки активности разлома [1]. В соответствии с расчетной оценкой указывается степень активности тектонического нарушения (слабая, средняя, повышенная, высокая или аномально высокая).

Специалист, пользующийся базой данных, может получать всесторонние сведения о конкретном разломе, составлять путем запросов карты активных разломов, разделенных по достоверности, кинематике, степени активности и времени последней активизации, оформлять фрагменты карты в соответствии со своими задачами. При необходимости можно сделать выборку только сейсмогенерирующих разломов. Этой характеристике в базе данных соответствует поле «Сейсмоактивность», которое автоматически заполняется значением «Да», если доказана связь землетрясений с конкретным разломом, т.е. если заполнены поля «Сейсмогеологические признаки активности», «Последнее инструментальное или историческое землетрясение с $M \geq 5.5$ », «Ассоциируемый КСИ» (КСИ – композитный сейсмогенный источник) и/или «Ассоциируемый ИГГСИ» (ИГГСИ – индивидуальный геолого-геофизический сейсмогенный источник). Возможность создания такой выборки снимает противоречие между различными понятиями термина «Активный разлом», формулировки которого не раз обсуждались в открытой печати.

Следует обратить внимание, что заполнением базы данных должен заниматься специалист-эксперт в области активной тектоники. При грамотном подходе разработанное авторами программное обеспечение могло бы стать унифицированной системой для ввода, хранения, обработки и визуализации информации об активном разломе или его сегменте на территории РФ. База данных может вполне конкурировать с подобными разработками в ряде зарубежных стран, с которыми можно ознакомиться на сайте Национального института геофизики и вулканологии в г. Рим <http://diss.rm.ingv.it/diss/>.

Исследования проведены при поддержке РФФИ (проект № 10-05-00072_a) и Минобрнауки РФ (госконтракт).

ЛИТЕРАТУРА

1. Лунина О.В. Формализованная оценка степени активности разломов в плиоцен-четвертичное время (на примере Байкальской рифтовой зоны) // Геология и геофизика, 2010. № 4. С. 525-539.

Общие сведения

ID разлома: RUAF_9

Название: Мондинский

Географическое положение: Район Тункинской впа

Класс достоверности:

Ассоциируемый КСИ:

Ассоциируемые ИГГСИ:

Сейсмоактивность:

ФИО составителя:

Дата:

Далее

Параметрическая информация

		Качество	Обоснование
Простираение, °	277	ЛС	Многочисленные литературные о
Азимут падения, °	187	ЛС	Согласно работе [Лунина, Гладко
Угол падения, °	65	ЛС	Согласно работе [Лунина, Гладко
Длина, км	34,86	ЭЗ	сно длине уступа в пределах РФ
Глубина, км			
Ширина зоны активного динамического влияния, км	3,49	АС	Согласно формуле в [Шерман и д
Кинематика	Левый сбросо-сдвиг	ЛС	Согласно длине уступа в предел
Суммарная амплитуда горизонт. смещения за кайнозой, м			
Суммарная амплитуда вертикал. смещения за кайнозой, м			
Средняя скорость смещения, мм/г	0,5	ЛС	Согласно [Трифонов и др., 2002]

Сейсмическое поведение

		Качество	Обоснование
Абсолютные возраста деформаций, лет	1950 г.	ЛС	Многочисленные литературные
Инструментальные и историч. разрывообразующие ЗТ	04.04.1950 г., Mw=6.9	НД	Региональный каталог землетряс
Прошедшее время от 2010 г., лет	60	ЭЗ	Расчет от 2010 г.
Скорость смещения (мин.-макс.), мм/г			
Макс. Dvert, м	0.8	ЛС	
Макс. Dhor, м	0.15	ЛС	
Макс. Dfull, м	0.81	АС	
Интервал повторяемости, лет			
Макс. Mw потенциального ЗТ	6.9	ЛС	
Макс. Ms потенциального ЗТ	7.0	ЛС	

Далее Отмена

Анализ активности

	Баллы
Гидрологические	0
Инженерно-геологические	0
Геофизические	0
Геоморфологические	Уступ и линеамент на 3
Метеорологические	0
Геологические и геодезические определения скоростей смещений	0-0.9 1
Сейсмологические	
Структурно-геологические	
Сейсмогеологические	
Время последней активизации	

Дале

Добавление информации

Добавить комментарий

Добавить изображение

Добавить публикацию

Готово Отмена

Рис. Пример ввода информации в базу данных активных разломов.

**ИНТЕГРАЦИЯ ПРОСТРАНСТВЕННЫХ ДАННЫХ И СЕРВИСОВ
ПО ГЕОЛОГИИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ
НА ОСНОВЕ ПОРТАЛЬНОГО РЕШЕНИЯ**

Наумова В.В., Горячев И.Н.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Территория Дальнего Востока России характеризуется высокой степенью геологической изученности. Здесь выявлено большое количество месторождений различных полезных ископаемых, в том числе уникальных по масштабам. Достижения Российской геологической науки, полученные в результате многолетних разноплановых исследований, являются существенным вкладом в мировой процесс изучения геологического строения, геологической эволюции и металлогении планеты Земля. Многолетние исследования ученых из институтов Дальневосточного отделения РАН позволили собрать огромную информацию по геологии и геофизике Дальнего Востока. В институтах полученные данные систематизируются. Создаются архивы и базы данных, ГИС, информационно-поисковые системы.

Благодаря новым методам сбора данных неуклонно растет их объем, повышается оперативность их получения, завершается переход на качественно новые, цифровые технологии сбора, обработки, распространения и использования данных. Для получения исходных данных используются системы дистанционного зондирования Земли из космоса, цифровые системы наземного и воздушного лазерного сканирования, другие цифровые и электронные геодезические приборы, цифровые аэросъемочные камеры, глобальные навигационные спутниковые системы (ГНСС) GPS/ГЛОНАСС. Новая цифровая и электронная среда существования геологических данных создает условия для использования современных информационных технологий.

Одним из мощнейших путей обмена геологической информацией в настоящее время является Интернет, позволяющий осуществлять доступ к информационным ресурсам через большое число поисковых систем. Пространственные геологические данные – один из видов информационных ресурсов, имеющих свои особенности, которые определяют специфику их размещения в Интернет, поиска, отображения, обмена и использования. К этим особенностям относятся: графическое представление пространственных карт в виде цифровых карт, их координатная привязка к земной поверхности и множество характеристик, связанных с графическими объектами. Для работы с этой информацией необходим инструмент, позволяющий оперировать одновременно информацией из различных ГИС-систем на своём ПК, при этом сами ГИС-системы и данные должны оставаться у их создателей – т.е. возникает задача интеграции пространственных данных.

В мире для решения подобных задач, возникших в первую очередь в географии, геодезии и землеустройстве, был выбран путь интеграции на уровне метаданных, приведший к созданию международных стандартов (ISO 19115:2003, ISO 19139:2005), геопорталов и инфраструктур пространственных данных (ИПД). Однако существующие решения имеют общегеографическую и государственно-управленческую направленность и не учитывают специфических потребностей геологии. В частности не учитывается тот факт, что все геологические данные имеют привязку не только в пространстве, но и во времени, причём временная шкала является специфической.

Механизм реализации этого подхода – ГИС-портал. С точки зрения пользователей ГИС-портал является единой точкой доступа прежде всего к метаданным. Он обеспечивает поиск необходимой пространственной информации по ее описанию, а также непосредственное получение геоданных и работу с цифровыми картами. С другой стороны, ГИС-портал – это технология и программное обеспечение одношлюзового Web-доступа для поиска, передачи и использования геоданных и сервисов в любом пункте глобальной сети Интернет, а также размещения информации об имеющихся у пользователей данных. Портальное решение позволяет решить три основных задачи:

- Объединение пространственных ресурсов от разных производителей на всех уровнях интеграции: от глобального до территориального или локального;
- Обеспечение поиска и доступа к необходимой информации простыми средствами, не требующими специализированного программного обеспечения и подготовки;
- Упорядочение пространственной информации в общедоступные каталоги, пригодные для автоматического формирования и исследования;
- Объединение сервисов обработки пространственных данных от разных производителей;
- Обеспечение доступа к пространственным данным и сервисам их обработки простыми средствами.

Первым геологическим ГИС-порталом в РАН стал портал «ГеоМЕТА» (Вершинин и др., 2008). Основным принципом построения системы является выделение единой (базовой) схемы метаданных, реализованной в виде OWL – онтологии на основе стандартов ISO 19115-2003 «Географическая информация. Метаданные» и ISO 19119Ж2005 «Географическая информация сервисы».

Необходимо отметить еще один ГИС-портал в области наук о Земле РАН. Это распределенная информационно-аналитическая система для поиска, обработки и анализа пространственных данных Сибирского отделения РАН (Шокин и др., 2007).

В 2010 г. нами реализован ГИС-портал «Геология Дальнего Востока России» <http://gis.fegi.ru/>. ГИС-портал ДВГИ ДВО РАН представляет собой развитый web-интерфейс для организации единой точки входа к пространственным данным и сервисам по геологии Востока России (Наумова и др., 2011). Портал основан на технологиях GeoNetwork opensource.

Географический регион – Дальневосточный федеральный округ. Тематические категории каталога метаданных: вулканология; география, рельеф; геодинамика и тектоника; геофизика; геохимия; гидрогеология; глубинное строение, сейсмичность; литология и седиментология; металлогения, рудные месторождения; общая и региональная геология; петрология; стратиграфия и палеонтология. В ГИС-портал на постоянной основе автоматически интегрируются метаданные о ГИС-проектах Дальневосточного геологического института ДВО РАН, других институтов Дальневосточного отделения РАН, а также институтов, университетов и организаций, таких как Геологическая служба США, Геологическая служба Японии и др.

Стандартные возможности GeoNetwork предоставляют пользователям возможность осуществления простого и расширенного поиска метаданных. Пользователю предоставляется возможность поиска ГИС-систем по ключевым словам, территории, тематике и стратиграфическому времени. На ГИС-портале средствами GeoNetwork реализовано отображение метаданных, средствами InterMap Viewer -отображение карт. Кроме того, в портал интегрированы сервисы Google Earth, NASA WorldWind и USGS GloVis. Первые два сервиса позволяют оперировать с данными на глобусе, в том числе комбинировать данные ГИС-портала и локальных файлов на компьютере пользователя, а сервис GloVis предоставляет доступ к спутниковым снимкам Landsat. В дальнейшем планируется расширение списка предоставляемых сервисов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вершинин А.В., Серебряков В.А., Ряховский В.М., Дьяконов И.А., Динь ле Дат, Шкотин А.В., Шульга Н.Ю. Создание среды интеграции пространственных данных и приложений // Открытое образование, 2008. № 4. С. 9-16.
2. Наумова В.В., Горячев И.Н., Платонов К.А. Web-интеграция неоднородных научных данных и сервисов по геологии Дальнего Востока России на основе порталного решения // Геоинформатика, 2011. № 1. С. 56-62.
3. Шокин Ю.И., Жижимов О.Л., Пестунов И.А. и др. Распределенная информационно-аналитическая система для поиска, обработки и анализа пространственных данных // Вычислительные технологии, 2007. Т. 12. Спецвыпуск 3. С. 108-115.

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ТЕКТОНОСФЕРЫ НА ЮГЕ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА: СВЯЗЬ С ТЕКТОНИКОЙ, МЕТАЛЛОГЕНИЕЙ, НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬЮ

Никифоров В.М., Дмитриев И.В., Шкабарня Г.Н.

Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, ул. Балтийская, 43

Вертикальное распределение удельного электрического сопротивления пород, слагающих оболочки Земли определяется рядом факторов: вещественным составом, флюидодинамическим режимом, термобарическими условиями и т.д. Представления о стандартном (среднем планетарном) разрезе Земли получены в результате интерпретации «глобальной» кривой магнитовариационного зондирования, построенной на основе сферического анализа данных мировой сети геомагнитных обсерваторий, дополненных данными магнитотеллурических зондирований (МТЗ) на всех шитах (Ваньян, Шиловский, 1983). Удельное электрическое сопротивление монотонно уменьшается с глубиной от $2 \cdot 10^5$ Ом на глубине около 10 км до 20 Ом на глубине около 300 км. Стандартный разрез – это вертикальная последовательность максимальных значений удельного сопротивления сухих пород земной коры и верхней мантии в условиях температур и давлений, характерных для районов с нормальным тепловым потоком 45 МВт/м^2 . В «горячих» районах, с тепловым потоком больше 90 МВт/м^2 , температурная кривая недр пересекается с кривой солидуса примерно на глубине 80-100 км, что приводит к частичному плавлению верхнемантийных пород. Этот процесс отражается в геоэлектрических наблюдениях в виде резкого уменьшения удельного электрического сопротивления пород (ρ), регистрируемого данными МТЗ.

В районе исследования, включающим в себя территорию Приморья, среднего и нижнего Приамурья, Сахалина, акватории Японского моря и Татарского пролива выполнено более 1500 пунктов МТЗ, в том числе и долговременные с применением в качестве приёмных антенн подводных кабелей связи длиной до 950 км и континентальных кабелей связи длиной 30-120 км. Эти уникальные работы позволили впервые осветить геоэлектрический разрез до глубины около 1000 км и детально изучить аномальную электропроводящую структуру в различных этапах тектоносферы. В ходе работ установлено, что геоэлектрический разрез в зоне перехода от континента к окраинному морю существенно отличается от стандартного планетарного разреза. Этот разрез можно представить как сочетание нормального и аномального, нарушающего слоистую структуру.

В нормальном геоэлектрическом разрезе региона (рис. 1) выделяется следующая последовательность слоёв сверху вниз: земная кора мощностью 35-40 км под континентом и 20-35 км под дном Татарского пролива, Японского моря и Сахалина, характеризующаяся относительно высоким уровнем сопротивления $\rho_{\text{зк}}$ более 1000 Ом; ниже располагается подкоровая литосфера с $\rho_{\text{л}} = 80-150$ Ом, её подошва под континентом располагается на глубине 130-150 км, под акваториями – на глубине 80 км; ниже регистрируется низкоомный горизонт, отождествляемый с астеносферой, его сопротивление под континентом составляет 20-50 Ом, а под окраинным морем 5-20 Ом, глубина подошвы изменяется соответственно от 230-250 км до 130-150 км. Т.е. под астеносферой в районе восстанавливается стандартный планетарный разрез.

Описанное послонное распределение электрического сопротивления указывают на особый флюидодинамический режим верхней мантии региона. Учитывая, что в пределах Приморья, Среднего и Нижнего Приамурья тепловой поток не превышает значений $45-50 \text{ МВт/м}^2$, становится очевидным, что выделяемая многочисленными зондированиями МТЗ астеносфера обязана процессу частичного плавления верхнемантийного вещества в присутствии водного флюида, снижающего температуру начала плавления до $1100-1200^\circ \text{C}$.

Другой особенностью нормального регионального геоэлектрического разреза является наличие относительно низкоомного горизонта 80-150 Ом, развитого ниже поверхности Мохо до кровли астеносферы. Результаты наших исследований позволяют по-новому представить флю-

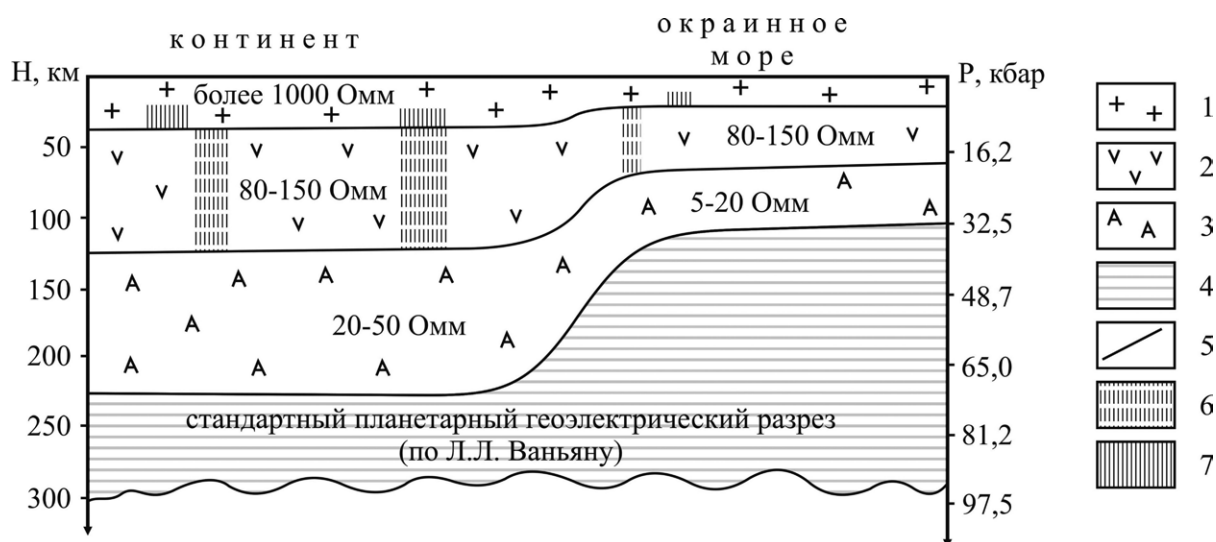


Рис. 1. Геоэлектрический разрез зоны перехода от континента к окраинному морю.

1 – земная кора; 2 – подкоровая литосфера; 3 – астеносфера; 4 – верхняя мантия; 5 – границы оболочек тектоносферы; 6 – анизотропно-электропроводящие зоны в подкоровой литосфере, отождествляемые с крупнейшими сдвиговыми системами региона; 7 – анизотропно-электропроводящие зоны в нижней части земной коры, отождествляемые с гидратацией коровых пород основного состава.

идный режим этой части разреза. В силу того, что в этом интервале глубин масштабное плавление пород невозможно, наблюдаемые низкие сопротивления пород рл, по-видимому, обусловлены рассеянным содержанием электропроводящих материалов (водные растворы и графит). Привнесение этих материалов сверху представляется маловероятным в силу выполаживания разломных нарушений, создающих трещинную структуру земной коры на разделе Конрада (Николаевский, 1996). Эта структура, отождествляется с волноводом, ниже которого теряется флюидопроницаемость. Кроме того, вода в нижней части коры не может находиться в свободном состоянии вследствие гидратации пород основного состава, сопровождающейся залечиванием трещин. Это указывает, что электропроводящие материалы поступают в подкоровую литосферу снизу. Вместе с тем известно (Кадик, Луконин, 1986), что кровля расплавленной астеносферы представляет собой фильтр, через который затруднено проникновение вверх H_2O . В этой связи наблюдаемую проводимость пород можно увязать с присутствием рассеянного графита в межзерновом пространстве, образующегося в результате реакции Будуара при температурах ниже $700^\circ C$ $2CO_2 = C_{графит} + CO_2$. При температурах ниже $500^\circ C$ в результате процесса поликонденсации появляется вода: $CO + H_2 \rightarrow ПУ + УВ + CO_2 + H_2O$, где ПУ – продукты уплотнения, УВ – углеводороды. Образованная вода в вышележащем горизонте расходуется на гидратацию основных пород, в результате чего образуется флюидупор, препятствующий проникновению глубинных флюидов в земную кору, вследствие чего она характеризуется относительно высоким сопротивлением.

Процесс расслоения тектоносферы усложняется в периоды тектонической активизации. В геоэлектрических параметрах нарушения горизонтальной однородности проявляются в виде линейных зон анизотропной проводимости, имеющих место как в подкоровой литосфере, так и в земной коре.

На рис. 2 показаны анизотропно-проводящие зоны подкоровой литосферы северо-восточного, северо-северо-восточного, субмеридионального и северо-северо-западного направлений. Эти зоны увязываются с известными сдвиговыми системами надрегионального масштаба: Тан-Лу, Центрально-Сихотэ-Алинская, Западно-Сахалинская, Хоккайдо-Сахалинская. Связь сдвиговых систем, хорошо выраженных в поверхностной геологии, с подкоровыми анизотропными системами указывают на то, что в горизонтальных перемещениях масс задействованы не только слои

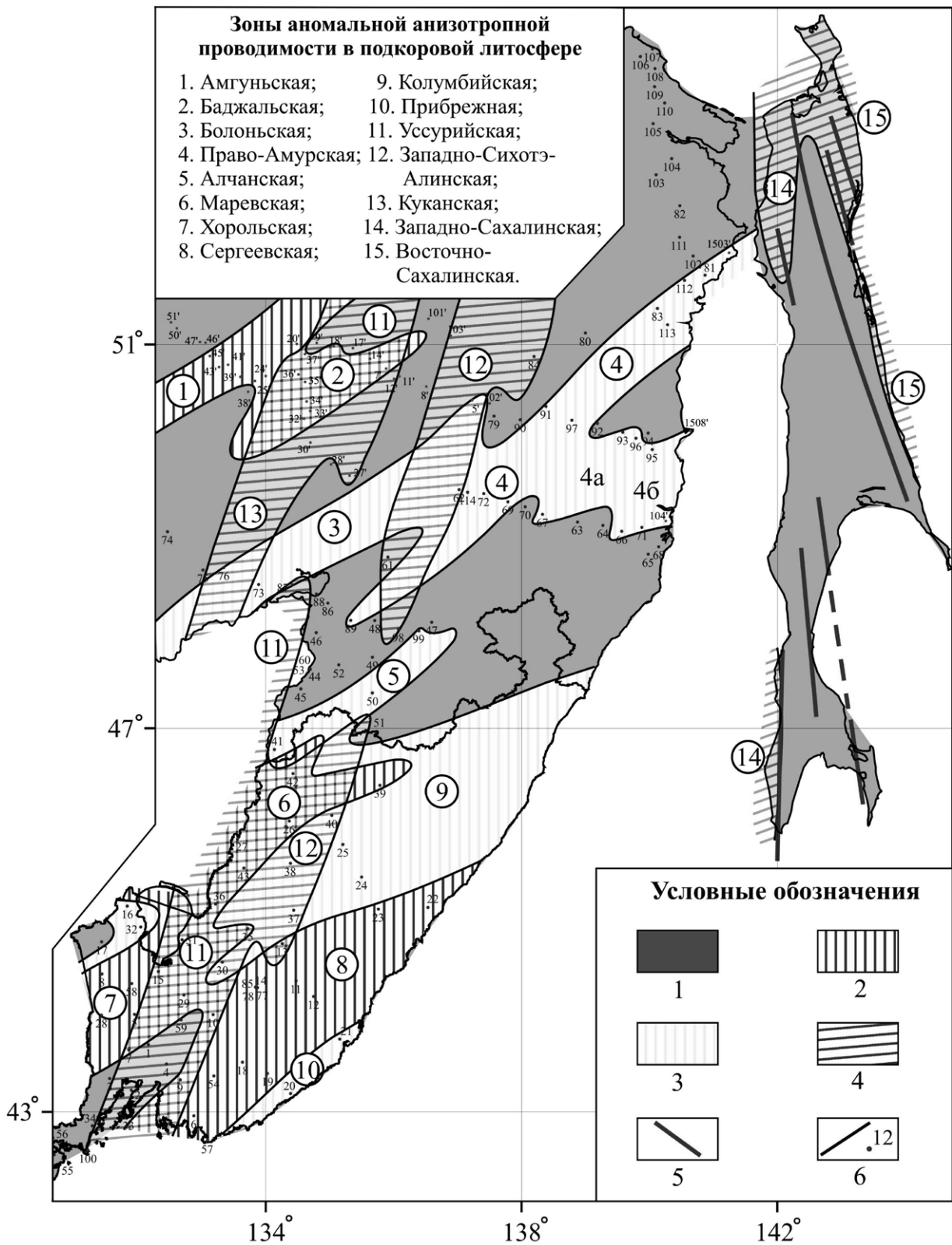


Рис. 2. Схема электропроводности подкоревой литосферы и зоны аномальной анизотропной проводимости, отождествляемые с крупнейшими сдвиговыми системами литосферы (интервал глубин 35-80 км).

1 – фоновая среда с изотропным удельным сопротивлением $\rho = 80-150$ Омм; 2-4 – анизотропно-проводящие зоны, отождествляемые с крупнейшими литосферными сдвиговыми системами: 2 – $\rho_{С-Ю} = 80-150$ Омм, $\rho_{З-В} = 1000$ Омм, 3 – $\rho_{С-Ю} = 80-150$ Омм, $\rho_{З-В} = 300$ Омм, 4 – $\rho_{С-Ю} = 1000$ Омм, $\rho_{З-В} = 80-150$ Омм; 5 – высокоомные крутопадающие плоскости 1000 Омм; 6 – границы зон, пункты МТЗ и их номера.

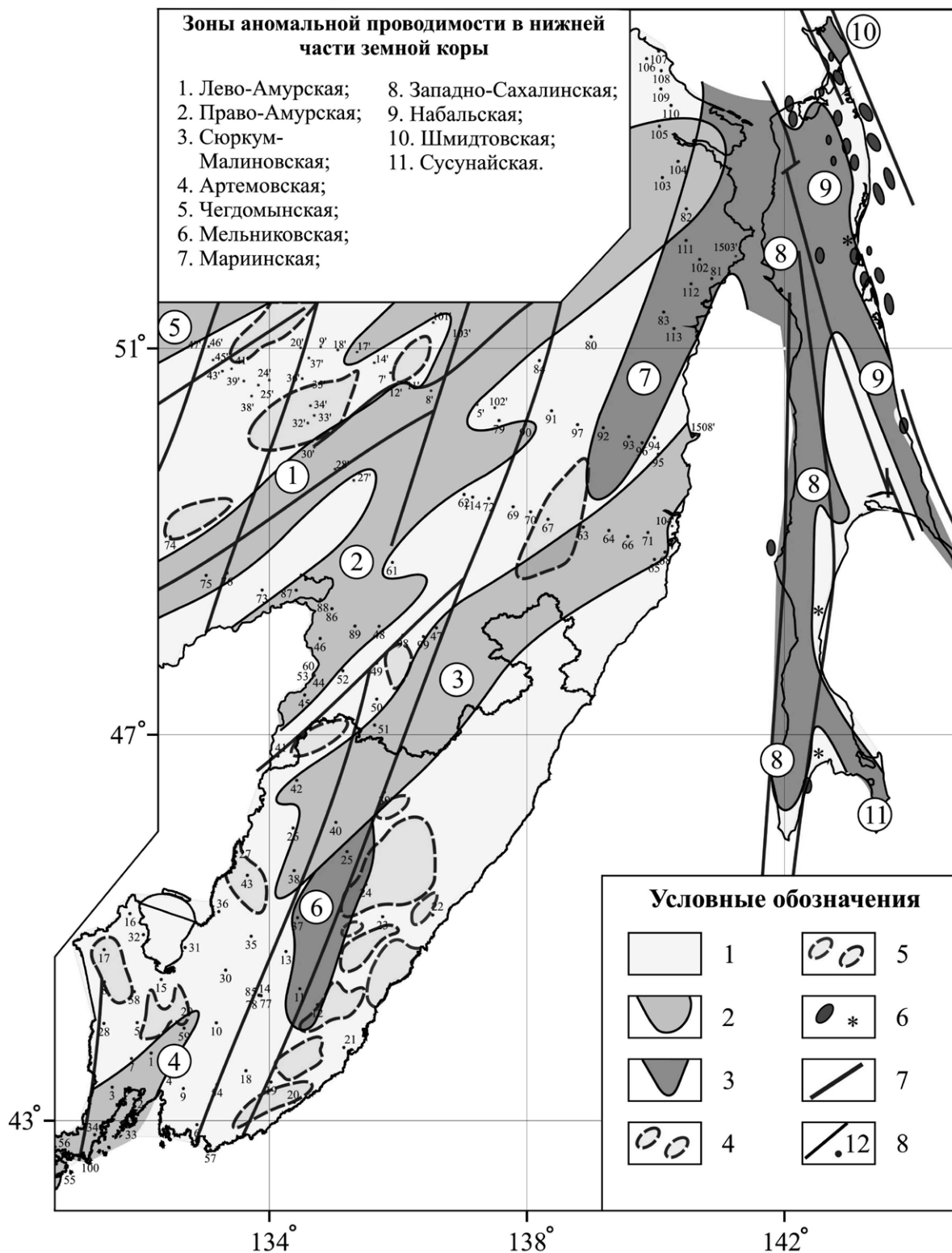


Рис. 3. Схема электропроводности нижней части земной коры и зоны аномальной анизотропной проводимости, отождествляемые с гидротированными породами в нижней части земной коры.

1 – фоновая среда с удельным электрическим сопротивлением более 1000 Ом·м; 2-3 – анизотропно-проводящие зоны, отождествляемые с зонами гидратированных пород в нижней части земной коры: максимальная проводимость в субмеридиональном направлении (2), максимальная проводимость в субширотном направлении (3); 4-5 – контуры районов по И.П. Романовскому: олово, вольфрам (4), свинец, медь (5); 6 – месторождения нефти и газа, грязевые вулканы; 7 – крупнейшие сдвиги по геологическим данным; 8 – границы геоэлектрических зон и пункты МТЗ.

земной коры, но и литосферы. В результате относительного перемещения литосферных блоков нарушается непрерывность токовых систем, образованных графитовыми пленками, что приводит к образованию анизотропных зон. Сопоставляя особенности проводящей структуры (рис. 2) с известными тектоническими построениями можно отметить, что многие тектонические элементы, выделяемые на основе геолого-геофизических особенностей приповерхностного слоя, вписываются в рисунок литосферных геоэлектрических структур.

Анизотропные электропроводящие структуры нижней части земной коры (см. рис. 3) в целом согласуются со структурой подстилающей литосферы, хотя не являются непосредственными их продолжениями в земную кору. Это может быть доводом в пользу того, что горизонтальные перемещения земной коры относительно подкоревой литосферы обладают некоторой автономностью. Проводящие зоны в земной коре северо-восточного направления в большей мере наследуют характер нижележащих структур. Движения в земной коре в направлении Центрально-Сихотэ-Алинского разлома отражается лишь в осложнениях зон северо-восточного направления. В восточной зоне региона на территории Сахалина отмечена полная перестройка геоэлектрического структурного плана, зоны северо-восточного направления здесь отсутствуют. То обстоятельство, что анизотропная высокая проводимость отмечается в нижней части земной коры, где отсутствуют Р-Т условия для нахождения воды в свободном состоянии, а из-за процесса гидратации происходит залечивание трещин, образовавшихся при очередном этапе тектонической активизации позволяет считать, что её природа определяется проводимостью графитовых плёнок, возникающих согласно реакции $\text{CO}_2 + 2\text{H}_2 = \text{C} + 2\text{H}_2\text{O}$ (при этом вода расходуется на гидратацию гидрофильных минералов).

Зоны высокой анизотропной проводимости трассируют зоны развития гидратированных плохо проницаемых для восходящих флюидов пород. Очевидно, по этой причине известные рудные районы региона располагаются за их пределами, чаще всего на границе с нормальным коровым разрезом (рис. 3). Такая же закономерность отмечается и в расположении месторождений нефти и газа на востоке Сахалина. Таким образом, особенности глубинного флюидного режима сказывается не только в структурно-тектоническом строении региона, но и в металлогении и нефтегазоносности.

МОДЕЛИРОВАНИЕ МИГРАЦИЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ С ПРИМЕНЕНИЕМ ГЕОИНФОРМАЦИОННЫХ СИСТЕМ

Новопашина. А.В.

*Институт земной коры СО РАН
г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128*

Сейсмической активности свойственно явление миграции, представляющее собой последовательность сгущения очагов землетрясений разной силы вдоль определенного направления. Моделирование распределения сейсмических событий территории Прибайкалья в пространстве и времени за инструментальный период 1964-2002 гг. позволяет обнаружить цепочки сейсмических событий и определить их скорости.

Миграции хорошо видны на трехмерных пространственно-временных диаграммах с координатными осями: «направление», «время», «сумма выделившейся при землетрясениях энергии ($\lg E_{\text{sum}}$)». Прослеживание смещений максимумов последнего параметра в пространстве со временем позволяет зафиксировать миграции землетрясений и определить их скорости.

Значения указанного параметра получены с временным разрешением $\Delta T = 1$ месяц в элементарных ячейках $\Delta L = 0,1^\circ$, пересекающих области проецирования сейсмических данных. Последние представляют собой прямоугольники, задаваемые в геоинформационной системе Quantum GIS с расширением GRASS GIS точкой центра и азимутом наклона оси проецирования поворачи-

вающейся относительно центра. Простираение области проецирования максимально приближено к осям концентраций сейсмических событий, отображаемых на электронной карте за весь исследуемый период (рис.). Полученные для каждой зоны проецирования значения указанного параметра выгружаются в систему построения графиков MathJL.

Параметр IgE_{sum} интерполировался в окне 3ДТ на 3ДL методом линейной интерполяции. Реализованная методика позволяет выделять медленные миграции землетрясений, скорости которых приходится на часть спектра скоростей, измеряемых километрами – первыми десятками километров в год.

Анализ двадцати двух полученных диаграмм показал, что существуют четко выраженные продольные миграционные последовательности сейсмических событий, проходящие вдоль некоторых сейсмических структур. Зачастую, миграции носят циклический характер, являясь маятниковыми [4, 5] или односторонними [4].

Цепочки максимумов используемого параметра образованы как слабыми сейсмическими событиями ($11.5 \geq K \geq 8$), так и сильными ($16.2 \geq K \geq 11.5$). В основном, миграции проявляются в областях с относительно высоким числом слабых событий.

Отдельным зонам, на которых зафиксировано закономерное смещение сейсмического процесса, свойственны определенные моды скоростей миграций. Скорости меняются в узком интервале в пределах одной сейсмоактивной зоны и могут сменить диапазон при переходе в соседнюю зону.

Основной части сейсмических зон юго-западного и северо-восточного флангов Байкальского рифта свойственны скорости до 20 км/год. Мода 30-35 км/год, среднее значение 34 ± 2 км/год, а также скорости 35-70 км/год характерны для района Средне-Байкальской впадины.

В районе Южно-Байкальской впадины зафиксированы миграции, проходящие со скоростью 15-20 км/год, некоторые из которых накладываются на тренд $3,4 \pm 0,4$ км/год, представляющий собой закономерное длительное (39 лет) смещение сейсмического процесса с северо-востока

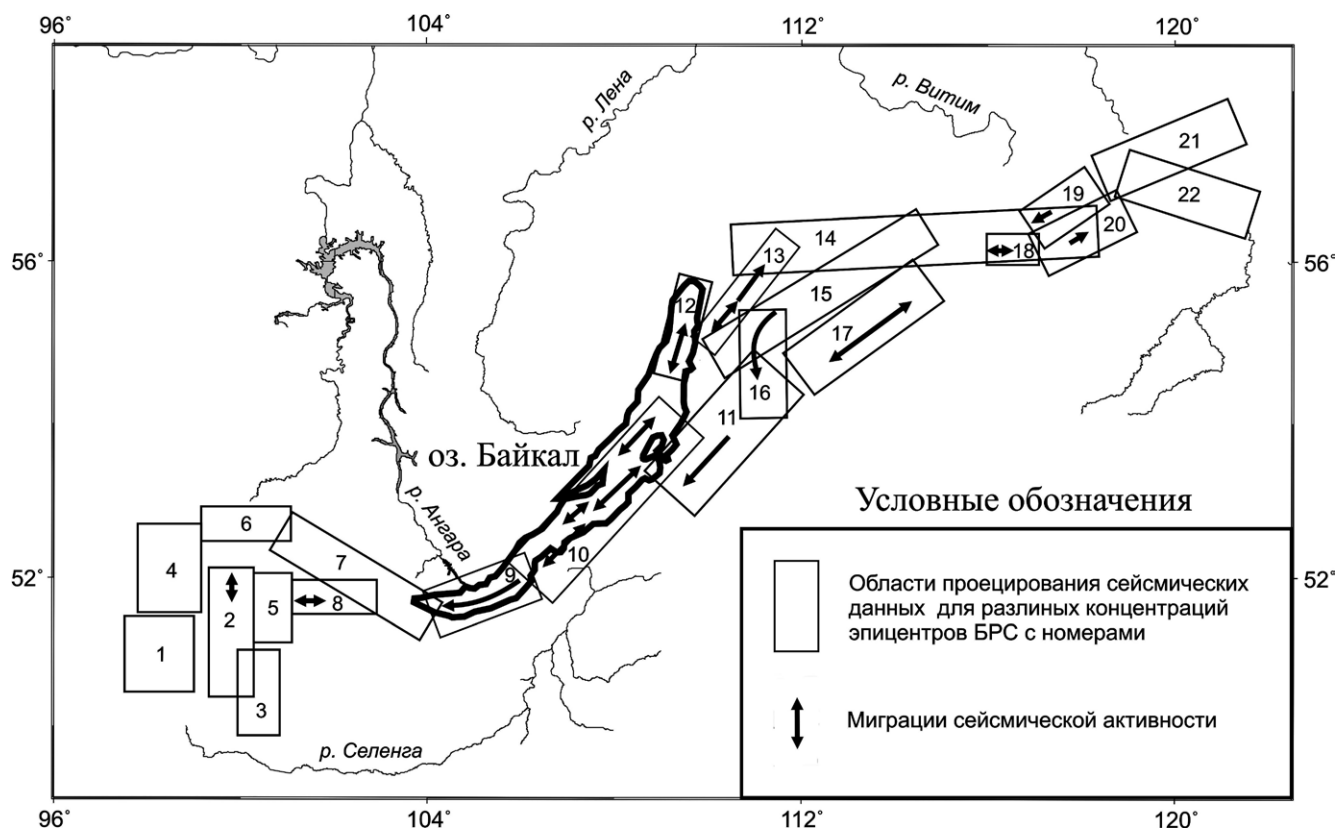


Рис. Зоны проецирования сейсмических данных.

на юго-запад, включающее землетрясения энергетических классов $15,9 \geq K \geq 14$.

Длины миграционных последовательностей, обусловленные блочной делимостью земной коры и соответствующие длинам сегментов активных разломов [3], ответственных за генерацию землетрясений, принимают характерные значения 50, 70, 160 ± 10 км на северо-восточном фланге Байкальского рифта и до 50 ± 10 км – на юго-западном.

Возможные причины, вызывающие медленные миграции различных скоростей, в том числе, – медленные деформационные волны [1, 2], распространяющиеся в литосферном пространстве, скорость продвижения фронтов которых зависит от прочностных свойств разломных зон. Миграция фронтов деформаций может быть спровоцирована как триггерными эффектами, так и динамикой процесса деформации земной коры в Байкальской рифтовой системе.

Метод выявления миграций и измерения их скоростей может применяться не только для территории Прибайкалья, но и других территорий, так как учет направления и скорости смещения сейсмической активности, позволит, в ряде случаев, определить вероятное место и время последующего землетрясения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Быков В.Г. // Геология и геофизика, 2005. Т. 46. № 11. С. 1176-1190.
2. Викулин А.В. Физика волнового сейсмического процесса, 2003. 152 с.
3. Мишарина Л.А., Солоненко А.В. Влияние блоковой делимости земной коры на распределение сейсмичности в Байкальской рифтовой зоне // Сейсмичность Байкальского рифта. Прогностические аспекты. Новосибирск: Наука, 1990. С. 70-78.
4. Ружич В.В., Хромовских В.С., Перязев В.А. Анализ глобальной пространственно-временной миграции очагов сильных землетрясений с геотектонических позиций // Инженерная геодинамика и геологическая среда. Новосибирск: Наука, 1989. С. 72-81.
5. Шерман С.И. // Геофизический журнал, 2005. Т. 27. № 1. С. 20-38.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ ДЕФОРМАЦИОННЫМИ СЕТКАМИ

Петров А.Н.

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН
685000, г. Магадан, ул. Портовая, 16*

Изучение тектонических движений одна из главных фундаментальных проблем современной геологии. Так как тектонические движения представляются как разновидность механической формы движения материи, суждения об их свойствах должно согласовываться с законами механики, изучающую эту форму движения как таковую. Механика, оперируя строгими математическими понятиями и используя мощный математический аппарат, позволяет ставить и решать множество теоретических задач, отталкиваясь от установленных законов и опираясь исключительно на логику математического аппарата. Начиная с работ Лагранжа, при изложении основ механики фигурируют только основные законы и доказательства вытекающих из них следствий. Наиболее последовательно этот подход реализован в т.н. рациональной механике сплошных сред, представляющей ее как чисто математическую дисциплину, базирующуюся на системе отправных понятий и аксиом У. Нолла [1]. Аксиомы рациональной механики представляют собой минимум, необходимый для построения и анализа математических моделей механического движения. Из аксиом рациональной механики не только вытекают законы, установленные ранее эмпирически, но и делаются обоснованные выводы о менее очевидных свойствах движения. В дальнейшем изложении фигурируют понятия и определения, почерпнутые преимущественно именно из этой теории. В рамках рациональной механики кинематика, изучающая геометрические свойства движения, рассматривается как независимая и в определенной степени самостоятельная теория. С точки зрения кинематики сплошных сред механическая форма движения представляет собой последовательность деформаций – нелинейных преобразований, последовательно изменяющих формы и положения тел. Основные уравнения кинематики базируются на законах,

справедливых для любых или, по крайней мере, подавляющего большинства материалов. В этих уравнениях содержатся главным образом геометрические параметры. Объемные силы, напряжения и физические свойства изучаемой среды в них практически не фигурируют. В связи с этим, анализируя кинематику тектонических движений нет необходимости прибегать к гипотезам, проверить которые в реальном времени либо крайне трудно, либо не возможно в принципе. При этом достаточно простой математический аппарат кинематики позволяет создавать эффективные алгоритмы, легко реализуемые на современных ЭВМ. Это, в свою очередь, делает численный эксперимент одним из инструментов современного исследователя.

Ключевым понятием кинематики сплошных сред является конечная деформация – изменения форм и положений, пришедшие за фиксированный интервал времени t_0, t_1 . В векторном виде конечная деформация описывается уравнениями:

$$r_1 = f(r_0) \quad (1)$$

$$\text{или } r_0 = f^{-1}(r_1), \quad (1')$$

где r_0 и r_1 – координаты материальных точек в моменты времени t_0 и t_1 , f и f^{-1} – функции преобразования пространства. Данные функции должны отвечать ряду необходимых условий и принципов: условиям сохранению вещества, кусочной непрерывности, совместности деформаций, принципам детерминизма, локальности и независимости от системы отсчета. Таким образом, одной из главных задач кинематики является поиск и анализ уравнений (1) или (1'), согласующихся с указанными условиями и принципами.

Удобным способом описания деформаций является деформационная сетка [2]. Суть ее, применительно к двумерному случаю, состоит в отображении недеформированного состояния в виде двух семейств параллельных прямых, разбивающих плоскость на равновеликие квадраты, а результат деформации - в виде линий, разбивающих плоскость на криволинейные элементы. При достаточно дробном разбиении, каждому квадрату в недеформированном состоянии соответствует косоугольный параллелограмм, а вписанной окружности – эллипс. С помощью такой сетки характер происшедших изменений представляется наглядно и выразительно, поддаваясь при этом количественной оценке. Свойства, которыми обладают деформации, гораздо легче объяснить в терминах, описывающих деформационную сетку, нежели с помощью принятых в механике систем дифференциальных уравнений. Так, например, условие сохранения вещества выражается в равенстве количества ячеек до и после деформации. Условие кусочной непрерывности состоит в том, что все линии, образующие сетку, состоят из конечного числа гладких непрерывных отрезков. Условие совместности сводится к тому, что между ячейками отсутствуют зазоры и перекрытия. В соответствии с принципом локальности существует область, за пределами которой линии, образующие деформационную сетку, вырождаются в горизонтальные и вертикальные прямые.

Задачи, связанные с построением и анализом деформационных сеток можно свести к задачам чисто геометрическим, что позволяет при компьютерном моделировании использовать хорошо разработанный аппарат дифференциальной геометрии. Учитывая свойства деформации, можно утверждать, что каждая линия деформационной сетки, образованная из горизонтально ориентированной прямой, должна описываться гладкой (или, в общем случае, кусочно-гладкой) функцией. В силу принципа локальности существует область, за пределами которой функция вырождается в линейную. Часть кривой находится ниже исходной прямой, а часть выше. В силу условия сохранения объема сумма площадей лежащих выше прямой равна сумме площадей, расположенных ниже. Функцию, описывающую кривую, обладающую такими свойствами, можно представить в виде последовательности полиномов 4–5-й степени. В деформационной сетке линии такого типа должны образовывать непрерывную последовательность, т.е. тем меньше отличаться друг от друга, чем ближе они расположены. При этом, достигая определенного уровня, линии должны вырождаться в горизонтальные прямые. В простейшем виде семейство линий, обладающих

таким свойством виде можно представить уравнением:

$$z = c + \kappa(c)f(x) \quad (3)$$

где c – уровень, определяющий первоначальное положение, z – высотная отметка в настоящее время, функция $f(x)$ описывает максимально искривленную кривую, а коэффициент $\kappa(c)$ – представляет собой функцию, обеспечивающую выполаживание линий по мере приближения к нижней (c_0) и верхней (c_1) границам.

Второе, вспомогательное, семейство линий, соответствующих первоначально вертикальным прямым, должны разбивать линии основного семейства на равновеликие элементы, площади которых равны первоначальным прямоугольным параллелограммам. Уравнения вспомогательных линий определяется неявным выражением:

$$a = x + \frac{\partial \kappa}{\partial c} \Phi(x). \quad (4)$$

где $\Phi(x)$ первообразная функции $f(x)$, a , x – первоначальные и актуальные координаты точек.

С помощью деформационных сеток легко осуществляются преобразования конфигураций. С их же помощью могут описываться деформации, испытавшие несколько этапов. Например, сетка, моделирующая мелкую складчатость, может быть трансформирована сеткой, моделирующей складчатость более высокого порядка и наоборот. При этом разная последовательность преобразований приводит к разным результатам.

При изучении реальных структур выявление и изучение конечных деформаций дает наиболее объективную информацию. Достоверными данными о том, как протекал сам процесс, мы в чаще всего не располагаем. В большинстве случаев с приемлемой точностью оценить длительность процесса невозможно. Не менее трудно определить протекал ли процесс равномерно, шел с нарастанием скорости и резко прекращался, или наоборот, вначале протекал с относительно большой скоростью, а потом медленно затухал. Однако, при численном моделировании конечных деформаций, иметь представление о возможном ходе деформирования, то есть непрерывного процесса [3] крайне важно по нескольким соображениям. Во-первых, необходимо убедиться, что деформация отвечает принципу детерминизма, который выражается в том, что между начальной конфигурацией и конечной конфигурацией должна существовать последовательность промежуточных конфигураций, которые тем меньше отличаются друг от друга, чем ближе они находятся в этой последовательности. Не всякое геометрическое преобразование, отвечающее условиям совместности, непрерывности и сохранению объема может быть представлено в виде указанной последовательности. Во-вторых, моделирование хода деформации позволяет делать предположения о причинно-следственных связях между геологическими структурами, которые наблюдаются в настоящее время, и теми процессами, которые происходят и ли могут происходить в Земле на протяжении геологического времени. В-третьих, численные эксперименты, как и любые эксперименты, могут привести к неожиданным и интересным выводам.

Рассмотрим два подхода к моделированию процесса деформирования.

1. Монотонно нарастающая деформация.

Пусть конечная деформация описывается стекой $\Gamma(h)$, где h – максимальное отклонение от горизонтальной плоскости. Тогда деформирование можно представить в виде последовательности промежуточных сеток $\Gamma_i(h_i)$, где $h_{i+1} = h_i + \Delta h$, $\Delta h = h/N$ – отклонения в промежуточные моменты времени. После N итераций, мы получим конечную деформацию $\Gamma(h)$. Фиксируя положения узловых точек при каждой итерации, можно проследить траектории их перемещения. Как видно из результатов численного эксперимента, эти траектории, ложатся на концентрические кривые, с единым неподвижным центром. Следует обратить внимание, что, в отличие от конвективного механизма [4], когда наличие неподвижного центра закладывается в самом уравнении движения, в уравнениях, описывающих конечную деформацию, такие точки в явном виде не фигурировали.

2. Постоянно действующая деформация.

Пусть деформация, которую можно считать достаточно малой, описывается стекой $\Gamma_1(\Delta h)$. Будем считать, что факторы, вызывающие такую деформацию действуют постоянно в течение достаточно долгого времени. Тогда деформирование можно представить в виде последовательности произведений $(\Gamma_1 \times \Gamma_{i+1})$. После достаточного числа итераций, мы получим конфигурацию, сходную с той, которая получается при моделировании конвективного течения [4]. Существенным отличием конечной деформационной сетки от смежных конвективных ячеек является то, что деформации к краям сетки не возрастают, а убывают. Следовательно, такой вид тектонического течения может реализовываться в замкнутом пространстве, не оказывая заметного влияния на смежные геологические объекты. Как и в предыдущем численном эксперименте, при каждой итерации будем фиксировать положения узловых точек, и таким образом проследим их траектории. Эти траектории также ложатся на концентрические замкнутые кривые, с единым неподвижным центром. При этом длины траекторий по мере удаления от неподвижного центра сначала нарастают, а за тем убывают, сходя на нет на границах сетки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Трусделл К. Первоначальный курс рациональной механики сплошных сред. М.: Мир, 1975. 592 с.
2. Петров А.Н. Математическое моделирование тектонических движений при изучении геологических структур. Магадан: СВКНИИ, 1997. 130 с.
3. Прагер В. Введение в механику сплошных сред. М.: ИЛ, 1963. 311с.
4. Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. М.: КДУ, 2005. 496 с.

ИЗУЧЕНИЕ ДЕФОРМАЦИЙ В УСЛОВИЯХ СКОЛЬЖЕНИЯ ПЛИТ

Петров А.Н.

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН
685000, г. Магадан, ул. Портовая, 16*

Скольжение, или взаимное смещение участков литосферы (блоков, чешуй, плит и т.д.) так или иначе, рассматривается во всех тектонических теориях и гипотезах, вызывая повышенный интерес у многих исследователей. При умозрительных построениях это явление зачастую рассматривается как смещение жестких тел друг относительно друга. Граница между блоками рассматривается как гладкая поверхность, а для простоты чаще всего как плоскость. При этом смещение фиксируется по разобцению реперных точек. По векторам смещения, их направлению и абсолютной величине производится классификация движений и делаются выводы о породивших их силах.

В настоящее время на смену умозрительным построениям, опирающимся главным образом на воображение и интуицию, приходит компьютерное моделирование, базирующееся на измеримых величинах и математически строгих понятиях. При математическом моделировании смещения в замкнутом пространстве друг относительно друга двух и более несжимаемых тел возникает ряд проблем, проигнорировать которые невозможно. Плоскость (поверхность) с математической точки зрения простирается бесконечно. Если смещаемые блоки считать жесткими, т.е. абсолютно твердыми, то смещения, зафиксированные в одной точке блока, будут равны смещениям во всех остальных его точках и должны простираются в бесконечность. Между тем реальные блоки имеют естественные границы, следовательно, речь может идти не о бесконечно продолжающихся поверхностях, а об ограниченных участках поверхностей. В таком случае жесткое поведение блоков невозможно: зафиксированные в одном месте амплитуды смещения должны затухать и вдоль границы между блоками и по мере удаления от нее. Это приводит к выводу о неизбежном наличии связанных деформаций, как на границах блоков, так и внутри них. Без оценки этих деформаций создать непротиворечивую модель невозможно. Для изучения указанных деформаций предлагается использовать деформационные сетки, способы построения которых, разработаны автором [1] и обсуждаются в другом докладе данной конференции.

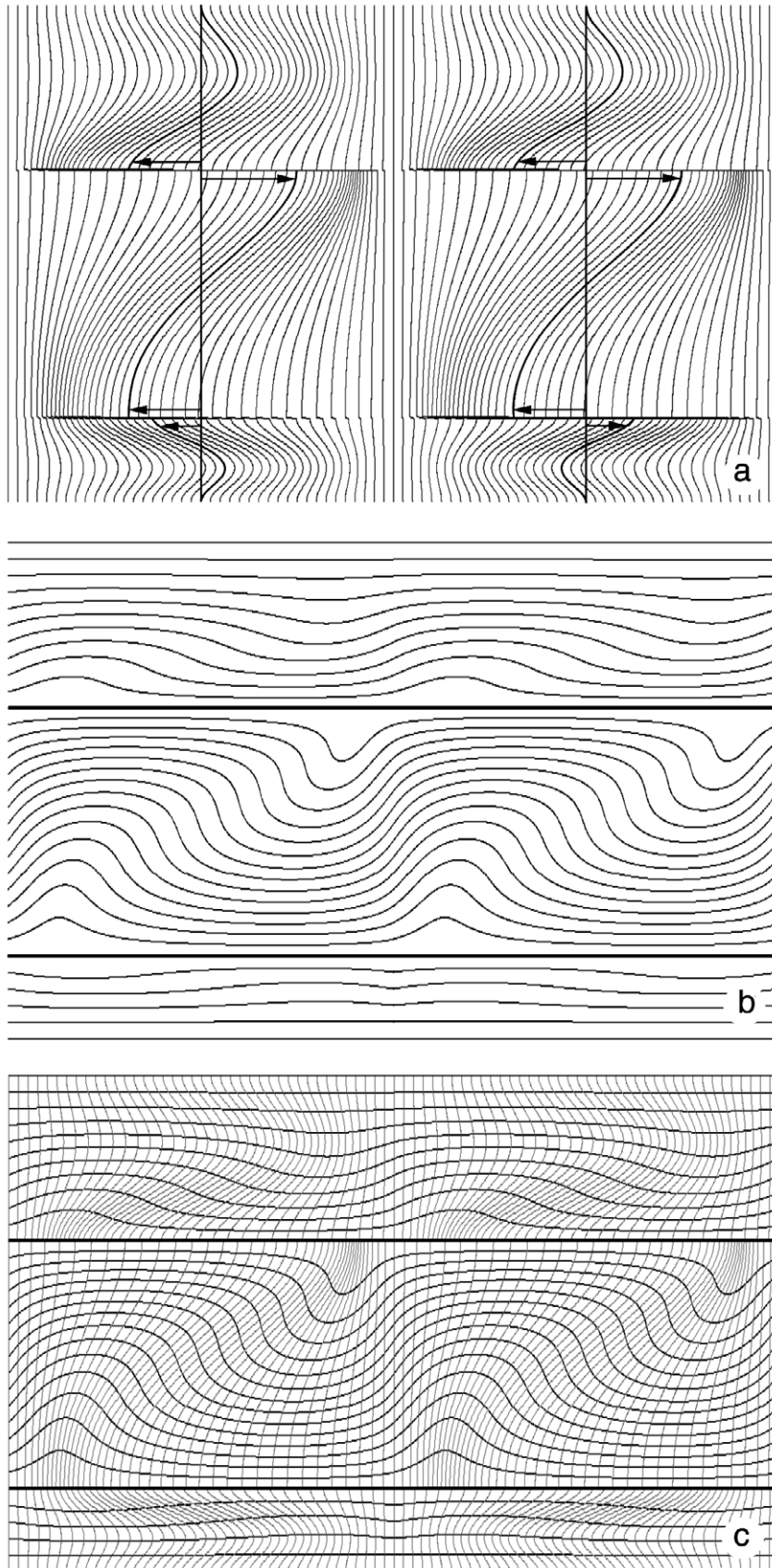


Рис. 1. Смещения в горизонтально залегающих пластинах: а – трансформация вертикально ориентированных линий, б – трансформация линий, первоначально ориентированных горизонтально, с – сетка, описывающая конечные деформации в пластинах.

В основе вычисления деформационных сеток для данного типа движений лежит нахождение функций, описывающих трансформацию плоскостей (в двумерном случае линий), первоначально ориентированных вертикально. Первоначально горизонтальные, вспомогательные, поверхности (линии) вычисляются исходя из условий сохранения объема, кусочной непрерывности, совместности деформаций, принципа локальности, а также условия сохранения объема. Рассмотрим два типа движений.

В первом случае плоскости, разделяющие пластины ориентированы горизонтально. Максимальные смещения фиксируются на границах в горизонтальном направлении, что соответствует послойным срывам. В соответствии с принципом локальности, смещения убывают по мере удаления от того места, где смещения достигают максимальной величины. Кривизна линий деформационной сетки из основного семейства достигает максимальной величины при наибольшем смещении и убывает по мере их убывания, трансформируясь до вертикально ориентированных прямых. При этом линии из второго (вспомогательного) семейства, соответствующие первоначально горизонтальным прямым, тоже трансформируются, отражая складчатость, возникающую внутри пластин. В приведенном примере рассмотрено сечение трех пластин. В средней пластине смещения происходят как на подошве, так и на кровле, причем направлены они в противоположные стороны. В верхней пластине смещения происходят только на подошве и направлены влево. В нижней пластине смещения происходят только в кровле, причем в противоположные стороны (см. рис. 1а). Возникающие при этом складчатые структуры заметно различаются в зависимости от характера смещений на границах (см. рис. 1б). Анализ деформационных сеток (см. рис. 1с) приводит к выводам о характере деформаций, выраженной в смене областей их понижения и повышения, что соответствует участкам концентрации и разряжения напряжений.

Во втором случае граница раздела блоков (плит) ориентирована вертикально, что соответствует сдвигам и трансформным разломам. Моделируются горизонтальные смещения по серии вертикальных плоскостей. На каждой плоскости амплитуда смещения убывает от максимальной величины, сходя на нет по мере удаления к границам. Кривые из основного семейства трансформируются в вертикальные прямые. На плоскостях, параллельных границе между блоками, кривизна кривых постепенно убывает, так же сходя на нет. Результаты численных экспериментов приводят к следующей трехмерной картине (рис. 2). Смещения в блоках приводят к появлению в тылу максимального смещения участков с повышенным горизонтальным растяжением, что выражается в образовании впадин. Перед фронтом возникают участки с повышенными горизонтальными сжатиями, и соответственно, образование поднятий. В данной модели размеры блоков одинаковы по протяженности, ширине и мощности. Это сделано намеренно для того, чтобы более наглядно отобразить общую тенденцию.

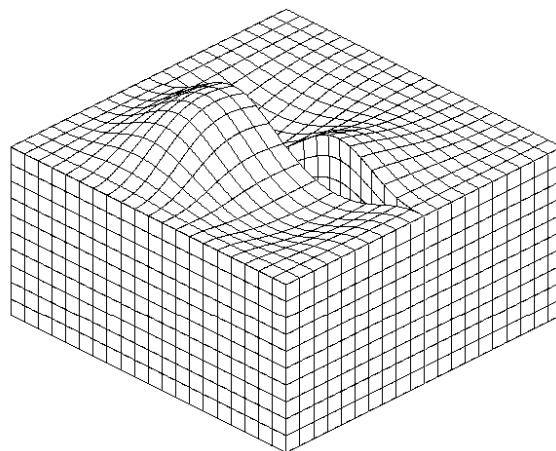


Рис. 2. Трехмерная модель смещения горизонтального смещения в блоках.

ЛИТЕРАТУРА

1. Петров А.Н. Математическое моделирование тектонических движений при изучении геологических структур. Магадан: СВКНИИ, 1997. 130 с.

СТРОЕНИЕ УРГАЛЬСКОГО РАЗЛОМА КЫНДАЛСКОЙ ГРАБЕН-СИНКЛИНАЛИ БУРЕИНСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА (ПО ДАННЫМ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ)

Развозжаева Е.П.

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН
г. Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65*

Кындальская грабен-синклиналь (КГС) является наиболее погруженной частью Буреинского осадочного бассейна. В гравитационном поле ей отвечает отрицательная локальная аномалия. Центральная часть КГС, расположенная в нижнем течении рек Адникан, Дубликан, Солони, Ургал, хорошо изучена сейсморазведкой как наиболее перспективный нефтегазопромысловый объект. На территории КГС пробурено 5 скважин глубиной 3 км и более, в которых зафиксированы нефтегазопроявления, открыто одно газовое месторождение. В основании КГС лежат угленосные отложения верхнеюрской талынджанской свиты и верхнеюрско-нижнемеловой ургальской серии, выходящие на поверхность в обрамлении КГС [1]. КГС сложена, в основном, нижнемеловыми отложениями чагдамынской, чемчукинской, йорикской и кындальской свит континентально-го и прибрежно-морского генезиса общей мощностью 3-4 км.

КГС имеет преимущественно разломные ограничения, в южной части северо-восточного простирания, в центральной и северной частях – субмеридионального. По данным [2] КГС формировалась в условиях присдвигового растяжения. С юго-востока ограничением КГС является Ургальский разлом (УР). УР играет ведущую роль в формировании КГС. Изучение структуры разлома актуально в прикладном аспекте, поскольку к нему приурочены антиклинальные локальные структуры, рассматриваемые как перспективные объекты для поисков углеводородного сырья. Фрагментарно УР выражен в рельефе и в поле δg – гравитационной ступенью [3].

По сейсморазведочным данным УР выделяется достаточно уверенно. На поперечных сейсмических разрезах он распознается как граница между осадочным комплексом КГС, выраженным в волновом поле четкими отражающими границами, и немой толщей, отвечающей обрамлению КГС (рис. 1, 2). Очевидно, что в период формирования КГС УР являлся сбросом или сдвиго-

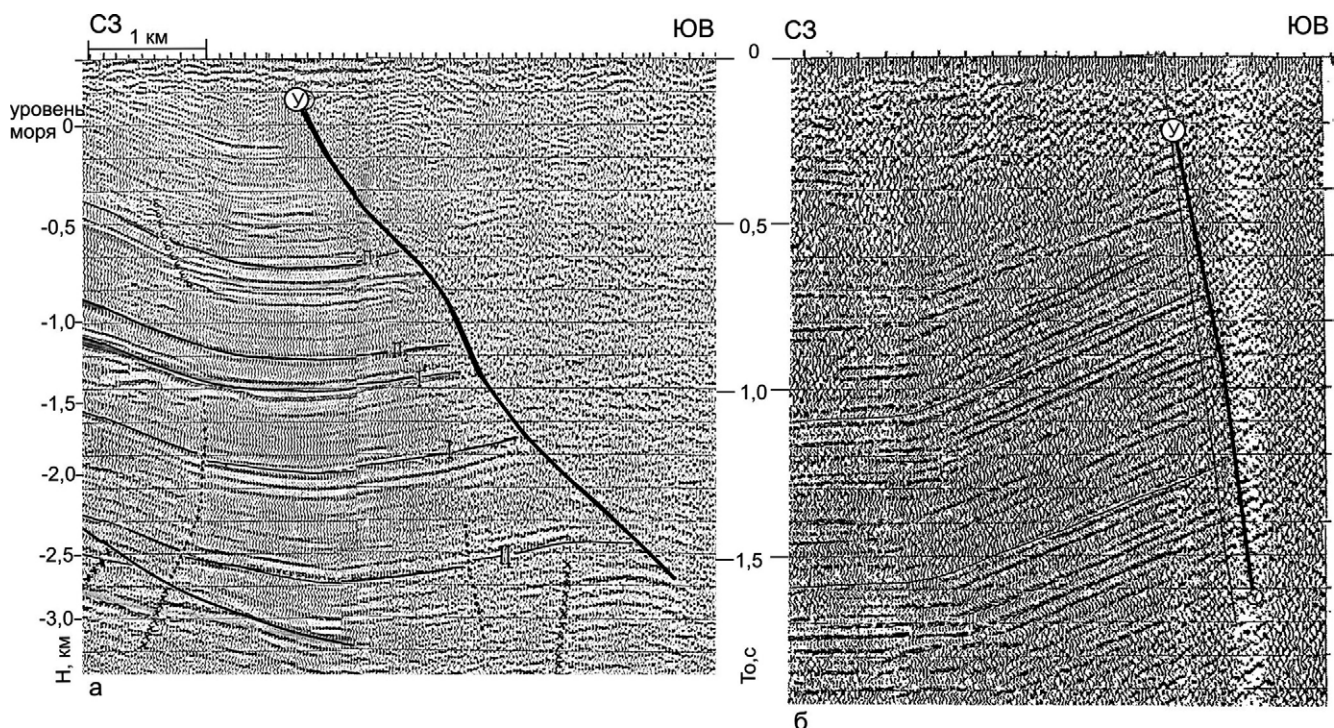


Рис. 1. Строение Ургальского разлома в поле отраженных волн: а – в южной части Кындальской грабен-синклинали (сейсмический профиль 02); б – в ее северной части (сейсмический профиль 44).

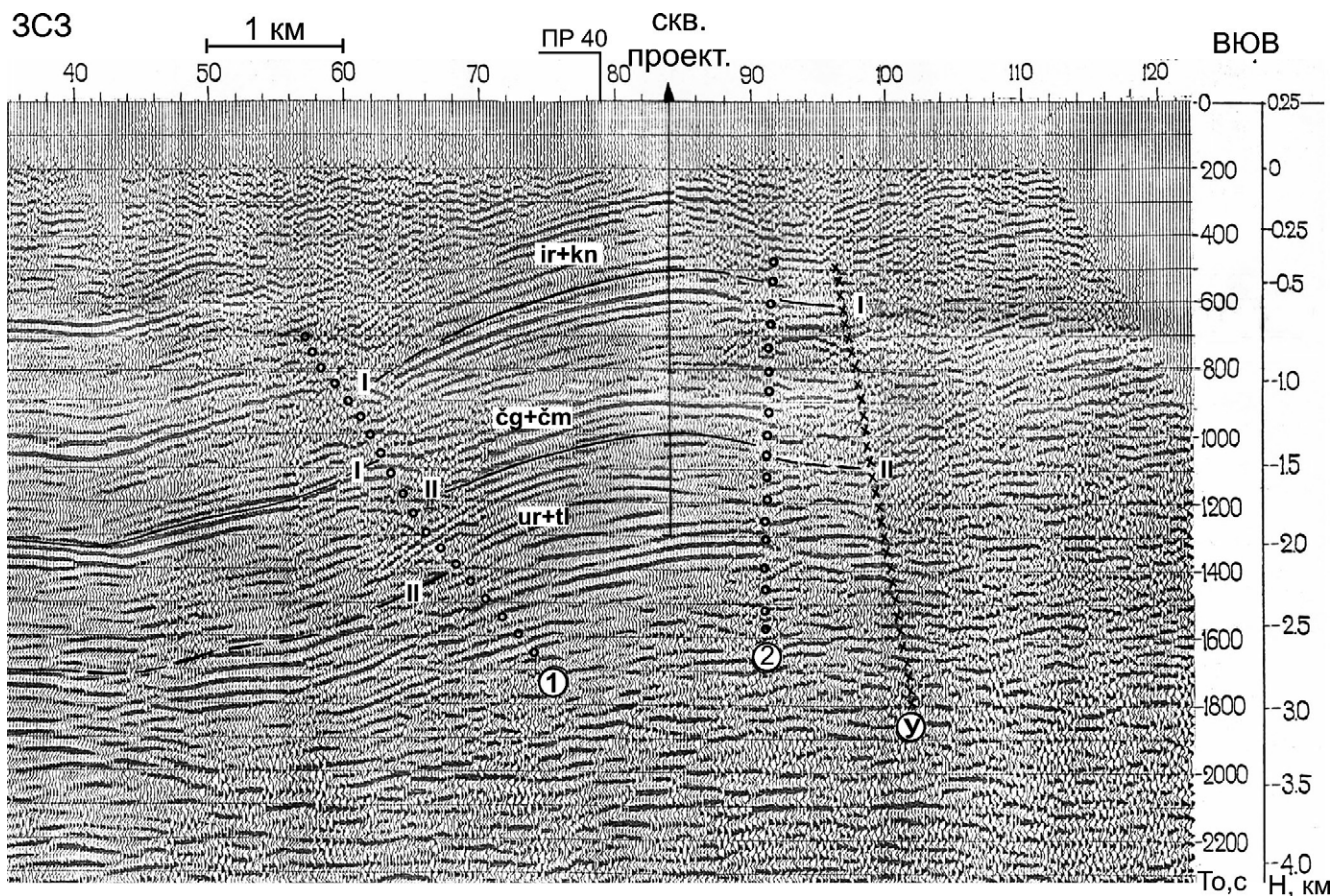


Рис. 2. Временной разрез по сейсмическому профилю 37, пересекающему Дубликанскую антиклинальную структуру (по Токаревой Л.А., 1987 г.).

Разломы: основные – буквы в кружках (У – Ургальский разлом); второстепенные – цифры в кружках.

сбросом. Однако на сейсмических разрезах южной части, в междуречье Адникана и Южной Эльги, УР выглядит как надвиг, сместитель которого наклонен на юго-восток (рис. 1а). Севернее разлом становится более крутопадающим (рис. 1б). К разлому примыкают антиклинальные, реже синклиналильные складки (рис. 2). На антиклинальных структурах фиксируется разрыв верхних осадочных слоев. На некоторых поперечных и субширотных профилях в западном направлении также виден подъем и разрыв верхней части разреза. Надвиговый характер УР, разрыв верхних осадочных слоев, наличие складчатых структур, свидетельствуют, что на постседиментационном этапе КГС претерпела сжатие. При этом складки, в основном, локализовались в зоне УР. Это Ургальская, Солонийская, Дубликанская (рис. 2) и Урканская антиклинальные структуры. На структурных схемах, построенных по отражающим горизонтам (ОГ), установлено положение УР и оперяющих его разломов в плане. В южной части наблюдается сужение КГС, появляются дополнительные складки и разломы. Направление УР изменяется с субмеридионального, где на сейсмических разрезах УР имеет субвертикальный сместитель, на северо-восточное с надвиговым характером разлома.

Локальные изменения направления УР, вероятно, связаны с сопряженными сдвигами субширотного направления, которые трудно диагностируются на сейсмических разрезах, но выявлены в современном рельефе и гравитационном поле. В рельефе на выровненных заболоченных участках УР не выделяется, но в низкогорной части фрагментарно прослеживается. В междуречьях Дубликан – Адникан, Эльга – Адникан по данным дешифрирования распознается главный шов УР и ступенчато смещающие его разломы северо-восточного и близширотного простирания. Хорошо выражены поперечные разломы вдоль рек Солони и Дубликан. По данным интерпрета-

ции гравитационного поля [3] также предполагается наличие поперечных субширотных сдвигов.

На основании анализа сейсмических временных разрезов можно сделать следующие предварительные выводы. КГС сформировалась в узле сопряжения северо-восточных и субмеридиональных разломов – правосторонних сдвигов. Вдоль УР на этапе осадконакопления происходили сбросо-сдвиговые дислокации. В постседиментационный период, вероятно, в позднем мелу, произошла инверсия, растяжение сменилось сжатием в направлении СЗ-ЮВ, что привело к формированию антиклинальных и синклинальных складок. УР, вдоль которого в период седиментации происходили сбросовые дислокации, на этапе инверсии – сжатия КГС становится взбросом, а в южной части – надвигом. Южная часть КГС северо-восточного простирания претерпела максимальное сжатие. По данным гравиметрии [3] и дешифрирования аэрофотоснимков во время инверсии проявились также преимущественно субширотные (от ЗСЗ до ВСВ) правосторонние сдвиги.

Работа выполнена в рамках научных проектов: ОНЗ РАН-1 «Геология, глубинное строение, оценка УВ потенциала осадочных бассейнов Восточноазиатской континентальной окраины на новой методологической основе», проект 09-1-ОНЗ-21 и «Геодинамика северо-западного обрамления Палеоокеана в мезозое и кайнозое», проект 09-1-ОНЗ-01.

ЛИТЕРАТУРА

1. Варнавский В.Г., Крапивенцева В.В. Палеогеографические критерии формирования нефтегазоносности Верхнебуреинской впадины // Тихоокеан. геология, 1994. № 6. С. 107-121.
2. Кириллова Г.Л. Позднемезозойские-кайнозойские осадочные бассейны континентальной окраины юго-восточной России: геодинамическая эволюция, угле- и нефтегазоносность // Геотектоника, 2005. № 5. С. 62-82.
3. Рейнлиб Э.Л. Тектоника Буреинского прогиба // Тихоокеан. геология, 1987. № 2. С. 78-84.

ГЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОДВОДНЫХ ВУЛКАНОВ ТИХООКЕАНСКОЙ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА

Рашидов В.А.

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН
г. Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийпа, 9*

В Тихоокеанской зоне перехода (ТЗП) в настоящее время происходят интенсивные геологические процессы, поверхностным проявлением которых являются активный вулканизм и высокая сейсмичность. Современная подводная вулканическая деятельность ТЗП приурочена к островным дугам и окраинным морям. Это, по сути, различные геотектонические типы вулканизма, отличающиеся условиями проявления, характером извержений, составом изверженных продуктов и другими особенностями. Для вулканов островных дуг характерны породы известково-щелочной серии от базальтов до дацитов. В окраинных морях развиты толеитовые и щелочные базальты, трахибазальты и ферробазальты. Для подводных вулканов, вершины которых располагаются глубже первых сотен метров, характерны лавовые излияния. Эксплозивные извержения резко преобладают у субаквальных вулканов.

Особое место в ряду методов, применяемых для изучения подводного вулканизма, занимают геомагнитные исследования. Анализ карт аномального магнитного поля открывает путь к изучению строения вулкана, его эволюции и возраста образования, тектоники районов исследования и к поиску новых вулканических построек. Он также позволяет судить о природе проявлений подводной вулканической деятельности и рудообразовании в изученных регионах. Изучение контрастных магнитных свойств горных пород, слагающих подводные вулканы, помогает получать сведения об условиях их образования.

Как правило, наблюдается хорошая корреляция аномального магнитного поля подводных вулканов с их современным рельефом. К вулканическим постройкам приурочены локальные аномалии, не нарушающие общую структуру аномального магнитного поля. Иногда отмеченные

локальные аномалии осложнены дополнительными экстремумами, связанными с разноглубинными вулканическими телами, отдельными экструзиями и поздним перемагничиванием магматического материала. Наблюдаемые над подводными вулканами локальные аномалии представляют собой суперпозицию магнитного эффекта от самой вулканической постройки и ее «корней».

При комплексных вулканологических исследованиях с борта НИС «Вулканолог» были открыты подводные вулканы в островных дугах Курильской и Кермадек, в Южно-Китайском море (Рашидов, 2007). Выделена зона трещинных подводных излияний в Новогвинейском море (Горшков и др., 1984). Иногда из всего применяемого на НИС «Вулканолог» комплекса исследований гидромагнитная съемка являлась единственным действенным методом обнаружения подводных вулканов.

Разработанная технология количественной интерпретации материалов гидромагнитной съемки в комплексе с эхолотным промером, непрерывным сейсмоакустическим профилированием и анализом естественной остаточной намагниченности и химического состава драгированных горных пород, позволила проводить интерпретацию непосредственно по исходным данным, не прибегая к некорректной процедуре их восстановления в узлах регулярной сети (Блох и др., 2010; Рашидов, 2010). С помощью этой технологии изучено строение подводных вулканов ТЗП и выявлены лавовые потоки, лавовые пробки, вершинные кальдеры. Оценены масштабы, формы, а в ряде случаев определена и стадийность проявления подводной вулканической деятельности. Установлены возможные местоположения магматических камер и направления подводящих каналов для подводных вулканов Курильской островной дуги.

В результате обобщения, систематизации и интегрированного анализа полученных данных установлено, что в пределах островных дуг ТЗП преобладают излияния центрального типа. Подводные вулканы, представляющие собой изолированные постройки, массивы и группы, отчетливо проявляются в аномальном магнитном поле (ΔT) а наличием локальных аномалий, приуроченных к вулканическим постройкам (Рашидов, 2007, 2010). В высоких широтах доминируют изометричные аномалии, но встречаются и вытянутые формы. В средних и низких широтах преобладают дипольные аномалии магнитного поля. Размеры аномалий, как правило, сопоставимы с размерами вулканических построек. Амплитуда их может достигать 3000 нТл, а горизонтальный градиент поля нередко превышает 200 нТл/км.

В окраинных морях выявлены подводные вулканические зоны, в пределах которых преобладают трещинные излияния. Эти зоны хорошо выделяются по интенсивным знакопеременным аномалиям магнитного поля (Рашидов, 2007, 2010).

В островной дуге Кермадек открыт и исследован действующий вулкан Вулканолог, сложенный, вероятнее всего, породами дациандезитового состава и лишь сверху перекрытый маломощной коркой органогенного известняка.

В Соломоновой островной дуге детально изучен один из наиболее активных подводных вулканов ТЗП – Ковачи, входящий в состав одноименной вулканической группы. Сделано заключение о наличии подводного вулкана к югу от острова Симбо и об отсутствии подводного вулкана Кук.

В Марианской островной дуге изучены три действующих подводных вулкана. Установлено, что постройка вулкана Эсмеральда сложена, преимущественно порфиоровыми базальтами и андезибазальтами, а афировые андезибазальты, обладающие высокой естественной остаточной намагниченностью, характерны лишь для последних извержений и создают локальные магнитные аномалии в прикратерной части. Отмеченный ряд экстремумов аномального магнитного поля (ΔT) а над вулканом Фукудзин вызван соммой, а основным источником магнитной аномалии, зафиксированной над вулканом Минами-Хиоси, является лавовая пробка, расположенная в верхней части вулканической постройки.

В Идзу-Бонинской островной дуге глубоководная стадия проявления подводной вулканической деятельности группы Софу характеризуется базальтовым вулканизмом, промежуточная – андезибазальтовым, мелководная – эксплозивно-эффузивным дациандезитовым, а вулканические

постройки группы образовались в момент экскурса геомагнитного поля.

В Курильской островной дуге открыты новые подводные вулканы в пределах вулканического массива Эдельштейна и к западу от острова Парамушир (Бондаренко и др., 1994; Рашидов, Бондаренко, 2003). Выявлены подводные кальдеры в вулканическом массиве Черных Братьев и прослежена его эволюция. Сделаны предположения о возможной газогидротермальной активности в вулканическом массиве Черных Братьев и на подводном вулкане Крылатка. Определен возраст формирования ряда подводных вулканов.

Для центральной части Новогвинейского моря характерны трещинные подводные излияния, формирующие горизонтально залегающие лавовые покровы без образования вулканических построек. Возраст этой зоны не древнее 2.4 млн. лет, а площадь – 10000 км² (Горшков и др., 1984).

Установлено, что на шельфе Южно-Китайского окраинного моря в пределах западной краевой части субмеридионального линеамента (108-110° в.д.) ареальный позднекайнозойский подводный вулканизм фрагментарно проявляется на расстоянии > 700 км. Продукты его деятельности распространены на площади ~ 3400 км². Выявлены три участка позднекайнозойской подводной вулканической деятельности, на двух из которых вулканизм проявляется и на островах. Здесь идентифицированы вулканические постройки, размеры которых не превышают 3 км в диаметре и 200 м по высоте (Рашидов, 2007, 2010). Наблюдается выдержанность преобладающих направлений зон линейных магнитных аномалий и системы разломов, с которыми, скорее всего, связана вулканическая деятельность. Отмечена хорошая корреляция данных гидромагнитной съемки и спутниковых магнитных измерений (Колосков и др., 2003).

На основе интегрированного анализа данных комплексных геолого-геофизических исследований, выполненных в рейсах НИС «Вулканолог», большого числа литературных источников и материалов из сети Интернет составлен «Каталог позднекайнозойских подводных вулканов Тихого океана», содержащий сведения о 316 подводных вулканах (http://www.kscnet.ru/ivs/grant/grant_04/catalogue.html), с которым сопряжены данные об объемах 124-х вулканов, оригинальные данные о намагниченности пород 23-х и сведения о химическом составе пород 83-х подводных вулканов. Каталог предоставляет исследователям уникальные информационные возможности для изучения подводного вулканизма.

Анализ имеющегося материала показал, что над 16.7% позднекайнозойских подводных вулканов Тихого океана отмечены отрицательные аномалии магнитного поля (ΔT)а (Рашидов, 2010). Над 13% – положительные аномалии с амплитудой до 100 нТл. На долю вулканов, над которыми зафиксированы положительные аномалии с амплитудами 101-200 и 401-501 нТл, приходится по 10%. У 29.5% вулканов вершины расположены на глубинах 0-200 м. 26% составляют вулканы с относительной высотой от 501 до 1000 м, а 41% – с размером основания от 5.1 до 10 км. На долю подводных вулканов, с объемом построек от 1 до 50 км³ приходится 55.6%.

Оригинальный фактический материал, собранный при проведении исследований в рейсах НИС «Вулканолог» существенно дополнил имеющиеся представления о строении ТЗП. Обнаружены современные подводные вулканы в островных дугах и окраинных морях. Выполнены комплексные исследования 125 позднекайнозойских подводных вулканов и установлены закономерности проявления подводного вулканизма в различных регионах ТЗП (Рашидов, 2010).

Для некоторых островодужных подводных вулканов выделены отдельные лавовые потоки, вершинные кальдеры и лавовые пробки, магматические камеры и подводящие каналы.

В окраинных морях выявлены зоны трещинных подводных излияний.

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН (проект 09-III-A-08-427).

ЛИТЕРАТУРА

1. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А. История геомагнитных исследований подводных вулканов Курильской островной дуги // Материалы Всероссийской конференции, посвященной 75-летию Камчатской вулканологической станции / Отв. ред. академик Е.И. Гордеев. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2010. С. 6-10. (http://www.kscnet.ru/ivs/slsecret/75-KVS/Material_conferenc/art2.pdf).

2. **Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Селиверстов Н.И., Шкира В.А.** Подводный вулкан к западу от о-ва Парамушир // Вулканология и сейсмология, 1994. № 1. С. 13-18.
3. **Рашидов В.А., Бондаренко В.И.** Подводный вулканический массив Эдельштейна (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология, 2003. № 1. С. 3-13.
4. **Горшков А.П., Иваненко А.Н., Рашидов В.А.** Гидромагнитные исследования подводных вулканических зон в окраинных морях Тихого океана (на примере Новогвинейского и Южно-Китайского морей) // Тихоокеанская геология, 1984. № 1. С. 13-20.
5. **Колосков А.В., Рашидов В.А., Гатинский Ю.Г. и др.** Исследования вулканизма шельфовой зоны Вьетнама морскими, наземными и спутниковыми методами // Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога. 1-2 апреля 2003 г. Петропавловск-Камчатский: изд-во фонда «Наука для Камчатки», 2003. С. 9-15.
6. **Рашидов В.А.** Геомагнитные исследования подводных вулканов с борта НИС «Вулканолог» // Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога. 28-31 марта 2007 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2007. С. 289-300.
7. **Рашидов В.А.** Геомагнитные исследования при изучении подводных вулканов островных дуг и окраинных морей западной части Тихого океана. Автореф. дисс. канд. тех. наук. Петропавловск-Камчатский, 2010. 27 с.

НОВЫЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА РОЛИ ФЛЮИДА И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРЕВРАЩЕНИЙ В СЕЙСМИЧНОСТИ И В ГЕОТЕКТОНИКЕ

Родкин М.В.^{1,2}

¹*Международный институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики
г. Москва, ул. Профсоюзная, 84/32, Россия*

²*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН
693022, г. Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1б, Россия*

Согласно существующим представлениям, сеймотектонические процессы в значительной степени связаны с флюидным режимом земных недр, обуславливаясь резким уменьшением прочности пород в присутствии флюида. Флюид играет также важную роль как катализатор твердотельных метаморфических превращений, многие из которых в отсутствие флюида при относительно невысоких температурах литосферы оказываются замороженными. Флюидный режим характеризуется не только концентрацией флюида, но и величинами смачивания породы флюидом и структурой порового пространства. В работе [7] продемонстрирована низкая смачиваемость породы водным и углеводородным флюидом в равновесных условиях, в [5] оцениваются эффекты изменения физических свойств горной породы при различных концентрациях флюида и разной смачиваемости. В монографии и публикациях [2, 6 и др.] описан комплекс ожидаемых изменений характера взаимодействия флюид-порода в связи с твердотельными метаморфическими превращениями вещества литосферы. Многие из особенностей режима глубинного флюида остаются, однако, непонятными. В частности, по-прежнему не ясна природа выявляемых резких вариаций проницаемости и подвижности глубинного флюида. Так, например, Э. Редер пишет ([1], с. 191): «Подвижность метаморфических флюидов представляет для нас парадокс. Если в одних сериях метаморфических пород наблюдаются многочисленные доказательства быстрого движения флюидов, то в других обнаруживаются доказательства почти полного отсутствия их миграции в течение миллионов лет».

С физической точки зрения наиболее ясен характер изменения режима водного флюида с глубиной, в связи с ростом всестороннего давления и развитием различных реакций дегидратации. Эти вопросы были рассмотрены в работах В.Н. Николаевского, С.Н. Иванова, в монографии [4] и многими другими авторами. Были установлены предполагаемые интервалы глубин развития основных реакций дегидратации вещества литосферы и изменения в характере взаимодействия флюид-порода с глубиной. Естественно ожидать, что изменения в характере взаимодействия флюид-порода должны проявляться в сейсмическом режиме. Действительно, был выявлен эффект вызванной сейсмичности и установлено, что землетрясения областей современного вулканизма и активной гидротермальной деятельности характеризуются относительно меньши-

ми значениями кажущихся и сброшенных напряжений и большими значениями наклона графика повторяемости. Но этим, по-видимому, и ограничивались известные до недавнего времени сейсмические свидетельства в пользу важной роли флюидного режима в сейсмическом режиме. Ниже описывается ряд новых свидетельств важной роли глубинных флюидов и процессов метаморфизма в сейсмичности.

Для работы использовались мировой Гарвардский каталог сейсмических моментов и ряд каталогов землетрясений. Анализировалась (подробно методика описана в [3]) изменчивость с глубиной величин наклона графика повторяемости землетрясений, значений кажущихся напряжений σ_a , различий глубины ΔH и времени событий Δt по данным о первых вступлениях и по результатам определения сейсмического момента, разности магнитуд $m_b - m_w$, плотность числа событий ρ . Время и глубина гипоцентра характеризуют начало вспарывания очага; время и глубина землетрясения по решению сейсмического момента отвечают «центру тяжести» процесса излучения сейсмических волн. То есть, время запаздывания Δt характеризует полу-продолжительность землетрясения, а разница значений глубины события ΔH характеризует полу-протяженность очага по глубине и направление процесса вспарывания (вверх или вниз). Разность $m_b - m_w$ характеризует относительное развитие в очаге высокочастотных колебаний (используемых при определении магнитуды m_b) и низкочастотных, используемых для определения сейсмического момента M_0 и моментной магнитуды m_w .

Землетрясения сортировались в порядке увеличения глубины, и анализировались средние характеристики групп землетрясений с близкими значениями глубины. Уже сопоставление средних (приведенных к аналогичным глубинам) значений сейсмических параметров для континентальных землетрясений и событий зон субдукции и для землетрясений зон срединно-океанических хребтов выявляет значимое их различие. Землетрясения зон СОХ отличаются меньшими значениями кажущихся напряжений и величин $m_b - m_w$ и большей длительностью сейсмического процесса. При этом для континентальных землетрясений и событий зон субдукции несколько более характерно развитие очага вверх, а для событий зон СОХ подавляющее число разрывов развивается в направлении увеличения глубины. Такое различие может интерпретироваться как указание на большую роль флюидной компоненты в очагах землетрясений зон СОХ (представленного здесь преимущественно расплавом), а также как указание на различие состава флюида (преимущественно расплав в зонах СОХ, и жидко-газовый флюид в очагах приуроченных к зонам субдукции невулканических землетрясений).

Для неглубоких землетрясений зон коллизии и приуроченных к зонам субдукции выявляется заметное различие средних значений параметров для очагов развивающихся вверх (глубина по решению сейсмического момента меньше глубины гипоцентра) и вниз. Величины кажущихся напряжений, разницы $m_b - m_w$ и полу-продолжительности событий оказываются (в среднем) заметно меньшими для землетрясений с развитием процесса вспарывания вверх (что может обуславливаться наличием в очаговой области легкого флюида, прорывающегося в область меньших давлений и стимулирующего развитие очага в этом направлении).

Слабее выраженные тенденции различия параметров очагов, развивающихся вверх или вниз, наблюдаются и для глубоких землетрясений. Отсюда можно предположить, что наличие флюидной компоненты низкой плотности характерно не только для коровых землетрясений, но и для событий, реализующихся на глубинах 30-100 км и даже для глубоких землетрясений.

Убедительные свидетельства роли глубинных флюидов выявляются при исследовании афтершоковых последовательностей ряда сильных землетрясений как приуроченных к зонам субдукции так и внутриплитовых. Показано, что эти афтершоковые последовательности представляют собой совокупность трендовых изменений постшоковой активности и относительно кратковременных эпизодов резко повышенной сейсмической активности. Некоторые из таких всплесков сейсмичности соответствуют реализации сильных повторных толчков и их афтершоковых после-

довательностей. Всплески активности афтершокового процесса, (почти всегда) сопровождаются уменьшением средней глубины событий, уменьшением значений *b*-value и величин фрактальной размерности. Происхождение таких всплесков наиболее естественно связать с эпизодами прорыва к поверхности масс глубинных флюидов.

Роль метаморфических превращений четко проявляется в характере распределения скоростей сейсмических волн и величин эффективной вязкости земных недр как в связи с режимом глубинных флюидов так и в предположительно сухих условиях. Недавними работами ряда авторов убедительно показано наличие аномалий физических свойств вещества, ассоциирующихся с глубинами основных фазовых превращений вещества верхней мантии, т.е., в условиях, когда роль глубинных флюидов, по-видимому, минимальна. А именно, было показано, что к интервалам глубин 400 и 600 км приурочены резкие уменьшения величин эффективной вязкости и скоростей упругих волн. Локализованные области резкого падения вязкости маркируются также резкими изгибами погружающихся литосферных плит. При этом выявляется, что наиболее подвержены резким изгибам более древние и потому предположительно более холодные и мощные плиты.

Подводя итог, заключаем, что полученные данные свидетельствуют в пользу присутствия флюида малой плотности во всем диапазоне глубин сейсмоактивных областей тектоносферы. Выявляются также новые свидетельства роли метаморфических (в частности, фазовых) превращений вещества земных недр в геодинамике и сейсмотектонике, в частности, в сейсмотектонике зон субдукции. Роль глубинных флюидов и метаморфических превращений наиболее ярко проявляется в связи с процессами субдукции, где реакции гидратации и дегидратации вещества и иные твердотельные превращения протекают наиболее интенсивно.

Работа поддержана Российским фондом фундаментальных исследований, грант № 11-05-00663.

ЛИТЕРАТУРА

1. Редер Э. Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1987. Т. 2. 380 с.
2. Родкин М.В. Роль глубинного флюидного режима в геодинамике и сейсмотектонике. М.: Нац. Геоф. ком., 1993а. 194 с.
3. Родкин М.В. Изменения характера сейсмичности с глубиной: новые эмпирические соотношения и их интерпретация. Физика Земли, 2004. № 10. С. 42-53.
4. Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 436 с.
5. Hyndman R.D., Shearer P.M. Water in the lower continental crust: modeling magnetotelluric and seismic reflection results. Geophys. J. Int., 1989. V. 93. P. 343-365.
6. Rodkin M.V. Crustal earthquakes induced by solid-state transformations: a model and characteristic precursors // J. of Earthquake Prediction Research, 1995. V. 4. N. 2. P. 215-223.
7. Watson E.B., Brenan J.M. Fluids in the lithosphere. 1. Experimentally-determined wetting characteristics of CO₂-H₂O fluids and their implications for fluid transport, host-rock physical properties, and fluid inclusion formation // Earth and Planet. Sic. Lett., 1987. V. 85. N. 4. P. 497-515.

**3D ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СТРУКТУРЫ ТЕПЛОвого ПОТОКА
НА ГРАНИЦЕ АСТЕНОСФЕРА – ЛИТОСФЕРА**

Четырбоцкий А.Н.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН

г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159, Chetyrbotsky@yandex.ru

Актуальность изучения структуры теплового потока в зоне контакта этих геосфер обусловлена значимостью его функций, в область действия одной из которых состоит в инициации и последующей работе механизма динамики континентов. В многочисленных публикациях по данной тематике обычно полагается случай транзита теплового потока тепла через границу астеносфералитосфера (здесь для ее обозначения используется принятая аббревиатура МОВ (core-mantle boundary)), без каких либо его изменений при переходе этой границы. Между тем представляется естественным, что динамика тепла определяется: его притоком с ближнего к границе слоя астеносферы, последующим кондуктивным оттоком в слой литосферы и рассеиванием некоторой его части вдоль границы, расходами тепла на плавление вещества литосферы [2]. На должном физическом уровне не рассматриваются вопросы математической формализации динамических условий в зоне контакта реологически контрастных сред. Обычно принимается, что литосфера должна повсеместно подстилаться астеносферой, вязкость которой на один-два порядка меньше таковой у литосферы (10^{19} - 10^{20} П против 10^{21} П). Между тем, именно здесь создаются условия для плавления вещества литосферы. На его реализацию затрачивается определенная тепловая энергия. При этом отдельные участки нижней границы литосферы представляют собой экранирующую для тепла зону. Важность такого рассмотрения обусловлена проблемами изучения цикличности функционирования присутствующих в астеносфере магматических очагов. Представляется, что именно на этой границе как раз создаются такие условия. Кроме того, как правило, выполняется 2D численное моделирование, что увязывают с трудностями вычислительного характера.

Модельным представлением верхней мантии здесь, как и обычно, выступает вязкая несжимаемая жидкость в поле силы тяжести. При этом полагается непрерывность границы астеносфера – литосфера или, что литосфера везде подстилается астеносферой. Поскольку вещество Земли имеет высокую вязкость, то для численного моделирования конвекции используются уравнения Стокса в приближении Обербека-Буссинеска. В сферической геометрии уравнения модели определяются уравнениями [1]

$$\frac{1}{r^2} \frac{\partial(U_r r^2)}{\partial r} + \frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial(U_\theta \sin \theta)}{\partial \theta} + \frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial(U_\varphi)}{\partial \varphi} = 0, \quad (1)$$

где $U = (U_r, U_\theta, U_\varphi)$ вектор скорости в сферической системе координат. Уравнения движение в среде с переменной вязкостью, действия гравитации и слабом действии инерционных эффектов (их влиянием можно пренебречь) принимаются в виде [1]

$$\begin{aligned} \frac{\partial P}{\partial r} + \rho \frac{\partial \Phi}{\partial r} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial(\tau_{rr} r^2)}{\partial r} + \frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial(\tau_{r\theta} \sin \theta)}{\partial \theta} + \frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial \tau_{r\varphi}}{\partial \varphi} - \frac{\tau_{\theta\theta} + \tau_{\varphi\varphi}}{r} - \delta \rho g_0 = 0 \\ -\frac{1}{r} \frac{\partial P}{\partial \theta} + \rho \frac{1}{r} \frac{\partial \Phi}{\partial \theta} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial(\tau_{r\theta} r^2)}{\partial r} + \frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial(\tau_{\theta\theta} \sin \theta)}{\partial \theta} + \frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial \tau_{\theta\varphi}}{\partial \varphi} + \frac{\tau_{r\theta}}{r} - \frac{\tau_{\varphi\varphi} \cot \theta}{r} = 0 \quad (2) \\ -\frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial P}{\partial \varphi} + \rho \frac{1}{\sin \theta} \frac{\partial \Phi}{\partial \varphi} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial(\tau_{r\varphi} r^2)}{\partial r} + \frac{1}{r} \frac{\partial \tau_{\theta\varphi}}{\partial \theta} + \frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial \tau_{\varphi\varphi}}{\partial \varphi} + \frac{\tau_{r\varphi}}{r} + \frac{2\tau_{\theta\varphi} \cot \theta}{r} = 0, \end{aligned}$$

где P – давление, Φ – возмущение гравитационного потенциала, g – гравитационное ускорение, τ – девиатор тензора напряжения и $\delta \rho$ – возмущение плотности. Элементы девиатора тензора

напряжений Ньютоновской жидкости с вязкостью $\eta = \eta(r, \theta, \varphi, T)$ записываются в виде

$$\begin{aligned} \tau_{rr} &= 2\eta \frac{\partial U_r}{\partial r}, \quad \tau_{r\theta} = \eta \left(-\frac{U_\theta}{r} + \frac{\partial U_\theta}{\partial r} + \frac{1}{r} \frac{\partial U_r}{\partial \theta} \right), \quad \tau_{r\varphi} = \eta \left(-\frac{U_\varphi}{r} + \frac{\partial U_\varphi}{\partial r} + \frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial U_r}{\partial \varphi} \right), \\ \tau_{\theta\theta} &= 2\eta \left(-\frac{U_\theta}{r} + \frac{\partial U_\theta}{\partial r} + \frac{1}{r} \frac{\partial U_r}{\partial \theta} \right), \quad \tau_{\theta\varphi} = \eta \left(-\frac{U_\varphi \cot \theta}{r} + \frac{1}{r} \frac{\partial U_\varphi}{\partial \theta} + \frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial U_\theta}{\partial \varphi} \right), \\ \tau_{\varphi\varphi} &= 2\eta \left(\frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial U_\varphi}{\partial \varphi} + \frac{U_r}{r} + \frac{U_\theta \cot \theta}{r} \right). \end{aligned} \quad (3)$$

Распределение температуры $T = T(r, \theta, \varphi)$ в астеносфере определяется уравнением

$$c_A \rho_A \left[\frac{\partial T}{\partial r} + (U \circ \nabla) T \right] = \nabla \circ (D \nabla T), \quad \nabla \equiv \frac{1}{r^2} \frac{\partial r^2}{\partial r} + \frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial \sin \theta}{\partial \theta} + \frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \varphi}, \quad (4)$$

где сомножители в левой части (4) есть теплоемкость и плотность вещества астеносферы; D коэффициент диффузии вещества астеносферы (для простоты принимается *const*); вторая строка (4) выражение оператора Лапласа в сферической системе координат. Поскольку в геодинамике принимается отсутствие конвективного течения вещества литосферы, то в ней соответствующая вертикальная компонента скорости полагается равной нулю.

Согласно [2] распределение тепла на МОВ определяется соотношением

$$c_A \rho_A \left[\frac{\partial T}{\partial r} + (U \circ \tilde{\nabla}) T \right] = \nabla \circ (D \tilde{\nabla} T) - \gamma T, \quad \tilde{\nabla} \equiv \frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial \sin \theta}{\partial \theta} + \frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \varphi}, \quad (5)$$

где γ – неотрицательный коэффициент пропорциональности (в общем случае функция динамических переменных модели). Начальные и граничные условия для задачи (1)-(5) принимаются стандартным образом [3]. Для численного решения используется аппарат радиальных базисных функция, в рамках которого система (1)-(5) редуцируется в систему обыкновенных дифференциальных уравнений зависящих от времени коэффициентов представления переменных U , T и P модели через радиальные базисные функции.

Результаты численного решения задачи (1)-(5) представлены случаями (а)-(г) рис. 1. Распределение средней температуры $\langle T \rangle$ показывает снижение ее значений на протяжении первых 2 млрд. лет (рис. 1а). На первом этапе следует прогрев верхних слоев первичной астеносферы. Сам факт их существования обосновали А.В. Витязев и Г.В. Печерникова. Согласно работе [Витязев, 1996], существенный нагрев недр части допланетных тел, дегазация, плавление и дифференциация примитивного вещества происходили уже на стадии их формирования, т.е. первые миллионы и десятки миллионов лет. Результатом этого прогрева является сначала падение ее вязкости, затем рост и интенсификация верхнемантийной конвекции (рост Nu) (участок ОА на рис. 1г). Верхняя мантия разбивается на конвективные ячейки, по периметру которых всплывают горячие и опускаются холодные объемы ее вещества. Продолжительность этапа порядка 52 млн. лет (его окончание фиксируется точкой А).

После этапа совместного роста скорости и интенсификации конвективных течений следует этап их падения (участок АВ на рис. 1г), которое вызвано сформированным к этому моменту устойчивым распределением плотности: более горячее и облегченное вещество попадает в верхние слои, а холодное и утяжеленное – в нижние слои. В результате падения скорости течения механизм прогрева отключает конвективный режим прогрева. Продолжительность этого периода порядка 64 млн. лет (его окончание фиксируется точкой В). Анализ рис. 2б показывает расплывание областей перегретого и охлажденного верхнемантийного вещества. Поскольку на границе астеносфера-литосфера часть тепла экранируется, то в ее окрестности происходит накопление тепла. При этом вдоль самой границы по причине рассеивания части тепла происходит сни-

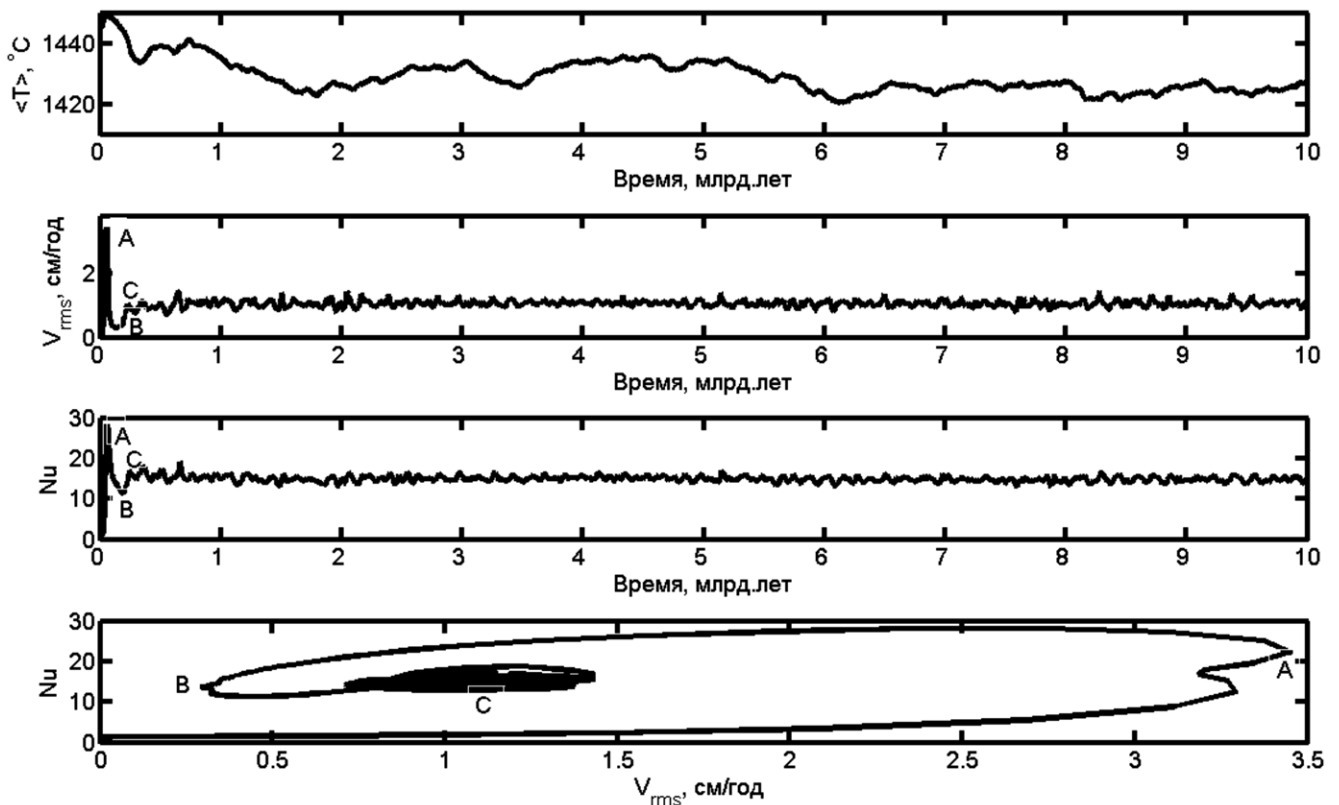


Рис. 1. Временное изменение средней температуры $\langle T \rangle$, среднеквадратичной скорости V_{rms} , числа Нуссельта Nu , совместное изменение V_{rms} и Nu .

жение его градиента. На участке BC рис. 1г вновь следует рост температуры астеносферы. Соответствующим образом растет V_{rms} и Nu , а также снова подключается конвективный режим прогрева. Продолжительность этого этапа составляет 52 млн. лет. Коэффициент корреляции между V_{rms} и Nu для всего рассматриваемого периода равен 0.468. Между тем, для первого этапа OA он равен 0.897, этапа AB — 0.807 и BC — 0.962 (рис. 1г). При этом вычисленная на основании всего набора корреляция между переменными статистически значительно отличается от таковой, которая была вычислена на основании части набора. Поэтому между этапами эволюции имеются значительные отличия. При этом резкая смена одного этапа другим показывает пульсирующий механизм верхнемантийной конвекции.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Теоретическая физика: Т. VI. Гидродинамика М.: Физматлит, 2003. 736 с.
2. Четырбоцкий А.Н. Численное моделирование распределения температуры нижней поверхности литосферы // Труды Всероссийская конференция «Дегазация Земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды; нефть и газ; углеводороды и жизнь. Москва. 18-22 октября 2010 г. С. 623-626.
3. Wen L., Anderson D. Present day plate motion constraint on mantle rheology and convection // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. N. B11. P. 24, 639-24, 653.

**Крупномасштабные деформации земной коры в Восточной Азии,
вызванные японским землетрясением 11 марта 2011 года (Mw = 9.0),
по данным GPS измерений**

**Шестаков Н.В.^{1,2}, Jeongho Baek³, Герасименко М.Д.^{1,4}, Hiroaki Takahashi⁵,
Коломиец А.Г.¹, Герасимов Г.Н.^{1,4}, Бормотов В.А.⁶, Быков В.Г.⁶,
Pilho Park³, Jaehye Cho², Терешкина А.А.⁴, Василенко Н.Ф.⁷, Прытков А.С.⁷**

¹*Институт прикладной математики ДВО РАН, 690041, г. Владивосток, ул. Радио, 7*

²*Kwangwoon University, 26 Kwangwoon-gil, Nowon-Gu (447-1, Wolgwe-dong), Seoul 139-701, Korea*

³*Korea Astronomy and Space Science Institute*

61-1, Hwaam-dong, Yuseong-gu, Daejeon, 305-348, Korea

⁴*Дальневосточный федеральный университет, 690000, г. Владивосток, ул. Октябрьская, 27*

⁵*Institute Seismology and Volcanology, Hokkaido University, Sapporo, Japan*

⁶*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина*

680000, г. Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65

⁷*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1Б*

Сильнейшее за всю историю инструментальных сейсмологических наблюдений землетрясение произошло 11 марта 2011 года в 05:46 (UTC) в Тихом океане, примерно в 70 километрах от побережья у северной оконечности японского острова Хонсю на стыке Северо-Американской и Тихоокеанской литосферных плит. Согласно последним оценкам японского метеорологического агентства [1] магнитуда сейсмического события составила Mw = 9.0. Механизм землетрясения – пологий взброс (надвиг) [2]. Землетрясение породило волну цунами, причинившую большой ущерб, особенно в заливе Сендай [2], а также вызвало значительные смещения и деформации земной коры. По данным японской национальной GPS-сети GEONET ближайшие к эпицентру районы Японии испытали ко-сейсмические смещения к востоку и юго-востоку, а также опускание. Максимальная величина горизонтальной и вертикальной подвижки составила 4.4 м и -0.75 м соответственно. Также в последующие после землетрясения дни наблюдались значительные пост-сейсмические смещения, достигавшие к 18 марта 23 см [3].

Сразу после землетрясения нами были получены данные GPS и GNSS наблюдений на пунктах Дальневосточной комплексной геодинамической GNSS сети ДВО РАН [4], нескольких постоянно действующих GPS и GNSS станций на территории г. Владивостока и Артема, а также корейской GPS сети и сети IGS. Данные в файлах спутниковых наблюдений имеют дискретность записи 1, 15 и 30 сек, что позволяет с высоким временным разрешением оценить величины ко-сейсмических смещений пунктов, а также оценить параметры поверхностных сейсмических волн, порожденных данным сейсмическим событием. Все полученные данные за период с 1 по 18 марта 2011 года были проанализированы при помощи программного пакета BERNESSE 5.0 с целью поиска ко-сейсмических деформаций земной коры в дальней от эпицентра зоне. Полученные в результате предварительной обработки спутниковых данных ко-сейсмические смещения GPS пунктов приведены рисунке. Полученные результаты показывают, что землетрясение явилось причиной значительных деформаций земной коры на обширной территории, включая Корейский полуостров, северо-восточные районы Китая, а также Приморье и юг Хабаровского края. Величины ко-сейсмических смещений в континентальной части юга Дальнего Востока России достигают максимальных значений (около 4 см) на юге Приморья и уменьшаются к северу от него. Например, станция VANB (п. Ванино) сместилась к югу на величину около 3 мм. На текущий момент по данным только одной станции YSSK (г. Южно-Сахалинск), можно сказать, что о. Сахалин практически не подвергся ко-сейсмическим деформациям, в отличие от о. Хоккайдо и о. Кунашир. Вектор смещения о. Кунашир направлен к северу, что выделяет его на фоне общего смещения всех GPS пунктов в сторону эпицентра землетрясения и требует выяснения

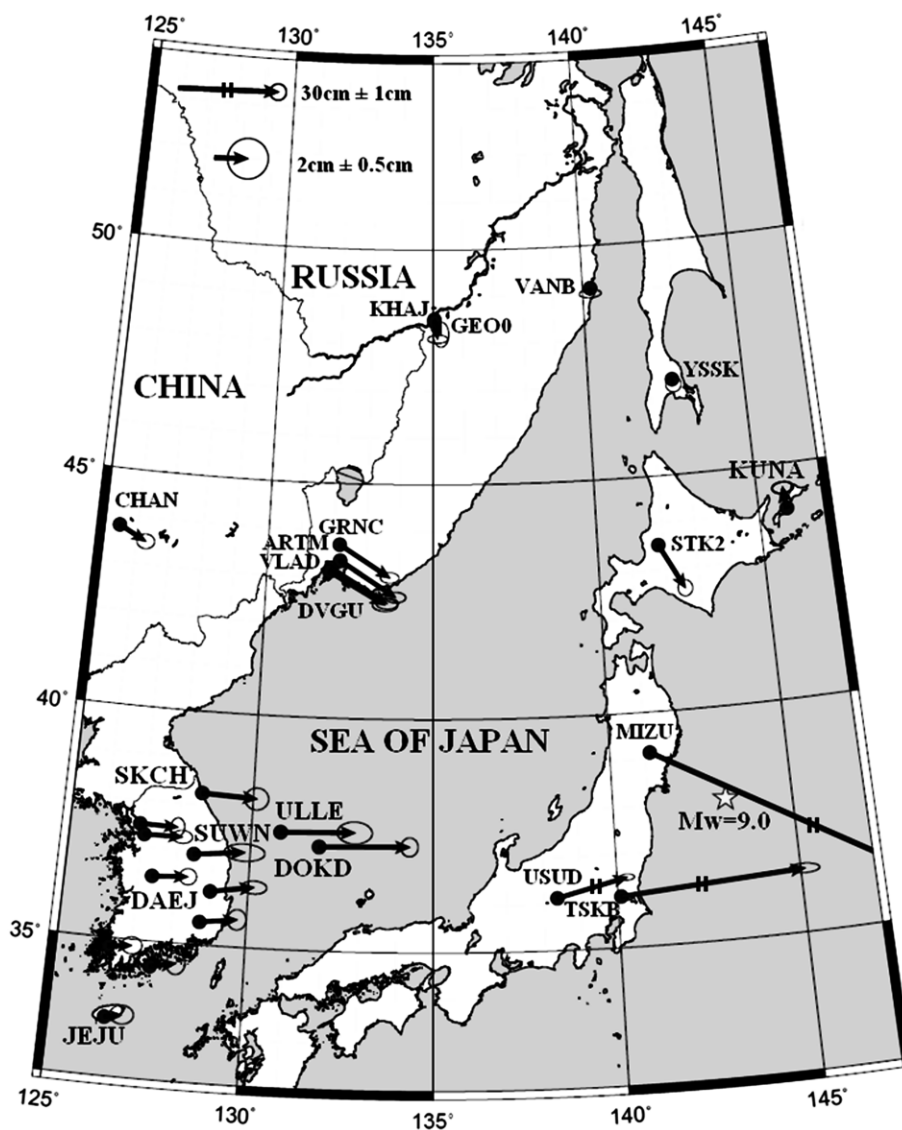


Схема горизонтальных косейсмических смещений пунктов GPS и GNSS наблюдений, вызванных землетрясением в Японии 11 марта 2011 г., $M_w = 9.0$.

физических причин такой подвижки (технические причины, наличие локальных деформаций, в том числе связанных с землетрясением, ко-сейсмические смещения регионального масштаба).

GPS станции, расположенные на территории Республики Корея, демонстрируют ко-сейсмические смещения в восточном (эпицентральной) направлении, увеличивающиеся по величине от 2-3 см в континентальной части, более удаленной от эпицентра землетрясения, до 4-5 см в островной части спутниковой сети, расположенной ближе к сейсмическому событию.

Ко-сейсмические смещения северо-восточных районов Китая и территории Северной Кореи, насколько можно судить по данным станции CHAN (Чангчун), характеризуются величинами 2-4 см и юго-восточным простираем векторов смещений.

Всеми GPS и GNSS станциями, находившимися в рабочем состоянии в момент землетрясения и непосредственно после него, были зарегистрированы поверхностные сейсмические волны, амплитуда которых на ряде пунктов превышала 15 см. В настоящее время проводится обработка и анализ всех имеющихся GPS и GNSS записей для определения характеристик длиннопериодных сейсмических колебаний и их использования для исследования свойств верхних слоев земной коры.

Полученные результаты являются предварительными и будут уточняться по мере поступления новых данных.

Работа выполнена в рамках программы ДВО РАН «Современная геодинамика, активные геоструктуры и природные опасности Дальнего Востока России», при поддержке грантов ДВО РАН 09-III-A-08-441 и 10-III-B-08-226, а также при поддержке Kwangwoon University, г. Сеул, Республика Корея.

ЛИТЕРАТУРА И ИНТЕРНЕТ-ИСТОЧНИКИ

1. Сайт японского метеорологического агентства. <http://www.jma.go.jp/jma/index.html>
2. Сайт Института исследования землетрясений Токийского университета. Страница, посвященная землетрясению 11 марта 2011 года. http://outreach.eri.u-tokyo.ac.jp/eqvolc/201103_tohoku/eng
3. Управление геопространственной информации Японии (GSI). <http://www.gsi.go.jp/ENGLISH/>.
4. Быков В.Г., Бормотов В.А., Коковкин А.А. и др. Начало формирования единой сети геодинамических наблюдений ДВО РАН // Вестник ДВО РАН, 2009. № 4. С. 83-93.